
UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**CARACTERIZACIÓN DEL TERREMOTO Y TSUNAMI
DEL 20 DE FEBRERO DE 1835 EN BASE A REGISTROS
HISTÓRICOS**

Bernardita Magdalena Jorquera Acuña

**Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico**

2018

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**CARACTERIZACIÓN DEL TERREMOTO Y TSUNAMI
DEL 20 DE FEBRERO DE 1835 EN BASE A REGISTROS
HISTÓRICOS**

Bernardita Magdalena Jorquera Acuña

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesor guía:
Dra. María Ignacia Calisto Burgos

Comisión:
Dr. Arturo Belmonte-Pool y Dr. Jorge Quezada



Enero, 2018
Concepción, Chile

Dedicado a mi familia y a quienes
fueron parte de este camino.

Agradecimientos

Agradezco, en primer lugar, a mis papás Lucía y Luis, y a mi familia en general, por brindarme siempre un apoyo incondicional a lo largo de estos años fuera de casa, por ayudarme a llegar a donde estoy y lograr ser lo que hoy en día soy.

Agradecer también a mi profesora Dra. Ignacia Calisto, por su siempre buena disposición y ayuda para la realización de este trabajo, el cual forma parte del proyecto "Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones (CYCLO)", financiado por ICM NC160025.

Por último, pero no menos importante, agradezco a las grandes personas con las que compartí en la universidad, tanto a los docentes y personal de apoyo del Departamento de Geofísica por su entrega y dedicación, como a mis amigos Victoria, Macarena, Katherine, Diego y Arturo, que hicieron de esto algo más llevadero, poniéndole una cuota de humor y buenos recuerdos a este camino. No dejaré de mencionar también a mis amistades de siempre, las incondicionales, Claudia, Mirtha y Marión, que estando presente físicamente o a la distancia, fueron parte fundamental de este proceso.

Índice general

Resumen	1
1. Introducción	3
2. Hipótesis y objetivos	5
2.1 Hipótesis	5
2.2 Objetivos	5
2.2.1 Objetivo general.....	5
2.2.2 Objetivos específicos	5
3. Marco teórico	7
3.1 Antecedentes históricos	7
3.2 Base de datos	8
3.3 Paquete de Matlab: <i>Tide Model Driver</i> (TMD).....	8
3.4 Software de modelación de tsunami COMCOTv1.7.....	9
3.5 Cálculo de errores.....	10
4. Metodología	13
4.1 Modelos de deslizamiento	13
4.1.1 Caracterización del evento	13
4.1.2 Observaciones de desplazamiento vertical.....	17
4.1.3 Selección de modelos.....	18
4.1.4 Modelación del desplazamiento vertical	23
4.2 Simulación de tsunamis.....	30
4.2.1 Observaciones de amplitud de ola e inundación	30
4.2.2 Grillas.....	30
4.2.3 Simulación en COMCOTv1.7.....	32
4.3 Ajuste de modelos	36
5. Resultados	37
6. Análisis y discusión.....	49
7. Conclusiones	57

8. Bibliografía	59
9. Anexos.....	63
Anexo A: Totalidad de los modelos definidos.	63

Índice de figuras

FIGURA 1. GRÁFICA DE USUARIO <i>TIDE MODEL DRIVER</i>	9
FIGURA 2. DOMINIOS DEFINIDOS POR LAY ET AL., 2012 DISPUESTOS A LO LARGO DEL MEGATHRUST	16
FIGURA 3. RELACIÓN L-W PARA SELECCIÓN DE MODELOS.	19
FIGURA 4. RELACIÓN Mo - S PARA SELECCIÓN DE MODELOS.	20
FIGURA 5. RELACIÓN Mo - D PARA SELECCIÓN DE MODELOS.	21
FIGURA 6. RELACIONES DEFINIDAS POR KAUSEL Y RAMÍREZ (1992).	22
FIGURA 7. MODELO 1	24
FIGURA 8. MODELO 2	24
FIGURA 9. MODELO 3.....	25
FIGURA 10. MODELO 4.....	25
FIGURA 11. MODELO 5.....	26
FIGURA 12. MODELO 6.....	26
FIGURA 13. MODELO 7.....	27
FIGURA 14. GRILLAS DE LAS ZONAS A EVALUAR.....	31
FIGURA 15. MAREÓGRAFOS VIRTUALES.	32
FIGURA 16. MODELO M1 CORREGIDO.....	38
FIGURA 17. MODELO M2 CORREGIDO.	38
FIGURA 18. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN VALPARAÍSO.	44
FIGURA 19. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN EL ARCHIPIÉLAGO JUAN FERNÁNDEZ – ISLA ROBINSON CRUSOE	44
FIGURA 20. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN LA ISLA QUIRIQUINA.	45
FIGURA 21. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN TOMÉ	45
FIGURA 22. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN PENCO-LIRQUÉN. ...	46
FIGURA 23. REGISTRO DE MAREÓGRAFOS VIRTUALES UBICADOS EN TALCAHUANO	46
FIGURA 24. INUNDACIÓN EN LA BAHÍA DE CONCEPCIÓN POR EL MODELO M1 CORREGIDO.	47
FIGURA 25. INUNDACIÓN EN LA BAHÍA DE CONCEPCIÓN POR EL MODELO M2 CORREGIDO.	48
FIGURA 26. MAPA DE INUNDACIÓN ELABORADO POR EL SHOA (ED. 2013).....	52
FIGURA 27. COMPARACIÓN DE ZONAS DE RUPTURA PARA LOS TERREMOTOS DE 1835 Y 2010.....	53
FIGURA 28. TERREMOTO DEL MAULE DE 2010	55

Índice de tablas

TABLA 1. PARÁMETROS RECOPIRADOS.....	14
TABLA 2. LEVANTAMIENTOS O SUBSIDENCIAS EXPERIMENTADAS EN LAS ZONAS DE ESTUDIO.	17
TABLA 3. MODELOS SELECCIONADOS A PARTIR DE LAS RELACIONES EMPÍRICAS.	22
TABLA 4. DESPLAZAMIENTOS VERTICALES OBTENIDOS CON EL MODELO M1.....	28
TABLA 5. DESPLAZAMIENTOS VERTICALES OBTENIDOS CON EL MODELO M2.....	29
TABLA 6. ELEVACIÓN MÁXIMA DE OLA PARA CADA SECTOR DE ESTUDIO.....	30
TABLA 7. AMPLITUDES MÁXIMAS DE OLAS PARA LOS MODELOS M1 Y M2.	34
TABLA 8. AMPLITUDES QUE MEJOR SE AJUSTAN A CADA SECTOR PARA EL MODELO M1. .	35
TABLA 9. AMPLITUDES QUE MEJOR SE AJUSTAN A CADA SECTOR PARA EL MODELO M2 ..	35
TABLA 10. DESPLAZAMIENTOS VERTICALES OBTENIDOS CON EL MODELO M1 CORREGIDO.	39
TABLA 11. DESPLAZAMIENTOS VERTICALES OBTENIDOS CON EL MODELO M2 CORREGIDO.	40
TABLA 12. AMPLITUDES MÁXIMAS DE OLAS PARA LOS MODELOS M1 Y M2 CORREGIDOS.	41
TABLA 13. AMPLITUDES QUE MEJOR SE AJUSTAN A CADA SECTOR PARA EL MODELO M1 CORREGIDO.	42
TABLA 14. AMPLITUDES QUE MEJOR SE AJUSTAN A CADA SECTOR PARA EL MODELO M2 CORREGIDO.	42
TABLA 15. MODELOS DEFINIDOS PARA LA MAGNITUD Ms=8.2.....	64
TABLA 16. MODELOS DEFINIDOS PARA LA MAGNITUD Ms=8.5.....	65

Resumen

El presente trabajo caracteriza el terremoto del 20 de febrero de 1835 en base a registros históricos, de los cuales se extrae información del terremoto y posterior tsunami que azotó principalmente a la Bahía de Concepción, pudiendo definir algunos parámetros, los que son complementados con otros determinados mediante relaciones empíricas en sismología.

En primera instancia se consiguieron 70 modelos bien definidos que fueron limitados también por relaciones empíricas para terremotos interplaca. De esta forma se consigue disminuir la cantidad de modelos definidos a tan sólo 7, los cuales son comparados con las observaciones recopiladas de desplazamientos verticales provocados por el terremoto. Para ello, se hizo uso del modelo elástico de Okada, 1985, implementado por un programa desarrollado en lenguaje de programación Python, el cual permite obtener los desplazamientos en cada punto de una zona definida y brindar una fácil visualización de los mismos mediante mapas de distribución. De esta forma, los modelos que no cumplían con la distribución dada por las observaciones fueron también eliminados, quedando sólo 2 (modelos M1 y M2).

Posterior a ello, se realizaron las respectivas simulaciones del tsunami para cada modelo mediante el software COMCOTv1.7 (Wang, 2009), del cual es posible extraer los tiempos de llegada de las olas y sus amplitudes máximas. Debido a que los valores modelados eran bastante alejados a los observados, es que se decidió modificar únicamente el valor del deslizamiento promedio, dejando fijos los demás parámetros de los planos de falla ya conseguidos y cuidando de no sobrepasar el rango de magnitud definido por los registros históricos, de modo que se consiguieran valores más acertados a los ya obtenidos.

De esta forma se logró, efectivamente, aumentar los valores de desplazamiento vertical y amplitudes de olas, donde finalmente, se decide considerar el modelo M1 corregido como el que mejor representa al terremoto mencionado, por haber conseguido un error acumulado de 7.18 m para las observaciones de desplazamiento vertical y un error de 21.2 m para las observaciones de amplitud de olas del tsunami, teniendo valores realistas respaldados por relaciones empíricas en sismología.

Capítulo 1

Introducción

Un sismo o un terremoto es un movimiento vibratorio brusco que se produce en el interior de la Tierra (corteza) en el que se libera energía de forma rápida y violenta, a través de ondas que se propagan en todas direcciones, siendo percibidas en la superficie terrestre a distintas intensidades, las cuales dependen de diversos factores.

Por otra parte, un tsunami es aquel fenómeno que se genera comúnmente por terremotos, el cual levanta el fondo oceánico y desplaza una columna de agua en forma vertical, originando un tren de ondas largas que se propagan con gran velocidad en todas direcciones, caracterizadas por períodos que alcanzan desde los minutos hasta una hora (Wiegel, 1970; Satake, 2002). En su llegada a la costa, la disminución de la profundidad genera una concentración de energía cinética, disminuyendo la longitud de onda de las olas y aumentando su altura (Wiegel, 1970).

Un tsunami puede tener diferentes formas que dependerán de la magnitud del evento que lo induce, batimetría por la que se propaga, período de olas, estado de la marea, configuración de la zona costera, su topografía y el grado de rugosidad tanto del fondo marino como el derivado de la vegetación y construcciones civiles (Lagos, 2000). Todos estos efectos combinados determinan su llegada a la costa, razón por la cual difieren considerablemente a lo largo del litoral, incluso en rangos cortos de distancia o en una misma región para eventos distintos (Satake et al., 1993).

Dicho anteriormente, los terremotos son el principal mecanismo generador de estas ondas, siempre y cuando presenten magnitudes superiores a 6.5 en la escala de Richter, hipocentros superficiales (inferiores a 60 km) y epicentros oceánicos y continentales cercanos a la línea de costa.

Chile es una de las regiones más sísmicas del mundo (Méndez et al., 2010) por lo cual está constantemente propenso a la ocurrencia de tales eventos. Los sismos que tienen lugar en la región están relacionados con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la cual convergen a una velocidad de entre 6-8 cm/año (Khazaradze y Klotz, 2003).

Para caracterizar un evento, se debe considerar que gran parte de la información requerida se basa en instrumentos y tecnología; sin embargo, es recién en la primera década de 1900 donde comienzan las instalaciones de tecnología sísmica en nuestro país, por lo que es necesario señalar que los eventos anteriores a esta fecha se caracterizan en

base a estimaciones derivadas de la intensidad del sismo registrado (Lagos, 2000), teniendo como fuente principal de información los relatos y/o documentos históricos de la época. El terremoto de 1835 es uno de los terremotos históricos chilenos más ampliamente documentados y es debido a esta razón que fue escogido con motivo de estudio.

