



GOBIERNO DE CHILE
MINISTERIO DE VIVIENDA Y URBANISMO
SECRETARÍA REGIONAL MINISTERIAL DE VALPARAÍSO

ESTUDIO FUNDADO DE RIESGO DE TSUNAMI COMUNA DE SAN ANTONIO



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

**FACULTAD DE ARQUITECTURA, DISEÑO Y ESTUDIOS URBANOS
DIRECCIÓN DE EXTENSIÓN DE SERVICIOS EXTERNOS –DESE
OBSERVATORIO DE CIUDADES UC**

Noviembre, 2011

ÍNDICE

1	RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES.....	4
1.1	Causas de Tsunamis.....	4
1.2	Magnitud e inundación de Tsunamis.....	6
1.3	Antecedentes Históricos: Sismos y Tsunamis en la zona central de Chile.....	7
1.4	Variables Topo-batimétricas	17
1.5	Variables Oceanográficas.....	18
1.6	Pre-Diagnóstico	22
1.6.1	Zonas Afectadas por tsunamis.....	22
1.6.2	Parámetros de Modelación de Tsunamis.....	25
2	MODELACIÓN DE TSUNAMI.....	26
2.1	Descripción de Escenarios.....	26
2.1.1	Tsunami 16 de Agosto de 1906	26
2.1.2	Tsunami 27 de Febrero de 2010	28
2.1.3	Escenarios Probables	28
2.2	Metodología de Propagación de Tsunami	31
2.2.1	Modelo Ruptura.....	31
2.2.2	Modelo Regional.....	32
2.2.3	Modelo de Inundación	33
2.2.4	Acoplamiento Modelo Regional con Modelo de Inundación.....	35
2.2.5	Dominios considerados para la Modelación	35
2.2.6	Información Topo-Batimétrica	36
2.3	Validación del Modelo Numérico con el Tsunami del 27 de Febrero 2010	41
2.3.1	Validación Modelo Regional.....	41
2.3.2	Validación Modelo Inundación.....	41
2.4	Mapas de Inundación para los Escenarios Analizados	43
2.4.1	Tsunami de 1906.....	43
2.4.2	Tsunami del 27 de Febrero de 2010	44
2.4.3	Escenario de Sismo de 8.6 Mw	49
2.4.4	Escenario de Sismo 8.8 Mw.....	59

2.5	Amenaza de Tsunami.....	68
3	MAPA DE RIESGO DE TSUNAMI	70
4	BIBLIOGRAFÍA.....	72

1 RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES

El fenómeno llamado tsunami se refiere a la propagación de una o varias olas de gran longitud, generadas por una repentina e impulsiva perturbación de la superficie del océano u otro cuerpo de agua, que se expande a gran velocidad en todas direcciones desde su origen. Esta perturbación se asocia generalmente a una deformación del fondo, que puede ser producido por fuertes sismos, o con menor frecuencia, por erupciones volcánicas submarinas, derrumbes, o explosiones (Lockdrige, 1985).

Para el caso de tsunamis generados en el océano, las ondas se caracterizan por tener grandes longitudes (100 – 200 km) pero amplitudes que habitualmente no superan los 50 a 60 centímetros en aguas profundas. Su velocidad de propagación es proporcional a la raíz cuadrada de la profundidad, alcanzando velocidades cercanas a los 800 kilómetros por hora sobre fondos de más de 4.000 metros. Al acercarse a la costa, dado que la profundidad decrece, la velocidad de propagación de un tsunami disminuye lo que produce un aumento significativo de su amplitud hasta el punto en que comienza a disipar energía como rompiente. Esto último puede resultar en daños de zonas costeras, destrucción de infraestructura y pérdidas de vidas.

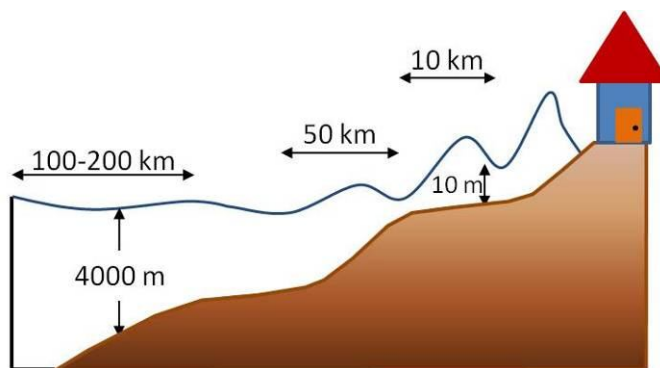


Figura 1: Propagación de un tsunami. Efecto en amplitud y longitud de Onda
Fuente: Elaboración propia con datos de ITIC¹, UNESCO.

1.1 Causas de Tsunamis

- Terremotos

La mayor cantidad de tsunamis se genera a partir de terremotos ocurridos en zonas de subsidencia entre placas tectónicas oceánicas en contacto con placas continentales. Para que un terremoto genere un tsunami, se debe producir un movimiento vertical abrupto del lecho marino, de modo que se perturbe la superficie del océano. Para esto, el sismo debe: i) tener un epicentro en el océano a una profundidad menor a 60 kilómetros o generar una zona de ruptura que se propague bajo el lecho marino, ii) generar un desplazamiento vertical de la columna de agua, iii) liberar suficiente energía en un lapso de tiempo relativamente corto. Actualmente, se considera el Momento Sísmico (M_0), el cual es proporcional al área de ruptura y la dislocación vertical de la falla, como el parámetro que mejor estima la generación de tsunamis, el cual debe ser mayor que 1.022 N m (SHOA, N.D.a). En la Figura 2, se presenta un esquema

¹ International Tsunami Information Centre, UNESCO.

de la generación de un tsunami producto de un desplazamiento del lecho marino provocado por un sismo.

Un tsunami de este tipo se denomina tectónico, y dentro de ellos, los que se originan en zonas de subducción de placas, son los más comunes, como el tsunami provocado por el terremoto de Valdivia en 1960 y el último, provocado por el terremoto del 27 de Febrero de 2010, en la zona centro-sur de Chile.

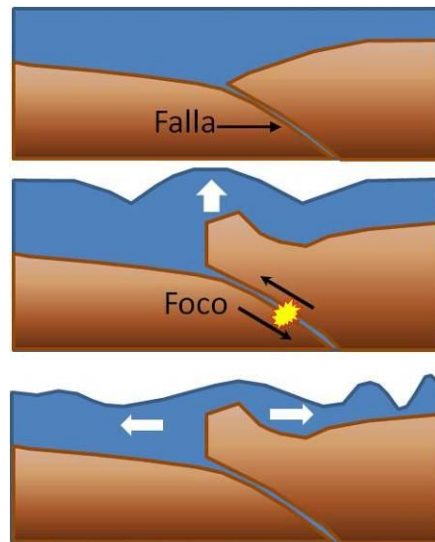


Figura 2: Esquema de deformación fondo marino y generación de un tsunami por sismo

Fuente: Elaboración propia con datos de ITIC, UNESCO

- Erupciones volcánicas

Aunque es poco frecuente, las erupciones volcánicas violentas también pueden generar perturbaciones capaces de desplazar un gran volumen de agua y generar tsunamis extremadamente destructivos, principalmente en zonas próximas a la erupción. En este caso, las ondas son generadas por el desplazamiento repentino del agua a causa de la explosión volcánica o de un deslizamiento en una ladera del terreno.

Uno de los tsunamis más destructivos y conocidos en la historia es el que se produjo el 26 de agosto de 1883 tras la explosión y colapso de la cámara magmática del volcán Krakatoa, en Indonesia. El tsunami, siendo de origen volcánico fue solamente destructivo localmente en Indonesia, pero se registraron pequeñas variaciones del nivel del mar en Sudáfrica, Sri Lanka, Japón, Australia, Estados Unidos (Hawái, California y Alaska), y en la costa del Pacífico en Sudamérica (Choi et al, 2003).

- Deslizamientos o derrumbes:

Otra causa no tectónica de generación de tsunamis son los deslizamientos de tierra submarinos o en laderas emergidas en las cercanías de cuerpos de agua. Este tipo de tsunami suele disiparse rápidamente, sin alcanzar a provocar daños en grandes márgenes continentales. Otra posibilidad es el desprendimiento natural de bloques de tierra, o de hielo, tanto en superficie como bajo ella.

Un ejemplo de tsunami provocado por este mecanismo es el ocurrido en abril de 2007 en la zona de Punta Cola, cercano a Puerto Chacabuco, Aysén, Chile. En esta oportunidad un importante deslizamiento de tierra provocó olas de hasta 6 m de altura, las que se propagaron dentro de los fiordos de la zona (Sepúlveda & Serey, 2009).

1.2 Magnitud e inundación de Tsunamis

La magnitud de un tsunami se basa en la escala de grados definida por Imamura (1949) e Iida (1963), la cual se muestra en la Tabla 1 (Lagos, 2000).

Grado Tsunami <i>m</i>	Altura de la ola [m]	Cota máxima de inundación (<i>runup</i>) [m]	Descripción de los daños
0	1 - 2	1 - 5	No produce daños.
1	2 - 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 - 10	4 - 6	Humanos, barcos y casas son barridos.
3	10 - 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Tabla 1: Escala de grados de Tsunami según Imamura (1949) e Iida (1963), adaptada por Lagos (2000)

Los efectos del tsunami se cuantifican a partir de la altura de ola, la cota de inundación máxima o *runup*, y la distancia máxima horizontal desde la línea de costa que alcanza el mar. En la siguiente figura se define cada una de estas magnitudes (UNESCO-IOC, 2006). El Datum respecto del cual se miden estos parámetros generalmente se define como el nivel medio del mar al momento de llegada de las olas.

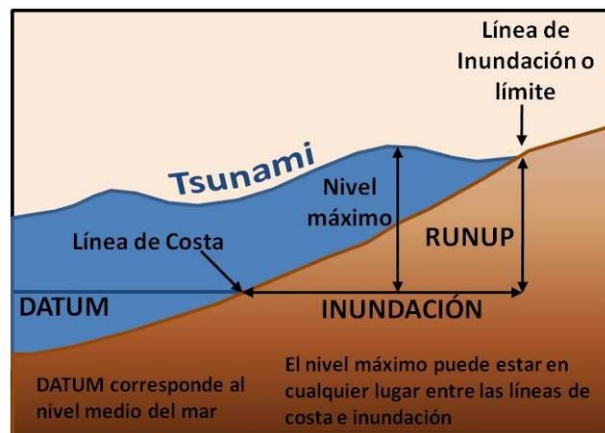


Figura 3: Definición de Inundación y Runup.
Fuente: Elaboración propia con datos de ITIC, UNESCO

1.3 Antecedentes Históricos: Sismos y Tsunamis en la zona central de Chile

Para efectos de este estudio se requiere conocer los eventos históricos acaecidos en la zona de estudio, para luego definir los escenarios que permitan generar información relevante para llevar a cabo un modelo numérico de la propagación de un potencial tsunami destructivo. A continuación se presentan los eventos ocurridos en la zona central de Chile que han afectado a la comuna de San Antonio, indicando sus características, y sus efectos en caso de que exista registro.

Históricamente se conoce la ocurrencia de siete terremotos que generaron ondas de tsunami en la zona central de Chile. Estos son los registrados el 13 de Mayo de 1647, 8 de Julio de 1730, 19 Noviembre de 1822, 16 de Agosto de 1906, 10 de Noviembre de 1922 (ocurrido en la zona norte, pero afectando a toda la costa), 3 de Marzo de 1985 y el último, 27 de Febrero de 2010 (Kausel, 1986; Lagos, 2000). En la Figura 4, se muestra un diagrama espacio-temporal de los grandes terremotos ocurridos en la zona central de Chile en la cual se indica la zona de ruptura y la magnitud para cada terremoto, además se ha agregado el terremoto de febrero de 2010. En la figura se han resaltado con color naranja los terremotos tsunamigénicos que han afectado la costa de Chile central.

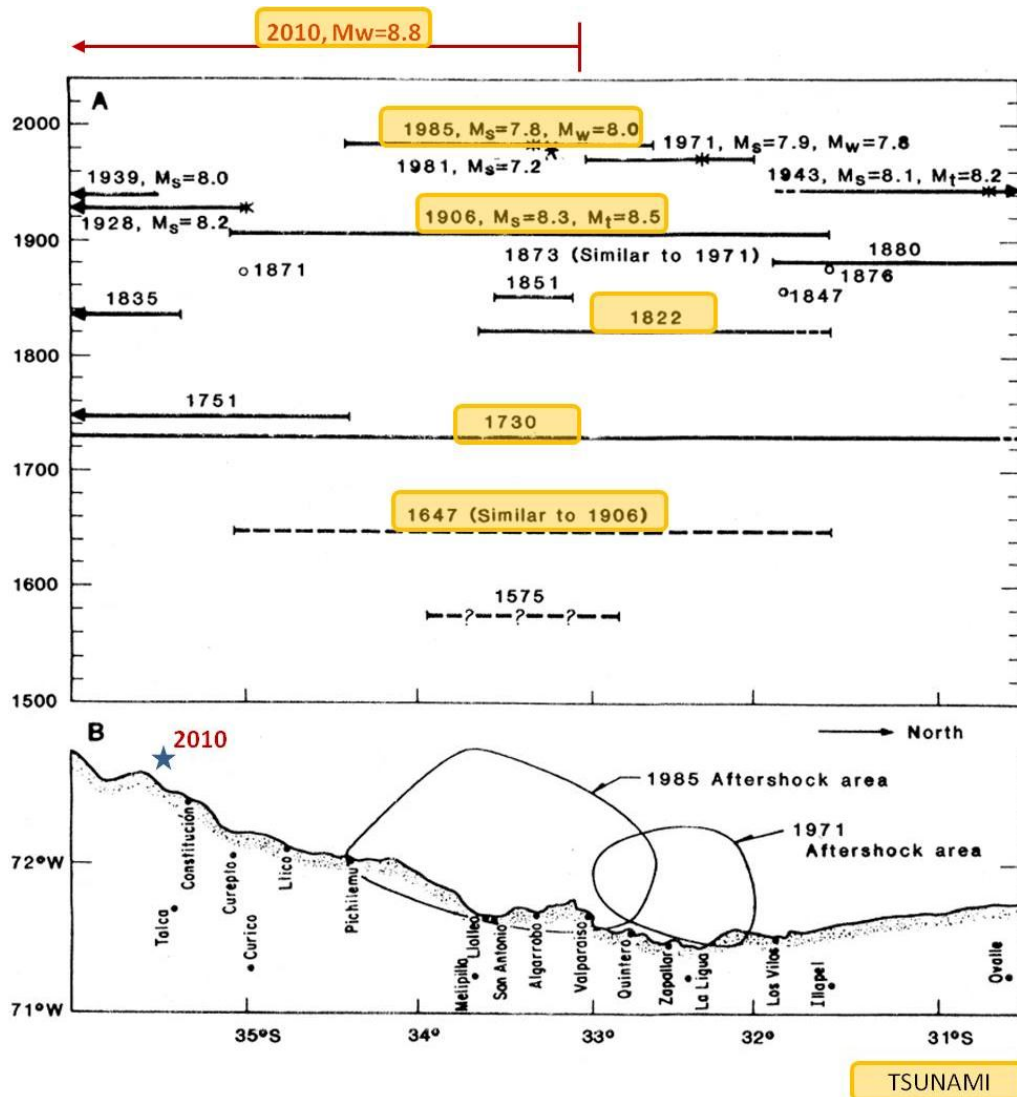


Figura 4: Diagrama espacio-temporal terremotos ocurridos en Chile central.
Fuente: Comte et al. (1986)

- Terremoto 13 de Mayo de 1647:

El terremoto de 1647, con epicentro cercano a Valparaíso, afectó a las zonas entre el Río Choapa y el Río Maule. La duración fue de aproximadamente de 7 minutos y su magnitud se estima en 8,5 en escala de Richter (SHOA, N.D.b), y se posiciona como uno de los cinco terremotos más fuertes que han afectado a la zona central. Debido al remezón, murieron aproximadamente 1.000 personas (Oidores de la Real Audiencia, N.D.).

En cuanto a los efectos marinos, se recopilan declaraciones de pescadores, describiendo “tanta extraordinaria violencia en las olas de mar que se subían sobre las más altas sierras que las cercan” (Oidores de la Real Audiencia, N.D.), como lo señala el párrafo de la Figura 5.

De acuerdo con información del SHOA, el largo estimado de la ruptura fue de 360 kilómetros y no hay registros de variaciones del nivel del mar. No es posible estimar el grado de este tsunami.

Y por todos los puertos de esta costa advertieron los pescadores tanta inquietud y tanta extraordinaria violencia en las olas del mar que se subían sobre las cumbres mas altas de las cierras que las cercan. En toda la tierra de guerra de los indios rebeldes afirman no haver oydo mayor ruydo jamas y como sus viviendas son pajisas y de tablas (que aca llaman comunmente ranchos) no tubo en que imprimir la fuerza del temblor efectos tan horribles como experimentamos nosotros.

Figura 5: Extracto de la Carta a los Oidores de la Real Audiencia por el terremoto de 1647

- Terremoto 8 de Julio de 1730:

Terremoto ocurrido al norte de Valparaíso, de magnitud 8,7 en la escala de Richter, el cual probablemente es el mayor registrado en esta región (Kausel, 1986). El terremoto provocó una ruptura mucho mayor que otros terremotos ocurridos en esta zona, estimada en 600 km (SHOA, N.D.b), causando estragos entre Santiago y La Serena. Luego, se generó un tsunami que afectó alrededor de 1.000 kilómetros de costa, entre La Serena y Valdivia (SHOA, N.D.b). Por primera vez en su historia, Valparaíso fue severamente dañado, en particular la parte baja del sector El Almendral, el cual quedó completamente inundado por las olas, llegando éstas hasta el altar mayor de la Iglesia La Merced (Kausel, 1986). En Concepción, se estima una variación máxima del nivel del mar de 16 m (SHOA, N.D.b), destruyéndose 2/3 de la ciudad (Quezada, N.D.). Este tsunami fue de intensidad 4 en la escala de Imamura (1949) según Lagos (2000).

- Terremoto 19 de noviembre de 1822:

En noviembre de 1822, la zona de Valparaíso, volvió a ser afectada por un gran terremoto, cuya magnitud se estima en 8,5 en la escala de Richter (Lomnitz, 1970). El terremoto duró aproximadamente 3 minutos y fue acompañado por un tsunami moderado que generó olas de aproximadamente 4 metros de altura (Kausel, 1986; Siglos Curiosos, 2011), registrándose al menos 3 olas de tsunami (SHOA, N.D.b).

Producto del terremoto, se produjeron daños en toda la quinta región y en Santiago. El tsunami causó daños menores en Valparaíso, arrojando algunas embarcaciones menores a las puertas de la Aduana, localizada 3,5 m sobre el nivel de las altas mareas (SHOA, N.D.b). Sin embargo el Puerto de Quintero quedó completamente destruido. Según Lagos (2000), este tsunami fue de intensidad 2 en la escala de Imamura (1949). La escritora e ilustradora María Graham, que en esa época visitaba Chile informa de solevantamientos de la costa de 0,9 m en Valparaíso y de 1,2 m en Quintero (Kausel, 1986).

- Terremoto 16 de Agosto de 1906:

Terremoto ocurrido frente a la costa de Valparaíso, cuya magnitud se estima en 8,4 en escala de Richter (NGDC, 2000). Se registraron daños entre Papudo y la desembocadura del Río Rapel con intensidades de

hasta IX en la escala de Mercalli. En Valparaíso los daños fueron considerables, especialmente en el sector El Almendral.

Asociado a este terremoto, se reportó un tsunami de pequeña intensidad, con una altura de ola de aproximadamente 1 metro. No se registraron daños en el puerto de Valparaíso (Kausel, 1986). Sin embargo, hubo variaciones del nivel del mar en Hawaii, Japón e islas Marquesas, donde produjo daños a una iglesia (SHOA, N.D.b).

De acuerdo con Brito (2009), en San Antonio hubo desplazamientos de laderas de cerro quedando sepultada una iglesia, además de muertes y damnificados. El relato del periódico Los Tiempos de San Antonio, del 1 de septiembre de 1906 (20 días después del terremoto), describe lo siguiente: “Destruído y revuelto casi en su totalidad el material y útiles de nuestra imprenta, por los tremendos sacudones del 16 del recién pasado mes de agosto, por lo que sale hoy y nos es dada continuar, siquiera a medias, nuestra interrumpida tarea”. (Brito, 2009). De acuerdo con Lagos (2000), este tsunami fue de intensidad 0 en la escala de Imamura (1949).

En cuanto a las variaciones en la topografía, se registran sollevamientos de 0,4 metros en Pichilemu y Llico, y de 0,8 metros en Quintero y Zapallar. En Valparaíso el sollevamiento fue de 0,6 metros.

- Terremoto 10 de Noviembre de 1922:

Este terremoto, con epicentro en la zona norte de Chile, cerca de Vallenar en la región de Atacama, tuvo una magnitud estimada de 8,5 en escala de Richter (ONEMI, 2010). El sismo afectó la zona entre Antofagasta y Santiago, y desde las islas San Félix y San Ambrosio, hasta Argentina, registrándose 880 persona fallecidas (ONEMI, 2010).

A pesar de que el epicentro se encuentra en tierra, se generó un tsunami que arribó inmediatamente después del sismo a la costa entre Huasco y Caldera (SHOA, N.D.b), aumentando gradualmente el nivel del mar en esa zona con período de olas de 15 a 20 minutos (SHOA, N.D.b). En Caldera se registraron alturas de hasta 7 metros sobre el nivel de marea alta, y en Chañaral, de hasta 9 metros. El tsunami también arribó a Coquimbo, donde se alcanzó una ola con altura de 7 metros sobre el nivel medio del mar. El tsunami fue registrado en toda la cuenca del Pacífico (SHOA, N.D.b). De acuerdo a Lagos (2000), este tsunami fue de intensidad 3.

- Terremoto del 3 de Marzo de 1985:

El terremoto del 3 de marzo de 1985 corresponde al último sismo de gran magnitud con epicentro frente a las costas de la V región entre Algarrobo y Valparaíso (33,24° S; 71,85° W). Sin embargo, su magnitud fue menor que los eventos anteriores (7,8 en escala de Richter). El sismo fue acompañado de un pequeño tsunami registrado por el Mareógrafo de Valparaíso. Este registro midió un aumento del nivel del mar de 0,2 metros y una amplitud máxima de 1,15 metros (Kausel, 1986). Se registró también una amplitud máxima de 0,55 metros en Coquimbo, 1,82 metros en Talcahuano, 0,5 metros en Arica, y Caldera, mientras que en Antofagasta e Iquique la amplitud observada fue menor a 0,3 metros (Kausel, 1986). Por entrevistas a testigos, se estima que alcanzó 2 metros en Quintay, 1,5 metros en Algarrobo, 2

a 3 metros en Cartagena, y 3 a 4 metros en San Antonio (Kausel, 1986). A demás se registraron pequeñas variaciones del nivel del mar en Ecuador, Hawaii, Japón y Alaska (Kausel, 1986).

De acuerdo con el Plan Regulador Comunal (PRC) de San Antonio (IMSA, 2006), las deformaciones del fondo marino produjeron en San Antonio un pequeño tsunami con un aumento inicial de 0,2 metros alcanzando en la costa alturas de ola de 3 a 4 metros. La cota de inundación observada no superó la curva de nivel topográfico de 10 metros en toda el área del Puerto de San Antonio, alcanzando niveles máximos en el sector de la playa de Lollole con 6 a 7 metros sobre el nivel medio del mar (IMSA, 2006). De acuerdo con los antecedentes, este tsunami fue de intensidad 1 en la escala de Imamura (1949).

Los sollevamientos de la costa fueron apreciables en la zona de estudio. En Algarrobo se comprobó un sollevamiento de 0,3 metros, en Rapel los pescadores estimaron el sollevamiento de 20 a 30 centímetros. Se observan también recuperaciones de las deformaciones en ciertas zonas semanas después, y otras que subsisten como en Algarrobo y San Antonio (Kausel, 1986).



Figura 6: Destrucción del Puerto de San Antonio en 1985
Fuente: <http://www.angelfire.com/nt/terremotosdeChile2/>

- Terremoto 27 de Febrero de 2010:

El 27 de Febrero de 2010, un terremoto de magnitud 8,8 en la escala de Richter ocurrió en la zona centro-sur de Chile en el mar frente a la costa de la localidad de Cobquecura. Su epicentro se localizó en las coordenadas 35,9°S 72,72°W a una profundidad aproximada de 35 kilómetros (USGS, 2010). La zona de ruptura fue de 550 kilómetros de largo por más de 100 kilómetros de ancho, según la proyección del modelo de falla basado en la inversión de ondas sísmicas (USGS, 2010), la cual abarca desde el sur de Concepción hasta poco más al norte de San Antonio, como se observa en la Figura 7. Los efectos del terremoto se observaron desde Valparaíso hasta Temuco (V a IX regiones). Además, producto de la ruptura causada por el terremoto, se generó un tsunami destructivo que afectó una porción significativa de la costa chilena, desde la V a la VIII región.