Es necesario destacar la importancia de la caracterización de los eventos para así tener conocimiento del pasado sísmico que aconteció al margen continental chileno, pudiendo cuantificar los procesos de deformación asociados, lo cual permite desarrollar una base de datos donde se puedan identificar lagunas sísmicas y aportar información para el estudio del ciclo sísmico en cada lugar acontecido.

El litoral de la región del Biobío, formado por bahías poco profundas, ha sido fuertemente azotado en repetidas ocasiones por intensos tsunamis, eventos reportados como una consecuencia directa de grandes terremotos. Debido a su particular geometría en forma de “U” el fenómeno de amplificación de las ondas de tsunami debiera ser favorecido, registrando amplitudes más grandes en el extremo opuesto a la boca, provocando daños aún más relevantes. Es debido a esto y a los efectos registrados en documentos históricos que causaron el terremoto y posterior tsunami del 20 de febrero de 1835 que la magnitud, parámetro clave para definir un terremoto, no está concretamente establecida, causando incertezas y, por ende, haciendo variar su valor en rangos de entre $M_s=8-8.5$ mencionadas por Lagos (2000), Lomnitz (2004), Gómez (2004), Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA, 2005 y SHOA, 2007) y Centro Sismológico Nacional (CSN, Universidad de Chile), hasta $M_L=8.8$ mencionada por Martínez et al., 2012.

En este trabajo se desarrolla primeramente la formulación de modelos posibles que puedan definir el terremoto, señalando las relaciones empíricas utilizadas, métodos de reducción de los mismos, modelación de los desplazamientos verticales producidos por el terremoto y la simulación del respectivo tsunami, haciendo uso de programas y software que permitirán comparar los datos modelados con los observados, recopilados a partir de información histórica. De esta forma se logrará identificar el modelo que mejor se ajuste a los datos reales y que, finalmente, será escogido como el modelo que caracterice al terremoto y tsunami del 20 de febrero de 1835.

Capítulo 2

Hipótesis y objetivos

2.1 Hipótesis

Se plantea que, a partir de una cierta magnitud y epicentro, además de dimensiones de ruptura establecidas, es posible llegar a caracterizar un evento mediante la utilización de relaciones empíricas en sismología, para así determinar valores de parámetros realistas que deben ser debidamente ajustados a las observaciones de los efectos del terremoto y posterior paso del tsunami registradas en la correspondiente época -1835 para este caso-, siendo éstas los únicos datos que respaldan la magnitud de tal evento.

2.2 Objetivos

2.2.1 Objetivo general

Caracterizar la fuente sísmica del terremoto del 20 de febrero de 1835 que afectó principalmente a la Bahía de Concepción, mediante la formulación de diferentes modelos, los cuales son ajustados con datos históricos del evento, tanto de deformación superficial cosísmica como de efectos del tsunami.

2.2.2 Objetivos específicos

- Definir posibles modelos y restringir la cantidad de ellos mediante relaciones empíricas en sismología para terremotos en zonas de subducción.
- Adquirir los desplazamientos verticales de los modelos seleccionados, mediante el modelo elástico de Okada, 1985, implementado por un programa desarrollado en lenguaje de programación Python para luego comparar los valores modelados con los observados.
- Realizar una simulación de tsunami para cada modelo mediante el software COMCOTv1.7 y comparar los resultados de las simulaciones con los datos recopilados de amplitud de olas e inundación.
- Ajustar, si es necesario, los modelos seleccionados para alcanzar una mejor representación de los valores observados.
- Elegir el modelo que mejor ajuste a la realidad tanto en efectos del terremoto como del tsunami.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1 Antecedentes históricos

La antigua ubicación de la ciudad de Concepción fue elegida por su fundador Pedro de Valdivia en octubre de 1550, actual ubicación de Penco, por considerarlo un terreno propicio para mantener la comunicación y abastecimiento de Santiago y Perú vía marítima por su cercanía al mar y por presentar la posibilidad de seguir avanzando hacia el sur con la ampliación de los dominios españoles. Debido a su ubicación es que la inestabilidad de su territorio marcaría un profundo devenir para la zona y sus habitantes, siendo golpeada numerosas veces por eventos naturales que acabaron con la ciudad (Guzmán, 2004).

El 20 de febrero de 1835 a las 11:30 de la mañana la ciudad de Concepción fue duramente azotada por un terremoto y posterior tsunami, el cual se desarrolló a partir de la media hora siguiente al evento (Quezada, 2000; SHOA, 2005; Caldcleugh, 1836). Es uno de los terremotos históricos chilenos más ampliamente documentados, descrito principalmente por Charles Darwin, quien se encontraba en esos momentos cerca de Valdivia, llegando dos semanas después a Concepción, observando un levantamiento costero, el cual pudo haber acompañado al terremoto o haber sido causado por el mismo (Lay, 2011). La Isla Quiriquina fue levantada ~2.4 m, la Isla Santa María entre 2.4 y 3 m, Talcahuano entre 1.2 a 1.5 m y Tubúl ~1.8 m, según las estimaciones del capitán Fitz Roy, quien se basó en el nivel de capas de conchas de mejillón en putrefacción aún adheridas a las rocas como referencia (Darwin, 1972).

Como es habitual, el sismo que afectó la región comprendida entre las ciudades de Coquimbo hasta Chiloé y al oeste de Argentina (Lomnitz, 2004; Gómez, 2004) con epicentro en el mar estuvo acompañado de un tsunami, el cual afectó completamente a Talcahuano y en forma parcial a Tomé, Lirquén y Penco. Este tsunami se manifestó en 3-4 olas (Quezada, 2000 y SHOA, 2005; Caldcleugh, 1836, respectivamente), alcanzando amplitudes de entre 9 a 12 m en la Bahía de Concepción (Quezada, 2000; Lomnitz, 2004; SHOA, 2005), sobre la marca del nivel de marea alta (Caldcleugh, 1836; Darwin, 1972), siendo éste de 0.9 ± 0.1 m para la bahía, calculado desde *Tide Model Driver* (TMD, Padman y Erofeeva, 2004).

3.2 Base de datos

Mediante relatos de los colonizadores, pobladores, libros y archivos tanto históricos como recientes, se ha podido recopilar información, comparar las descripciones disponibles y elaborar una base de datos que nos permita estudiar el evento seleccionado e identificar los parámetros que lo caracterizaron.

Entre los documentos encontrados se logró la identificación de datos tales como: magnitud del evento, epicentro, largos de ruptura, levantamientos o subsidencia, variación del nivel del mar y distancia de inundación.

En adición, mediante el *Slab1.0 Model* (Hayes et al., 2012) disponible por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por su sigla en inglés *United States Geological Survey*), se obtuvo parámetros que ayudarán a definir el plano de falla, respectivos al rumbo (strike) y al ángulo de inclinación (dip) existente en la zona, además de la limitación de la fosa usada para definir modelos. Con respecto al ángulo de deslizamiento (rake) se utilizó el software *pmotion* (DeMets et al., 1994), el que permite usar el modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) para determinar velocidades de placas.

Para los parámetros faltantes, correspondientes al momento sísmico, M_0 , y deslizamiento (slip) promedio, \bar{D} , se utilizaron relaciones empíricas en sismología, las cuales han sido desarrolladas por destacados investigadores tales como Kanamori y Anderson, 1975, Kausel y Ramírez, 1992, y Murotani y Satake, 2013.

Para la modelación del tsunami es necesario un sistema de grillas con diferentes, pero correspondientes, resoluciones entre sí que contengan la topografía y batimetría de la zona a estudiar. En este caso, se utilizaron los datos SRTM30 plus de la NASA para grillas de nivel 1 (Becker et al., 2009) y grillas con mayor resolución nivel 2, 3 y 4 generadas en el trabajo de Calisto et al., 2016.

3.3 Paquete de Matlab: *Tide Model Driver* (TMD)

El modelo TPXO 8 Atlas v1, es la versión actual de un modelo global de mareas que ajusta mediante mínimos cuadrados las ecuaciones de mareas de Laplace con los datos altimétricos satelitales resultantes de la misión “TOPEX/POSEIDON” (Egbert y Erofeeva, 2002), combinando una solución básica global de resolución $1/6^\circ$ y soluciones locales de alta resolución ($1/30^\circ$). Por otra parte, TMD (Padman y Erofeeva, 2004) es un paquete de Matlab que accede a los constituyentes armónicos de modelos de marea y hace predicciones de amplitudes mediante un conjunto de scripts.

Se destaca que este paquete incluye una gráfica de usuario (GUI) desarrollada por Erofeeva entre 2003-2010, visible en la figura 1 que permite un acceso facilitado y más rápido a los campos de mareas, permitiendo seleccionar regiones de interés y puntos o rangos de tiempo para determinar los cálculos.

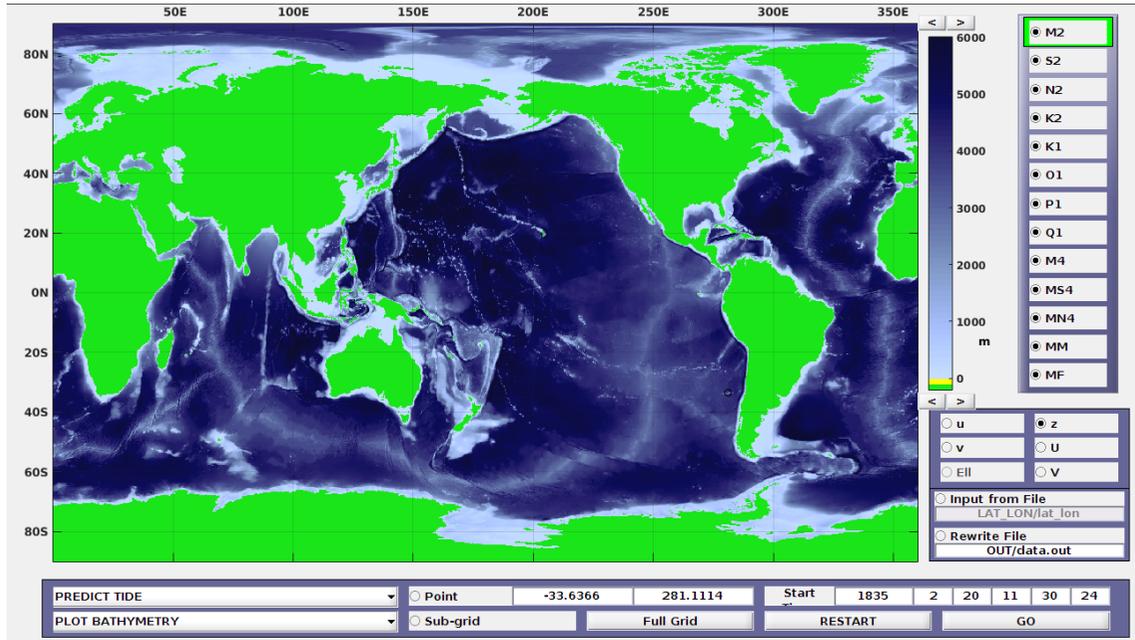


Figura 1. Gráfica de usuario *Tide Model Driver*.

3.4 Software de modelación de tsunami COMCOTv1.7

Para lograr uno de los objetivos planteados, correspondiente a la realización de la modelación del tsunami, se utilizará el software libre COMCOT v1.7 (Cornell Multi-grid COupled Tsunami model) desarrollado por Wang, 2009, el cual utiliza la teoría de diferencias finitas para determinar ecuaciones de aguas someras lineales (válidas en aguas profundas) y no lineales (válidas en aguas cercanas a la costa), para simular la generación, propagación e interacción con las regiones costeras. Este software hace uso de grillas anidadas (cumpliéndose $\Delta x = \Delta y$ en cada una de ellas) con el objetivo de aumentar la resolución y disminuir costos computacionales, lo cual es necesario debido a que la longitud de onda del tsunami disminuye con la cercanía a la costa.

Para lo anterior, es necesario especificar los parámetros generales de la simulación correspondientes a parámetros de falla o subfallas en el caso del terremoto (largo, ancho, strike, dip, rake, profundidad, slip promedio y centro de la falla/subfallas) para modelos homogéneos o no-homogéneos, según el caso que corresponda, además de los parámetros de grillas por nivel, el tiempo de simulación y un “*time step*” ($\Delta t=1s$ en este caso), el cual debe cumplir con la condición de estabilidad de Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), definida en la ecuación (1).

$$\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1 \quad (1)$$

COMCOT v1.7 asume que el movimiento del alzamiento del suelo oceánico es mucho más rápido que la propagación de la onda, por lo que el desplazamiento vertical del agua es aproximado al desplazamiento del fondo marino. En este caso, debido a la escasa información detallada de la distribución de desplazamiento, se asume que toda la deformación se produce simultáneamente.

A medida que el tsunami se va aproximando a la costa, va disminuyendo la profundidad, por lo que la rugosidad del fondo oceánico comienza a influir en la propagación de la señal. Es por esto que en COMCOT v1.7 se puede considerar aquella condición, ingresando el coeficiente de rugosidad de Manning equivalente a 0.025 (valor típico), utilizado por Masamura et al., 2000 como un valor representativo de conglomerados de arena de 2 cm de diámetro y ampliamente utilizado en simulaciones de tsunami (Calisto et al., 2016). Este valor es usado en todas las modelaciones, para todas las grillas de mejor resolución. Cabe mencionar que en la simulación no se consideran los factores hidrodinámicos asociados a la disipación de la energía del tsunami al llegar a la costa debido a la interacción con las estructuras como casas, edificios o cualquier otra construcción civil, lo cual requeriría en adición un estudio minucioso y detallado del lugar.

Es a partir de este software que se obtienen amplitudes máximas de olas, registradas por mareógrafos virtuales que pueden ser ubicados a lo largo de la zona costera en estudio, lo cual permite desarrollar mapas de inundación. Es necesario considerar que la longitud de onda del tsunami (l_0) es generalmente más grande que la profundidad (h_0), por lo que el efecto de dispersión, $\mu = h_0/l_0$, puede ser prácticamente despreciado, siempre que μ sea menor a 1/20 (Manual de COMCOT v1.7, Wang, 2009). Cuando eso no se cumple y para que estas estimaciones sean realistas, se debe restar ese valor a las amplitudes máximas de olas en la costa, para luego proyectarlas hacia el interior y conseguir las zonas de inundación.

3.5 Cálculo de errores

Al postular un modelo que busca reflejar una realidad, es necesario determinar cuán alejados están los valores modelados de los observados y cuantificar en qué medida tal modelo representa la realidad. En general, estas diferencias son inevitables y dependen básicamente del planteamiento y/o proceso elegido para conseguirlas.

Dicho esto, en este trabajo se utilizan dos formas de cuantificar los errores: el error absoluto y el error relativo. El primero de ellos indica el grado de aproximación del valor modelado, f_m , con respecto al valor real, f_r , ya que se calcula como la diferencia entre ellos, tal como se muestra en la relación (2). Este resultado puede ser positivo (error por exceso) o negativo (error por defecto), dependiendo si el valor modelado es superior o inferior al valor real y tiene las mismas unidades que la medida. Por otra parte, el error relativo es un índice de precisión que corresponde al cociente entre el valor absoluto y el valor real, indicado en la relación (3). De igual forma que el error absoluto, puede ser negativo o positivo, pero no tiene unidad de medida.

$$e_{abs} = f_m - f_r \quad (2)$$

$$e_{rel} = \frac{e_{abs}}{f_r} \quad (3)$$

Si el error relativo se multiplica por 100, se obtiene el tanto por ciento (%) de error asociado, llamado error relativo porcentual. Para este trabajo, se utiliza este último, ya que da una idea del porcentaje de error que se está cometiendo en la modelación.

Para conseguir una idea general de cada modelo, se considera el error acumulado, el cual se define como la suma total de los errores absolutos, calculado en valor absoluto por presentar tanto errores por defecto como errores por exceso, lo cual indica cuán alejado está cada modelo de la realidad. Claramente, el modelo que logra un menor error es finalmente el elegido.

Capítulo 4

Metodología

4.1 Modelos de deslizamiento

Para poder replicar tanto los efectos del terremoto como los efectos del tsunami en la Bahía de Concepción se debe, en primer lugar, determinar el o los modelos que representen de mejor forma el proceso de ruptura, los cuales deben ajustarse a intervalos aceptables de parámetros que los definan para así lograr modelos realistas y que se ajusten a las observaciones captadas en superficie, jugando un rol fundamental en la determinación de la distribución y cantidad de slip y ubicación espacial del plano de falla en la zona de contacto entre ambas placas.

4.1.1 Caracterización del evento

Mediante la recopilación de datos correspondientes al terremoto de 1835, se logró concretar la tabla 1. Como se consideraron varias fuentes de información, algunos de los parámetros no coinciden, mientras que otros no se especifican. En base a lo anterior, cuando se presentaban estas diferencias, se optó por considerar los parámetros con más reiteraciones entre la totalidad de los documentos.

De la tabla 1, se escogieron las magnitudes $M_s=8.2$ y $M_s=8.5$ a evaluar. En particular para la magnitud local, M_L , según los estudios de Kanamori (1983), para $M>7$ comienza a ser bastante menor que la magnitud de ondas de cuerpo, M_s , por lo que al no tener otras referencias con igual escala no fue considerado. Por otra parte, como el epicentro indicado en dicha tabla corresponde a un punto coordinado sobre el continente, pero se sabe que según relatos históricos éste tuvo lugar frente a la Bahía de Concepción, se entiende entonces que esta ubicación es asignada solamente para hacer referencia al lugar donde aconteció el terremoto.

Por la poca cantidad de información con respecto al largo de ruptura, parámetro necesario para la modelación, se buscaron otras fuentes que muestran la extensión del evento, tales como: Beck et al., 1998, Campos et al., 2002, Melnick et al., 2009, Lay et al., 2010, Métois et al., 2012, Lange et al., 2014, y Quezada et al., 2012, teniendo un rango aproximado de entre 270 y 400 km.

Para el ancho del plano de falla, se consideraron los dominios definidos por Lay et al., 2012, determinados de acuerdo a la variación de características sísmicas con la profundidad, teniendo diferentes anchos y cercanías con respecto a la fosa.

Tabla 1. Parámetros recopilados

Magnitud	Epicentro	Largo [km]	Fuente
8-8.2	36.83°S 73.03°W	210	SHOA, 2005
Ms=8-8.5	-	-	Lomnitz, 2004
Ms=8.2	36.8°S 73°W	-	Lagos, 2000
Ms=8.2	36.83°S 73.03°W	-	National Geophysical Data Center / World Data Service
8.5	36.5°S 72.6°W	-	SHOA, 2007
Ms=8.5	36.83°S 73.03°W	-	CSN
$M_L=8.8$	35.2°S 73.9°W	400	Martínez et al., 2012

Por otra parte, el strike del plano de ruptura fue fijado de acuerdo a la mejor alineación del plano con respecto a la fosa, la que fue delimitada gracias a los datos disponibles del *Slab1.0 Model*. Debido a esto se consideraron 2 subfallas con diferentes strikes, consiguiendo una buena representación de la curvatura de la fosa frente a la región, teniendo por otro lado, una misma cantidad de slip promedio para ambas subfallas, con iguales tiempos de ruptura e igual dip en ellas. Lo anterior es debido al limitado y muy bajo número de observaciones en superficie, prefiriendo definir un modelo de falla homogénea. De acuerdo a esto, la ruptura se produce simultáneamente a lo largo de todo el plano de falla.

El ángulo de inclinación o dip, determinado también mediante el *Slab1.0 Model*, se calculó promediando los valores de este parámetro contenidos en la extensión del plano de falla.

A partir de lo anterior, la profundidad que limita cada plano considerado, es determinado mediante la relación (4):

$$d = W \cdot \cos(\delta) \quad (4)$$

donde d corresponde a la profundidad, W al ancho y δ al dip.

Con respecto al ángulo de deslizamiento (rake) se utilizó el software *pmotion*, el que permite determinar velocidades de placas, haciendo uso del modelo NUVEL-1A, refiriendo el movimiento de una placa con respecto a otra (placa de Nazca con respecto a la Sudamericana para este caso). El vector de velocidad determinado forma un ángulo con respecto al norte (θ), el que en conjunto con el valor del strike (ϕ), asociados mediante la relación (5), es posible determinar el valor del rake (λ). Se hace uso del vector de velocidad de convergencia de las placas, debido a que la dirección del movimiento en la etapa cosísmica del terremoto va en sentido contrario a él.

$$\lambda = 180 + \phi - \theta \quad (5)$$

Para obtener el slip promedio experimentado en cada modelo a considerar, se utilizaron las relaciones empíricas (6) y (7) desarrolladas por Kauszel y Ramírez (1992) y Kanamori y Anderson (1975), respectivamente, teniendo que M_0 corresponde al momento sísmico, μ al módulo de deformación de las rocas involucradas en el terremoto ($\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ N/m}^2$, Hanks y Kanamori, 1979), S al área de ruptura y \bar{D} al slip promedio en S .

$$\log M_0 = 1.5 M_s + 16.3 \quad (6)$$

$$M_0 = \mu S \bar{D} \quad (7)$$

Como en general, para los eventos antiguos la información es bastante acotada, se consideran modelos de fallas homogéneas con diferentes largos y anchos de ruptura.

De las investigaciones de Campos et al., 2002, Melnick et al., 2009, Lay et al., 2010, Métois et al., 2012 y Quezada et al., 2012 que mostraban extensiones de rupturas, se delimitó un rango de 270 a 400 km latitudinales aproximadamente, lo cual permitió definir un rango mayor de 200 a 500 km que contuviera al rango anterior y contuviera un margen posible de error. De aquí, se obtuvo 7 largos diferentes, aumentados en 50 km, es decir, 200, 250, 300, 350, 400, 450 y 500 km.

Paralelamente, para la definición del ancho del plano de ruptura se consideró el trabajo de Lay et al., 2012, quien definió 4 dominios de fallas, extendidas a lo largo del megathrust, las cuales cumplían con ciertas características sísmicas que iban variando con la profundidad:

- Dominio A: corresponde a la porción del megathrust menor a 15 km bajo la superficie del océano, donde se producen los terremotos tsunamigénicos, las deformaciones anelásticas y el deslizamiento estable.
- Dominio B: entre los 15 a los ~35 km de profundidad. Corresponde al dominio central donde se producen grandes deslizamientos con radiación sísmica de menor duración.
- Dominio C: se extiende desde los ~35 km a los 55 km de profundidad. En esta región ocurre la ruptura de parches aislados más chicos en el megathrust, produciendo “explosiones de energía” en grandes y pequeñas rupturas, experimentando un slip moderado.
- Dominio D: se encuentra en profundidades de 30 a 45 km en las zonas de subducción donde la litósfera oceánica es relativamente joven, se presentan eventos de bajo deslizamiento y una baja frecuencia de terremotos, pudiendo ocurrir tremores sísmicos. A profundidades todavía mayores, se presenta un

deslizamiento estable con episodios de bajo slip o deformación que no genera terremotos.

Para este caso, sólo se consideran los dominios A, B y C (Figura 2), los cuales fueron conjugados de la forma: A, B, AB, BC, ABC. No se considera el dominio C por sí solo, debido a que abarca territorio continental casi en su totalidad, lo cual no produciría el tsunami esperado; tampoco se considera el dominio D, debido principalmente a su característica de baja frecuencia de terremotos, lo que no identifica al territorio chileno.

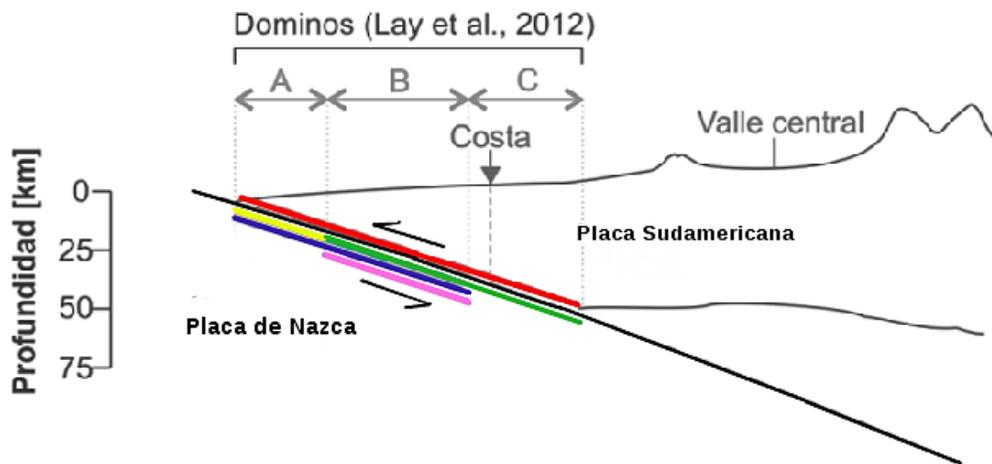


Figura 2. Dominios definidos por Lay et al., 2012 dispuestos a lo largo del megathrust. La línea roja representa el dominio ABC; la línea amarilla el dominio A; línea verde, dominio BC; línea azul, dominio AB y línea rosada, dominio B.
(Fuente: Editado desde Carvajal et al., 2014.)