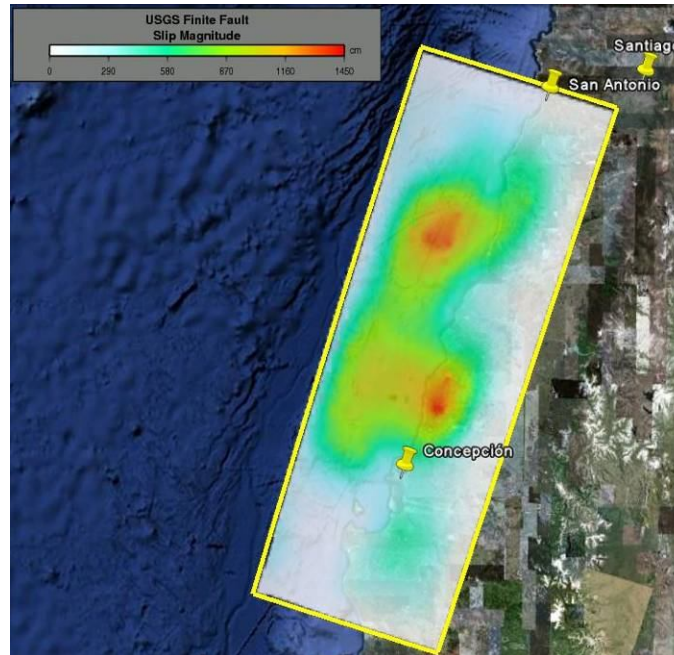


Figura 7: Imagen de Google Earth y plano de falla estimado por Hayes.
Fuente: USGS, 2010.

Al menos 524 personas fallecieron producto del terremoto y tsunami (Ministerio del Interior, 2011a) y cerca de 12.000 personas resultaron lesionadas. El terremoto dañó 5 ciudades con más de 100.000 habitantes, 45 ciudades de más de 5.000 habitantes, 900 pueblos y comunidades rurales y costeras, resultando más de 200.000 casas destruidas o seriamente dañadas (Ministerio del Interior, 2011b). Además, más de 4.000 colegios y 40 hospitales resultaron severamente dañados, quedando 17 de estos últimos inutilizables (Ministerio del Interior, 2011b). La infraestructura pública también sufrió daños, especialmente kilómetros de carreteras que resultaron dañados o destruidos entre Valparaíso y Temuco (GEER, 2010). Hubo cortes de energía, agua y telecomunicaciones, además del cierre de los aeropuertos de Santiago y Concepción.

En cuanto a los fenómenos de subsidencia y solevantamiento, se observó un patrón variable a lo largo de la zona de ruptura (GEER, 2010). Al sur de la zona de ruptura, como por ejemplo en la Isla Santa María y en Lebu, se apreció un solevantamiento de aproximadamente 2 metros. En la zona central de la zona de ruptura, se observó subsidencia costera entre Constitución y Bucalemu. La costa entre Pichilemu y Valparaíso, experimentó levantamientos y subsidencias despreciables (GEER, 2010). En Farías et al (2010), se presentan valores de desplazamientos verticales ocurridos por el terremoto los cuales varían entre 1 y 2,5 metros, evidentes a lo largo de aproximadamente 500 kilómetros de costa, identificando el mayor solevantamiento en la península de Arauco (2,5 metros).

Es importante destacar que las áreas que sufrieron subsidencia fueron expuestas a mayores cotas de inundación (*runup*) y erosión, sufriendo mayores daños, mientras que las áreas que sufrieron solevantamientos significativos, experimentaron daños relativamente menores. En algunos casos, como

Arauco y Pichilemu, las dunas fueron protección suficiente frente a las olas de tsunami. En otros, como Concepción y Dichato, el daño se debió tanto al terremoto como al posterior tsunami (GEER, 2010).



Figura 8: Evidencia de solevantamiento en rocas habitadas por organismos intermareales ahora secos en Lebu, VIII región. Fuente: GEER, 2010.



Figura 9: Inundación por tsunami en Dichato. Fuente: Fotografía tomada por O. Rojas, FF.AA.

De acuerdo con datos del NGDC² obtenidos en una expedición posterior al tsunami, en Talcahuano se observó una *runup* máximo de 8 metros a 159 metros de la línea de costa, y alturas de ola de 4 a 6 metros, mientras que en Dichato, se observó un *runup* máximo de 10,5 metros a 857 metros de la línea de costa, y alturas de ola de hasta 9 metros. En Constitución, se observó un *runup* máximo de 29 metros a 117,7 metros de la línea de costa, y alturas de ola de entre 2,5 y 11 metros, en Pichilemu, 6,2 m de máximo *runup* y alturas de 5 metros. En San Antonio y Valparaíso se registraron alturas de agua entre 0,75 y 2,5 m (GEER, 2010). La inundación producida se extendió casi 1 kilómetro tierra adentro en algunas áreas y también se propagó mucho más aguas arriba en desembocaduras de ríos, como en Maule, Mataquito y el Maipo. El tsunami se propagó a través del océano Pacífico, y golpeó a la Isla Robinson Crusoe, ubicada en el Archipiélago Juan Fernández, a aproximadamente 600 km de la costa de Chile, donde se registraron alturas de agua de hasta 16 metros (NGDC, 2010). Una completa lista de

² National Geophysical Data Center, from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Estados Unidos.

mediciones de cota de inundación y alturas de ola registradas en visitas a terreno posteriores al tsunami en las zonas afectadas se presenta en Fritz et al. (2011), la siguiente figura ilustra las mediciones obtenidas a lo largo de la zona estudiada.

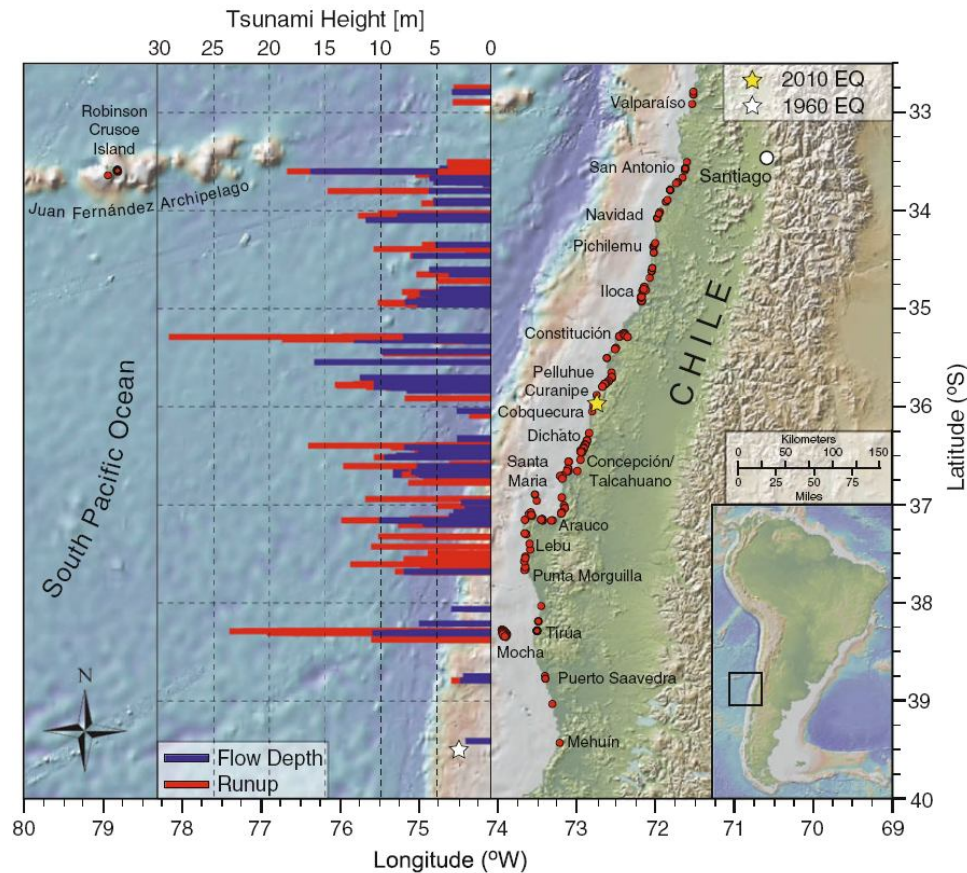


Figura 10: Alturas de ola y cotas de inundación medidas a lo largo de 800 kilómetros de costas por el equipo de Fritz et al. (2011). Fuente: Fritz et al. (2011)

- Efectos del tsunami en San Antonio:

La inundación alcanzada por este tsunami en la zona de interés de este estudio puede ser estimada en base a antecedentes bibliográficos recopilados. Producto del tsunami fallecieron 5 personas (IMSA, 2010), se observaron daños menores en la zona del Puerto de San Antonio, y daños significativos en la zona baja de Lolleo y en la desembocadura del río Maipo.

El área afectada en San Antonio abarca principalmente el sector ubicado en la playa de Lolleo conocido como "Ojos de Mar de Lolleo". En este lugar existen dos lagunas formadas por antiguos meandros en la desembocadura del Río Maipo (Lagunas norte y sur), separadas por un camino construido en 1940. Entre estas lagunas y la playa existían dos poblaciones de aproximadamente 220 cabañas en cada sector, ubicadas a no más de 50 m de la línea de más alta marea (IMSA, 2010).

La población ubicada en la ribera de la laguna norte fue protegida por el terraplén del camino de acceso al puerto construido en la década de 1990 entre la laguna y la playa sobre un relleno de escombros, rocas y arena de aproximadamente 20 m de ancho y aproximadamente 4 metros de altura (ver Figura 11). Sin embargo, la población ubicada en la ribera de la laguna sur resultó totalmente destruida por el tsunami, debido a que sólo estaba protegida por un pequeño cordón de dunas de menor altura que el terraplén de la parte norte (IMSA, 2010; SERNAGEOMIN, 2010).

El agua penetró también por Av. La Playa, la cual conecta el sector con la parte centro de Llole, aproximadamente hasta 450 m desde la línea de máxima marea (Winckler & Contreras, 2010; Lazcano et al., 2010, Fritz et al., 2011). Por otra parte, el estudio presentado en Fritz et al. (2011), presenta mediciones de terreno realizadas en marzo de 2010, las cuales indican runups de entre 2 y 4 metros en la zona de estudio, consistentes con los 3 metros de cota de inundación reportados por Winckler & Contreras (2010). En cuanto a tiempos de arribo, los antecedentes indican que la primera ola de importancia arribó aproximadamente una hora después de ocurrido el sismo, pero que los mayores daños fueron provocados por las olas siguientes (IMSA, 2010; Winckler & Contreras, 2010). En las imágenes de la Figura 11 y Figura 12, se muestran los daños ocurridos en el sector Ojos de Mar y también como se encuentra en la actualidad este sector.

En la zona de la desembocadura del río Maipo, pescadores del lugar indican que al menos tres olas de tsunami ingresaron por el río, alcanzando el sector del puente Lo Gallardo (2,2 kilómetros aguas arriba de la desembocadura), la primera de 2 metros de altura arribó aproximadamente a las 04:20 horas del 27 de febrero, una segunda de entre 1 y 1,5 metros fue reportada a las 06:20 horas y una de menor amplitud cerca del mediodía.

Se observó que la primera ola arrasó con la barra de arena formada en la desembocadura del río Maipo, y continuó dañando las viviendas del sector de Tejas Verdes (IMSA, 2010). En el sector Caleta Boca del río Maipo, el muelle flotante fue arrastrado unos 50 metros junto a algunos botes socavando las ramplas del sector.

En el puerto, debido a la rápida salida de los buques atracados para escapar del tsunami, se perdió una de las grúas de Puerto Panul, en tanto las 15 embarcaciones regresaron al puerto luego del tsunami sin mayores contratiempos (El Líder, 28 Febrero 2010).

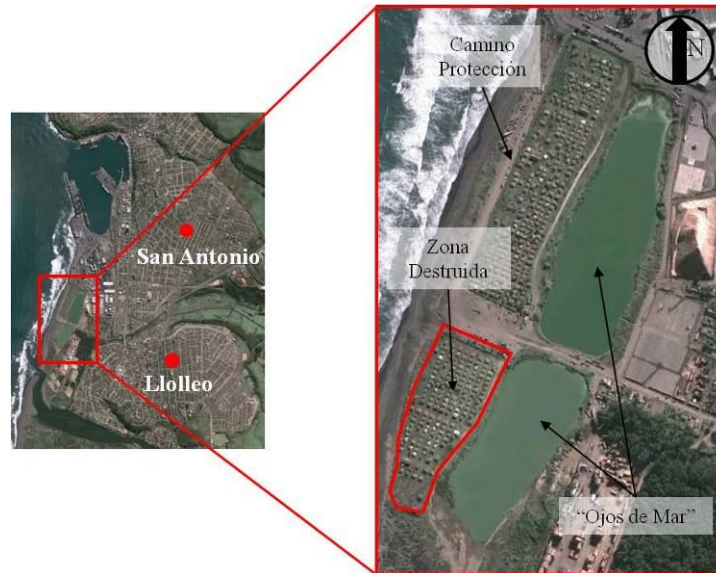


Figura 11: Sector Lagunas de Lolleo, afectado por el Tsunami 2010.
Fuente: Imagen de Google Earth anterior al 27 de Febrero de 2010

El sector inundado por el tsunami se encuentra bajo el nivel del mar. De acuerdo con observaciones de los pobladores, la altura de la primera ola fue de entre 2,5 y 3 metros, la que ingresó desde el suroeste por una depresión de la barra de dunas (SERNAGEOMIN, 2010). Observaciones posteriores indican que el agua penetró unos 500 metros hasta la Av. La Playa, destruyendo totalmente la mayoría de las viviendas y arrastrándolas junto a vehículos y enceres. La ola siguió avanzando hacia el sector norte siendo detenida en parte por el camino construido por el puerto, inundando levemente el área (IMSA, 2010). En las siguientes imágenes, se muestran los daños ocurridos en el sector Ojos de Mar y también como se encuentra en la actualidad este sector.



Figura 12: Daños Tsunami 27 Febrero 2010 en Laguna de Lolleo Sur (Izquierda)
Estado al 31 de Enero 2011 (Derecha).

En la zona de la desembocadura del río Maipo, pescadores del lugar indican que al menos tres olas de tsunami ingresaron por el río, alcanzando el sector del puente Lo Gallardo (2,2 kilómetros aguas arriba de la desembocadura), la primera de 2 metros de altura arribó aproximadamente a las 04:20 horas del

27 de febrero, una segunda de entre 1 y 1,5 metros fue reportada a las 06:20 horas y una de menor amplitud cerca del mediodía.

Se observó que la primera ola arrasó con la barra de arena formada en la desembocadura del río Maipo, y continuó dañando las viviendas del sector de Tejas Verdes (IMSA, 2010). En el sector Caleta Boca del río Maipo, el muelle flotante fue arrastrado unos 50 metros junto a algunos botes socavando las ramplas del sector.

1.4 Variables Topo-batimétricas

La propagación regional de tsunamis desde la zona de ruptura hasta la costa requiere de datos batimétricos de una resolución mínima de 1minx1min (1.85 km x 1.85 km). Esta información será obtenida desde diferentes fuentes, como por ejemplo de los sitios web de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, <http://www.gebco.net>) y de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>). Un ejemplo de esta información se muestra en la Figura 13.

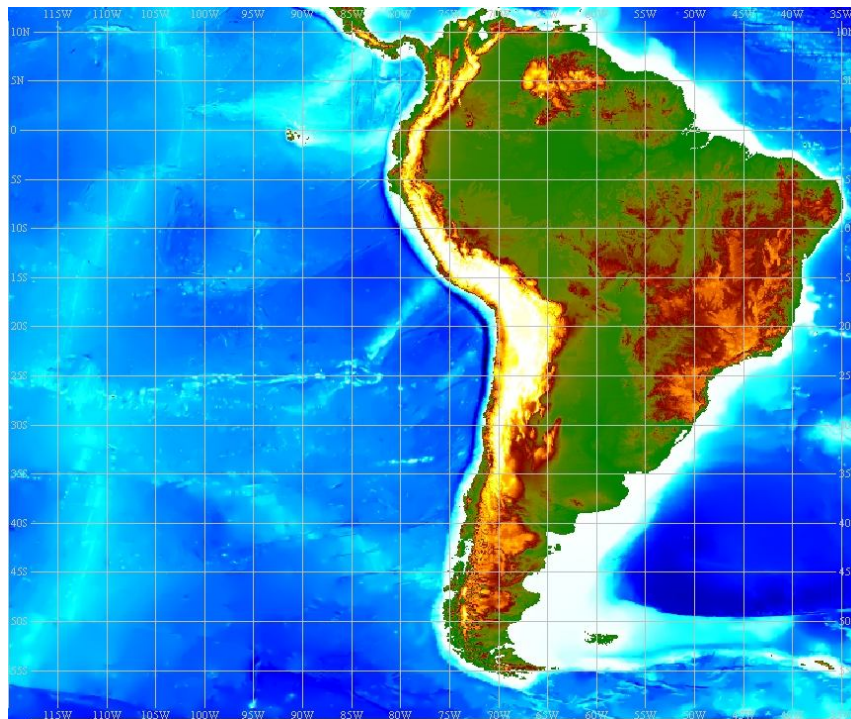


Figura 13: Muestra de la batimetría y topografía obtenida de GEBCO.

Adicionalmente se ha recopilado información batimétrica del fondo marino desde las cartas náuticas del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), así como información proporcionada por el mandante, además de mediciones en terreno realizadas por el consultor. La Figura 14 muestra la carta náutica del SHOA N° 5114, de la aproximación al Puerto de San Antonio. En la sección 2.2.5 de este informe se presenta el detalle de la información batimétrica considerada.

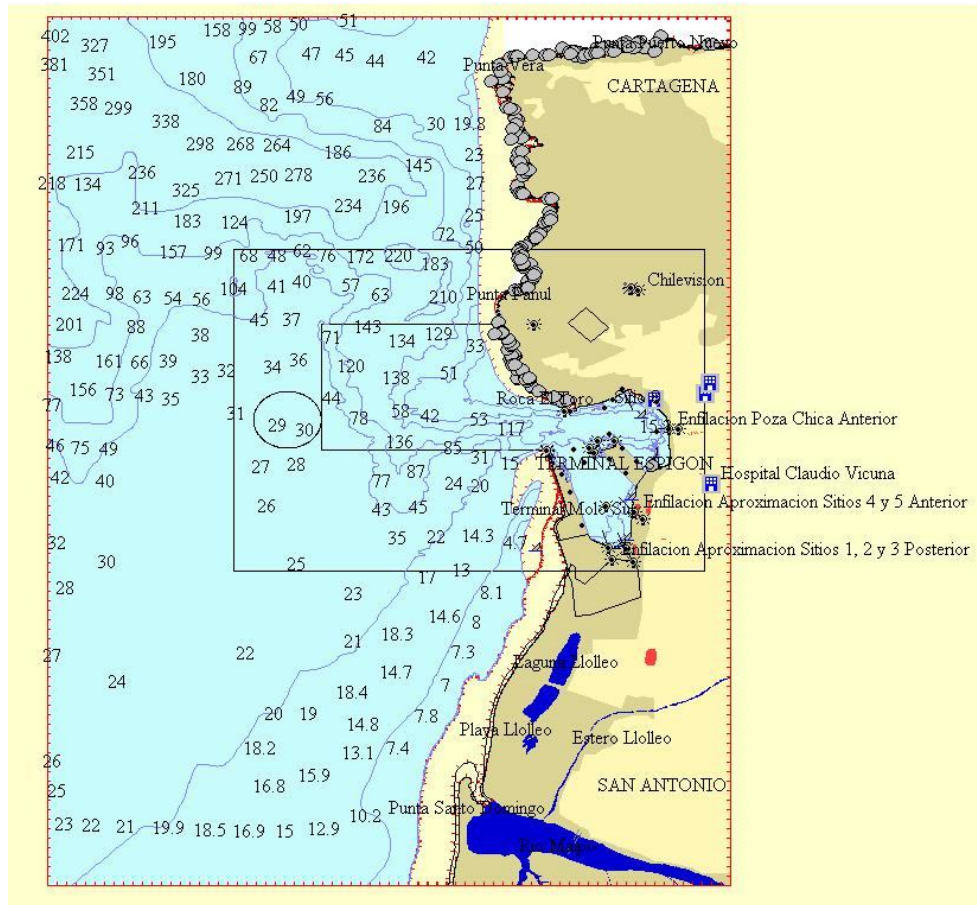


Figura 14: Muestra carta náutica número 5114 SHOA.

Fuente: SHOA.

1.5 Variables Oceanográficas

La estimación de mapas de peligro de tsunami requiere como punto de partida el conocer las variaciones normales del nivel del mar en el sitio de estudio. Para ello, es necesario contar con información acerca del rango de marea, la que debe considerar fluctuaciones debidas a marea astronómica y meteorológica.

- Oleaje:

De acuerdo con la bibliografía, el régimen de olas en San Antonio está conformado por dos tipos de olas: de origen lejano (swell) y olas locales generadas por el viento local.

El oleaje reinante en San Antonio tiene una dirección Sur Oeste, debido al swell, de tipo permanente, que proviene de zonas lejanas del Pacífico Sur.

En invierno, centros de bajas presiones avanzan desde el sur hasta latitudes cercanas a San Antonio generando vientos de gran intensidad, los cuales establecen el oleaje dominante. En estos temporales, la dirección general del oleaje es Noroeste (NW) o Nor-noroeste (NNW) (EPSA, 1998).

- Mareas:

Los antecedentes bibliográficos e históricos indican que la marea en San Antonio presenta un régimen de marea astronómica mixto semi diurno, es decir con ocurrencia de dos pleamares y dos bajamares durante el día. De acuerdo con el SHOA, el nivel de reducción de sondas (NRS) en San Antonio es de 0,81 metros bajo el nivel medio del mar (NMM), y la marea astronómica tiene una amplitud media de 0,9 m y un rango de sicigias de 1,71 metros.

Con la finalidad de conocer los principales parámetros de la marea en San Antonio, se ha obtenido información relativa a las variaciones de marea del modelo global de inversión de mareas TPXO6.2³. Este modelo entrega información acerca de los componentes armónicos de la marea en una coordenada específica, las cuales sirven para generar una marea sintética, o predicción de la serie de tiempo del nivel del mar, durante un periodo de tiempo específico.

TPXO6.2 es un modelo de alta resolución desarrollado por la Universidad Estatal de Oregon. El modelo asimila información de altimetría de los satélites TOPEX/Poseidon y TOPEX Tandem, e información de mareógrafos disponibles a nivel mundial. La información es entregada tanto en series de tiempo de elevación de la superficie del mar (referidas al Nivel Medio del Mar), como para las componentes armónicas de marea considerando ocho componentes primarias (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1), dos de periodo largo (Mf, Mm) y tres no lineales (M4, MS4, MN4), utilizando una grilla global de resolución 1/4°x1/4°. TPXO6.2 es uno de los modelos globales de mareas más precisos, especialmente para altas latitudes, debido a la asimilación de información de mareógrafos y a que utiliza información batimétrica reciente de la Antártica y de Groenlandia. La metodología utilizada por el modelo se detalla en Egbert y Erofeeva (2002).

Para extraer la información proporcionada por el modelo y visualizar los resultados, se utiliza la interfaz gráfica "TMD" (Tide Model Driver). La interfaz permite obtener los coeficientes asociados a las componentes armónicas de marea en locaciones identificadas por sus coordenadas de latitud y longitud. El modelo también permite realizar predicciones de altura de mareas y de corrientes mareales.

Para el análisis de los rangos de marea en este estudio, se consideraran los componentes armónicos disponibles en la Tabla 2.

³ http://www.esr.org/polar_tide_models/Model_TPXO62.html

Nombre	Periodo [hr]
M2	12.4206
S2	12.0000
N2	12.6584
K2	11.9673
K1	23.9344
O1	25.8194
P1	24.0659
Q1	26.8684
Mf	327.85
MM	661.31

Tabla 2: Componentes armónicos de marea.

Se obtuvieron las características de los componentes armónicos en las coordenadas 33.59°S; 71.63°W, punto localizado frente al Puerto de San Antonio. A partir de éstas, se generó una serie de mareas sintética de 31 días a intervalos de 10 minutos. Las correspondientes amplitudes y fases de las componentes armónicas se presentan en la Tabla 3. La serie armónica generada se muestra en la Figura 15, en la cual el NMM corresponde al nivel histórico definido por el SHOA (0.81 m).

En la Figura 15, se aprecia la existencia de dos mareas altas y dos mareas bajas diariamente, lo que implica la existencia de componentes semi diurnas, de aproximadamente 12 horas de periodo. Se observa también una diferencia entre la altura alcanzada por las pleas y bajas de la mañana y las de la tarde, indicando la influencia de las componentes diurnas. Finalmente también se observa una modulación de periodo más largo, habiendo mayores amplitudes cada 15 días, por lo que la componente semi mensual también estaría presente.

A partir de la serie generada se han calculado que la máxima bajamar alcanza 0,08 m y la máxima pleamar, 1,82 m sobre el NMM. Con esto, el rango máximo de mareas es de 1,74 m, consistente con lo estipulado por el SHOA.

Componente	Amplitud [m]	Fase [rad]
M2	0.4294	62.8937
S2	0.1435	84.9875
N2	0.0953	31.9947
K2	0.0434	77.1423
K1	0.1521	40.2932
O1	0.1024	355.2266
P1	0.0471	35.4941
Q1	0.0204	333.5805
Mf	0.0055	129.6979
MM	0.0011	109.1997

Tabla 3: Características componentes armónicos de marea

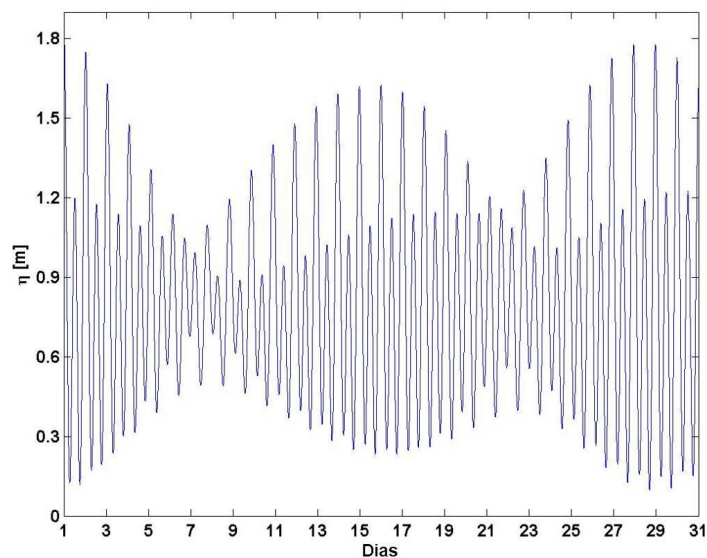


Figura 15: Serie sintética del nivel del mar en San Antonio.
Fuente: Elaboración propia con datos del modelo TPXO6.2

Adicionalmente se estudiarán las mediciones de nivel del mar del mareógrafo ubicado en el puerto de San Antonio con el fin de validar la predicción del modelo y de estudiar los efectos de la marea meteorológica en el nivel del mar. A partir de estos datos se establecerá el máximo nivel del mar a utilizar en las modelaciones de tsunami y de inundación.