De acuerdo a lo anterior, y respetando las profundidades del slab definidas por el *Slab1.0 Model* (Hayes et al., 2012) en la región de estudio, se consideraron los siguientes anchos para cada dominio:

- 1) Dominio A ~ 50 km.
- 2) Dominio B ~ 80 km.
- 3) Dominio AB ~ 130 km.
- 4) Dominio BC ~ 140 km.
- 5) Dominio ABC ~ 190 km.

De esta forma, considerando cada ancho con los diferentes largos, se constituyen 35 áreas para modelos de magnitud M_s 8.2 y 35 áreas para modelos de magnitud M_s 8.5.

Seguido a lo anterior, se consideró la relación empírica (6) desarrollada por Kausel y Ramírez (1992) para sismos chilenos, donde se relaciona la magnitud M_s con el momento sísmico M_o . No se considera la relación (8) definida por Kanamori, debido a que presenta mejor comportamiento para eventos con $M_s \leq 8.0$ (Arias et al., 2008).

$$\log M_o \approx \frac{3}{2} M_s \quad (8)$$

De esta forma, para $M_s=8.2$ tendremos que $M_0= 3.9811e+21$ Nm y para $M_s=8.5$, $M_0=1.1220e+22$ Nm. Con estos valores, además de los ya nombrados anteriormente en esta sección y en adición con la relación empírica (7), se consigue determinar 70 modelos bien definidos para evaluar (ver anexo A). Debido a su gran cantidad es necesario acotarlos, lo cual se logra mediante relaciones empíricas, pudiendo disminuir y conservar los modelos más realistas y que mejor se ajustan con los datos recopilados.

4.1.2 Observaciones de desplazamiento vertical

Además de lo anterior, se consiguió recopilar información de los desplazamientos verticales provocados por el evento, detallados en la tabla 2, lo cual ayudará a ajustar de una forma más realista los modelos. En ella se muestran tres fuentes de información, siendo la primera (correspondiente a los trabajos de Quezada et al., 2012) la que muestra mayor cantidad de datos, tales como coordenadas del lugar en que se experimentó una determinada deformación, la distancia de ese lugar con respecto a la fosa y, por supuesto, el desplazamiento vertical.

Tabla 2. Levantamientos o subsidencias experimentadas en las zonas de estudio.

Lugar	Coordenadas*	Distancia de la fosa*	Deformación vertical* [m]	Deformación vertical** [m]	Deformación vertical*** [m]
Constitución	35.33°S 72.41°W	124	< 0		
Chillán	36.6°S 72.1°W	210	< 0		
Isla Quiriquina	36.62°S 73.05°W	129	> 0	2.4	
Talcahuano	36.72°S 73.11°W	125	1.4-1.7	1.5	1.5
San Vicente	36.725°S 73.138°W			0.5	
Penco	36.73°S 73°W		< 0		
Concepción	36.84°S 73.02°W	138	< 0		
Isla Santa María	37.04°S 73.51°W	102	2.8-3.5	3 ; 2.7 ; 2.4	3
Tubul	37.23°S 73.44°W	111	2.1	1.8	1.8
Isla Mocha	38.33°S 73.92°W	82	0.7	0.7	

*: Quezada et al., 2012; **: Melnick, 2006; ***: Lomnitz, 2004

De la tabla 2, aquellas deformaciones < 0 corresponden a subsidencias y las deformaciones > 0 , a levantamientos. Nuevamente, serán considerados los datos que más se repitan entre los documentos.

Particularmente, en la segunda columna de deformación vertical, para la Isla Santa María, se registraron 3 deformaciones distintas, las cuales corresponden a las deformaciones en el norte, centro y sur de la isla, respectivamente.

Sólo se presenta información sobre deformación cosísmica vertical en superficie, debido a que las observaciones se realizaban con respecto a niveles de alzamiento de la roca o niveles de moluscos muertos como referencia.

4.1.3 Selección de modelos

A pesar de que los terremotos ocurridos en Valdivia, Chile en 1960 y Alaska en 1964 dejaron en evidencia que pueden existir eventos que se escapan de los parámetros típicos esperados por las relaciones empíricas, teniendo en esos casos un largo mucho más grande (Kanamori y Anderson, 1975), la elección aquí realizada se basa en la estadística, dejando de lado las excepcionalidades, lo cual dispondría una cantidad mucho mayor de modelos posibles, no teniendo relaciones empíricas establecidas que permitan limitarlos.

Para efectuar la selección, se necesita limitar los parámetros y lograr que sean consistentes entre sí, de acuerdo a relaciones empíricas que los asocien.

En primer lugar, se identifican los grupos de relaciones:

- 1) Relación entre largo L y ancho W
- 2) Relación entre el momento sísmico M_0 y el área S
- 3) Relación entre el momento sísmico M_0 y el slip promedio \bar{D}
- 4) Relación entre magnitud M_s y largo L
- 5) Relación entre momento sísmico M_0 y largo L

Para cada uno de los grupos de relaciones se evaluaron todos los modelos mostrados en el anexo A.

- 1) Relación entre largo L y ancho W :

Según las investigaciones de Geller (1976), trabajando con 41 eventos superficiales, es posible determinar un rango de $L=W$ a $L=4W$ como límites de distribución donde se concentra la mayor cantidad de eventos, definiendo $L=2W$ como la relación que mejor ajusta con los datos. Abe (1975c), determinó que para datos de terremotos del Pacífico se muestra una clara relación en que el largo de una falla es aproximadamente 2 veces el ancho (independiente del tamaño). De acuerdo a lo anterior, se establecen como límites $L=W$ y $L=3W$, rango que se centra en el mejor ajuste obtenido por ambos investigadores. En figura 3 se observa a simple vista una notoria cantidad de modelos que incluso sobrepasan el límite de $L=4W$, los cuales son eliminados directamente.

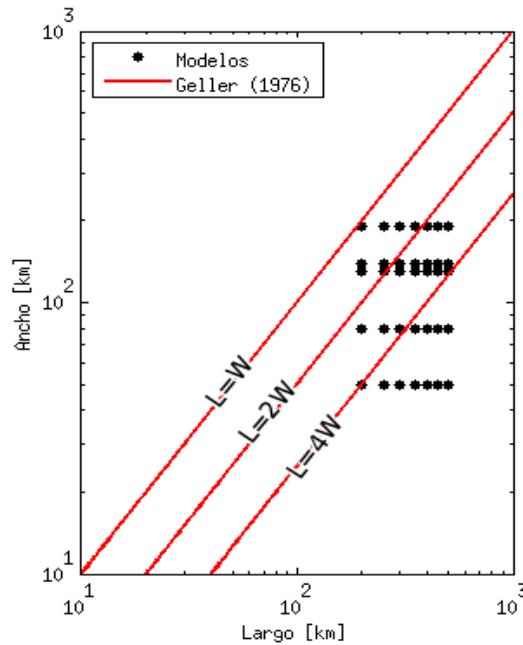


Figura 3. Relación L-W para selección de modelos.

2) Relación entre el momento sísmico M_0 y el área S :

Kanamori y Anderson (1975) clasificaron 41 terremotos en 2 grupos: intraplaca e interplaca. La característica más llamativa al graficar los eventos (mostrada en la figura 4), de acuerdo a la relación entre $\log M_0$ y $\log S$, es la notable linealidad que presentan los datos con una pendiente de $2/3$. Se determinó que esta linealidad es explicada usualmente en términos de “caída de stress”, $\Delta\sigma$, constante. De acuerdo a ello, se concluyó que para terremotos grandes donde M_0 y S son determinados con mayor precisión, se presenta una alineación con una dispersión muy pequeña entre las líneas de $\Delta\sigma=10$ y $\Delta\sigma=100$ bares, teniendo como promedio $\Delta\sigma=30$. Para terremotos intraplaca, los eventos indicaban una caída de stress más grande, sobre los 100 bares.

Para el caso de Murotani y Satake (2013), trabajando con terremotos de subducción de $M_w=6.7-9.2$, encontraron un ajuste lineal definido por la relación (9) con una desviación estándar de 1.54, donde M_0 se evalúa en Nm.

$$S = 1.34 \cdot 10^{-10} M_0^{2/3} \quad (9)$$

Como se muestra en la figura 4, considerando los rangos definidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos interplaca, al graficar la relación de Murotani y Satake (2013), existe una clara concordancia, lo cual permite tomar como límites la última de ellas. Se puede ver claramente que los modelos $M_s=8.2$ con valores extremos de $\log S$ y los modelos $M_s=8.5$ con menores valores de $\log S$ quedan directamente fuera de la selección.

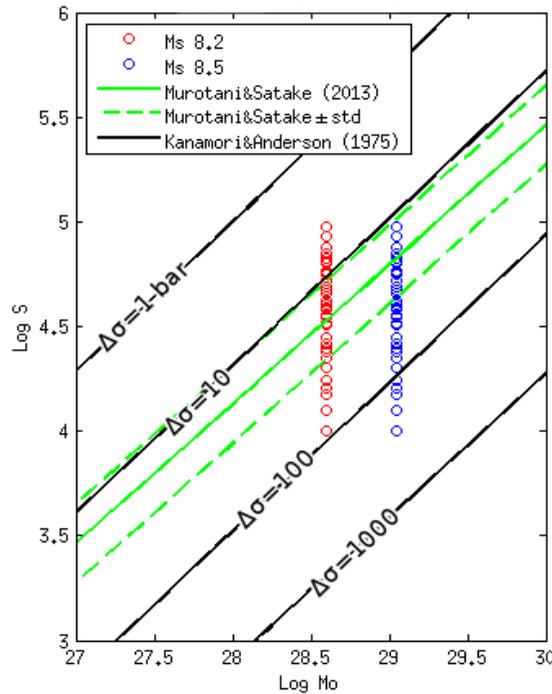


Figura 4. Relación M_o - S para selección de modelos.

3) Relación entre el momento sísmico M_o y el slip promedio \bar{D} :

Murotani y Satake (2013) en su trabajo determinaron una regresión lineal que ajustaba sus datos con una desviación estándar de ~ 1.64 , mostrada en la relación (10), consiguiendo una cantidad de slip promedio en metros.

$$\bar{D} = 1.66 \cdot 10^{-7} M_o^{1/3} \quad (10)$$

Para este caso, se suma y resta la desviación estándar a la relación (10) para considerarlas como límites extremos superior e inferior y así definir un rango aceptable de slip promedio para un determinado momento sísmico (figura 5).

Nuevamente son los valores extremos superiores los que se quedan fuera de la selección, vistos en la figura 5, siendo algunos de ellos muy lejanos al rango de aceptación.

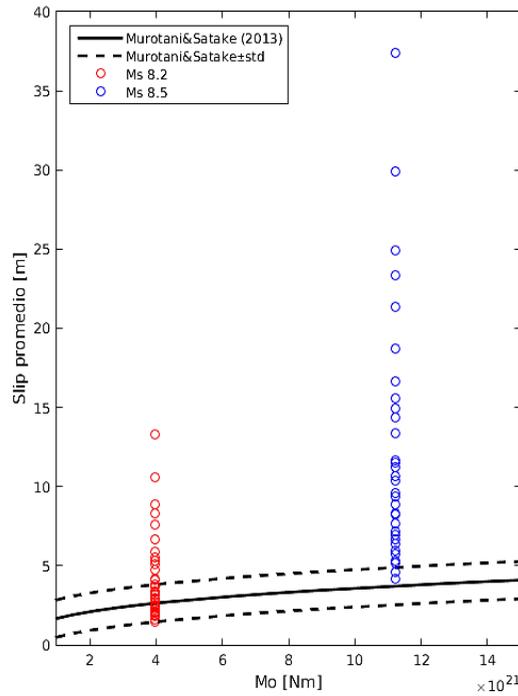


Figura 5. Relación Mo - D para selección de modelos.

4) Relación entre magnitud Ms y largo L:

Es en el trabajo de Kausel y Ramírez (1992), trabajando con sismos chilenos y aplicando una regresión lineal entre $\log L$ y Ms que se obtuvo la relación (11), con un coeficiente de correlación $r=0.82$. Para los largos considerados en los modelos a evaluar, graficados en conjunto con la relación (11) en la figura 6a, se observan sólo 3 valores de largo para ambas magnitudes que son cercanos a la relación. A partir de ellos, se calculó el coeficiente de correlación, obteniendo $r=0.77$, valor menor al calculado por Kausel y Ramírez (1992), pero que es aceptado por ser cercano a él.

$$\log L = -1.67 + 0.49 M_s \quad (11)$$

5) Relación entre momento sísmico Mo y largo L:

Al igual que en la relación 4), en el mismo trabajo se determinó además una regresión lineal entre $\log L$ y $\log M_o$, donde se asumió la aproximación $L=2W$ y $S=LW$, obteniendo la relación empírica (12) entre estos parámetros focales para sismos chilenos, con un coeficiente de correlación $r=0.99$. Del mismo modo que en la relación anterior, el coeficiente calculado para los largos más cercanos a la gráfica de la relación en la figura 6b es de $r=0.77$, siendo también aceptado para no limitar el largo a sólo 1 valor por cada magnitud Ms.

$$\log L = -7.48 + 0.35 \log M_o \quad (12)$$

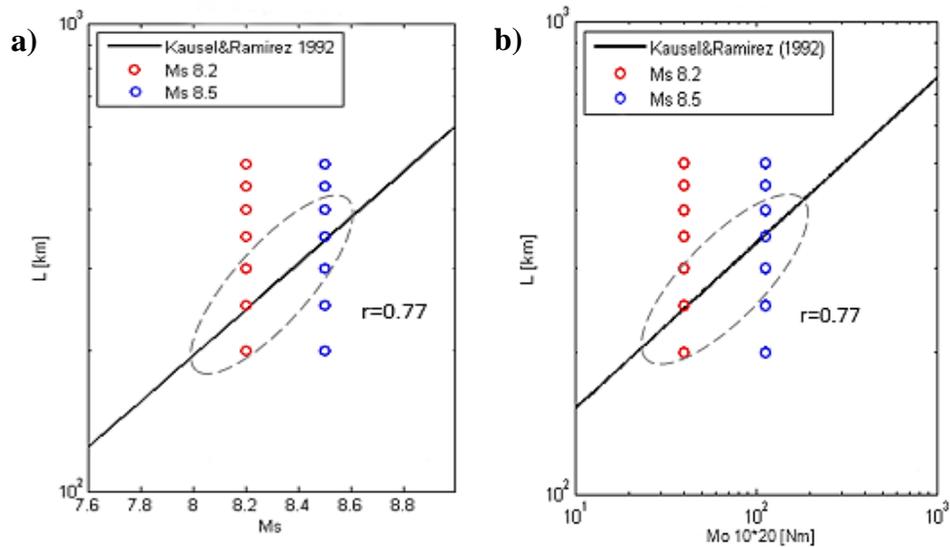


Figura 6. Relaciones definidas por Kausel y Ramírez (1992); **a)** Relación entre Ms y L; **b)** Relación entre Mo y L. Ambas figuras contienen la totalidad de los valores de L considerados en los modelos a evaluar.

Tabla 3. Modelos seleccionados a partir de las relaciones empíricas.

	Ms	Dominio	L [km]	W [km]	Slip [m]	Dip [°]	Subfalla 1		Subfalla 2	
							Strike [°]	Rake [°]	Strike [°]	Rake [°]
M1	8.2	AB	250	130	4.1	15	22	122.83	7	107.83
M2			300	130	3.4	15	18	118.83	6	106.83
M3		BC	250	140	3.8	15	18	118.83	6	106.83
M4			300	140	3.2	15	18	118.83	6	106.83
M5		ABC	200	180	3.7	15	20	120.83	6	106.83
M6			250	175	3	15	22	122.83	8	108.83
M7	8.5	ABC	400	180	5.2	15	18	118.83	7	107.83

En general, para todas las relaciones, cuando existían modelos graficados fuera de los límites establecidos, pero muy cercanos a ellos, se optó por también considerarlos.

Del anexo A, los modelos señalados con amarillo fueron eliminados por la relación 1) L-W, con rosado por la relación 2) Mo-S, con celeste por la relación 3) Mo- \bar{D} y escritos con letras rojas los que fueron eliminados por las relaciones 4) Ms-L y 5) Mo-L. Finalmente, quedaron sólo los modelos destacados en negro, correspondientes

a 6 modelos de $M_s=8.2$ y 1 modelo de $M_s=8.5$, los cuales fueron reunidos en la tabla 3, donde se adjuntan además sus parámetros strike, dip y rake, determinados como se indicó anteriormente.

4.1.4 Modelación del desplazamiento vertical

Mediante un programa desarrollado en lenguaje de programación Python por el Dr. Klaus Bataille, se pueden obtener mapas que muestran la ubicación espacial de las subfallas en el sector de estudio, definidas mediante los parámetros: strike, dip, rake, slip promedio, largo, ancho, ubicación del origen de Okada y su respectiva profundidad, junto a la distribución de los desplazamientos verticales calculados mediante la formulación de Okada, 1985. Este programa fue modificado de forma que incluyera además los puntos de observación obtenidos a partir de las recopilaciones históricas, los dominios A, B y C definidos por Lay et al., 2012, que son integrados para definir de buena forma los modelos, sin olvidar la limitación de la fosa, obtenida a partir del *Slab1.0 Model*. Lo anterior, es utilizado por su fácil visualización de los vectores de desplazamiento, lo cual permite identificar si se cumple el patrón de alzamiento o subsidencia de los valores modelados, los que serán comparados con cada punto de observación.

Una vez seleccionados los 7 modelos anteriormente expuestos en la tabla 3, se procede a realizar mapas de deformación vertical en superficie mostrados en las figuras 7 a la 14, a modo de seguir limitando la cantidad de modelos que mejor ajusten con los datos observados. De acuerdo a esas figuras, en la imagen izquierda se presentan los desplazamientos verticales con distribución latitudinal, siendo de norte a sur: Constitución, Chillán, Isla Quiriquina, Talcahuano, San Vicente, Penco, Concepción, Isla Santa María, Tubul e Isla Mocha, tal como se indica en la tabla 2. Para la Isla Santa María se presentan los 3 valores correspondientes al norte, centro y sur de la isla. En la imagen derecha los vectores negros representan los desplazamientos verticales a lo largo de la zona mostrada; los recuadros verde y azul corresponden a subfallas, señaladas en diferentes colores por tener diferentes strikes; los puntos rojos corresponden a observaciones de subsidencia y los azules a observaciones de alzamiento; la línea negra punteada corresponde a la fosa y las líneas rojas punteadas a los dominios A, B y C definidos por Lay et al., 2012. Cabe destacar que la limitación de estos dominios es aproximada y que en algunos casos (como en los modelos 3,4, 6 y 7) las subfallas quedaban alejadas las líneas que los definían o de la fosa, debido al strike de cada una o al cuidado de no sobrepasar la línea de fosa, evitando caer en errores (al oeste de la fosa no hay contacto entre las placas Nazca y Sudamericana, no pudiendo producirse terremotos de la naturaleza que se está estudiado). Analizando dichas imágenes, se puede ver claramente que el patrón de alzamiento y subsidencia sólo se cumple para los modelos 1 y 2, no así para los modelos 3, 4, 5, 6 y 7, los cuales son eliminados. Es importante señalar que la magnitud de los vectores de desplazamiento fue escalada a 1/7 para una mejor visualización e identificación del respectivo sentido de los vectores.