1.6 Pre-Diagnóstico

Los antecedentes recopilados en los puntos anteriores permiten identificar las zonas de la comuna en peligro de inundación por tsunami. La información recopilada también es útil para definir los escenarios de simulación para la evaluación de eventos futuros. A continuación se resume que zonas son susceptibles de ser inundadas de acuerdo con la información histórica y los instrumentos de planificación territorial estudiados, y cuáles serán los escenarios a modelar.

1.6.1 Zonas Afectadas por tsunamis

De acuerdo a los antecedentes recopilados se reconoce un riesgo asociado a inundación por tsunami en la zona costera de la comuna de San Antonio. Históricamente el área del Puerto de San Antonio y las zonas bajas de Barrancas y Lloleto que incluye la Playa Lloleto, Población Juan Aspee, Población Brisamar y desembocadura río Maipo han sido afectadas por inundaciones por tsunamis. También existe registro de olas avanzando hacia aguas arriba por el cauce del Río Maipo, alcanzando incluso el puente Lo Gallardo (2,4 kilómetros aguas arriba de la desembocadura).

El Plan Regulador Comunal (PRC) de San Antonio (IMSA, 2006), reconoce la existencia de riesgo de inundación por tsunami en las zona portuaria, población Juan Aspee y población Brisamar. En la zona portuaria de San Antonio existe registro de que el impacto de tsunami en 1985 alcanzó la vía férrea que por ahí pasa y el sector turístico al sur del puerto (IMSA, 2006).

Además, existe para la ciudad de San Antonio una carta de inundación por tsunami elaborada por el SHOA a partir de la modelación del terremoto de Valparaíso en 1906. En esta carta se observa que la zona de inundación para este tsunami cubre la zona del Puerto de San Antonio y completamente la zona baja de Lloleto incluyendo las lagunas conocidas como Ojos de Mar de Lloleto, Av. La Playa, sector Tejas Verdes y la desembocadura del estero El Sauce.

El tsunami del 27 de febrero de 2010, el más reciente que ha afectado a San Antonio, inundó la parte sur de la población ubicada entre la costa y las lagunas conocidas como Ojos de Mar de Lloleto y ambas lagunas, además de penetrar por Av. La Playa unos 450 metros. Además, la ola ingresó por el río Maipo inundando parte de la zona de recreación ubicada en la población Brisamar y la desembocadura del estero El Sauce al río Maipo. Sin embargo la zona definida por la carta de inundación del tsunami de 1906 es mucho mayor que la zona afectada por este último tsunami. En la Figura 16 se observan las diferencias entre ambas zonas de inundación. Esto implica que para establecer una zona completa de inundación por tsunami, se deben modelar diferentes escenarios de generación de tsunamis.

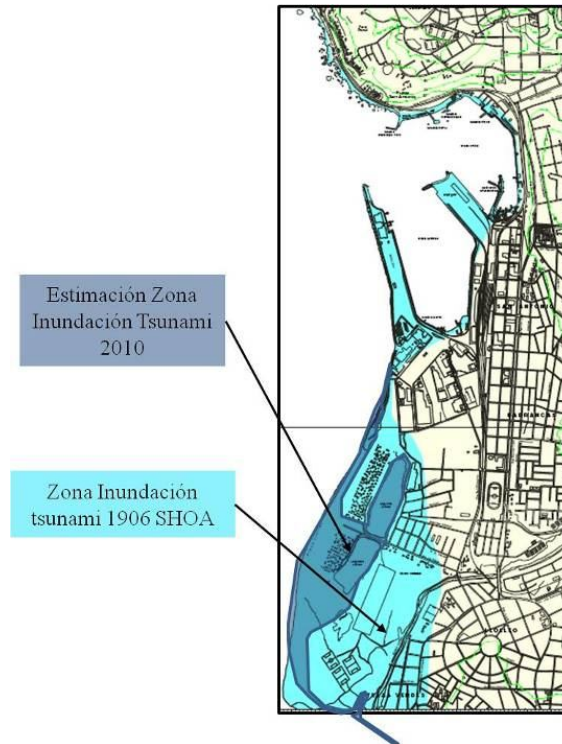


Figura 16: Carta inundación SHOA y zona inundación estimada para el tsunami 2010.
Fuente: Elaboración propia con datos Lazcano et al. (2010) y SHOA (2000).

El Plan Comunal de Protección Civil de San Antonio (IMSA, 2010) contiene un plan de respuesta específico ante la ocurrencia de un tsunami que afecte la comuna. En este plan se definen zonas vulnerables y seguras ante un tsunami de acuerdo a la altura sobre el nivel del mar a la cual se encuentran, de acuerdo al siguiente esquema:

Zona	Altura m.s.n.m.
Alta Vulnerabilidad	0 a 5
Vulnerable	5 a 10
Media Vulnerabilidad	10 a 20
Baja Vulnerabilidad	20 a 30
Segura	> 30

Tabla 4: Definición de zonas vulnerables a la inundación de un tsunami de acuerdo con el Plan de Protección Civil de San Antonio. Fuente: IMSA, 2010.

Dentro de las zonas definidas de alta vulnerabilidad y vulnerables se encuentran: sector portuario, caleta pescadores Pacheco Altamirano, Puertecito, paseo Bellamar, Gobernación marítima, zona céntrica San Antonio, poblaciones Brisamar, Boca del Maipo y San Pedro, zonas aledañas al río Maipo y estero El Sauce, Tejas Verdes, sector Lo Gallardo, sector San Juan y Puente Lo Gallardo. Este plan también

reconoce la posibilidad de que las olas avancen aguas arriba por el río Maipo y las desembocaduras de los esteros El Sauce y San Juan. Esto se observa en la Figura 17.

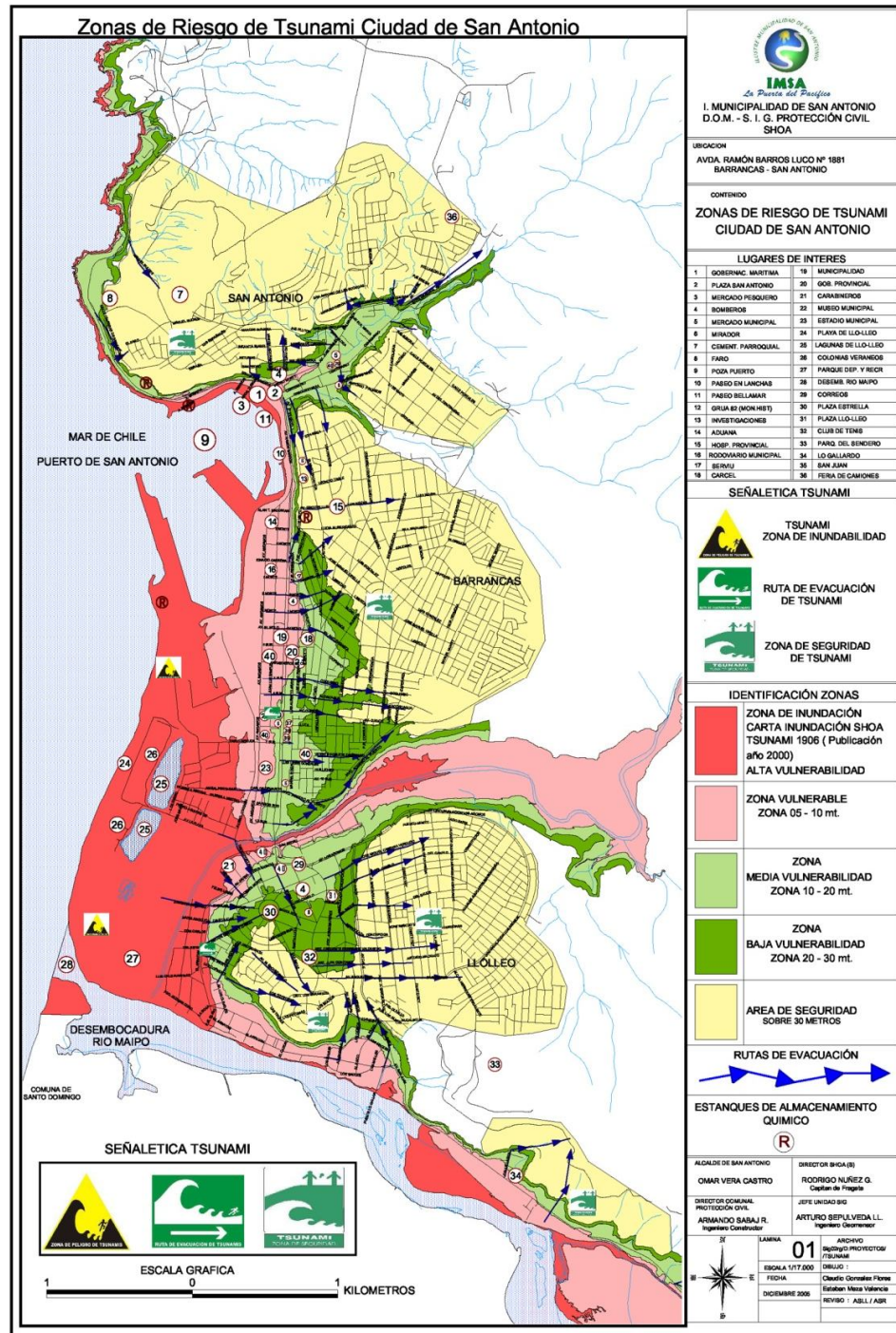


Figura 17: Zonas de Riesgo de Tsunami San Antonio.

Fuente: IMSA, 2010

1.6.2 Parámetros de Modelación de Tsunamis

La recopilación de antecedentes sísmicos, ha permitido caracterizar los parámetros tsunamigénicos de los eventos históricos que han afectado a la Comuna de San Antonio en el último siglo. Estos parámetros han sido recopilados a partir de diversas fuentes (SHOA, 2000; USGS, 2010; Farías et al., 2010; Delouis, 2010; Lorito et al., 2011) y se resumen en la Tabla 5.

Parámetros	Tsunami 1906	Tsunami 1985	Tsunami 2010
Localización	35.1°S - 72° W	34.38° S – 72°W	35.85°S – 72.72°W
Magnitud	8.4 Ms	7.8 Ms	8.8 Mw
Dislocación (<i>slip</i>)	4.6 m	2.8 m	6 a 10 m
Largo Falla	330 km	200 km	550 km
Ancho Falla	130 km	90 km	100 km
Rumbo (<i>strike</i>)	N10°E	N10°E	N17.5°E
Buzamiento (<i>dip</i>)	18°	18°	10° a 22°
Profundidad	15 km	17 km	35 km
Ángulo desplazamiento (<i>rake</i>)	90°	105°	100° a 120°

Tabla 5: Parámetros de falla para modelación del tsunami

2 MODELACIÓN DE TSUNAMI

En esta sección se presentan los resultados de la modelación de tsunamis para la comuna de San Antonio, de modo de caracterizar la amenaza existente frente a este tipo de fenómenos naturales. De acuerdo con la metodología propuesta, se han planteado cuatro escenarios de maremoto, de los cuales dos corresponden a casos históricos y dos a casos de ocurrencia probable en el futuro para la zona centro-norte del país.

Los casos históricos han sido estudiados a partir de los antecedentes disponibles en la literatura, en publicaciones científicas y documentos técnicos. El primer caso histórico corresponde al maremoto ocurrido en agosto de 1906, el cual fue provocado por un sismo con epicentro frente a la costa de Valparaíso, cuya magnitud se estima entre los 8.2 y 8.3 grados en escala de Richter (SHOA. N.D; NGDC, 2011). El segundo caso histórico de estudio corresponde al tsunami provocado por el terremoto del 27 de febrero de 2010 con epicentro frente a la costa de Cobquecura y 8.8 Mw en la escala de magnitud de momento (USGS, 2010).

La amenaza existente frente a escenarios futuros de tsunami ha sido cuantificada mediante la modelación numérica de dos tsunamis generados por dos terremotos de magnitudes 8.6 Mw y 8.8 Mw respectivamente. Estos eventos asocian periodos de retorno cercanos a los 200 y 500 años respectivamente (Burbidge et al., 2008). Ambos sismos esperados abarcan una zona de ruptura desde Santo Domingo hacia el norte, hasta La Serena, pero con diferentes desplazamientos verticales, similar a la del terremoto de 1730, el cual es probablemente el mayor registrado en la zona centro-norte del país en los últimos 500 años (Kausel, 1986). La definición de estos escenarios se basó en un estudio realizado por la consultora de Ingeniería de Costas PRDW-AV "Estudio de la Propagación Regional de Tsunamis basados en el Evento de 1730" (PRDW-AV, 2011). En este contexto la modelación numérica de los escenarios permitirá obtener una buena predicción de la dinámica del flujo y sus variables principales, como alturas y velocidades, y el área de inundación de cada evento, facilitando la definición de zonas de riesgo y de planes de mitigación y evacuación.

A continuación se realiza una descripción de los escenarios estudiados, luego la metodología utilizada y finalmente los resultados y su discusión.

2.1 Descripción de Escenarios

2.1.1 Tsunami 16 de Agosto de 1906

Considerando las características del sismo y tsunami ocurrido en 1906 en la zona central de Chile, el SHOA ha realizado una modelación numérica del evento considerando las condiciones actuales de la comuna de San Antonio, con el fin de cuantificar los efectos provocados por un tsunami de estas mismas características en la zona de estudio (SHOA, 2000a). La línea de inundación que este tsunami alcanzaría hoy en día ha sido estimada a partir de la modelación numérica del evento, cuyos detalles se encuentran en la publicación del SHOA "Carta de Inundación por Tsunami para Puerto San Antonio y Rada el Algarrobo, Chile. Documento Explicativo", (SHOA, 2000a).

La deformación inicial del terreno que generó el tsunami se determinó mediante el modelo de Mansinha y Smylie (1971) utilizando los parámetros de falla mostrados en la Tabla 6. La zona de ruptura utilizada abarca desde Pichilemu por el sur hasta Zapallar por el norte, como se muestra en la Figura 18.

Parámetro	Tsunami 1906
Longitud de ruptura	330 km
Ancho de ruptura	130 km
Rumbo del plano de falla	10° N
Ángulo de buzamiento	18°
Desplazamiento de la dislocación	4,6 m
Ángulo de desplazamiento	90°
Profundidad	15 km

Tabla 6: Parámetros ruptura terremoto 1906 utilizados por el SHOA.
Fuente: SHOA (2000a)

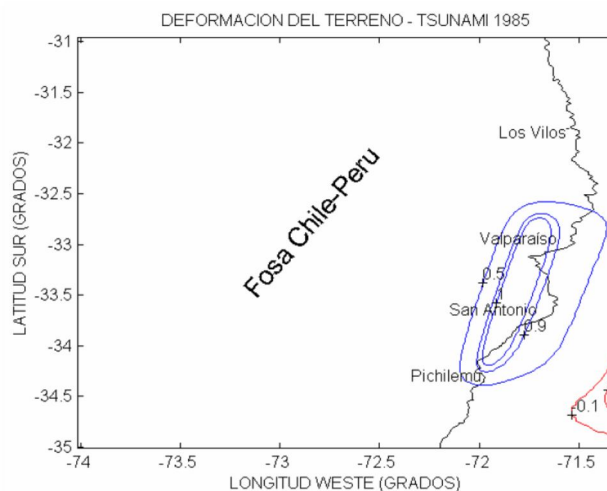


Figura 18: Deformación del terreno utilizada por el SHOA en la modelación del tsunami de 1906.
Fuente: SHOA (2000a).

La simulación numérica se realizó con el modelo TUNAMI-N1 y TUNAMI-N2 (Shuto, 1995) utilizando cuatro mallas anidadas de diferente resolución, siendo la más fina de 3" de arco de resolución (aproximadamente 90 m) la cual contiene el área de interés de San Antonio en la que se obtuvo el plano de inundación (SHOA, 2000a). La topografía utilizada para este estudio fue extraída de una restitución aerofotogramétrica de las áreas de interés del puerto San Antonio y curvas de nivel cada 5 metros desde el nivel medio del mar (SHOA, 2000a). La batimetría costera se extrajo de información del SHOA disponible en sus cartas náuticas y batimetrías obtenidas por empresas. En esta modelación no se consideró la desembocadura del río Maipo ni detalles de las obras asociadas al Puerto de San Antonio.

2.1.2 Tsunami 27 de Febrero de 2010

La inundación alcanzada por el tsunami del 27 de febrero de 2010 en San Antonio puede ser estimada en base a los antecedentes bibliográficos recopilados. Esta información también podrá ser utilizada para validar la modelación numérica de la inundación y posteriormente complementada con resultados numéricos.

El área afectada por este tsunami en San Antonio abarca principalmente el sector ubicado en la playa de Lolloe conocido como “Ojos de Mar de Lolloe”. La población ubicada en la ribera de la laguna norte fue protegida por el terraplén del camino de acceso al puerto, mientras que la población ubicada en la ribera de la laguna sur resultó totalmente destruida por el tsunami, debido a que sólo estaba protegida por un pequeño cordón de dunas de menor altura que el terraplén de la parte norte (IMSA, 2010; SERNAGEOMIN, 2010). El agua penetró también por Av. La Playa, la cual conecta el sector con la parte centro de Lolloe, aproximadamente hasta 450 m desde la línea de máxima marea (Winckler & Contreras, 2010; Lazcano et al., 2010, Fritz et al., 2011). Los antecedentes indican que la ola también ingresó por el cauce del río Maipo hacia aguas arriba alcanzando el puente Lo Gallardo. Por otra parte, el estudio presentado en Fritz et al. (2011), presenta mediciones de terreno realizadas en marzo de 2010, las cuales indican *runups*⁴ de entre 2 y 4 metros en la zona de estudio, consistentes con los 3 metros de cota de inundación reportados por Winckler & Contreras (2010). En cuanto a tiempos de arribo, los antecedentes indican que la primera ola de importancia arribó aproximadamente una hora después de ocurrido el sismo, pero que los mayores daños fueron provocados por las olas siguientes (IMSA, 2010; Winckler & Contreras, 2010).

2.1.3 Escenarios Probables

Los escenarios estudiados corresponden a los definidos en el estudio de PRDW-AV (PRDW-AV, 2011). En éste, para establecer las características del próximo gran sismo de magnitud que pueda afectar a San Antonio se revisaron los antecedentes bibliográficos sobre los sismos históricos ocurridos en la zona central de Chile. La información sobre grandes sismos registrados en la región (SHOA, 1995; Comte et al., 1986; Kelleher, 1972; Nishenko, 1985) se presenta en forma de diagrama en la Figura 4, donde se indica la extensión geográfica y el año de ocurrencia de los sismos históricos.

Se observa que el último gran sismo de carácter tsunamigénico ocurrido en la zona central corresponde al terremoto de 1906, de una magnitud estimada entre 8.5 y 8.6 Mw, y que causó daños en Valparaíso. Tanto éste como el terremoto del 27 de febrero de 2010 presentaron largos de ruptura de aproximadamente 500 km en la dirección norte-sur (PRDW-AV, 2011). Adicionalmente, los registros indican una baja actividad sísmica reciente entre las regiones de Valparaíso y Coquimbo, lo que indicaría la presencia de una eventual “laguna sísmica” en la zona central de Chile (PRDW-AV, 2011).

Sobre la base de estos antecedentes, se propuso un sismo de diseño que considera una ubicación correspondiente a la zona donde se espera un gran terremoto en los próximos 100 años, aproximadamente entre San Antonio y La Serena. Adicionalmente, se considera un segundo caso que consiste en una sensibilización sobre la magnitud del deslizamiento de la falla para obtener un sismo de

⁴ Runup : cota de inundación máxima

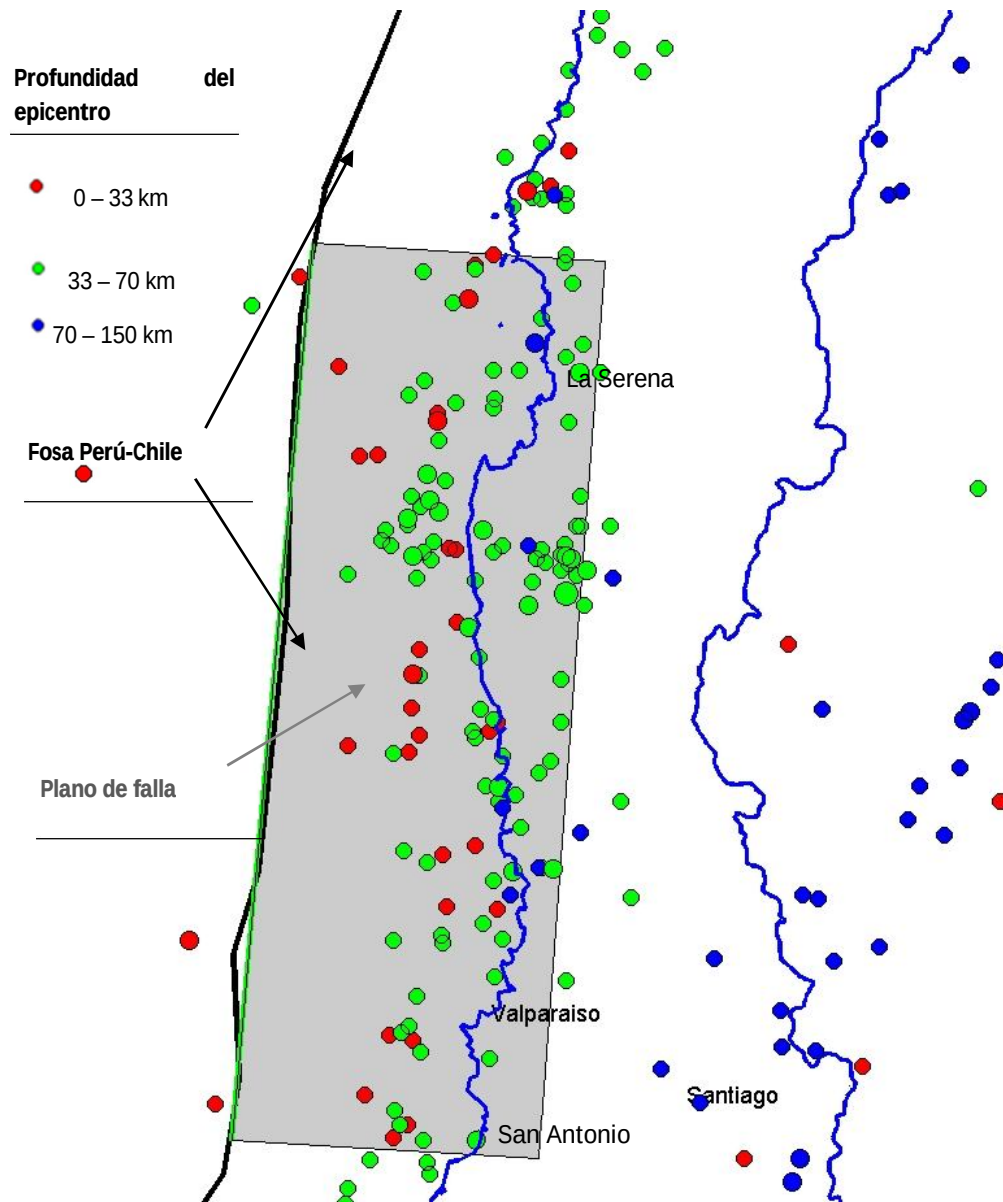
mayor magnitud (PRDW-AV, 2011). Los parámetros de falla de ambos sismos de diseño se detallan a continuación.

2.1.3.1 Parámetros de Falla

El plano de falla considerado para ambos escenarios se extiende por 500 km, desde el sur de San Antonio hasta el norte de La Serena, siguiendo la orientación de la fosa Perú-Chile que en la zona central tiene un rumbo aproximado de 10°N (PRDW-AV, 2011).

En Figura 19 se muestra el plano de falla propuesto junto con la estadística de los epicentros registrados en la zona, segmentados por profundidad. Su ubicación y profundidad siguen la tendencia de la inclinación del plano entre placas, que en esta zona presenta un ángulo de buzamiento promedio de 18° (PRDW-AV, 2011). Cabe mencionar que la posición del plano de falla propuesto, adyacente a la fosa, es la más desfavorable desde el punto de vista de la generación de un tsunami, ya que es la ubicación menos profunda posible y la que produce la mayor deformación de la corteza y de la superficie libre del mar (PRDW-AV, 2011). El ancho del plano de falla, de 150 km, fue escogido sobre la base de la estadística disponible de la ubicación de los epicentros y en comparación con otros sismos descritos en Delouis et al. (2010) y en Lay et al. (2010).