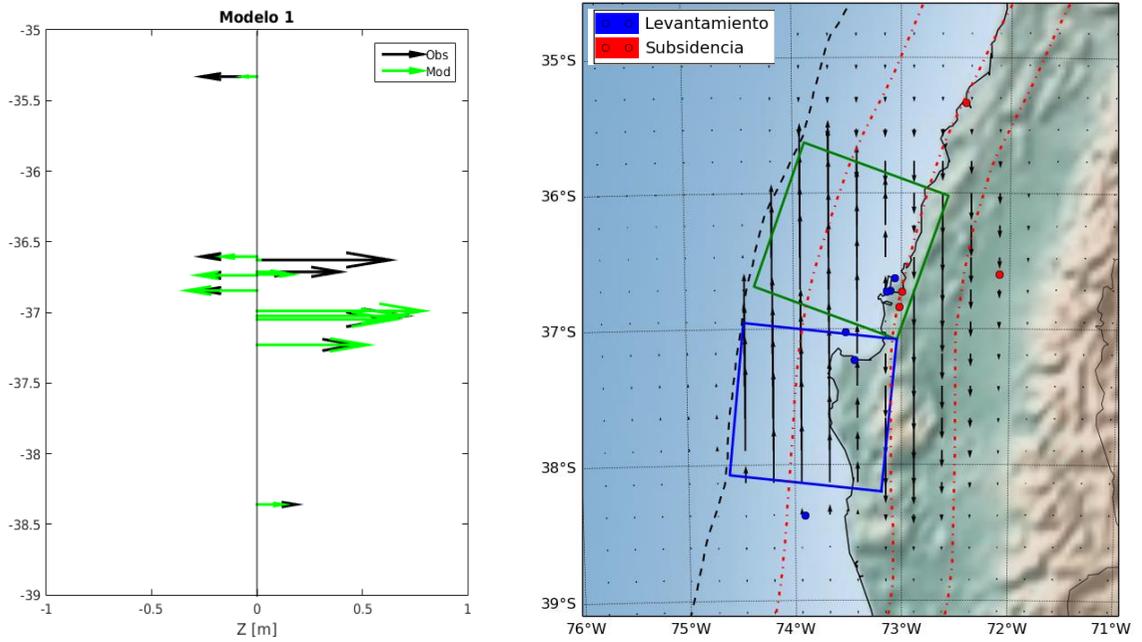


Figura 7. Modelo 1. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

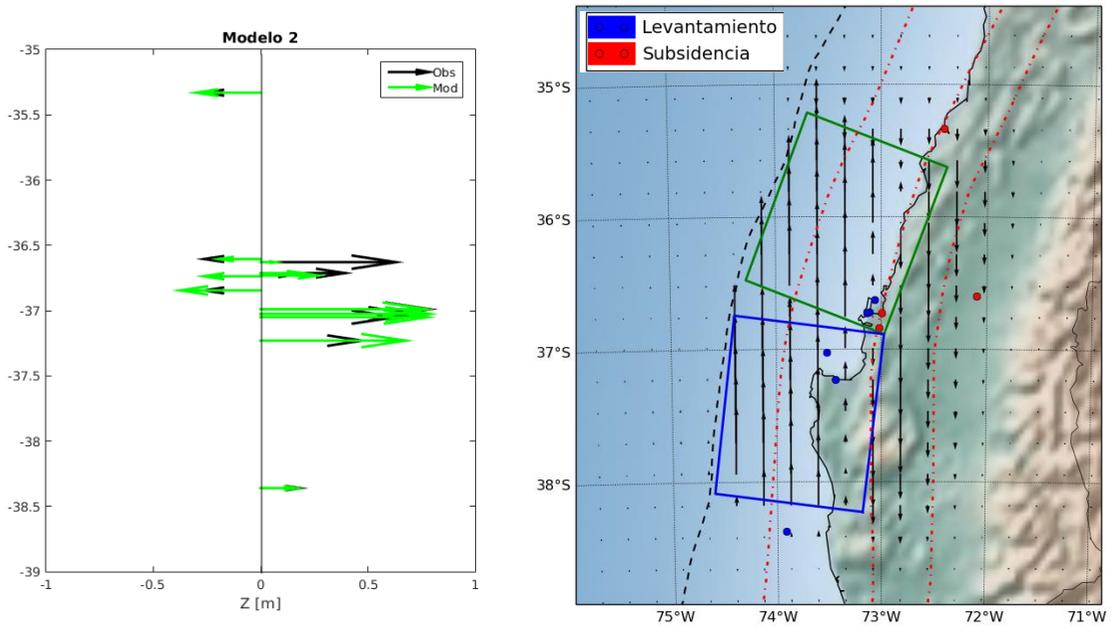


Figura 8. Modelo 2. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

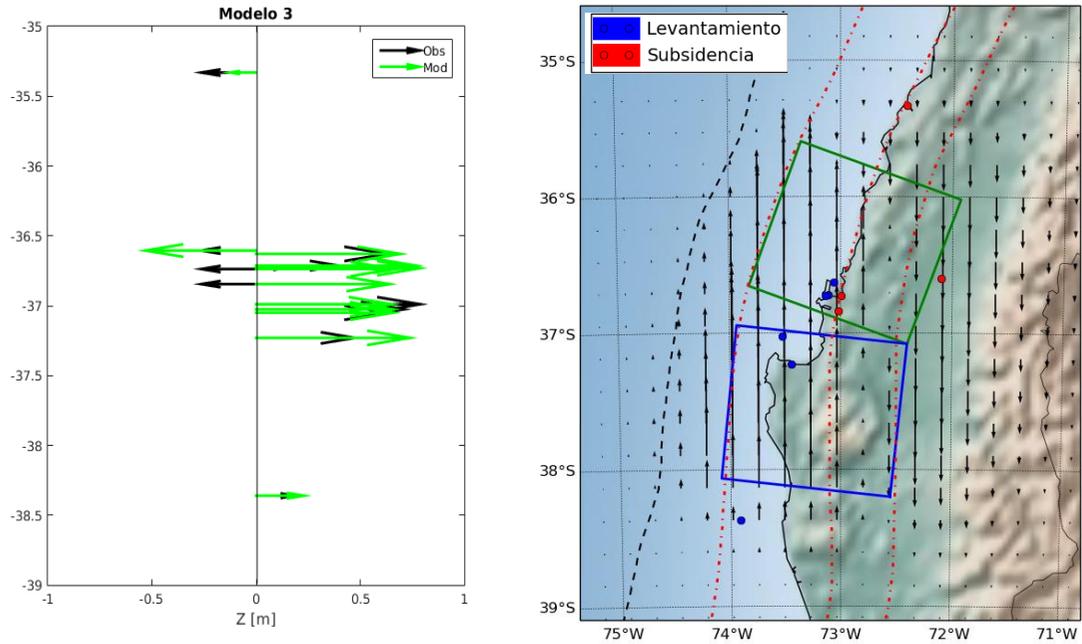


Figura 9. Modelo 3. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

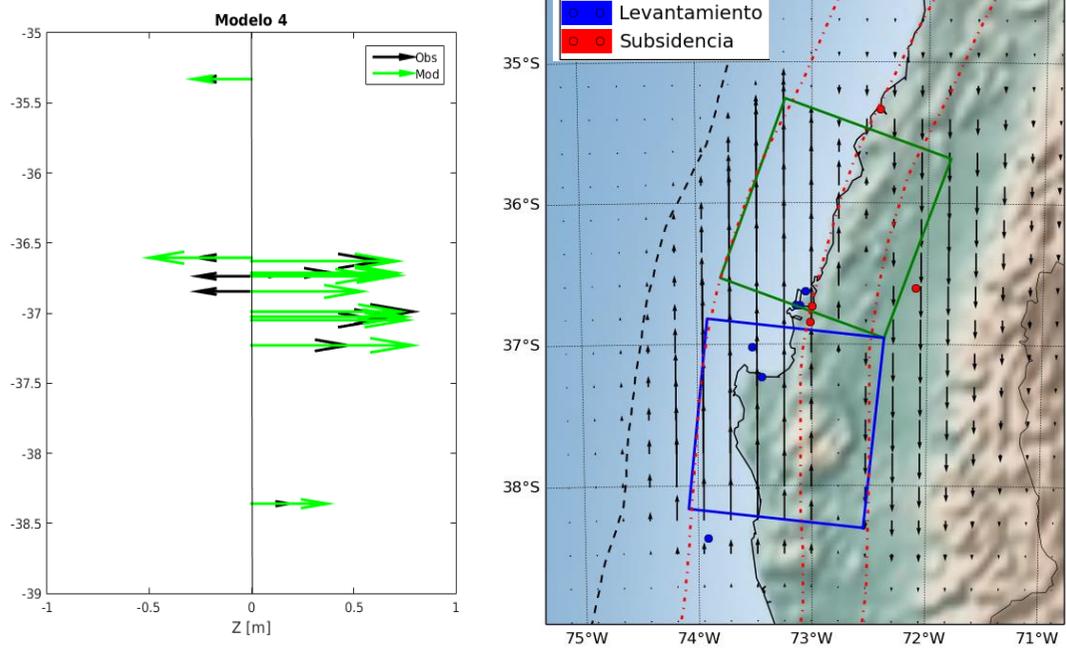


Figura 10. Modelo 4. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

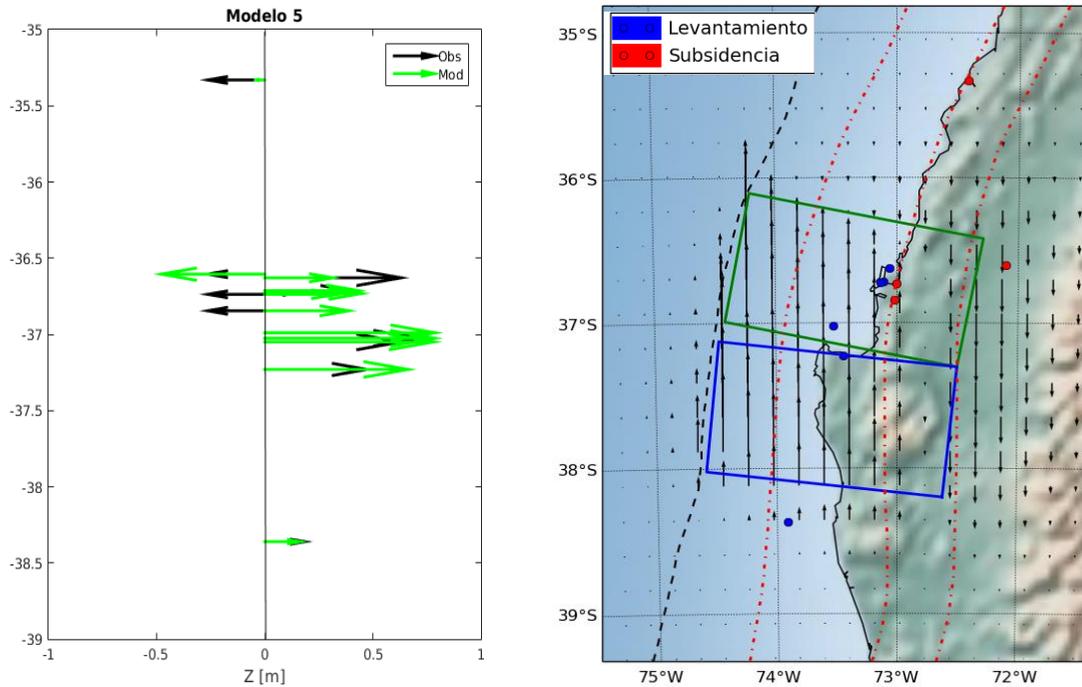


Figura 11. Modelo 5. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

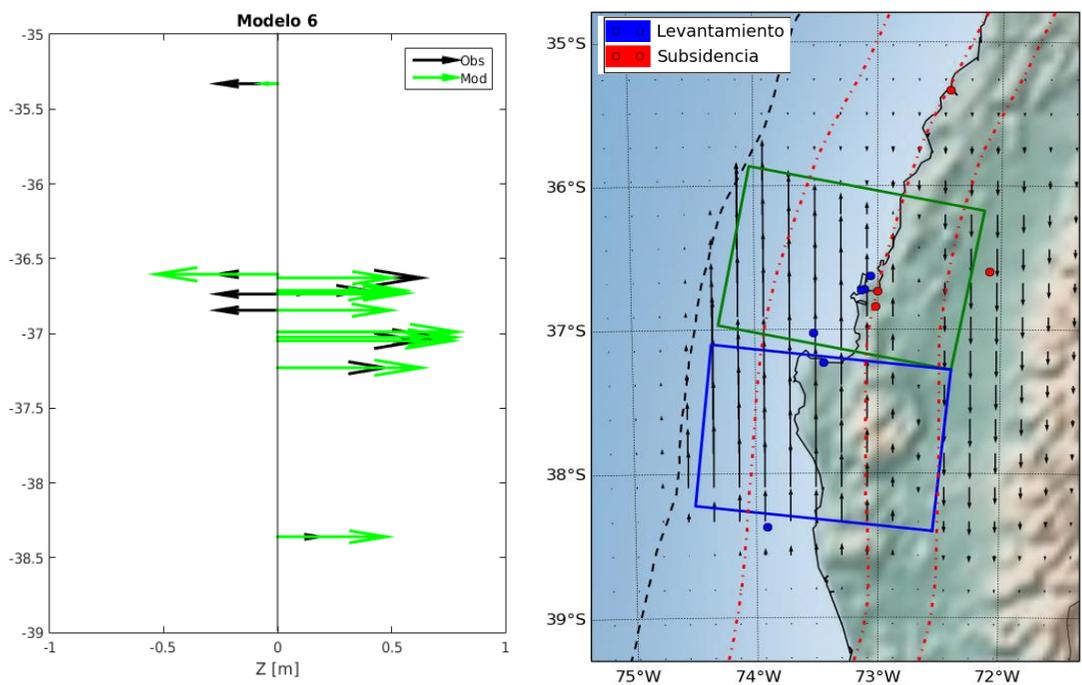


Figura 12. Modelo 6. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

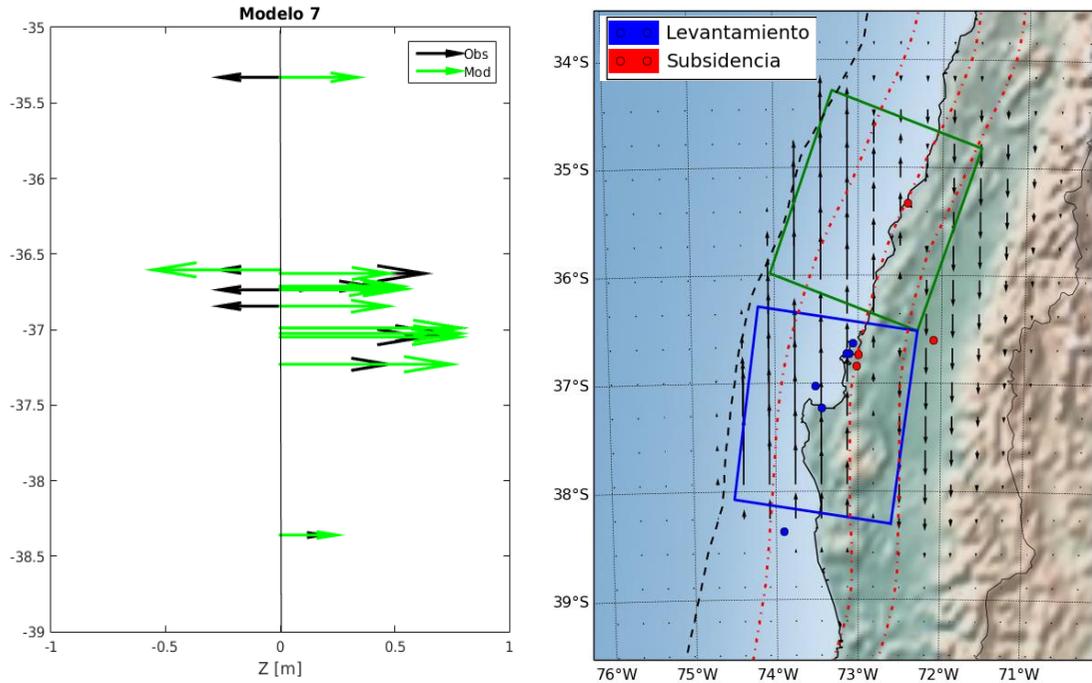


Figura 13. Modelo 7. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

Por otra parte, los desplazamientos obtenidos para M1 y M2 pueden ser vistos en las tablas 4 y 5, donde se muestran los errores absolutos, además de los errores relativos porcentuales que representan entre el 72-99.6% para M1 y 66-98.3% para M2 de error por defecto con respecto a cada observación, valores obtenidos por las relaciones (2) y (3), siendo éstos todavía bastante alejados a los que se esperan lograr. Es debido a esto que, si las amplitudes de olas de las simulaciones arrojan también valores inferiores, se decidirá modificar los modelos, aumentando sus slips promedio para obtener mayores efectos y cuidando de no sobrepasar el rango de $M_s=8.2-8.5$, conservando así los modelos definidos de forma empírica.

El espacio libre formado entre ambas subfallas, debido a los diferentes strikes que presenta cada una, no influye en gran medida en la cantidad de desplazamiento de aquella zona ni en la distribución general, ya que sus valores sólo varían en pocos centímetros en comparación con los sectores contiguos, existiendo una variación casi nula en los sectores más cercanos a la “unión” de ambas subfallas.

Tabla 4. Desplazamientos verticales obtenidos con el modelo M1.

Modelo M1					
Lugar	Coord.*	Desp. vertical observado [m]	Desp. vertical modelado [m]	Error absoluto [m]	Error relativo porcentual
Constitución	35.33°S	< 0	-0.05	-	-
	72.41°W				
Chillán	36.6°S	< 0	-0.14	-	-
	72.1°W				
Isla Quiriquina	36.62°S	2.4	0.01	-2.39	-99.58%
	73.05°W				
Talcahuano	36.72°S	1.5	0.09	-1.41	-94%
	73.11°W				
San Vicente	36.725°S	0.5	0.14	-0.36	-72%
	73.138°W				
Penco	36.73°S	< 0	-0.23	-	-
	73°W				
Concepción	36.84°S	< 0	-0.28	-	-
	73.02°W				
Isla Santa María	36.98°S	3	0.66	-2.34	-78%
	73.53°W				
	37.024°S	2.7	0.58	-2.12	-78.52%
	73.524°W				
	37.04°S				
73.51°W	2.4	0.55	-1.85	-77.08%	
Tubul	37.23°S	1.8	0.44	-1.36	-75.56%
	73.44°W				
Isla Mocha	38.36°S	0.7	0.1	-0.6	-85.71%
	73.92°W				
Error total acumulado (valor absoluto):				12.43	

*: Quezada et al., 2012

Tabla 5. Desplazamientos verticales obtenidos con el modelo M2.

Modelo M2					
Lugar	Coord. *	Desp. vertical observado [m]	Desp. vertical modelado [m]	Error absoluto [m]	Error relativo porcentual
Constitución	35.33°S	< 0	-0.19	-	-
	72.41°W				
Chillán	36.6°S	< 0	-0.12	-	-
	72.1°W				
Isla Quiriquina	36.62°S	2.4	0.04	-2.36	-98.33%
	73.05°W				
Talcahuano	36.72°S	1.5	0.12	-1.38	-92%
	73.11°W				
San Vicente	36.725°S	0.5	0.17	-0.33	-66%
	73.138°W				
Penco	36.73°S	< 0	-0.17	-	-
	73°W				
Concepción	36.84°S	< 0	-0.24	-	-
	73.02°W				
Isla Santa María	36.98°S	3	0.49	-2.51	-83.67%
	73.53°W				
	37.024°S	2.7	0.5	-2.2	-81.48%
	73.524°W				
	37.04°S				
73.51°W	2.4	0.5	-1.9	-79.17%	
Tubul	37.23°S	1.8	0.43	-1.37	-76.11%
	73.44°W				
Isla Mocha	38.36°S	0.7	0.11	-0.59	-84.29%
	73.92°W				
Error total acumulado (valor absoluto):				12.64	

*: Quezada et al., 2012

4.2 Simulación de tsunamis

4.2.1 Observaciones de amplitud de ola e inundación

Al igual que para las deformaciones superficiales provocadas por el evento, se logró recopilar información de los efectos causados por el tsunami en la región. En la tabla 6, se pueden observar diferentes documentos que hacen referencia al terremoto y que señalan amplitudes máximas de olas registradas en las diferentes localidades afectadas. Por otra parte, a partir de la información obtenida desde el NGDC/WDS (*National Geophysical Data Center/World Data Service*), se indica que Talcahuano padeció una inundación de 4000 m.

Las olas del tsunami, formadas directamente por efecto del terremoto, se caracterizan por tener períodos de onda largos, de entre 100 a 2000 s, con un rango de longitudes de onda de 10 a 500 km (Ward, 2001). Es necesaria esta aclaración, debido a que también existen olas locales, las que se identifican por tener períodos de onda más cortos y son formadas por interacción con la costa y con otros frentes de ondas.

Tabla 6. Elevación máxima de ola para cada sector de estudio.

	NGDC/ WDS	Quezada (2000)	SHOA (2005)	SHOA (2007)
Valparaíso	0.5m			
Tomé	4m	~4m		4m
Penco-Lirquén	9m			
Isla Quiriquina	9m	~12m	13m	9-12m
Talcahuano	9m			13.5m
Archipiélago Juan Fernández	4.5m			

4.2.2 Grillas

Como se dijo anteriormente, para simular los tsunamis en COMCOTv1.7 es necesario un sistema de grillas que contengan la topografía y batimetría de la zona a estudiar. Para ello, se resampleó la grilla de nivel 1 a 2.16 minutos de resolución a partir de los datos de la NASA, SRTM30 plus (Becker et al., 2009), mediante la utilización de comandos en GMT (*Generic Mapping Tool*; Wessel et al., 2013). Las grillas de mayor resolución fueron generadas en el trabajo de Calisto et al., 2016, donde se consiguieron tres grillas 2 con una resolución de 0.54 minutos, de la misma fuente que la grilla 1 (SRTM30 plus; Becker et al., 2009); tres grillas 3 con resolución de 0.108 minutos y dos grillas 4 con resolución de 0.018 minutos, obtenidas a partir de la batimetría del SHOA

<http://www.shoa.cl/tramites-e-informaciones/tramite-facil>, solicitud N°6) y complementadas con la topografía de alta resolución ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Map; <https://asterweb.jpl.nasa.gov/>).

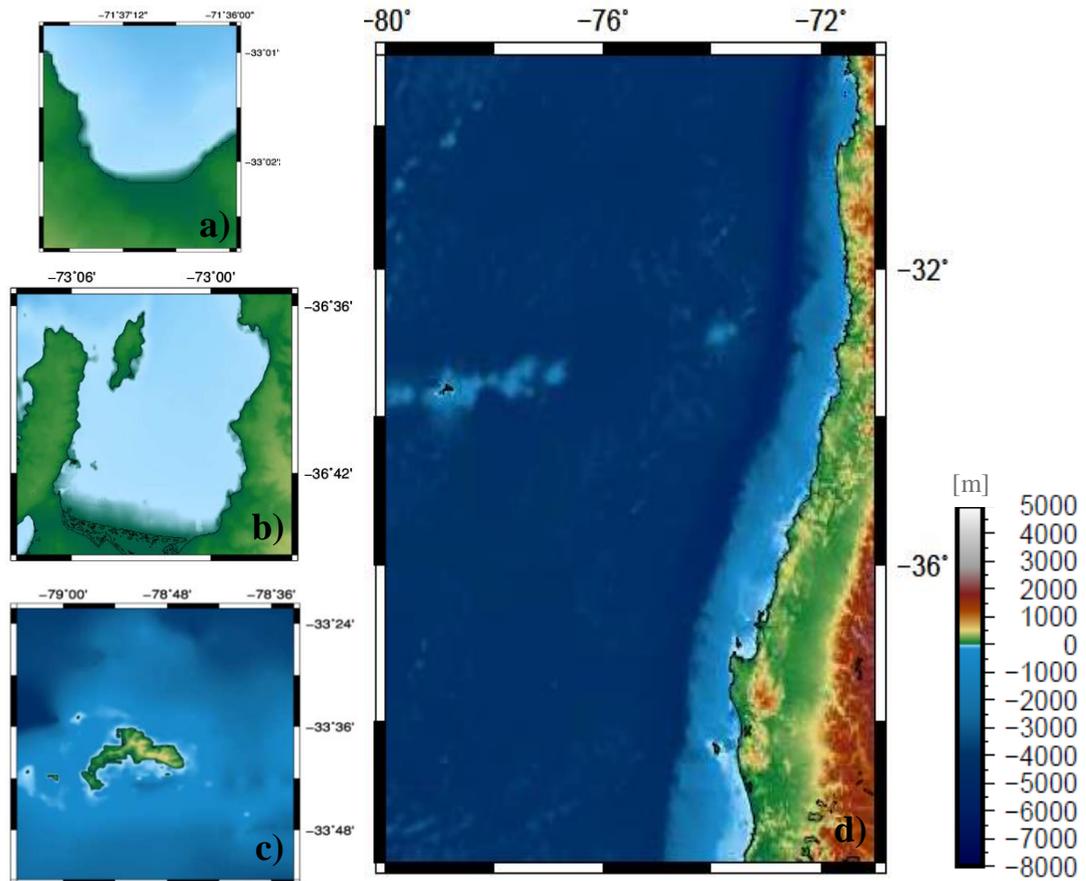


Figura 14. Grillas de las zonas a evaluar. **a)** Grilla 4 de Valparaíso (0.018°); **b)** Grilla 4 de Bahía de Concepción (0.018°). **c)** Grilla 3 de Isla Robinson Crusoe e Isla Santa Clara (0.108°); **d)** Grilla 1 que incluye a todas las grillas (2.16°). La escala de alturas en metros es la misma para todas las figuras.

Las grillas nivel 4 corresponden a Valparaíso y Bahía de Concepción y para el archipiélago de Juan Fernández (Isla Robinson Crusoe e Isla Santa Clara) se tiene una grilla nivel 3 como mejor resolución. La extensión de cada una de ellas puede ser vista en la figura 14, donde además se incluye la grilla 1 que contiene a todas las demás grillas.

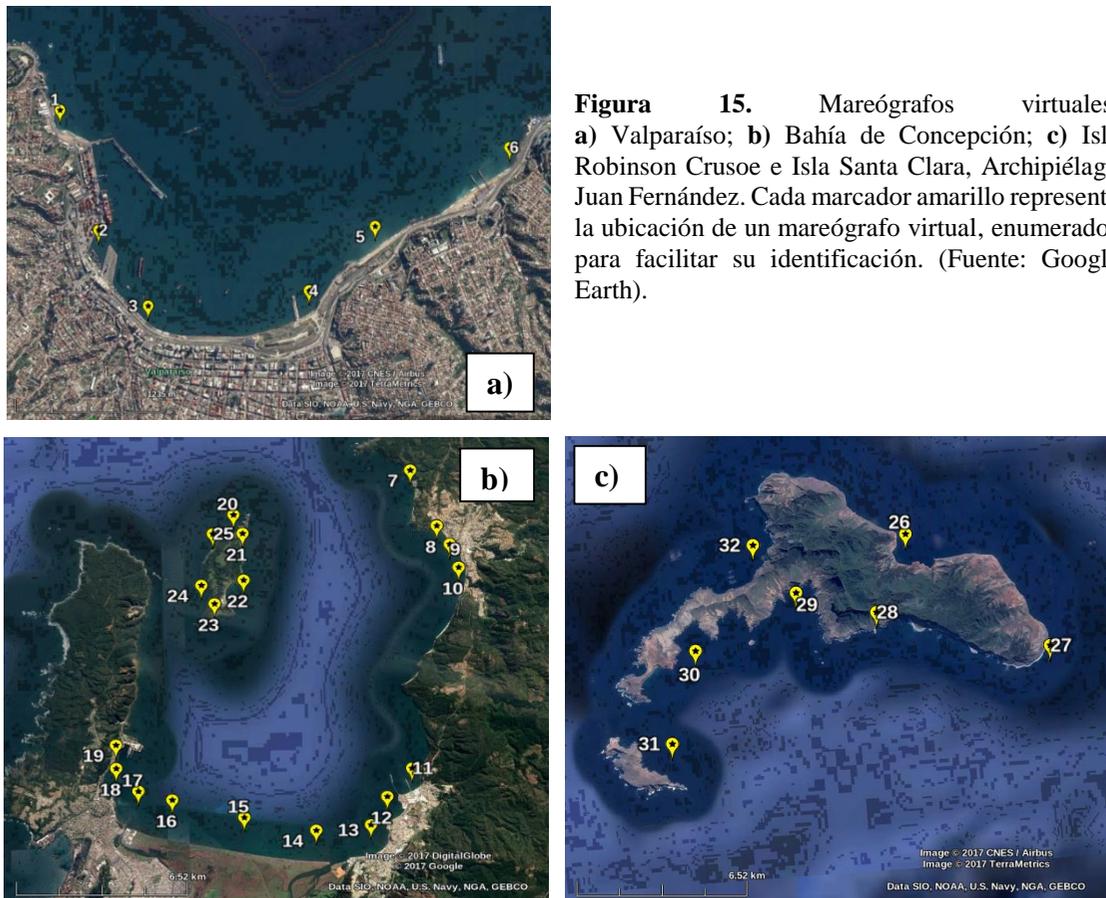
Se debe señalar que al realizar la gráfica de las grillas indicadas en la figura 14 mediante GMT, fue posible apreciar que la topografía disponible por ASTER GDEM no correspondía exactamente a la realidad, teniendo desfases en varios metros en la zona costera. Cabe indicar que el satélite ASTER GDEM puede penetrar aguas poco profundas, por lo que se le atribuye a esta cualidad el desfase de la línea de costa que, en realidad, en algunas partes es mar. En tanto, para lograr una buena definición entre el mar y la tierra, se consideraron los valores de altura iguales a 0 m.