Para ambos sismos probables se propone utilizar el mismo plano de falla, siendo la magnitud del desplazamiento entre placas la única diferencia, lo que incide en distintas magnitudes del sismo. En el primer caso, la dislocación es similar a la estimada para el sismo de 1906, generando una magnitud de momento sísmico 8.6 Mw. En el segundo caso, se propone una dislocación tal que la intensidad de energía sea similar a la del sismo ocurrido el 27 de febrero de 2010 en la zona centro-sur de Chile, con una magnitud de momento sísmico de 8.8 Mw (PRDW-AV, 2011). En la siguiente tabla se resumen los parámetros para ambos escenarios estudiados.



**Figura 19: Registro de sismos históricos en la zona central de Chile.
Fuente: PRDW-AV (2011).**

Parámetro	Valores	
	Escenario 1	Escenario 2
Magnitud de Momento Sísmico Mw	8.6	8.8
Longitud de ruptura	500 km	500 km
Ancho de ruptura	150 km	150 km
Rumbo del plano de falla	10° N	10° N
Ángulo de buzamiento	18°	18°
Desplazamiento de la dislocación	5,0 m	10,0 m

Tabla 7: Parámetros de falla sismo de diseño.
Fuente: PRDW-AV (2011).

2.2 Metodología de Propagación de Tsunami

La modelación numérica de escenarios se llevó a cabo en tres etapas. La primera corresponde a la modelación del mecanismo de ruptura que genera el tsunami, luego se procede con la modelación regional de la propagación del tsunami hacia la costa de Chile, y finalmente se realiza la modelación de inundación en la costa de la zona de estudio. En esta última etapa, de mayor detalle, es posible determinar los efectos locales de los tsunamis modelados. Para las dos primeras etapas se utilizaron los resultados modelados por el estudio de la consultora de Ingenierías de Costas PRDW-AV y reportados en el documento “Estudio de la Propagación Regional de Tsunamis basados en el Evento de 1730”. A continuación se resumen las metodologías utilizadas en cada etapa.

2.2.1 Modelo Ruptura

El campo de deformación de la corteza $u_i(x_1, x_2, x_3)$ se calculó usando la formulación analítica cerrada de Okada (Ec. 1) (Okada, 1985), como una función de la dislocación $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ sobre una superficie Σ de un medio isotrópico, como la corteza terrestre, donde λ y μ corresponden a las constantes de elasticidad del medio y F a la fuerza equivalente aplicada en el punto (ξ_1, ξ_2, ξ_3) .

$$u_i = \frac{1}{F} \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) v_k \right] d\Sigma$$

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) v_k \right] d\Sigma$$

Ec. 1: Fórmula de Okada.
Fuente: Okada (1985)

El modelo de ruptura de Okada (1985) recibe como entrada los parámetros de falla descritos en la sección 2.1.3.1.

2.2.2 Modelo Regional

Para la propagación regional del tsunami se utilizó el modelo hidrodinámico SWAN, desarrollado por Mader (2004). SWAN ha sido ampliamente utilizado para modelar tsunamis por variados profesionales y académicos incluyendo artículos científicos que han buscado explicar el arribo tardío de las ondas de tsunami del evento del 27 de febrero de 2010 (Carrión et al., 2010; Cienfuegos et al., 2011).

El modelo utiliza coordenadas geográficas para resolver las ecuaciones no lineales de aguas someras promediadas en la vertical (2DH), considerando los efectos de aceleraciones de Coriolis y de fricción de fondo (PRDW-AV, 2011). Las ecuaciones de conservación de masa y cantidad de movimiento utilizadas están dadas por

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0$$

Ec. 2 y

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= fv + W(x) - g \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} &= -fu + W(y) - g \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h} \end{aligned}$$

Ec. 3 respectivamente, donde η corresponde a la desnivelación instantánea de la superficie libre, h a la profundidad instantánea de la columna de agua, u y v a los componentes ortogonales de la velocidad promediada en la vertical y g a la aceleración de gravedad (PRDW-AV, 2011).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0$$

Ec. 2: Conservación de masa modelo SWAN.

Fuente: Mader, 2004.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= f v + W(x) - g \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} &= -f u + W(y) - g \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h} \end{aligned}$$

Ec. 3: Conservación de la cantidad de movimiento SWAN.

Fuente: Mader, 2004.

El efecto de Coriolis se incluye a través del coeficiente f , dependiente de la posición geográfica. Los términos $W(x)$ y $W(y)$ representan funciones de forzamiento debidas a esfuerzos por vientos o presiones, que en este caso no se incluyen. La fricción de fondo se considera proporcional al cuadrado de la velocidad del flujo, caracterizada por el parámetro de Chezy, C (PRDW-AV, 2011).

2.2.3 Modelo de Inundación

Los resultados obtenidos de la modelación regional son utilizados luego para alimentar al modelo de inundación, con el cual es posible obtener el área inundada, la cota de inundación o *runup*, y las alturas y velocidades máximas en la zona de estudio.

El estudio de inundación se llevó a cabo utilizando el modelo SURF_UC (Guerra et al., 2010; Guerra, 2010), el cual ha sido diseñado especialmente para representar flujos naturales extremos, como inundaciones, crecidas violentas u ondas de tsunamis. Estos flujos usualmente ocurren sobre topografías variables y rugosas, y se caracterizan por cambios rápidos y bruscos en la velocidad y la profundidad, que incluso pueden llevar al rompimiento (ondas de shock) y producir complejas interacciones en las interfaces seco-mojadas.

El modelo numérico resuelve las ecuaciones de Saint-Venant (Saint-Venant, 1871) en un sistema de coordenadas curvilíneas no ortogonales y ajustadas al borde del dominio (Ec. 4) utilizando un esquema balanceado de resolución (Marche et al., 2007), el cual es capaz de predecir la dinámica de estos flujos extremos de manera eficiente y precisa. Las ecuaciones de Saint-Venant (SV) han sido ampliamente utilizadas para describir escurrimientos en condición de aguas someras, como ríos, lagos y estuarios. Las ecuaciones describen la dinámica de escurrimientos abiertos de fluidos homogéneos, incompresibles y no viscosos, en términos de la profundidad del agua y la velocidad promediada en la vertical en ambas direcciones cartesianas, asumiendo una distribución hidrostática de presiones en la columna de agua. Las ecuaciones de SV bidimensionales escritas en un sistema de coordenadas curvilíneo, incluyendo términos fuente asociados a topografía y fricción, se escriben como:

$$Q_t + J \cdot F_\xi + J \cdot G_\eta = S$$

Ec. 4: Ecuaciones de Saint-Venant escritas en coordenadas curvilíneas.
Fuente: Guerra et al. (2010).

Dónde t representa tiempo, ξ y η las coordenadas del sistema de coordenadas curvilíneas, Q es el vector de variables hidrodinámicas, F y G son los vectores de flujo en cada dirección y S es el vector de términos fuente. Estos términos, expresados en variables adimensionales, están dados por:

$$Q = \begin{pmatrix} h \\ hu \\ hv \end{pmatrix}, S = \begin{pmatrix} 0 \\ -\frac{h}{Fr^2}(z_\xi \xi_x + z_\eta \eta_x) - S_{fx} \\ -\frac{h}{Fr^2}(z_\xi \xi_y + z_\eta \eta_y) - S_{fy} \end{pmatrix},$$

$$F = \frac{1}{J} \begin{pmatrix} hU^1 \\ uhU^1 + \frac{1}{2Fr^2}h^2\xi_x \\ vhU^1 + \frac{1}{2Fr^2}h^2\xi_y \end{pmatrix}, G = \frac{1}{J} \begin{pmatrix} hU^2 \\ uhU^2 + \frac{1}{2Fr^2}h^2\eta_x \\ vhU^2 + \frac{1}{2Fr^2}h^2\eta_y \end{pmatrix}$$

Ec. 5: Vector de variables (Q), vectores de flujo (F y G) y vector de términos fuente (S) modelo SURF_UC.
Fuente: Guerra et al. (2010).

Dónde z_ξ y z_η definen la pendiente de fondo, S_f la fricción, Fr corresponde al número de Froude definido por las escalas dimensionales vertical y de velocidad, H y U respectivamente, y la aceleración de gravedad, g , como $Fr=U/gH$. J corresponde al jacobiano de la transformación, ξ_x , ξ_y , η_x y η_y se definen como las métricas asociados al cambio de coordenadas, y U^1 y U^2 , como las velocidades contra variantes derivadas del cambio de coordenadas, las que se escriben como $U_j=U\xi_x+V\xi_y$, $j=(1,2)$, $\epsilon=(\xi,\eta)$.

Las ecuaciones son resueltas mediante un esquema de volúmenes finitos con capacidad de captura de shocks el cual incorpora los efectos de la fricción de fondo y los cambios de pendiente. La resolución numérica se basa en el esquema balanceado de resolución propuesto en Marche et al. (2007), en el que se combina el solver de Riemann aproximado VFRoe-ncv (Galloüet et al, 2003) y el esquema de reconstrucción hidrostática propuesto por Audusse et al. (2004). Además el término de fricción es incorporado utilizando el método propuesto por Liang & Marche (2009).

El modelo ha sido validado antes variados casos de referencia presentes en la literatura, además de experiencias de laboratorio relacionadas con la propagación de una onda generada por el rompimiento de una presa sobre un modelo físico a escala de un río. Los resultados obtenidos han demostrado que el modelo es capaz de representar correctamente el flujo sobre topografías altamente variables y rugosas,

y de predecir los procesos de secado y mojado (Guerra, 2010; Marche et al., 2007). Una descripción más detallada del modelo y su validación se presenta en la sección de anexos de este estudio.

2.2.4 Acoplamiento Modelo Regional con Modelo de Inundación

Para ingresar la señal del tsunami calculada por el modelo regional en el dominio local, se interpolaron las variaciones de la superficie libre y los caudales unitarios en cada dirección cartesiana resultantes de la modelación regional en cada uno de los puntos del borde del dominio usando la función *griddata* de Matlab®. Luego, utilizando una condición de borde del tipo Generación/Absorción (Cienfuegos et al., 2007; Mignot & Cienfuegos, 2009; Sanders, 2002), se ingresan las ondas al dominio en cada instante de tiempo.

2.2.5 Dominios considerados para la Modelación

2.2.5.1 Dominio Modelo Regional

La modelación regional considera un dominio de extensión en la dirección Norte–Sur de 30°, y de 25° en la dirección Este–Oeste, abarcando la costa de Chile desde Iquique hasta Chaitén, aproximadamente. Esta gran extensión permite incorporar los efectos de las posibles reflexiones en torno a Chile Insular en el Pacífico y evitar que reflexiones numéricas espurias producidas en los bordes de la grilla contaminen los resultados en las zonas de interés (PRDW-AV, 2011). Además aseguran el considerar fenómenos locales de ondas atrapadas como los observados en el evento del 27 de febrero de 2010 (Carrión et al., 2010).

2.2.5.2 Dominio Modelo de Inundación

La propagación local del tsunami se realizó sobre un dominio de 7 km en la dirección norte por 5,5 km en la dirección este. El dominio abarca desde la costa de Santo Domingo por el sur hasta Punta Panul por el norte, y desde una profundidad promedio de 50 m por el oeste hasta aproximadamente la cota 100 m.s.n.m por el este. El dominio de estudio se muestra en la Figura 20.



Figura 20: Dominio de estudio modelación local Tsunami en San Antonio.
Modificado a partir de Google Earth ®.

2.2.6 Información Topo-Batimétrica

2.2.6.1 Modelo Regional

La información batimétrica utilizada para la modelación regional proviene de 3 fuentes principales (PRDW-AV, 2011): i) Base de datos GEBCO, ii) Cartas Náuticas del SHOA, y iii) Datos de archivos de PRDW-AV.

La base de datos GEBCO (*General Bathymetric Chart of the Oceans*), se utilizó para determinar la batimetría mar adentro, donde la profundidad media es cercana a 4000 m. La información procesada

tiene una resolución de 30 segundos de arco y se encuentra contenida en la “Grilla GEBCO_08, versión 20091120”, disponible en <http://www.gebco.net> (PRDW-AV, 2011).

En la zona comprendida entre la fosa de Perú-Chile y la costa, y las bahías de Coquimbo y Corral se utilizó la información de sondas y veriles hasta 7.000m de profundidad contenida en las cartas náuticas del SHOA número 4000, 5000 y 6000, que tienen una escala de 1:500.000. Para las principales zonas de interés se utilizaron cartas náuticas de mayor resolución: carta número 4320, 4321 y 5111 (Puertos de Quintero y Valparaíso), cartas número 5114 y 5115 (Puerto de San Antonio).

La topografía se obtuvo de la base de datos del proyecto de altimetría satelital mundial *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), liderado por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial de NASA, desarrollado y distribuido en conjunto con EROS Data Center del USGS. Los datos corresponden a la segunda revisión de las mediciones satelitales originales realizadas en 2000, y tienen una resolución de 3” de arco (aproximadamente 90m en el área de Sudamérica), por lo que se encuentran entre los datos más precisos y detallados disponibles sin necesidad de realizar mediciones en terreno (PRDW-AV, 2011).

La modelación regional de tsunamis fue realizada considerando toda la información topo-batimétrica recopilada, usando una grilla regular de 0,025° de resolución, lo que equivale a 90 segundos de arco o aproximadamente 2,8km (PRDW-AV, 2011; Carrión et al., 2010). En la Figura 21 se presenta el modelo de elevación de terreno utilizado para la modelación regional.

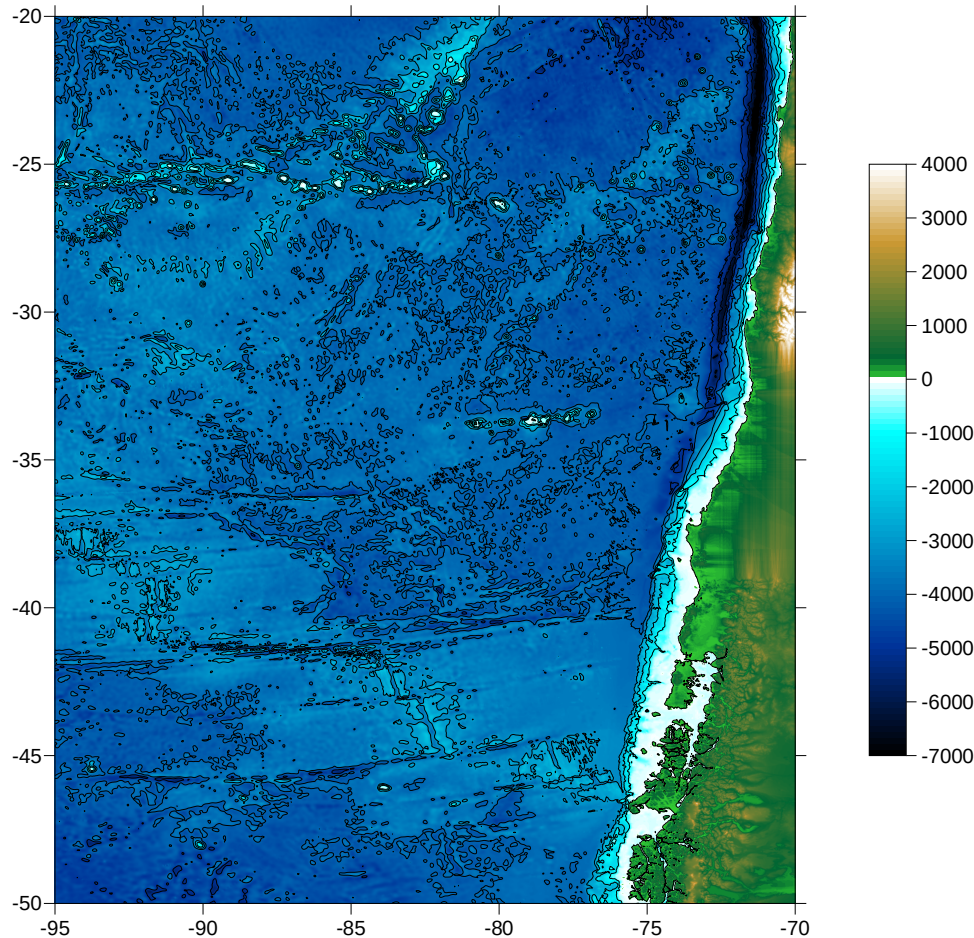


Figura 21: Modelo de elevación de terreno utilizado por PRDW-AV para la modelación regional de tsunami.
Fuente: PRDW-AV (2011).

2.2.6.2 Modelo de Inundación

El modelo de elevación de terreno para la estimación de la inundación se construyó a partir de datos topográficos y batimétricos de diversas fuentes de información disponibles además de mediciones realizadas en terreno especialmente para este estudio, las cuales se describen en la sección de anexos de este estudio.

La topografía de la zona costera de San Antonio se elaboró a partir de curvas de nivel cada 2m del Plano Regulador Comunal (PRC) de San Antonio y mediciones de terreno realizadas en la playa de Lolleo (ver anexos). En la zona de Santo Domingo se utilizaron curvas de nivel cada 10 m proporcionadas por CIREN.

Para la definición de las batimetrías se consultaron las cartas náuticas del SHOA número 5000 (Bahía de Valparaíso hasta Golfo de Arauco), 5114 (Aproximación Puerto San Antonio) y 5115 (Puerto San Antonio), batimetría adicional proporcionada por el mandante, y datos batimétricos disponibles en la base de datos de GEBCO.

La batimetría del río Maipo se generó a partir de datos disponibles en el Plan Maestro de Aguas Lluvias de la comuna (DOH, 2003), incluyéndose en esta modelación la misma batimetría utilizada en la

modelación de crecidas fluviales. De la misma manera se incorporó la batimetría del Estero El Sauce, la cual fue construida mediante datos disponibles en el Plan Maestro de Aguas Lluvias y datos tomados en las campañas de terreno (ver anexos).

Toda la información disponible se integró en ArcGIS 9.3, obteniéndose el modelo de elevación de terreno mostrado en la siguiente figura. Para la modelación numérica, el dominio fue discretizado en celdas uniformes de tamaño 20 m x 20 m, resultando en una malla de alta resolución de 276 x 351 nodos, lo que permite observar los detalles del borde costero de San Antonio. Es importante destacar que este nivel de resolución permite incorporar en la modelación detalles acerca de terraplenes, muros, además de las obras que forman el Puerto de San Antonio.

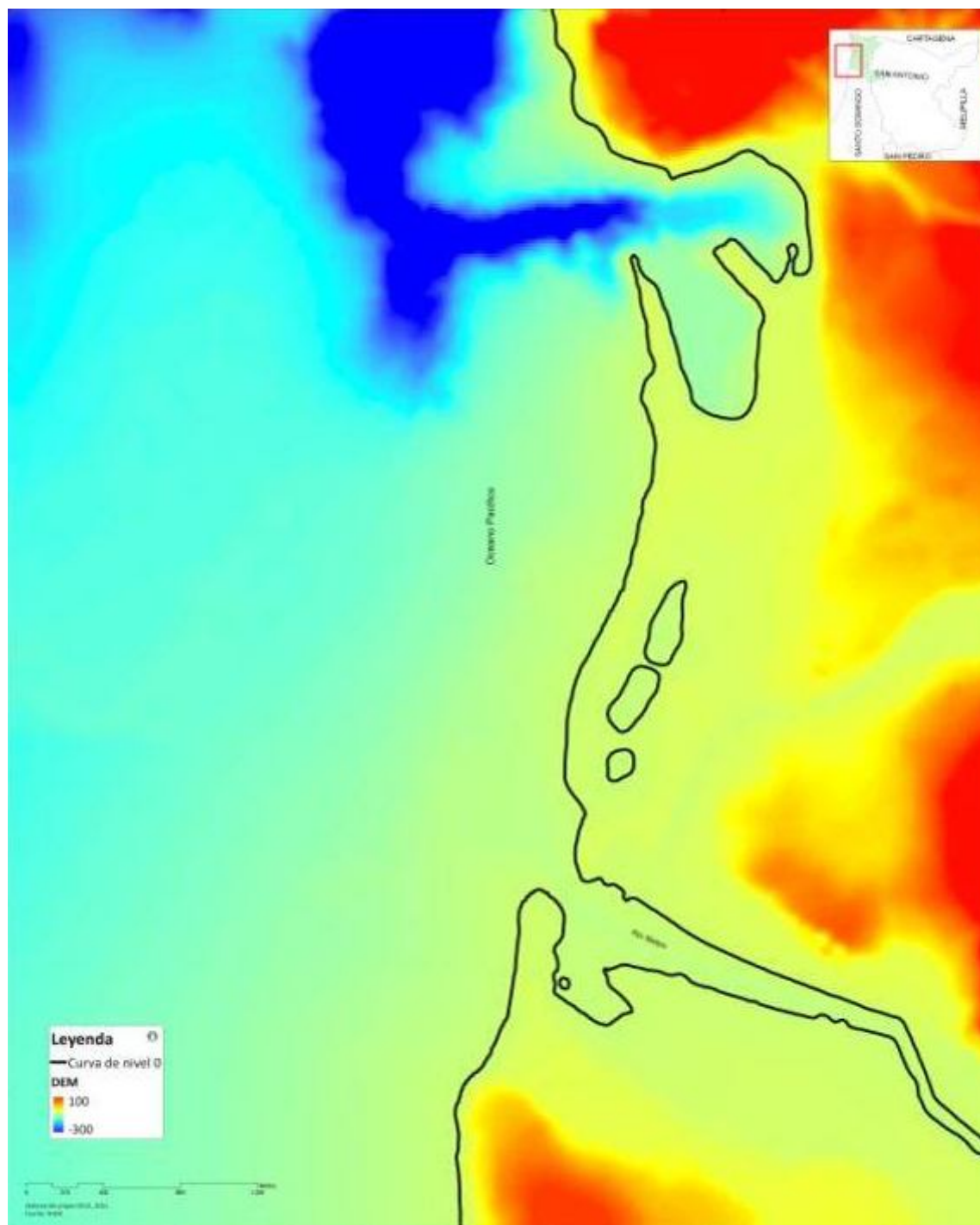


Figura 22: Modelo de elevación de terreno para la modelación de inundación por tsunami.
Fuente: Elaboración propia con datos IMSA, CIREN, SHOA y GEBCO.

2.3 Validación del Modelo Numérico con el Tsunami del 27 de Febrero 2010

2.3.1 Validación Modelo Regional

El modelo regional fue validado comparando sus resultados con información disponible para el tsunami del 27 de febrero de 2010 (Carrión et al., 2010; Cienfuegos et al., 2011; PRDW-AV, 2011). Para los resultados de campo lejano se utilizó el registro de la boya DART⁵ ubicada frente a Perú, mientras que para campo cercano se utilizaron los registros mareográficos de Talcahuano y Valparaíso, además de diversa información recolectada acerca de los tiempos de arribo para distintas localidades de la costa (Catalán et al., 2010).

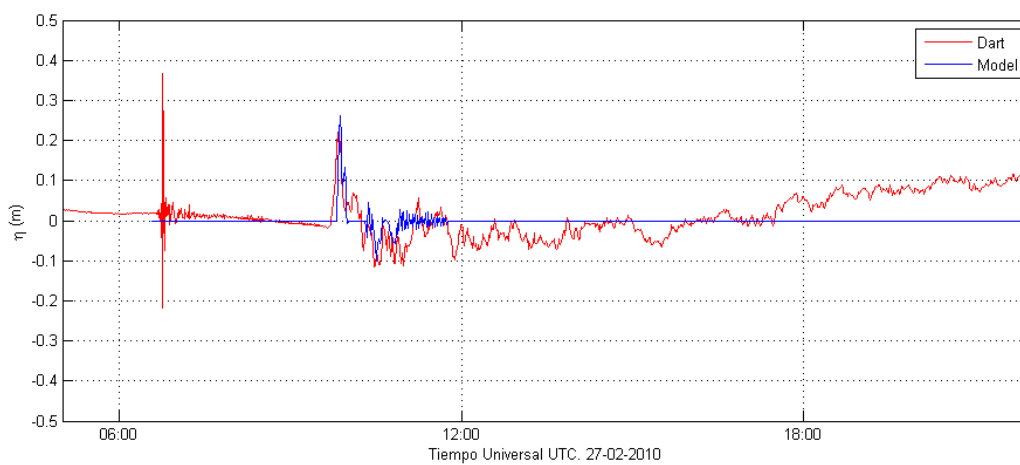


Figura 23: Comparación del modelo regional tsunami 27F con registro boya DART® en Perú.
Fuente: PRDW-AV (2011).

En la Figura 23 se presenta el registro de la boya DART®, corregido por la marea astronómica, indicado por la línea roja, en donde se aprecia el registro del sismo a las 6:34 UTC (hora universal) y el arribo del frente de olas de poco más de 30 cm de amplitud, cerca de las 10:00 UTC. Se aprecia que el modelo reproduce correctamente tanto la amplitud como el tiempo de arribo a este punto, que se encuentra a más de 2500 km de la zona de generación del tsunami (PRDW-AV, 2011). Las oscilaciones posteriores, de muy pequeña amplitud, no son reproducidas por el modelo debido en gran medida a su esquema explícito que lo vuelve muy disipativo sobre largas distancias, por lo que se considera que el modelo SWAN es poco apropiado para modelar tsunamis transoceánicos (PRDW-AV, 2011). Una validación más amplia de los resultados obtenidos para el evento del 27 de febrero de 2010 con este modelo, se puede encontrar en Carrión et al. (2010) y Cienfuegos et al. (2011).

2.3.2 Validación Modelo Inundación

Con el objeto de validar el modelo de inundación se propagó sobre el dominio local la onda del tsunami del 27 de febrero de 2010 predicha por el modelo regional. La metodología de interpolación y acoplamiento entre ambos modelos descrita en la sección 2.2.4 permitió reproducir correctamente la señal a la entrada del dominio local. En la Figura 24 se muestra una comparación de las señales en un punto a 66 m de profundidad en el borde oeste del dominio. Se aprecia el arribo de varias olas sucesivas

⁵ Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, disponible en <http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml>

con alturas (distancia entre la cresta y el valle) cercanas a los 2m y períodos característicos (diferencia temporal entre dos crestas sucesivas) cercanos a 80 minutos.

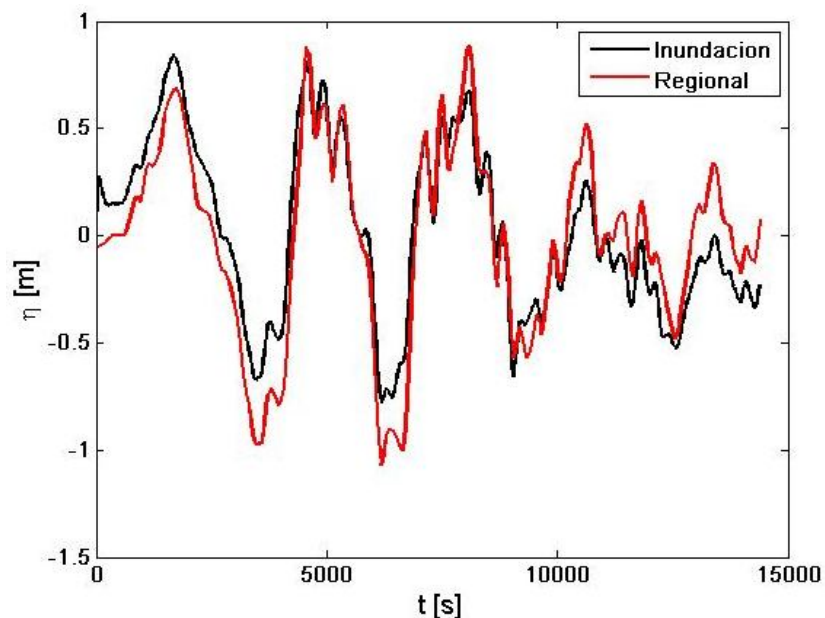


Figura 24: Comparación amplitudes modelo regional y modelo de inundación en punto de acople.

Fuente: Elaboración propia

El modelo de inundación, forzado por la señal calculada por el modelo regional, permitió entonces simular la fase final de propagación de las ondas de tsunami hacia la costa para el evento del 27 de febrero de 2010. El modelo de inundación consideró para estos propósitos un coeficiente de fricción de Manning $n=0,020$ representativo de terrenos naturales suaves y poco profundos (Kotani et al., 1998). Este valor, conservador por el lado de la seguridad para efectos de este estudio, será utilizado en todas las simulaciones presentadas de aquí en adelante.

Los resultados obtenidos a través de la metodología de propagación de tsunami propuesta se presentan en la Figura 25. La línea de inundación calculada se comparó con antecedentes bibliográficos y de terreno disponibles, obteniéndose una buena concordancia para la inundación de la playa de Llole y la laguna sur. También fue posible representar la propagación de la onda de tsunami por el río Maipo. Tal como se aprecia en esta figura, el Puerto de San Antonio no fue sobrepasado, como tampoco lo fue el terraplén que separa el mar de la zona de casas ubicadas en la laguna norte. Sin embargo el sector de casas de madera que estaba ubicado frente a la laguna sur, fue completamente barrido por el tsunami, pasando a través de dunas y zonas bajas de la playa de Llole.

Estos resultados le otorgan validez a la metodología de propagación de tsunami propuesta y a los modelos numéricos y parámetros utilizados. Es importante señalar que el área afectada no fue alcanzada por las primeras ondas tsunami, puesto que la mayor inundación tuvo lugar al cabo de aproximadamente 2,5 horas luego de ocurrido el sismo, para la tercera de las ondas representadas en la Figura 24.



Figura 25: Línea inundación 27 de febrero: Antecedentes y Modelo Inundación.
Fuente: Elaboración propia.

2.4 Mapas de Inundación para los Escenarios Analizados

2.4.1 Tsunami de 1906

La línea de inundación estimada por el SHOA, publicada en la Carta de Inundación por Tsunami TSU-5115 (SHOA, 2000b), se observa en la Figura 26. El área inundada abarca la totalidad del Puerto de San Antonio incluyendo el Puerto Panul y Paseo Bellamar, y hacia el sur, la playa de Lolloe, las lagunas conocidas como Ojos de Mar, poblaciones Juan Aspee, Brisamar, San Pedro y La Boca. Es importante hacer hincapié en que esta simulación se realizó con una malla de cerca de 90m de resolución por lo que no incorporar detalles acerca de terraplenes, muros u otras obras ubicadas al interior del Puerto de San Antonio.



Figura 26: Línea de inundación Tsunami 1906.
Fuente: SHOA (2000b).

2.4.2 Tsunami del 27 de Febrero de 2010

La línea de inundación generada de acuerdo a los antecedentes recopilados y los puntos medidos en terreno presentados por Fritz et al. (2011) y Winckler & Contreras (2010) se presenta en la Figura 27. También se presenta la línea de inundación calculada a partir de la modelación numérica.



Figura 27: Línea de inundación estimada tsunami 27 Febrero 2010 y puntos tomados en terreno.
Fuente: Elaboración propia con datos de Fritz et al. (2011) y Winckler y Contreras (2010).

Adicionalmente, de la modelación numérica de este evento se han obtenido las alturas de agua y velocidades máximas producidas por el tsunami en las zonas inundadas. Una descripción detallada de la modelación numérica regional para este evento se encuentra disponible en los artículos de Carrión et al. (2010) y Cienfuegos et al. (2011).

En la Figura 28 se presentan las alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para este tsunami, y en la Figura 29, las velocidades instantáneas asociadas a cada altura máxima. En la playa de Llole se alcanzan alturas de agua máximas de entre 1 y 2 m, mientras que las mayores alturas de agua se observan en la desembocadura del río Maipo (2,2 m). La altura de agua máxima alcanzada en tierra es de 2,3 m, la cual asoció una velocidad de 0,22 m/s, mientras que en el sector de las lagunas de Llole, las alturas de agua máximas asocian velocidades entre 0,5 y 1 m/s. Es importante destacar que estas combinaciones de

alturas de agua y velocidades del flujo explican la destrucción de las casas de madera ubicadas entre la playa y la laguna sur. También se aprecia que el terraplén situado frente a la laguna norte y las instalaciones del Puerto de San Antonio impidieron que el tsunami provocara daños mayores.

En la Figura 30 se presentan las velocidades máximas en tierra estimadas para este tsunami, y en la Figura 31, las alturas de agua asociadas a cada velocidad máxima. Respecto de las velocidades máximas alcanzadas, se observan velocidades hasta los 4 m/s al sur de la desembocadura del río Maipo. En el sector de las lagunas de Lolleo se estiman velocidades cercanas a los 1,5 m/s, las cuales corresponden a alturas de agua inferiores a 1 m, las que fueron responsables de la destrucción de las casas ligeras ubicadas en este sector.

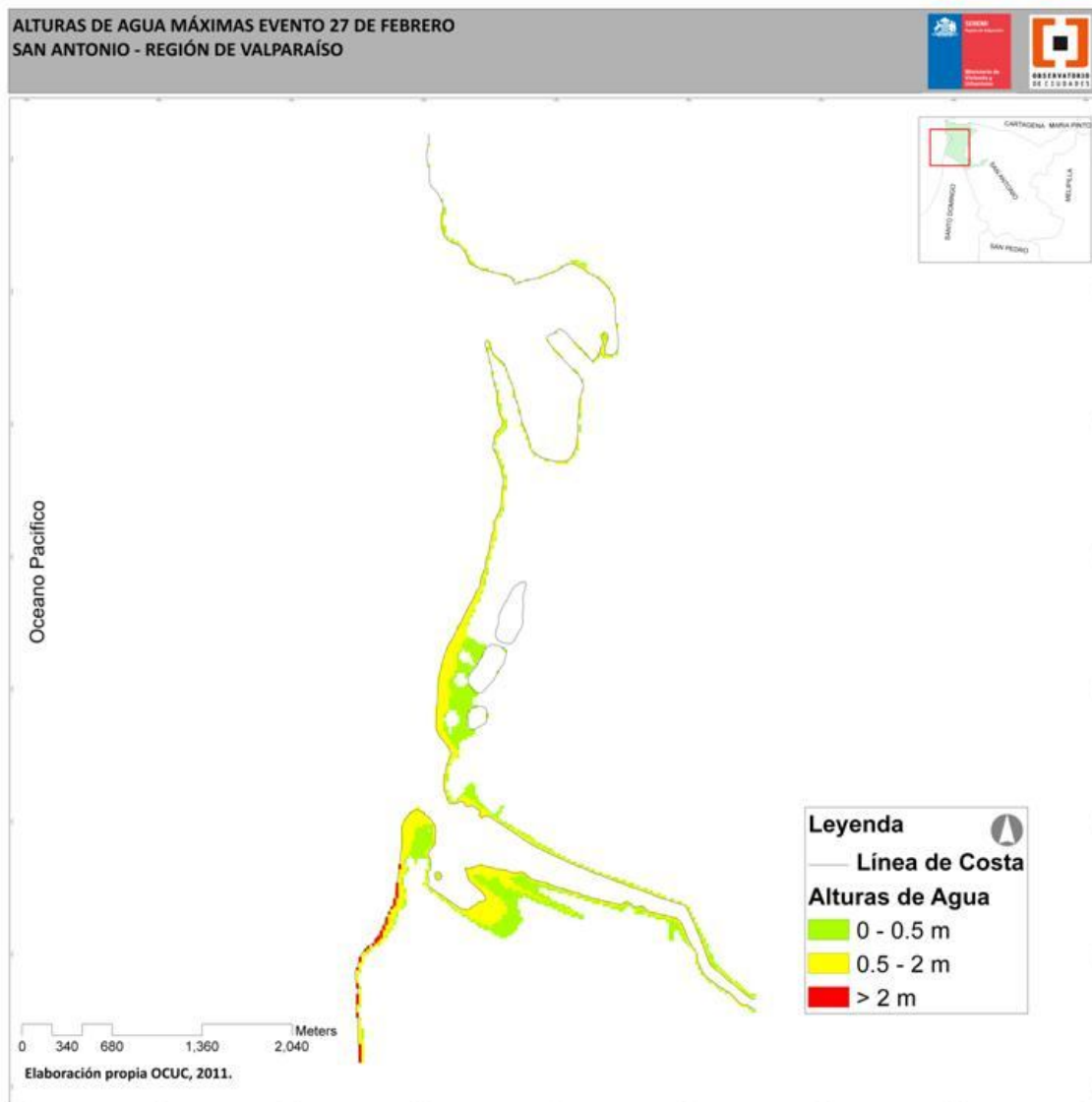


Figura 28: Alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami 27 de febrero de 2010.
Fuente: Elaboración propia.

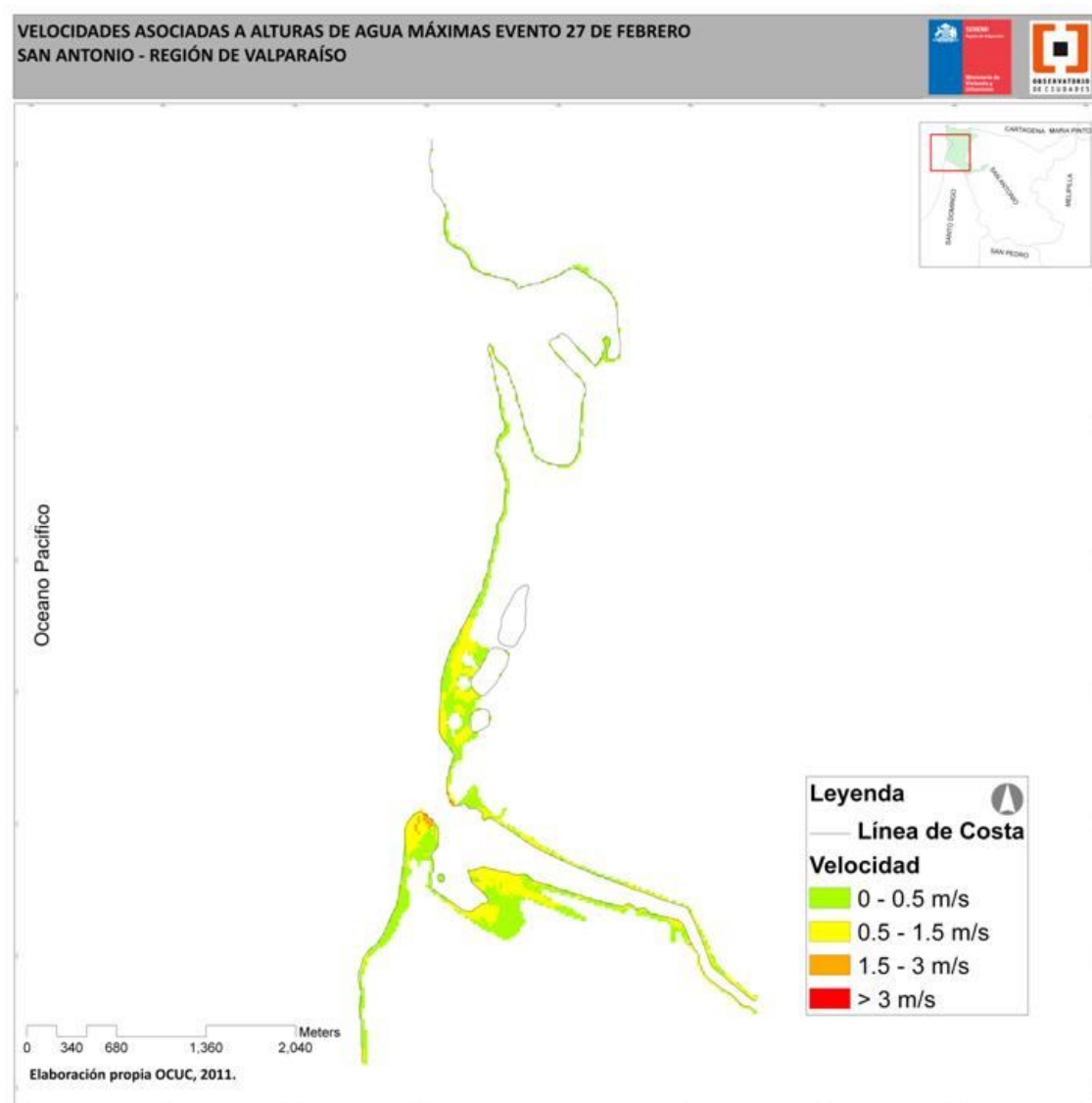


Figura 29: Velocidades asociadas a las alturas de agua máximas para el Tsunami del 27 de febrero de 2010.
Fuente: Elaboración propia

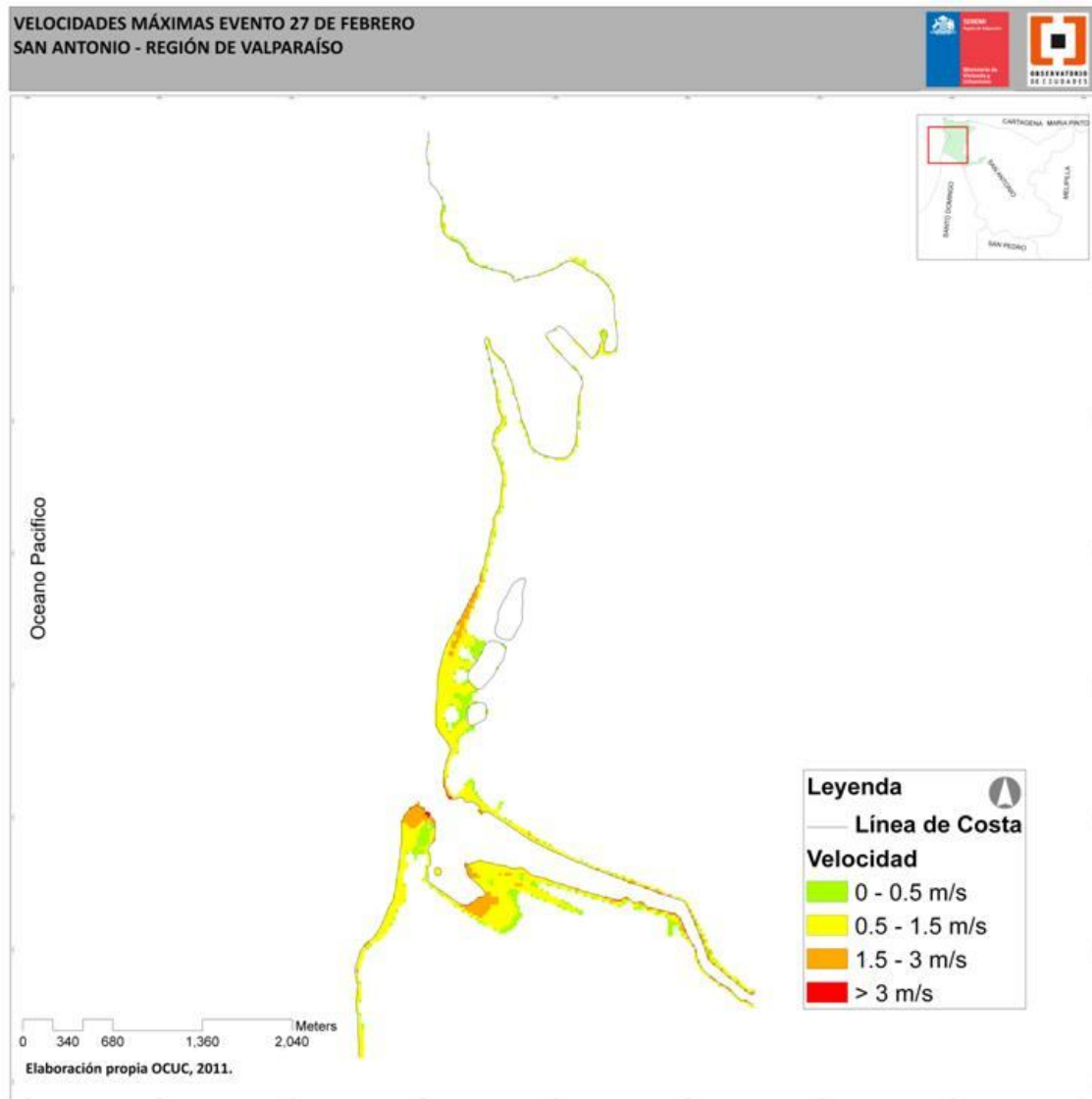


Figura 30: Velocidades máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami del 27 de febrero 2010.
Fuente: Elaboración propia

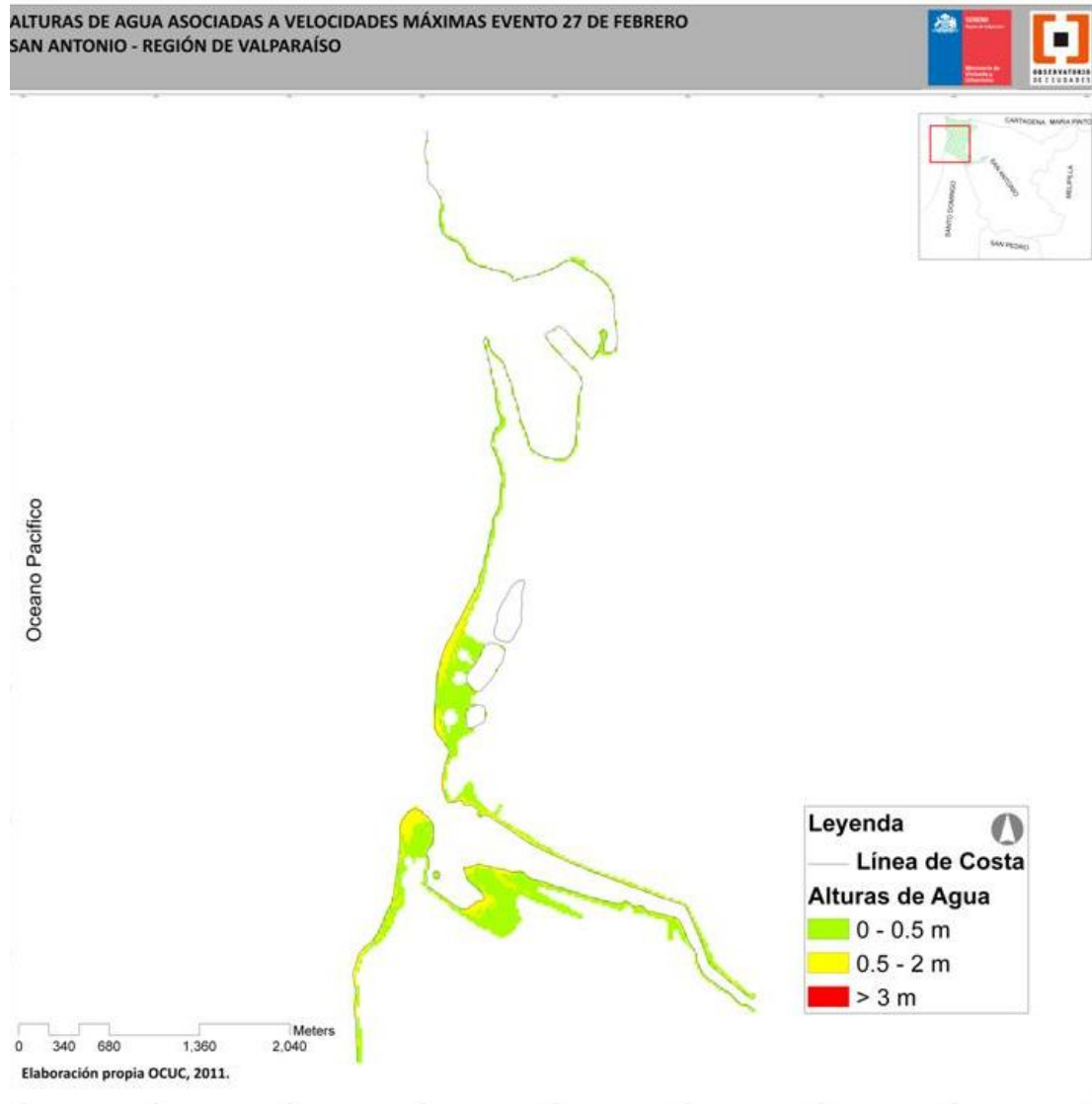


Figura 31: Alturas de agua asociada a las velocidades máximas para el Tsunami del 27 de febrero de 2010.
Fuente: Elaboración propia

2.4.3 Escenario de Sismo de 8.6 Mw

2.4.3.1 Modelo de Ruptura

En la Figura 32 se presentan los resultados del cálculo de las deformaciones verticales para el sismo de 8.6 Mw obtenidas a partir de los parámetros de falla considerados para este evento probable y el modelo de Okada (1985) (estimada en el estudio de PRDW-AV, 2011). En la modelación se asumió que la superficie libre del mar se deforma instantáneamente de la misma forma que el fondo. En la figura, las coordenadas de los bordes de la grilla son geográficas y la escala de colores de la desnivelación del mar se encuentra en metros. Para este escenario la sobreelevación máxima es cercana a los 1,6 m (PRDW-AV, 2011).

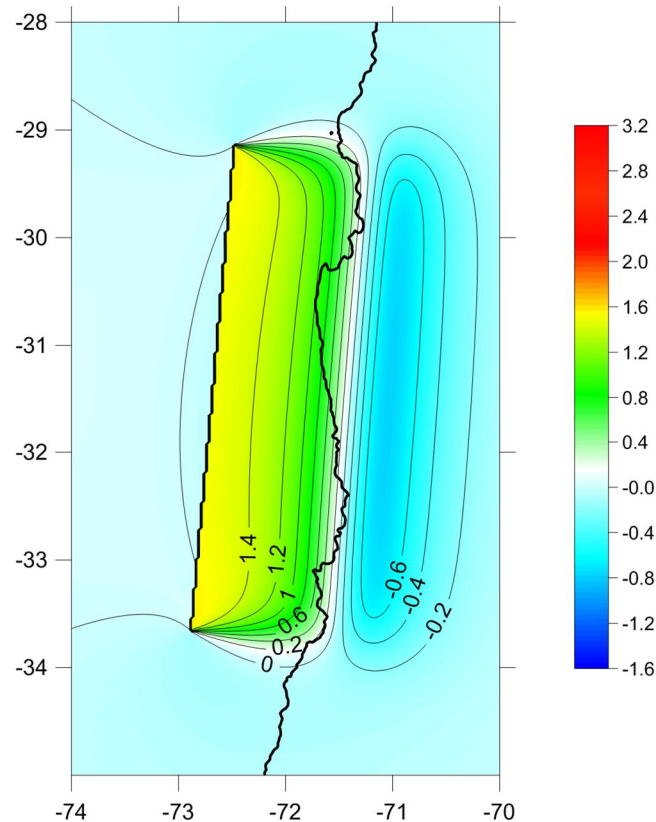


Figura 32: Deformación vertical de la corteza terrestre para sismo de 8.6 Mw.
Fuente: PRDW-AV (2011).

2.4.3.2 Propagación Regional

En las Figura 33 y Figura 34 se presenta la evolución de la onda de tsunami frente a la zona de generación, entre San Antonio y La Serena, para el sismo 8.6 Mw (PRDW-AV, 2011). Es importante destacar que la simulación se llevó a cabo hasta 5 horas después de ocurrido el sismo, de manera de capturar el arribo de los frentes secundarios que en algunos casos pueden ser incluso mayores que el primer frente de acuerdo a lo observado para el evento del 27 de febrero de 2010 (Carrión et al., 2010; Cienfuegos et al., 2011).

En los primeros cuadros se aprecia el arribo del frente de onda hacia la costa solo pocos minutos después del sismo, seguido de una importante depresión del nivel del mar en casi toda la costa (PRDW-AV, 2011). Se observan zonas de acumulación de energía susceptibles a sufrir inundaciones como el sector entre La Serena y la bahía de Tongoy, y la bahía de Valparaíso, ambas orientadas principalmente hacia el Norte (PRDW-AV, 2011). Comparativamente, el sector de San Antonio se observa menos propenso a amplificar las ondas de tsunami incidentes, ya sea porque no es una bahía altamente resonante, o porque la batimetría en su entorno no favorece la conducción de éstas desde aguas profundas (PRDW-AV, 2011).

Adicionalmente, se observa la presencia de ondas atrapadas en la costa con movimientos oscilatorios de la superficie libre, que parecen presentar una tendencia de movimiento preferente hacia el Sur, viajando en forma paralela a la costa (PRDW-AV, 2011). Esta situación es consistente con las observaciones

disponibles para el evento del 27 de febrero de 2010 y documentada en Carrión et al. (2010) y Cienfuegos et al. (2011)..

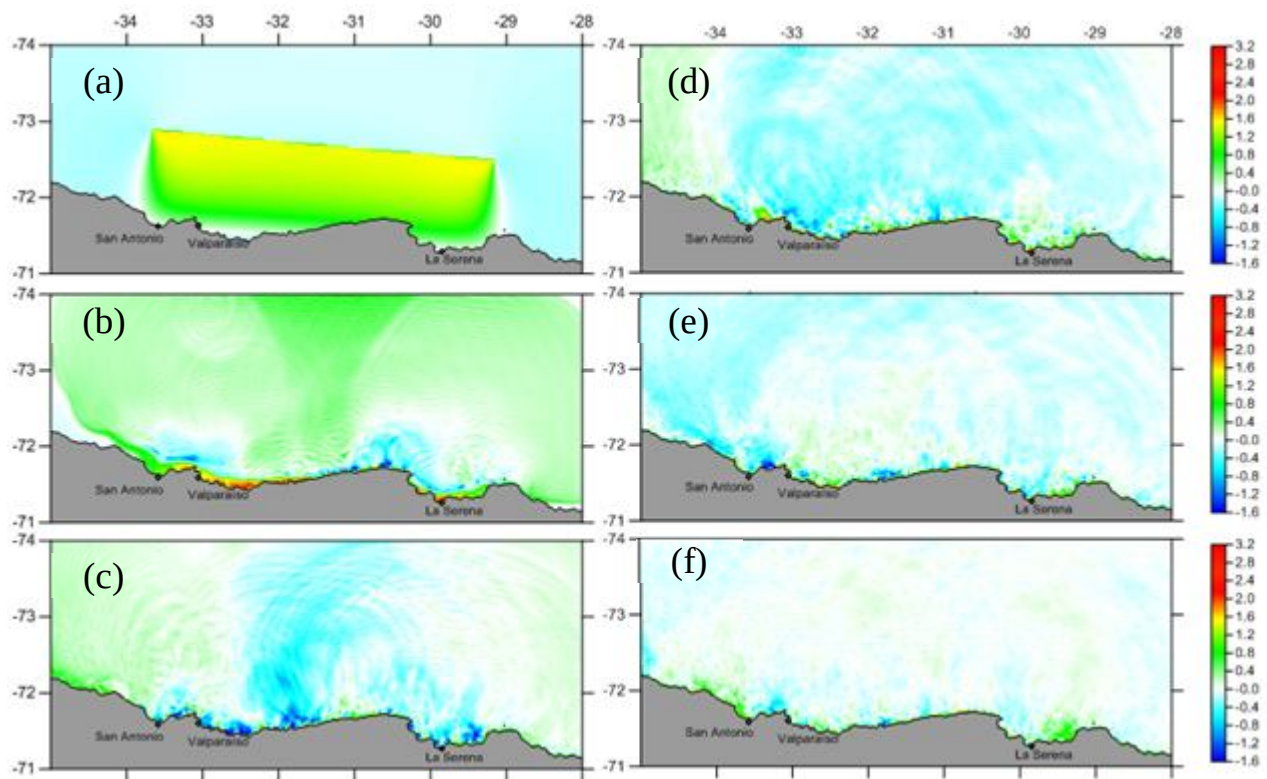


Figura 33: Propagación regional Tsunami 8.6 Mw: (a) 00:00 (b) 00:15 (c) 00:30 (d) 00:45 (e) 01:00 (f) 01:30 horas después del sismo. Fuente: PRDW-AV (2011).

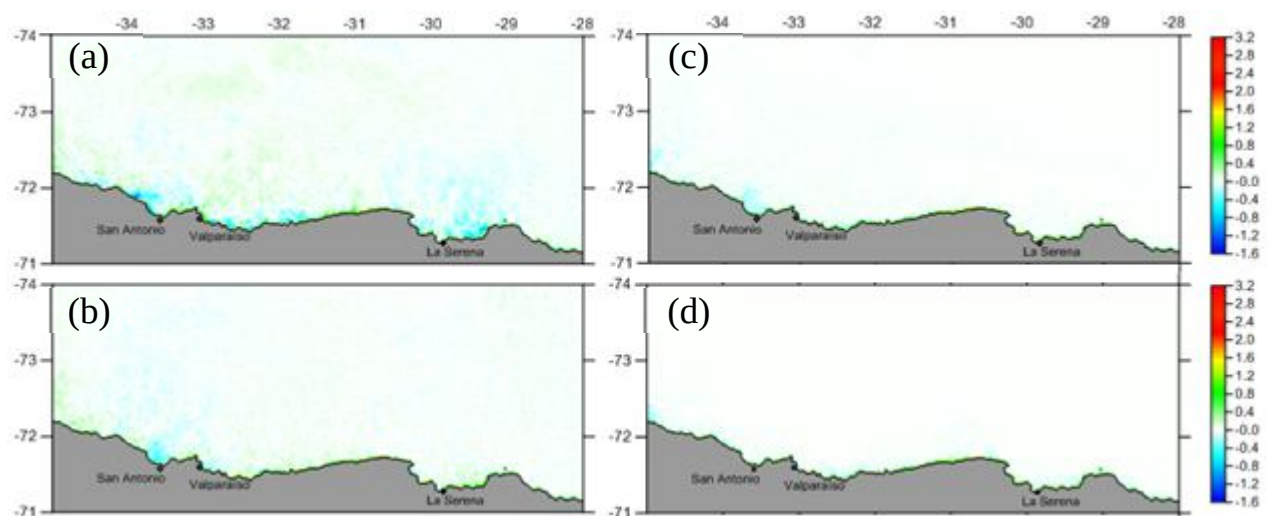


Figura 34: Propagación regional Tsunami 8.6 Mw: (a) 02:00 (b) 03:00 (c) 04:00 (d) 05:00 horas después del sismo. Fuente: PRDW-AV (2011).

Las señales extraídas de los resultados del modelo regional que serán introducidas al modelo de inundación en cada borde se presentan en las Figura 35, **Figura 36** y Figura 37. En los bordes sur y norte se ha ingresado la señal del tsunami hasta una profundidad de -5 m. En ellas se observa que el primer frente arriba antes de la primera hora de simulación, alcanzándose en los tres bordes amplitudes máximas por sobre los 1,5 m (distancias entre cresta y valle superiores a los 3,0 m).

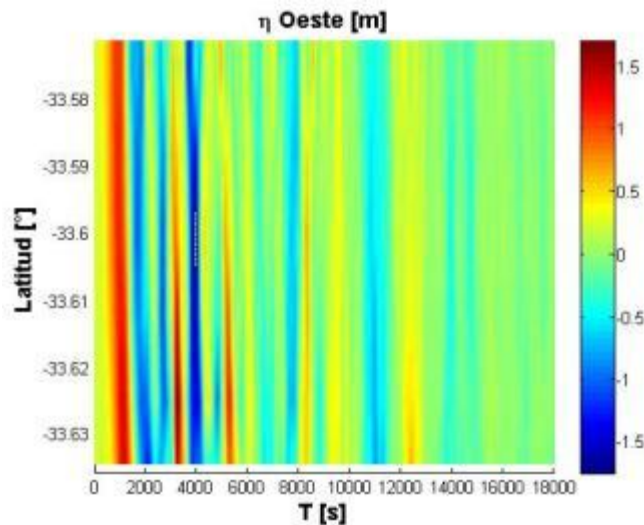


Figura 35: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde oeste para el Tsunami 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos de PRDW-AV (2011).

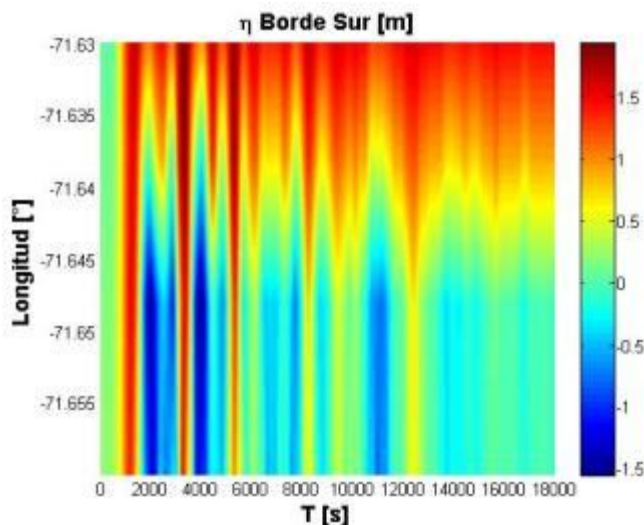


Figura 36: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde sur para el Tsunami 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos de PRDW-AV (2011).

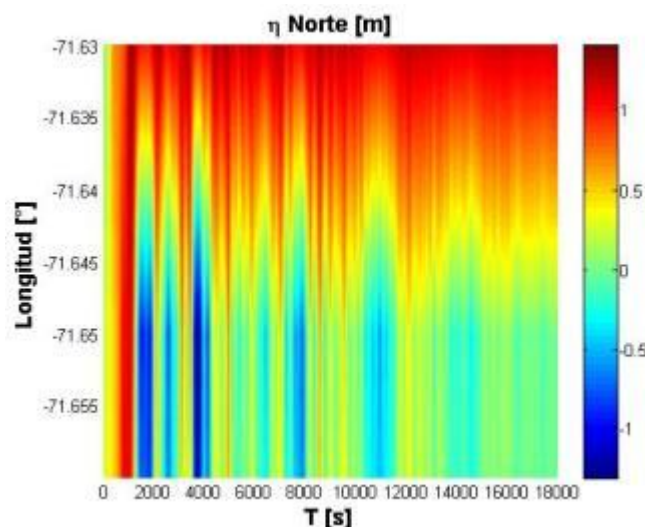


Figura 37: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde norte para el Tsunami 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos de PRDW-AV (2011).

2.4.3.3 Modelo de Inundación

La propagación del tsunami en el dominio local se simuló durante 5 horas utilizando un paso de tiempo de 0,2 segundos, con el fin de asegurar la estabilidad del modelo. En las siguientes figuras se muestra el resultado de la simulación en términos del área inundada y las alturas de agua y velocidades máximas alcanzadas en tierra.

En la Figura 38 se muestra la línea de inundación estimada a partir del modelo de inundación. Se aprecia en el sector céntrico de San Antonio que los molos del Puerto y el paseo Bellamar son parcialmente inundados. Hacia el sur, el sector lagunas de Llole, poblaciones Juan Aspee, San Pedro, Brisamar y La Boca corresponden a zonas potencialmente inundables por el tsunami provocado por este evento. También se observa el avance de ondas por el cauce del estero El Sauce. Además, ocurre inundación en la ribera sur del río Maipo, y en la ribera norte en el sector de Tejas Verdes y hasta más arriba del puente Lo Gallardo, hasta el sector urbano Lo Gallardo.

En las Figura 39 y Figura 40 se presentan las alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para este tsunami, y las velocidades instantáneas asociadas a cada altura de agua máxima respectivamente. Para este tsunami se estiman alturas de agua por sobre los 4 m. En la playa de Llole se alcanzan alturas de agua máximas de hasta 3 m. A estas alturas se les asocian velocidades mayores a 1 m/s. En la ribera norte del río Maipo, cerca del sector Lo Gallardo se observan alturas de agua de hasta 1 m. Es importante señalar que estas condiciones producirían la destrucción total de habitaciones de madera que pudieran estar ubicadas en las zonas afectadas.

En la Figura 41 se presentan las velocidades máximas en tierra estimadas para este tsunami, y en la Figura 42, las alturas asociadas a cada velocidad máxima. Para este tsunami se estiman velocidades

sobre los 5 m/s al sur de la desembocadura del río Maipo y en el sector de las lagunas de Llole. Estas velocidades asocian alturas de agua entre 1 y 2 m. En la ribera norte del río Maipo se observan velocidades cercanas a los 2,5 m/s con alturas de agua de 1 m.

Es importante señalar que el terraplén ubicado frente al sector de la laguna norte de Llole y las obras del Puerto de San Antonio, permiten limitar el impacto del tsunami en los sectores donde están ubicados. Estas obras se ven sólo parcialmente sobrepasadas para este evento.



Figura 38: Línea de Inundación para el Tsunami provocado por el escenario de 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia

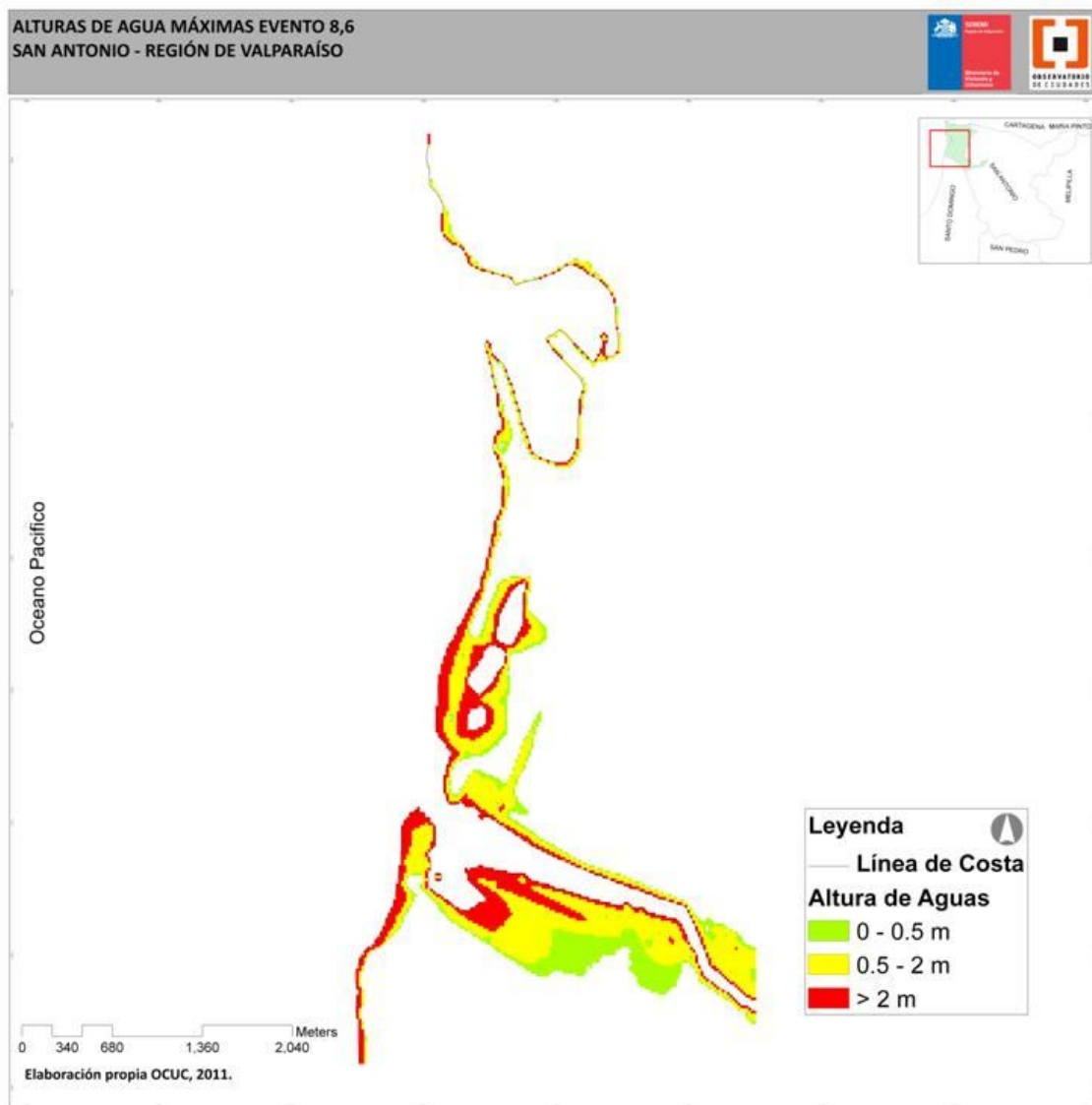


Figura 39: Alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami provocado por el escenario de 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia.

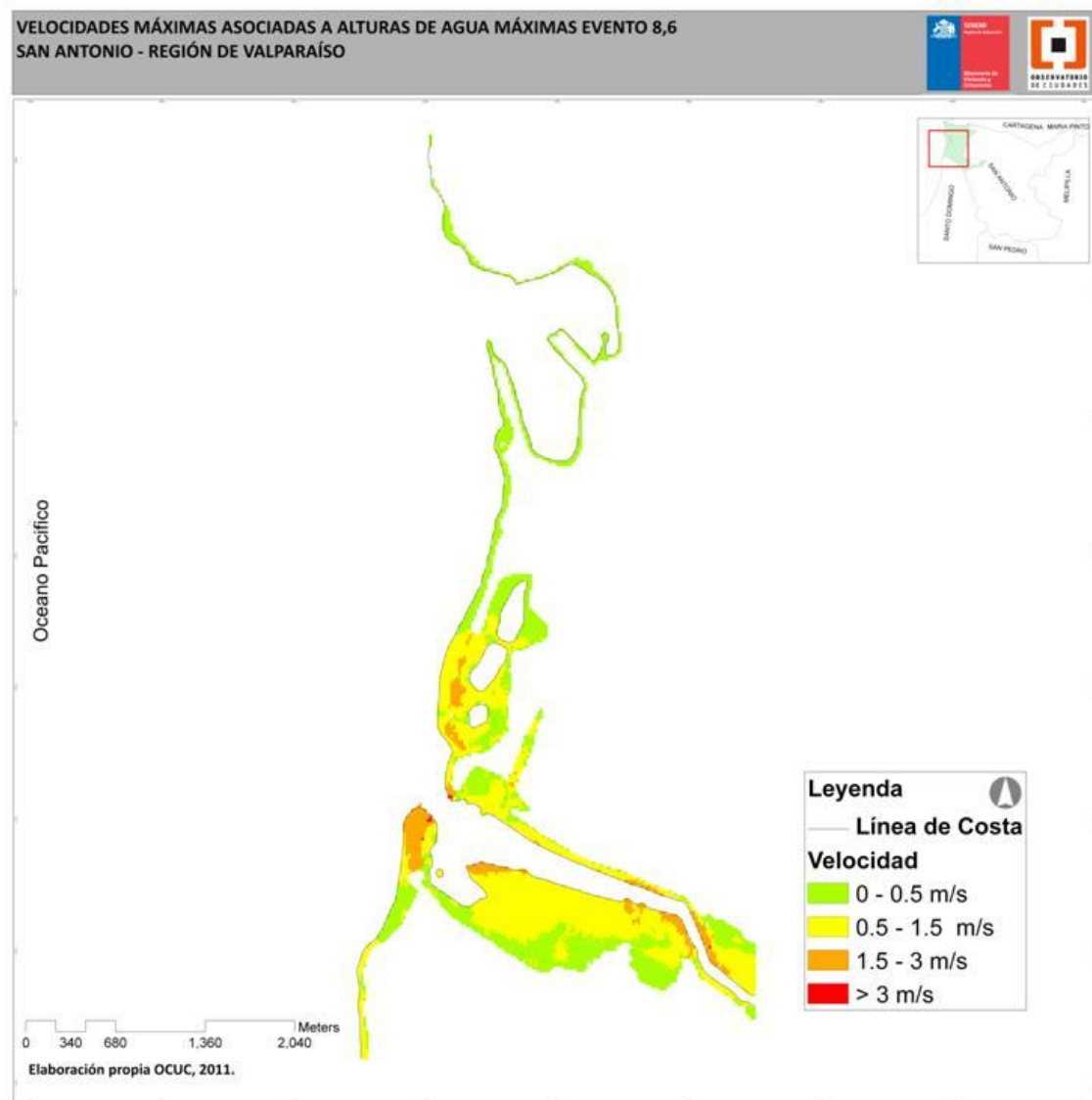


Figura 40: Velocidades asociadas a las alturas de agua máximas para el Tsunami provocado por el escenario de 8.6 Mw. Fuente: Elaboración propia

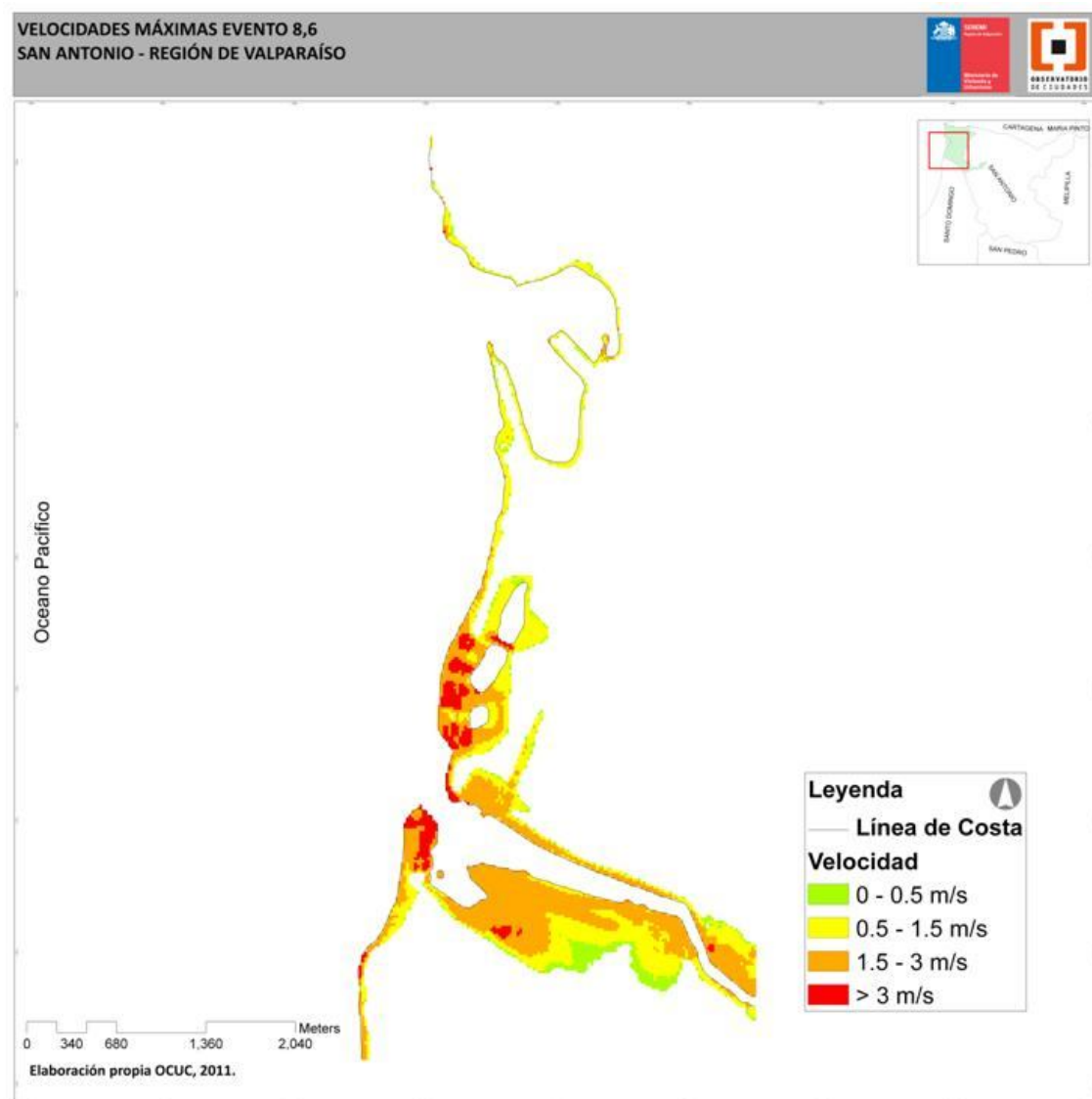


Figura 41: Velocidades máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami provocado por el escenario de 8.6 Mw.
Fuente: Elaboración propia

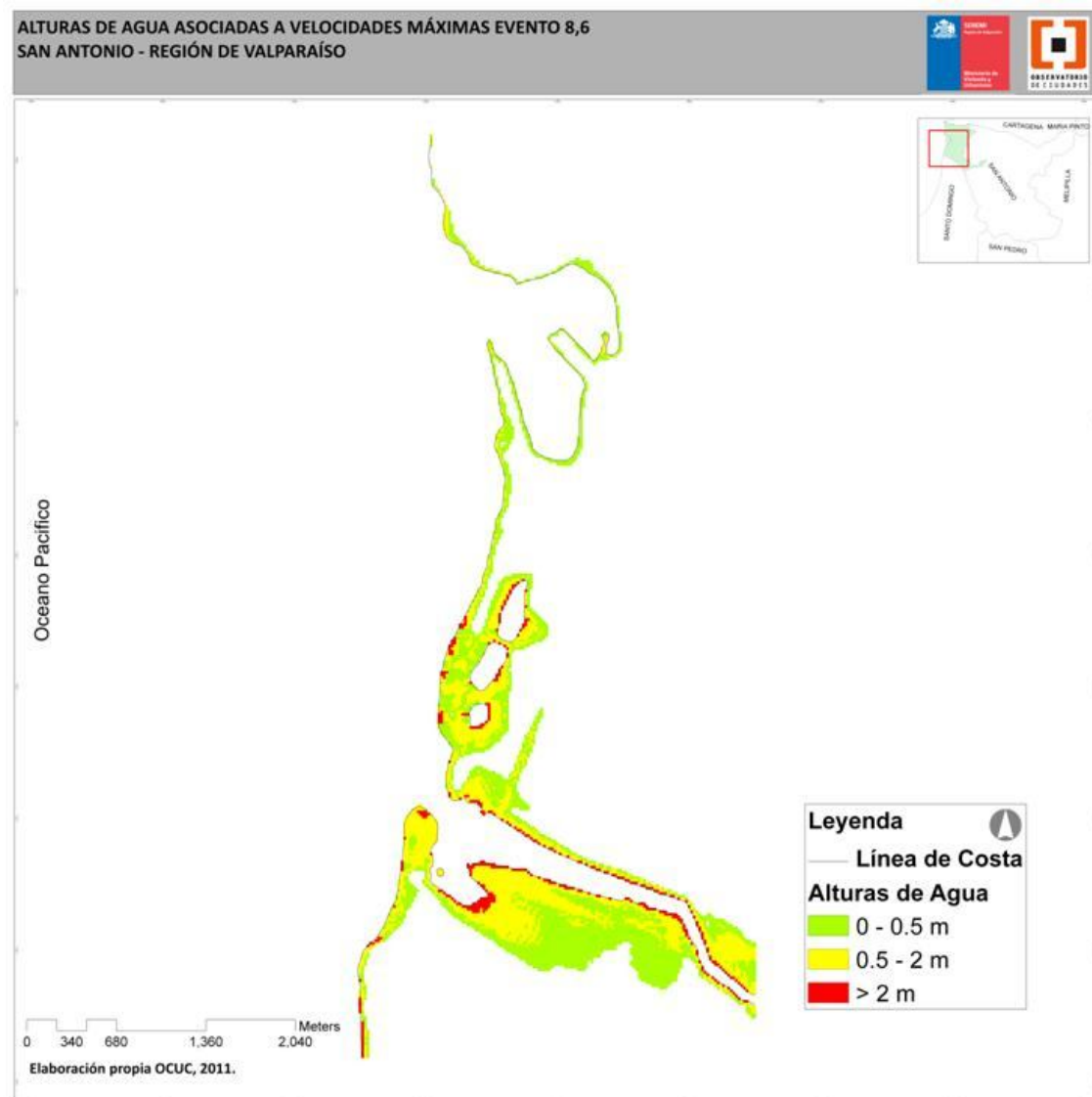


Figura 42: Alturas de agua asociadas a las velocidades máximas para el Tsunami provocado por escenario de 8.6 Mw. Fuente: Elaboración propia

2.4.4 Escenario de Sismo 8.8 Mw

2.4.4.1 Modelo de Ruptura

En la Figura 43 se presentan los resultados del cálculo de las deformaciones verticales para el sismo de 8.8 Mw estimadas a partir del modelo de Okada (1985) alimentado con los parámetros de falla descritos en la sección 2.1.3.1. Se asume que la superficie libre del mar se deformará instantáneamente de la misma forma que el fondo (PRDW-AV, 2011). En la figura, las coordenadas de los bordes de la grilla son geográficas y la escala de colores de la desnivelación del mar se encuentra en metros. Para este escenario la sobreelevación máxima es de 3,2 m, el doble del caso anterior (PRDW-AV, 2011).

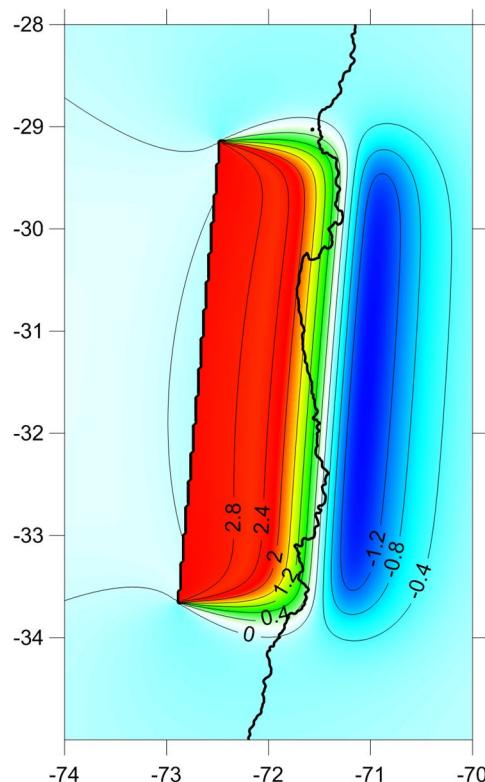


Figura 43: Deformación vertical de la corteza terrestre para sismo de 8.8 Mw.
Fuente: PRDW-AV (2011).

2.4.4.2 Propagación Regional

En las Figura 44 y Figura 45 se presenta la evolución de la onda de tsunami frente a la zona de generación, entre San Antonio y La Serena, para el sismo 8.8 Mw (PRDW-AV, 2011). En ellas se aprecia el mismo comportamiento que para el escenario anterior respecto de los tiempos de arribo, sin embargo se observa una mayor amplitud de onda, debido a que este sismo es mucho más energético (PRDW-AV, 2011).

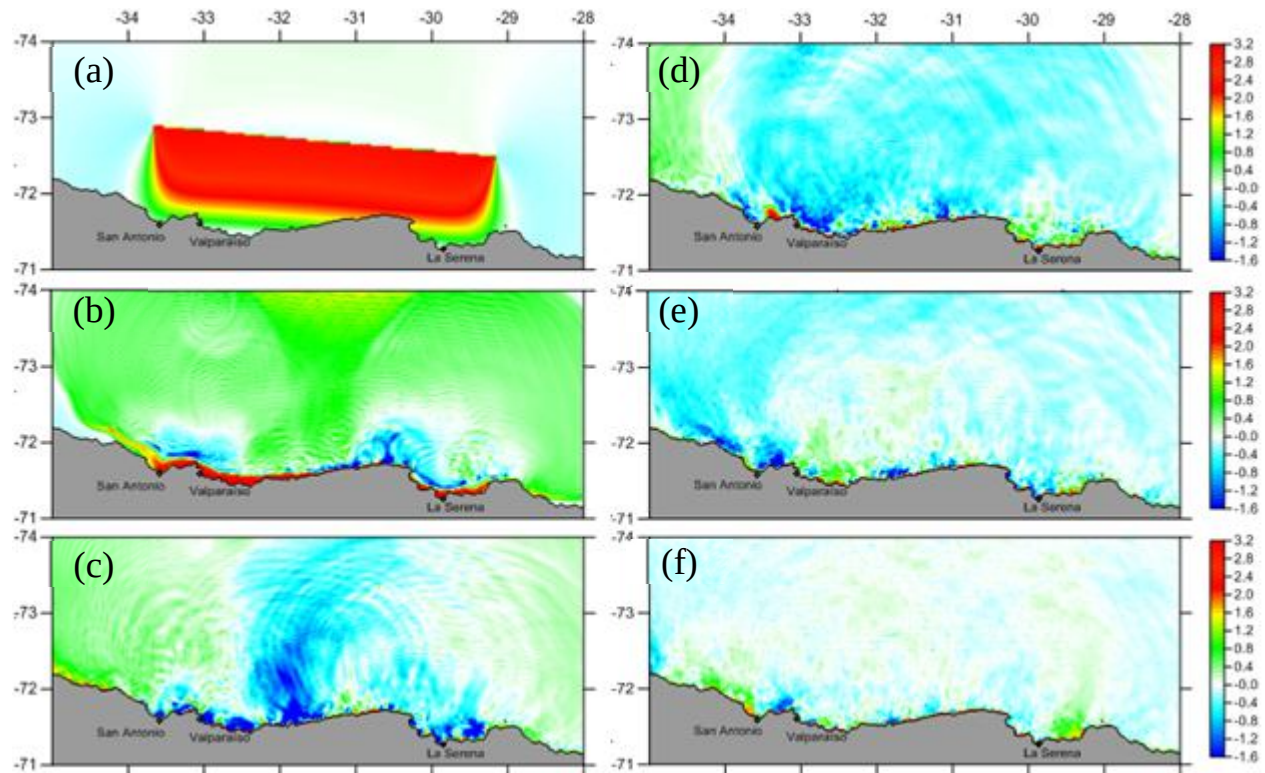


Figura 44: Propagación regional Tsunami 8.8 Mw: (a) 00:00 (b) 00:15 (c) 00:30 (d) 00:45 (e) 01:00 (f) 01:30 horas después del sismo. Fuente: PRDW-AV (2011).

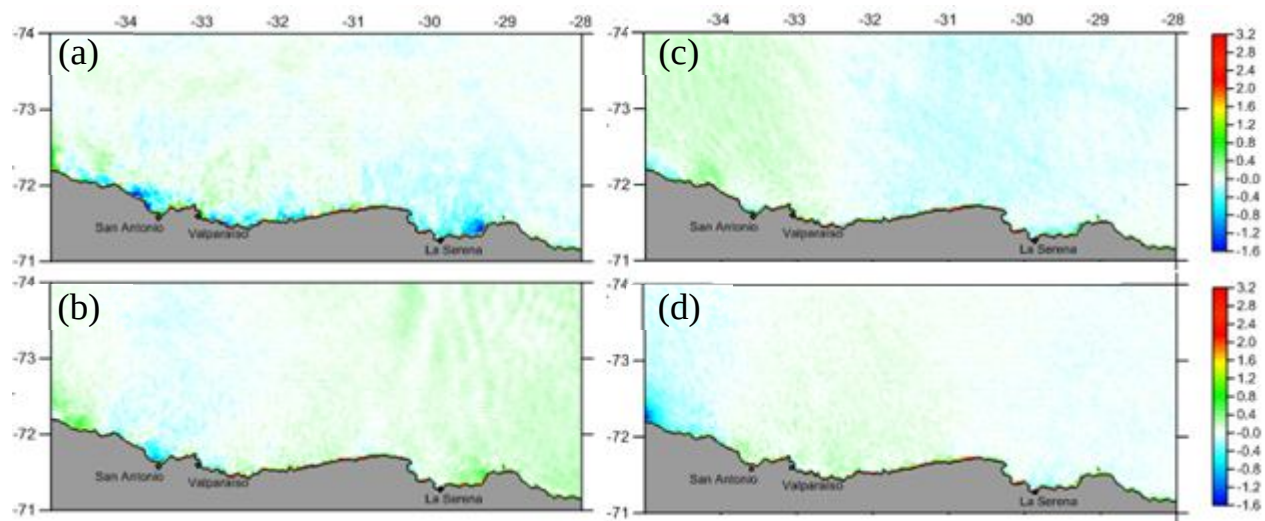


Figura 45: Propagación regional Tsunami 8.8 Mw: (a) 02:00 (b) 03:00 (c) 04:00 (d) 05:00 horas después del sismo. Fuente: PRDW-AV (2011).

Las señales extraídas del modelo regional que serán introducidas al modelo de inundación en cada borde se presentan en las Figura 46, Figura 47 y Figura 48. En los bordes sur y norte se ha ingresado la señal del tsunami hasta una profundidad de -5 m. Para este sismo se observan amplitudes de hasta 3 m (distancia entre la cresta y el valle cercano a los 6 m) ingresando al dominio y un primer frente importante llegando

durante los primeros 30 minutos de simulación. Luego los sucesivos frentes decaen en amplitud a medida que pasa el tiempo.

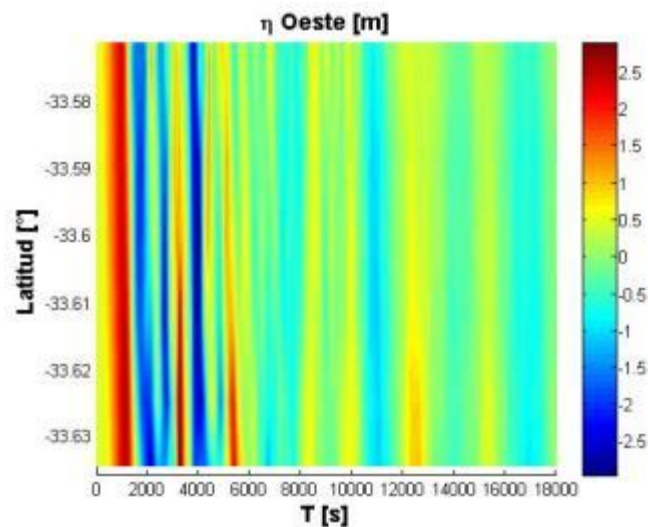


Figura 46: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde oeste para el Tsunami 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos PRDW-AV (2011).

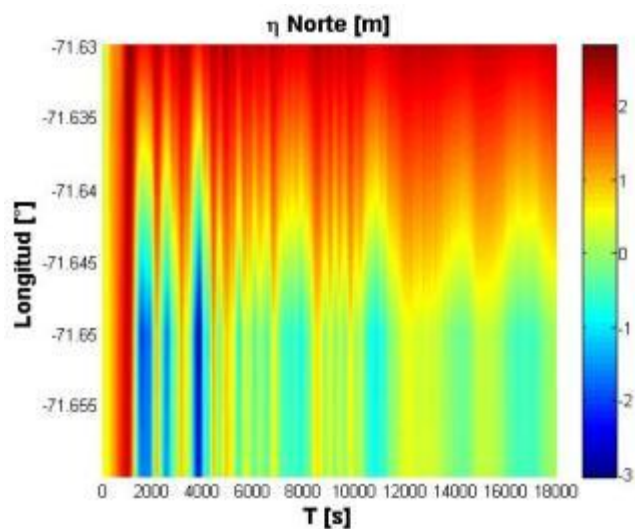


Figura 47: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde norte para el Tsunami 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos PRDW-AV (2011).

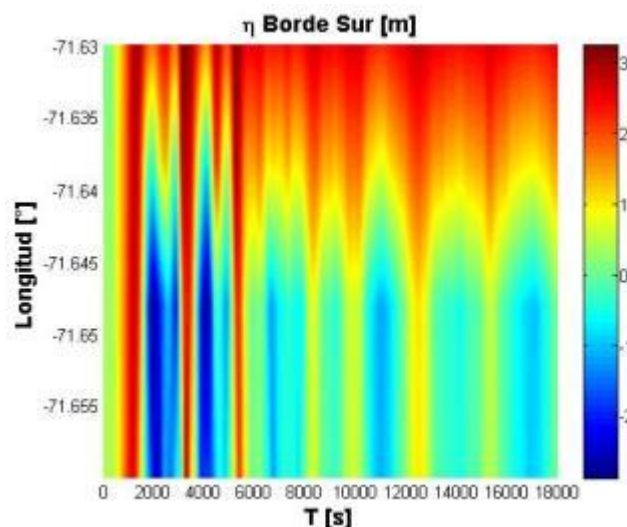


Figura 48: Amplitudes modelo regional a modelo inundación borde sur para el Tsunami 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración propia con datos PRDW-AV (2011).

2.4.4.3 Modelo de Inundación

La propagación del tsunami en el dominio local se simuló durante 5 horas utilizando un paso de tiempo de 0,2 segundos, con el fin de asegurar la estabilidad del modelo. En las siguientes figuras se muestra el resultado de la simulación en términos del área inundada y las alturas de agua y velocidades máximas alcanzadas en tierra.

Para este tsunami se observa un área de inundación mucho mayor que para los escenarios considerados previamente. En la siguiente figura se aprecia en el sector céntrico de San Antonio que los molos del Puerto y el paseo Bellamar son inundados completamente. Hacia el sur, el sector lagunas de Lolloo, poblaciones Juan Aspee, San Pedro, Brisamar y La Boca corresponden a zonas potencialmente inundables por el tsunami. También se observa el avance de ondas por el cauce del estero El Sauce. Además, existe una inundación importante de la planicie de la ribera sur del río Maipo, y en la ribera norte, en el sector de Tejas Verdes hasta más arriba del puente Lo Gallardo.

En las Figura 50 y Figura 51 se presentan las alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para este tsunami, y las velocidades instantáneas asociadas a cada profundidad máxima respectivamente. En este caso la profundidad máxima estimada alcanza los 5,5 m, la que ocurre en la costa de Santo Domingo.

En San Antonio, sobre los molos del Puerto se estiman alturas de agua por sobre 1 m, las que asocian velocidades cercanas a 1 m/s. En el sector de las lagunas de Lolloo se estiman alturas de agua bastante mayores que los estimados en los escenarios anteriores, superando los 3 m, mientras que las velocidades asociadas superan a veces 1,5 m/s. En las riberas del estero El Sauce y su desembocadura al río Maipo, sector Tejas Verdes y ribera norte del río Maipo se estiman alturas de agua de más de 1 m. Es importante destacar que en este escenario, el Puerto de San Antonio se vería completamente sobrepasado, con consiguientes daños importantes en infraestructura. Sin embargo, la presencia de las

distintas obras del Puerto, además del terraplén ubicado frente a la laguna norte de Llolleo ayuda a disminuir el impacto del tsunami sobre los sectores ubicados detrás de ellos.

En la Figura 52 se presentan las velocidades máximas en tierra estimadas para este tsunami, y en la Figura 53, las alturas de agua asociadas a cada velocidad máxima. En los molos del Puerto se estiman velocidades entre los 2 y 3 m/s, las que asocian alturas cercanas a 1 m. Más hacia el sur, en la playa de Llolleo se estiman altas velocidades sobre los 4 m/s. En el estero El Sauce y su desembocadura al río Maipo, se observan velocidades cercanas a 3 m/s, mientras que en la ribera sur del río Maipo se observan velocidades de hasta 2 m/s. En estas condiciones, las habitaciones ligeras ubicadas en la zona afectada serían barridas por el tsunami.



Figura 49: Línea inundación para el Tsunami provocado por el escenario de 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración Propia

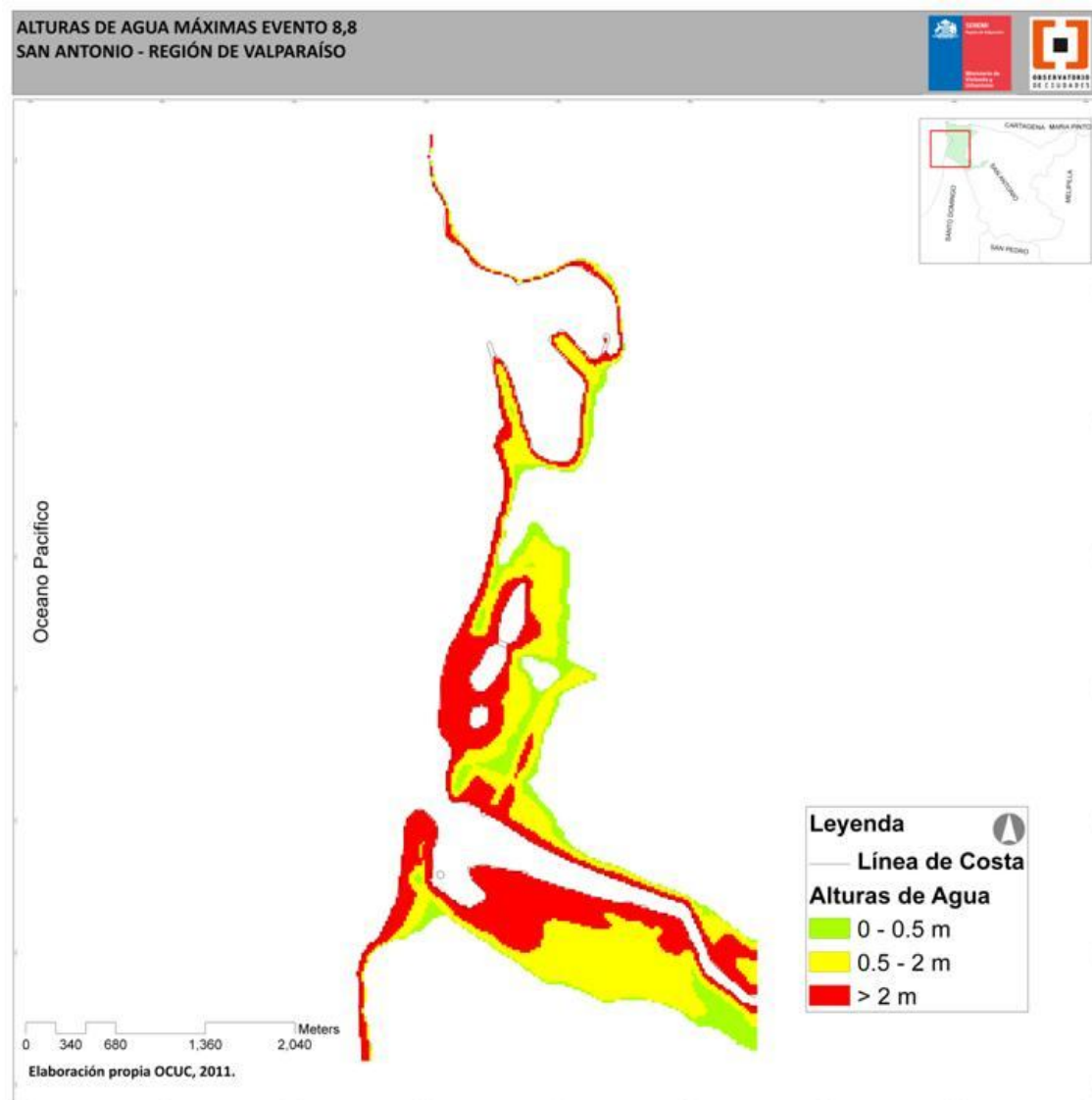


Figura 50: Alturas de agua máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami provocado por el escenario de 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración propia.

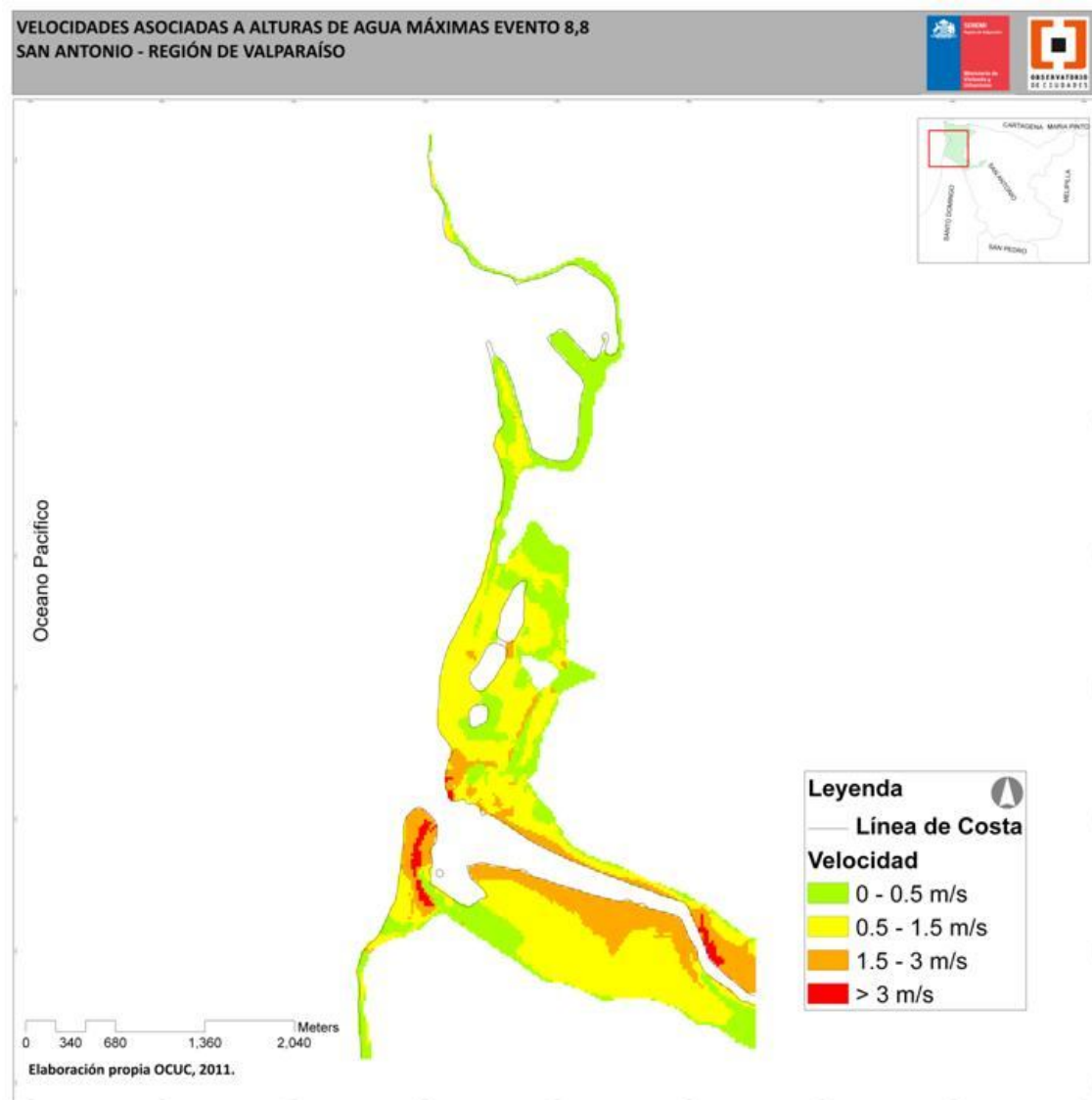


Figura 51: Velocidades asociadas a las alturas de agua máximas para el Tsunami provocado por el escenario de 8.8 Mw. Fuente: Elaboración propia

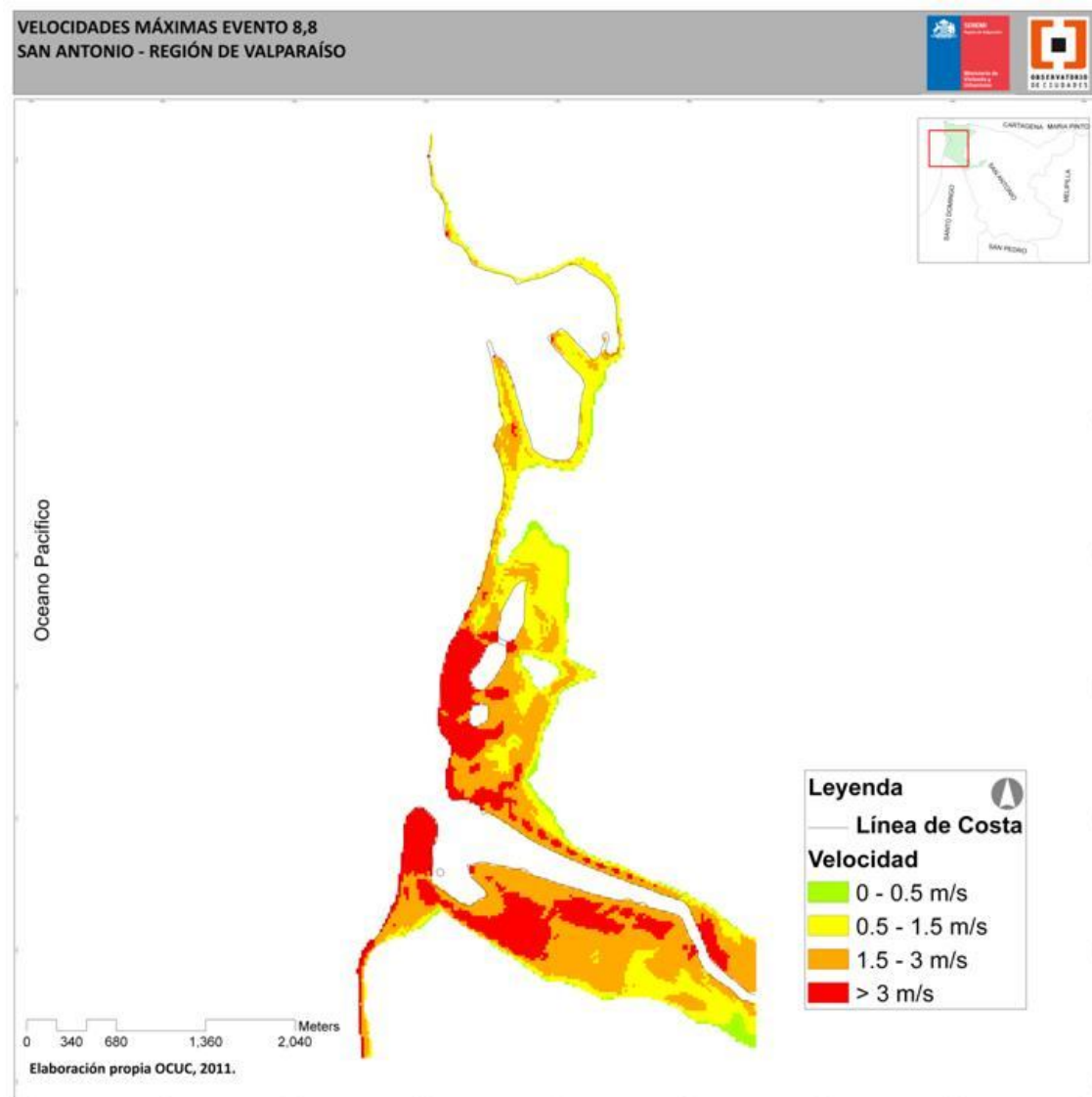


Figura 52: Velocidades máximas alcanzadas en tierra para el Tsunami provocado por el escenario de 8.8 Mw.
Fuente: Elaboración propia

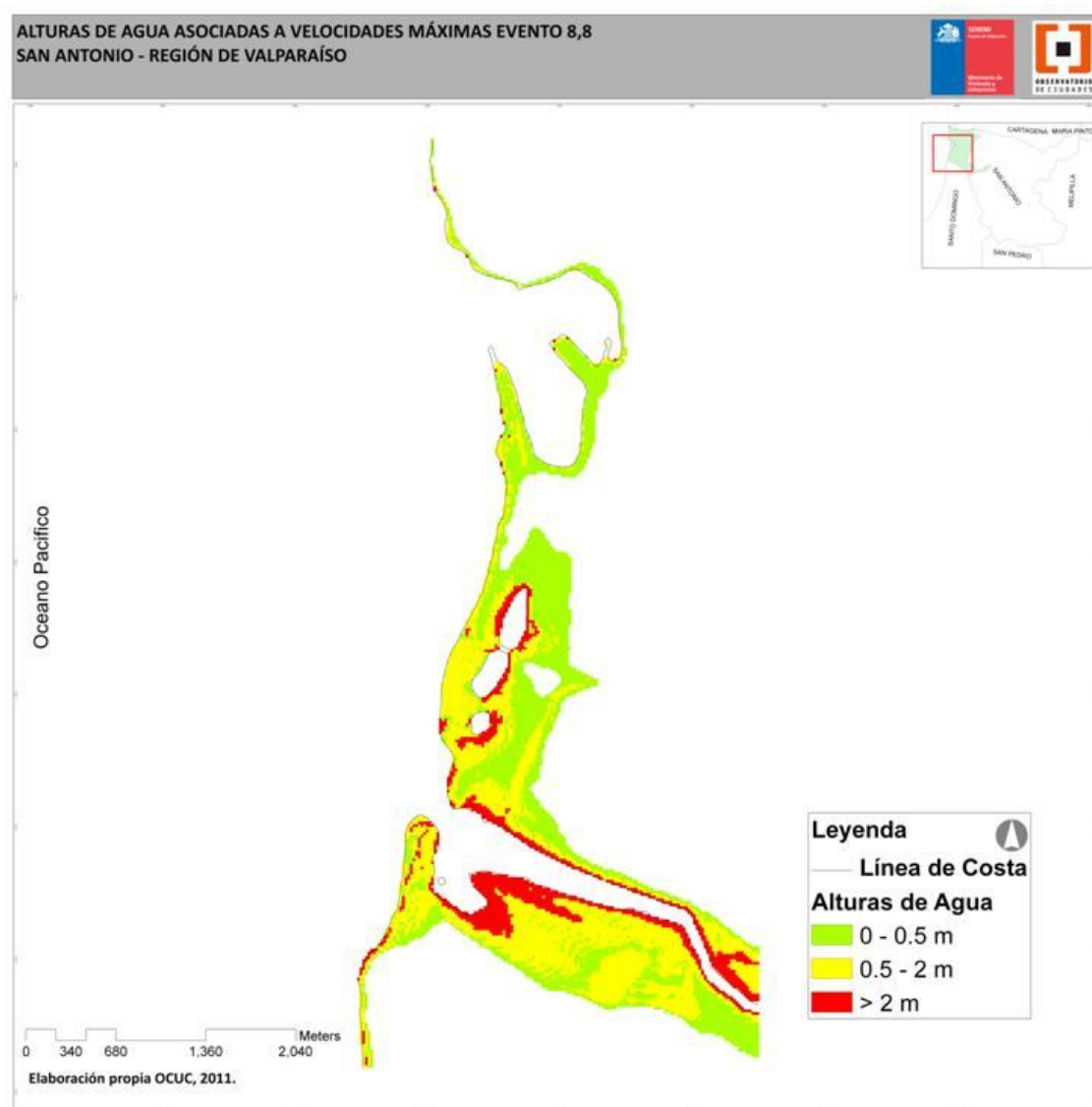


Figura 53: Altura de aguas asociada a las velocidades máximas para el Tsunami provocado por el escenario de 8.8 Mw. Fuente: Elaboración propia.

2.5 Amenaza de Tsunami

En la Figura 54 se muestran y comparan las líneas de inundación obtenidas para cada escenario modelado. En ella se aprecia que las zonas potencialmente inundables por estos eventos de tsunamis corresponden al sector del Puerto de San Antonio, paseo Bellamar, sector costero de Barrancas, lagunas de Lollole, riberas estero El Sauce, población Juan Aspee, Brisamar, La Boca, Tejas Verdes y sector Lo Gallardo en la ribera norte del río Maipo.

Es posible apreciar además, que existe bastante concordancia entre la nueva simulación realizada para un potencial sismo de 8.8 Mw y el evento modelado por el SHOA para el escenario de 1906. Es importante recalcar que existen, sin embargo, diferencias importantes en las metodologías empleadas en cada caso puesto que el nivel de detalle considerado para la elaboración de la carta de inundación del SHOA (grillas de cerca de 90m de resolución) no permite tener en cuenta el efecto de mitigación sobre el tsunami que ejerce el Puerto de San Antonio y los distintos terraplenes existentes frente a la laguna norte de Lollole y la ribera norte del río Maipo. Por el contrario, la modelación de inundación considerada en este estudio, con grillas de 20 m de resolución, incorpora un nivel de detalle adecuado para considerar estos efectos. De esta forma, existen zonas que se ven beneficiadas por la presencia de estas obras, las que contribuyen a disminuir los efectos del tsunami.

Por otra parte, es importante destacar que la topografía de la bahía de San Antonio, bastante escarpada, contribuye a disminuir el área afectada por estos eventos. La batimetría de la bahía también incide en el efecto que tienen las ondas de tsunami, puesto que frente al Puerto de San Antonio existe un cañón submarino bastante profundo que ayuda a disminuir el asomeramiento al que son sometidas estas olas. Del mismo modo, en el sector sur, frente a Santo Domingo, la playa es de pendiente bastante suave, lo que limita las alturas con que entran estas olas puesto que comenzarán a disipar energía por rompimiento antes de alcanzar la costa. El fenómeno de disipación de energía bajo este efecto está considerado en el modelo empleado para la confección de los mapas de inundación.

A modo de referencia, se indica que para el evento del 27 de febrero de 2010, la cota de inundación alcanzada fue cercana a los 3 m en el sector de las lagunas de Lollole, mientras que los eventos modelados con escenarios de 8.6 y 8.8 Mw presentan sectores en donde este nivel puede alcanzar las cotas de 6 y 10 m respectivamente.

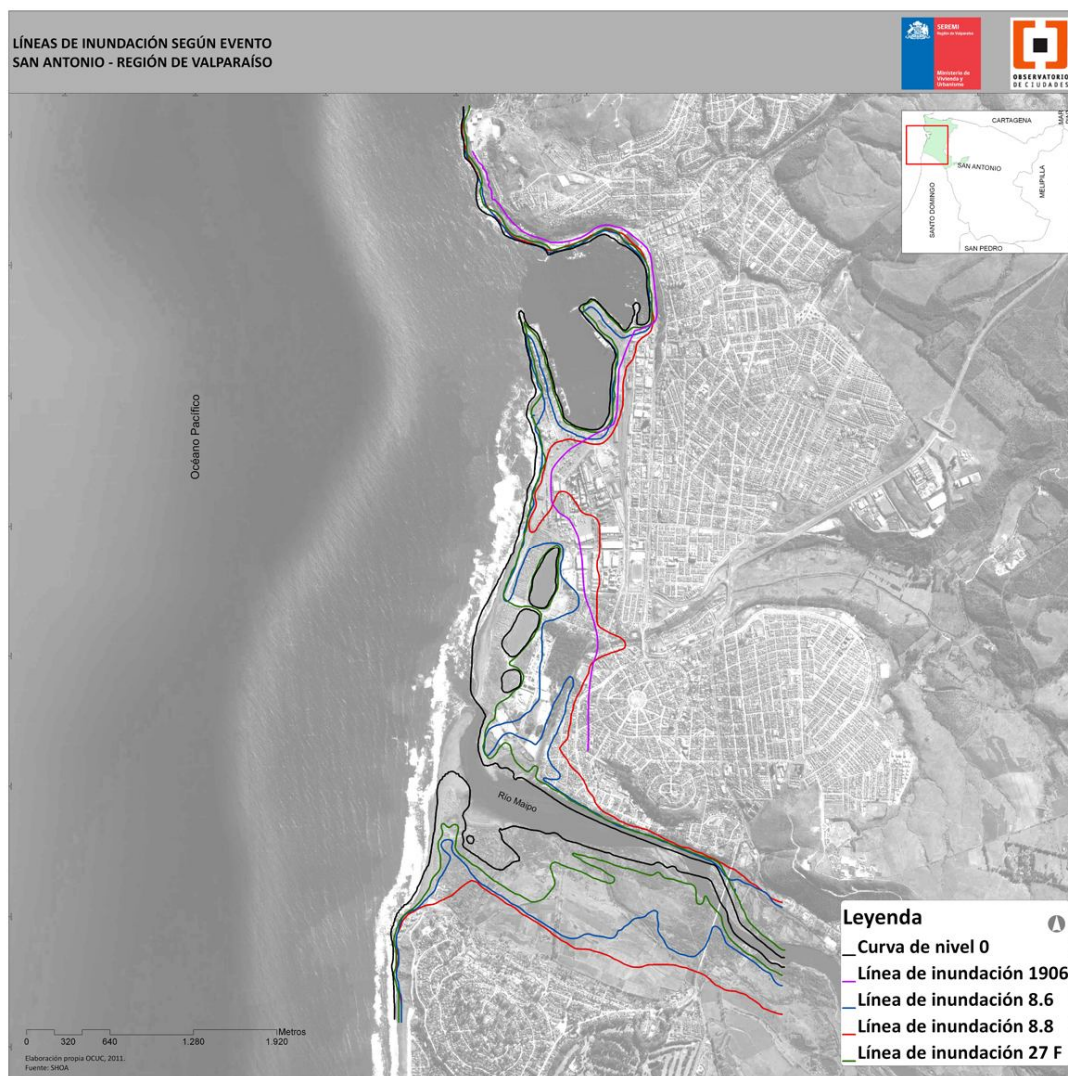


Figura 54: Líneas de Inundación para los escenarios de Tsunami estudiados.
Fuente: Elaboración propia.



Rodrigo Cienfuegos C.
Ingeniero Civil, PhD
Experto en Hidrodinámica Costera
Encargado de Tsunami
R.U.N. 12.810.849-1

3 MAPA DE RIESGO DE TSUNAMI

En la figura que se presenta a continuación se presenta el área de riesgo de tsunami, la cual ha sido definida a partir del peor escenario estudiado. El área inundable incluye el Puerto de San Antonio, el sector playas de Lolleo y las lagunas conocidas como Ojos de Mar de Lolleo, la ribera del Estero El Sauce en su desembocadura al río Maipo, el sector Tejas Verdes y la ribera del río Maipo.

4 BIBLIOGRAFÍA

- Arriagada, J. 2005. *Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile Central*. Memoria para optar al título profesional de Geógrafo, Universidad de Chile
- Brito, J. 2009. *San Antonio: Nuevas Crónicas para su Historia y Geografía*
- Burbidge, D, Cummins, P., Mleczko, R. & Kie, H. 2008. *A Probabilistic Tsunami Hazard Assessment for Western Australia*. Pure and Applied Geophysics 165: 2059-2088.
- Carrión, B., Almar, R., Cienfuegos, R., Burgos, L. & Catalán, P. (2010). *Modelo numérico de la propagación del tsunami del 27 de febrero de 2010: Análisis preliminar del comportamiento hidrodinámico del evento*. Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica, 25(1), 7-20. ISSN 0716-3746.
- Catalán, P.A., Cienfuegos, R., Winckler, P., Contreras, M., Almar, R., Domínguez, J.C., Fritz, H.M., Petroff, C.M., Kalligeris, N., Weiss, R., Ebeling, C., Papdopoulos, T., Barrientos, S.E., Synolakis, C. (2010). *Observations by the international tsunami survey team. Regions VII-VI and V of Chile*. American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis, Viña del Mar, Chile.
- Cienfuegos, R., Barthélemy, E., & Bonneton, P. (2007). *A fourth order compact finite volume scheme for fully nonlinear and weakly dispersive Boussinesq-type equations - Part II: Boundary Conditions and validation*. Int. J. Num. Meth. Fluids, 53, 1423-1455.
- Cienfuegos, R., Carrión, B., Almar, R. & Catalán, P. (2011). *Numerical modeling and preliminary analysis of the hydrodynamic characteristics of the february 27th, 2010 Tsunami*. 7th International Workshop on Coastal Disaster Prevention organized by the Port and Research Institute. Tokio, Japan, January 2011.
- Cisternas, M., Atwater, B., Torrejon, F., Sawai, Y., Machuca, G. et al. 2005. *Predecessors of giant 1960 Chile earthquake*. Nature, 437: 404-407.
- Choi, B., Pelinovsky, E., Kim, K. & Lee, S. 2003. *Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3: 321-332
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Sing, S. & Suarez, G. 1986. *The great 1985 Central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquakes in the region?*. Science, 233: 449-453.
- Comte, D. & Pardo, M. 1991. *Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps*. Natural Hazards, 4: 23-44.

- Delouis, B., Nocquet, J. & Vallée, M. 2010. *Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data*. Geophysical research letters, 37, L17305.
- DOH (Dirección de Obras Hidráulicas MOP). 2003. *Plan Maestro de Evacuación y Drenaje de Aguas Lluvias, San Antonio y Cartagena, V Región*.
- EPSA (Empresa Portuaria San Antonio). 1998. *Plan Maestro Puerto San Antonio*.
- Egbert, G. & Erofeeva, S. 2002. *Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides*. Journal of atmospheric and oceanic technology, 19: 183-204.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Melnik, D. & Bataille, K. 2010. *Land-level changes produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake*. Science 20, Vol. 329 no. 5994, p. 91.
- Fritz, H., Petroff, C., Catalán, P., Cienfuegos, R., Winckler, P., Kalligeris, N., Weiss, R., Barrientos, S., Meneses, G., Valderas-Bermejo, C., Ebeling, K., Papadopoulos, A., Contreras, M., Almar, R., Dominguez, J. & Synolakis, C. 2011. *Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami*. Pure and Applied Geophysics.
- Gallouet, T., Herard, J.-M., & Seguin, N. (2003b). *Some approximate Godunov scheme to compute shallow-water equations with topography*. Computers and Fluids, 32, 479-513.
- GEER (Geo-Engineering extreme events reconnaissance association). 2010. *Geo-engineering Reconnaissance of the 2010 Maule, Chile Earthquake*. 272 p.
- Guerra, M. (2010). *Numerical and experimental modeling of extreme flood waves and inundation zones*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica.
- Guerra, M., Cienfuegos, R., Escauriaza, C., Rosas, E. (2010a). *Modelación Numérica 2D de Crecidad Extremas y Zonas de Inundación en Coordenadas Curvilíneas Generalizadas*. XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica IAHR, Punta del Este, Uruguay.
- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2002, *Plan Regulador Comunal 2006* (aprobado).
- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2006. *Plan Regulador Comuna de San Antonio [Online]*. Disponible en: http://www.sanantonio.cl/index.php?option=com_content&view=article&id=237&Itemid=214
- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2008, *Plan de Desarrollo Comunal 2008-2013*.
- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2010. *Efectos de la ola sísmica o tsunami en la laguna Llole [Online]*. Disponible en: http://www.sanantonio.cl/attachments/1402_Efectos%20de%20la%20ola%20s%C3%ADsmica%20o%20tsunami%20en%20la%20laguna%20Llolle.pdf

- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2010. *PLAN COMUNAL DE PROTECCIÓN CIVIL SAN ANTONIO*. Oficina de Protección Civil
- Ilustre Municipalidad de San Antonio 2011. informes de estado post-terremoto del 27 de febrero 2011, (distintas áreas, Comercio, Turismo, actividades comerciales, localidades rurales, pesca artesanal).
- Kausel, E. (1986). "*Proceso Sísmico, Parámetros Focales y Réplicas del Sismo del 3 de Marzo de 1985*". Capítulo N°2 de: El Sismo del 3 de Marzo de 1985-Chile; Monje J. Acero Comercial, Santiago 1986.
- Kelleher, J. (1972). Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 77. No. 11.
- Kotani, M., Imamura, F. & Shuto, N. (1998). *Tsunami run-up simulation and damage estimation by using geographical information system*. *Proceedings Coastal Engineering*, JSCE, 45, 365-360.
- Lagos, M. 2000. *Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile*. *Revista de Geografía del Norte Grande*, 27: 93-102
- Lazcano, A., Retamal, E., Urbina, L., Espinoza, X. y Contreras, M. (2010). *Identificación de factores relevantes para un diagnóstico ambiental post Tsunami Chile 2010 en el sector costero de Playa Lolleo (33°36'24"S; 71°37'23"W)*. XXX Congreso de Ciencias del Mar, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Octubre 2010.
- Lay, T. et al. (2010). *Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake*. *Geophysical Research Letters*, Vol. 37, L13301.
- Liang, Q., & Marche, F. (2009). *Numerical resolution of well-balanced shallow water equations with complex source terms*. *Advances in Water Resources*, 32, 873-884.
- El Líder, 2011. Diario El Líder [Online]. Disponible en: <http://www.lidersanantonio.cl> [Ingreso enero y febrero 2011]
- Lockdrige, P. 1985. *Tsunamis in Perú-Chile*. World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-39, 97 p.
- Lomnitz, C. 1970. *Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535-1955*. *Geol. Rundschau*, 59: 938-960.
- Lomnitz, C. 1971. *Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535 a 1955*. *Geofísica Panamericana*, 2: 151-178

- Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M. & Boschi, E. 2011. *Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake*. Nature Geoscience, letters published online.
- Mader, C.L. (2004). *Numerical Modeling of Water Waves*. Segunda Edición CRC Press Mansinha, L. y Smylie, D.E. (1971). *The displacement field of inclined faults*. Bulletin Seismological Society of America.
- Marche, F. (2007). *Derivation of a new two-dimensional viscous shallow water model with varying topography, bottomfriction and capillary effects*. European Journal of Mechanics B/Fluids, 26, 49-63.
- Mignot, E., & Cienfuegos, R. (2009). *On the application of a Boussinesq model to river flows including shocks*. Coastal Engineering, 56, 23-31.
- Ministerio del Interior. 2011a. *Listado oficial de personas fallecidas [online]*. Disponible en: <http://www.interior.gov.cl/27f.html>
- Ministerio del Interior. 2011b. *Balance de Reconstrucción [online]*. Disponible en: <http://www.interior.gov.cl/27f.html>
- NGDC. 2010. *Tsunami Event Database. Colorado, USA. National Geophysical Data Center [online]*. Disponible en: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu.html> [Ingreso en enero y febrero de 2011].
- Nishenko S. (1985). Seismic potential for large and great interpolate earthquakes along the Chilean and southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal. Journal of geophysical Research, Vol. 90, No. B5. Pp 3589-3615.
- Oidores de la Real Audiencia. N.D. En “*Carta de la real audiencia de Chile sobre el terremoto del 13 de mayo de 1647 por los oidores*”.
- Okada, Y. (1985). *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bull. Seis. Soc. Am., 75 (4), 1135-1154.
- PRDW-AV. (2011). *Estudio de la Propagación Regional de Tsunamis basados en el Evento de 1730*.
- Quezada J. N.D. *Terremotos y Tsunamis en la Región del BíoBío [Online]*. Disponible en: <http://www2.udec.cl/gema/main.html> [Ingreso el 9 de febrero de 2011].
- Saint-Venant, A. (1871). *Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit*. C.R.Acad.Sc.Paris, 73: 147-154.
- Sanders, B. (2002). *Non-reflecting boundary flux function for finite volume shallow-water models*. Advances in Water Resources, Vol 25: 195-202.

- Shuto, N. (1995). *TIME Project-Manual of Numerical Simulations of Tsunamis*.
- SERNAGEOMIN (Servicio nacional de geología y minería). 2010. *Efectos geológicos del sismo del 27 de febrero de 2010: San Antonio y Lolleo, V Región*. (INF-O'Higgins-01).
- Sepúlveda, S. & Serey, A. 2009. *Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aysén earthquake, southern Chile (45.5°S)*. *Revista Geológica de Chile*, 36: 101-106.
- SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada), N.D. a. *Generalidades de un Tsunami [Online]*. Disponible en: <http://www.shoa.cl>
- SHOA. N.D. b. *Tsunamis Registrados en la Costa de Chile [Online]*. Disponible en: http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf [Ingreso el enero de 2011]
- SHOA. 2000. *Carta Inundación por Tsunami San Antonio [online]*. Disponible en: <http://www.shoa.cl>
- Siglos curiosos (2011). *"El terremoto de 1822"* [Online]. Disponible en: <http://sigloscuriosos.blogspot.com/2007/09/el-terremoto-de-1822.html> [Ingreso el 9 de febrero de 2011]
- USGS. 2010. *Magnitude 8.8 - OFFSHORE MAULE, CHILE [Online]*. Disponible en: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/recenteqsww/Quakes/us2010tfan.php>
- Valdez, M. Entrevista febrero 2011, ex funcionario Oficina Protección Civil IMSA.
- Winckler, P. & Vásquez, J. 2008. *Evaluación del riesgo de tsunami en Quintero, Chile*. XV Congreso Chileno de Hidráulica, SOCHID.
- Winckler, P. & Contreras, M. (2010). *Estimación Preliminar de la Zona de Inundación del Tsunami del 27/02/2010 en la Localidad de Lolleo (33°36'22"S; 71°37'31"W)*. Reporte Universidad de Valparaíso y Universidad de Playa Ancha.