4.2.3 Simulación en COMCOTv1.7

4.2.3.1 Mareógrafos virtuales

Para poder identificar las amplitudes máximas de olas experimentadas en cada simulación en las diferentes localidades, es que se ubicaron mareógrafos virtuales mediante las grillas de mejor resolución en cada sector para ingresar al software COMCOT v1.7, consiguiendo un total de 32, repartidos en Valparaíso, Archipiélago de Juan Fernández (Isla Robinson Crusoe e Isla Santa Clara) y Bahía de Concepción (figura 15), los cuales harán registro de las 5 horas de modelación. Cada uno de ellos fue situado en su correspondiente posición con el fin de lograr una buena cobertura dentro de la zona a analizar.

Para la ubicación se consideró una profundidad mínima de 5 m, vista con respecto a cada grilla, la cual debe ser suficiente para que el mareógrafo pueda oscilar y no tenga errores en la serie de tiempo. A estos registros se les debe restar o sumar la respectiva marea otorgada por el paquete de Matlab TMD, para corregirlas con respecto al nivel del mar y se pueda tener el valor real de la amplitud de ola.



Cabe destacar que no para todos los lugares mencionados en la tabla se cuenta con grillas de mayor resolución (grillas nivel 4 sólo para Valparaíso y Bahía de Concepción), por lo que los resultados pueden variar y ser más distantes en comparación con los demás. Por otra parte, hay que mencionar que los mareógrafos fueron ubicados de tal forma que cumpliera con una buena cobertura para la costa de las zonas pobladas.

4.2.3.2 Simulación

Una vez teniendo definidos los parámetros de las fallas (largo, ancho, coordenadas, profundidad, strike, dip, rake y slip) y las grillas correspondientes, se procede a trabajar con el archivo de control “comcot.ctl” de COMCOT v1.7, el cual reúne los parámetros necesarios para la simulación, tales como parámetros generales de control, parámetros del modelo de falla e ingreso de grillas. En este caso, también fue necesario hacer uso del archivo “fault_multi.ctl” requerido por tener 2 subfallas, donde se deben definir los parámetros del plano de falla adicional.

Se ubicaron varios mareógrafos virtuales a lo largo de cada sector, dispuesto como se muestra en la figura 15, los cuales registraron la señal del tsunami durante 5 horas de simulación. Para la totalidad de los mareógrafos, se extrajeron los registros de amplitudes máximas de olas para los modelos M1 y M2, los cuales son adjuntados en la tabla 7. Para el caso de los mareógrafos N°6 y N°7 (Valparaíso y Tomé, respectivamente) vistos en la figura 15, se eliminaron sus registros, debido a que presentaban señales muy distintas a los mareógrafos ubicados en la misma zona por la cercanía con el límite de la grilla nivel 4 y nivel 3, las cuales pueden tener valores de batimetría distintos, generando variaciones anómalas. Paralelamente, los mareógrafos N°30 y N°31, también fueron eliminados, ya que la topografía de la correspondiente grilla no concordaba con la realidad.

Debido a que las observaciones no poseen una ubicación específica indicada por la información recopilada, se escogió 1 de ellos de cada zona de estudio (reunidos en las tablas 8 y 9), con la condición de que haya registrado la amplitud de ola más cercana al valor observado. Esto hará que aquella ubicación sea el posible lugar de observación, definido para cada modelo, lo que finalmente determinará qué modelo se ajusta más a este tipo de observaciones.

Según el TMD, al momento del evento se experimentaba un nivel de marea baja, de aproximadamente 0.2 ± 0.1 m para los sectores de estudio, teniendo que corregir las señales con respecto al 0, nivel con el cual se trabaja en el software de simulación COMCOT v1.7. Según lo estimado por Wesson et al., 2015 donde, mediante relatos encontrados en antecedentes históricos, se indica que aquéllos intentan referirse a sondeos de aguas bajas en ese momento, teniendo que agregar $0.9 \text{ m} \pm 0.2 \text{ m}$ para corregir los sondeos hasta la profundidad desde el nivel medio del mar, atribuyéndole una amplia incertidumbre a ese valor. Es por esto que se prefiere trabajar con la marea estimada mediante TMD, teniendo en cuenta que ambos valores tampoco distan considerablemente entre sí.

Otra de las correcciones realizadas fueron las hechas con respecto a la ubicación de los mareógrafos virtuales, los que al momento del terremoto, considerando una dislocación instantánea, pudieron experimentar subsidencia o levantamiento del fondo

marino, mostrando una diferencia en la componente vertical, entre el tiempo $t=0$ s y el registro siguiente de los mareógrafos en el tiempo $t=1$ s, lo cual es aplicado a la totalidad de la señal.

Tabla 7. Amplitudes máximas de olas para los modelos M1 y M2.

N°	Modelos:						M1	M2
	*S1	S2	S3	S4	S5	S6	Ampl. máx. [m]	Ampl. máx. [m]
1							0.7	0.8
2	0.5						0.7	1.0
3							0.7	0.8
4							0.7	0.8
5							0.8	0.8
8								2
9		4					2.3	1.9
10							2.4	2.0
11							1.8	1.7
12			9				1.7	1.5
13							1.9	1.8
14							2	1.7
15							1.3	1.2
16						1.7	1.3	
17				9			1.5	1.3
18							1.4	1.1
19							1.5	1.3
20							1.5	1.5
21						1.6	1.1	
22					12		1.5	1.4
23							1.0	1.1
24							1.6	2.2
25							1.3	1.3
26							0.7	0.8
27							0.9	1.3
28						4.5	0.4	0.5
29							1.2	1.3
32							1.1	1.1

*S1: Valparaíso; S2: Tomé; S3: Penco-Lirquén; S4: Talcahuano;
 S5: Isla Quiriquina; S6: Archipiélago Juan Fernández. .
 (Todas las observaciones mostradas fueron medidas en metros).

Según las modelaciones los tiempos de llegada para la primera ola en los diferentes sectores de estudio para el modelo M1 corresponden a: 14 minutos para la Bahía de Concepción, 46 minutos para el archipiélago de Juan Fernández y 45 minutos para Valparaíso, después de la hora del evento (11:30 de la mañana) y para el modelo M2: 12, 46 y 44 minutos, respectivamente. De acuerdo a la simulación, tanto el primer modelo como el segundo, se desarrollaron en 3 olas de tsunami.

Tabla 8. Amplitudes que mejor se ajustan a cada sector para el modelo M1.

Sector	M1				
	Amplitud de ola observada [m]	Amplitud de ola modelada [m]	Tiempo después del evento	Nº mareógrafo virtual	Error absoluto [m]
Valparaíso	0.5	0.7	2h 15min	4	0.2
Tomé	4	2.4	58min	10	-1.6
Penco-Lirquén	9	2	2h 5min	14	-7
Talcahuano	9	1.7	4h 18min	16	-7.3
Isla Quiriquina	12	1.6	2h 20min	24	-10.4
Arch. Juan Fernández	4.5	1.2	51min	29	-3.3
Error total acumulado (valor absoluto):					29.8

Tabla 9. Amplitudes que mejor se ajustan a cada sector para el modelo M2

Sector	M2				
	Amplitud de ola observada [m]	Amplitud de ola modelada [m]	Tiempo después del evento	Nº mareógrafo virtual	Error absoluto [m]
Valparaíso	0.5	0.8	4h 41min	5	0.3
Tomé	4	2	1h 48min	10	-2
Penco-Lirquén	9	1.8	2h 1min	13	-7.2
Talcahuano	9	1.3	2h 2min	16	-7.7
Isla Quiriquina	12	2.2	56min	24	-9.8
Arch. Juan Fernández	4.5	1.3	51min	29	-3.2
Error total acumulado (valor absoluto):					30.2

Por otra parte, se debe considerar que en los datos recopilados se señalan amplitudes de olas sobre la marca del nivel de marea alta en la Bahía de Concepción (Caldcleugh, 1836; Darwin, 1972), debiendo tener máximos más altos si se toma en cuenta que en promedio para la Bahía de Concepción el nivel de marea alta es de 0.9 ± 0.1 m, de acuerdo a lo estimado en TMD.

El siguiente paso consiste en determinar la inundación experimentada, pero debido a que los valores modelados son aún alejados a los observados, es que se procede primero a modificar los modelos para conseguir valores más ajustados.

4.3 Ajuste de modelos

Dicho anteriormente, de la selección de modelos mediante la utilización de relaciones empíricas en sismología, sólo 7 de ellos de un total de 70 propuestos se registraron dentro de los rangos válidos definidos (figuras 7 a la 14), donde únicamente 2 representaron de buena forma la distribución de desplazamiento vertical. De aquellos 2 modelos (M1 y M2), se realizó el siguiente paso de selección, correspondiente a los efectos provocados por los respectivos tsunamis donde se obtuvo comparaciones de amplitud de ola expuestas en la tabla 7, 8 y 9, consiguiendo también valores alejados a los experimentados en la realidad. Es debido a esto que, teniendo ya una buena distribución de los desplazamientos verticales, dimensiones y parámetros strike, dip y rake definidos, es que se decide variar los slips promedio para los modelos M1 y M2, de manera que se consigan efectos mayores en cuanto a desplazamientos verticales y amplitud de olas, cuidando de obtener valores de magnitud entre $M_s=8.2-8.5$.

Para lo anterior, se utilizó nuevamente la relación (7) de Kanamori y Anderson (1975), haciendo variar el slip promedio para cada M1 y M2, consiguiendo un máximo de 11.5 m y 9.5 m, respectivamente, lo cual mediante la relación (13) desarrollada por Kausel y Ramírez (1992), determinaba un valor de $M_s=8.5$. Se optó por esta magnitud, debido a que los valores conseguidos anteriormente eran muy inferiores a los esperados, por lo que aumentando el slip promedio y, por ende, su magnitud, se debería tener efectos mayores.

$$\log M_o = 1.50 M_s + 16.30 \quad (13)$$

Capítulo 5

Resultados

Como era de esperar, manteniendo el mismo patrón de deformación, pero aumentando el slip promedio se consiguieron valores mayores de desplazamiento vertical en cada punto considerado, pudiendo ser visto en la figura 16 para el modelo M1 corregido y en la figura 17 para el modelo M2 corregido. En las tablas 10 y 11 se reúnen los valores obtenidos para los modelos corregidos comparados con las observaciones; claramente, se aprecian valores mucho más cercanos que en las tablas 4 y 5, pero aun así siguen siendo inferiores. Con respecto al error total acumulado para ambos modelos corregidos, se logró disminuir de 12.43 a 7.18 m y de 12.64 a 8.47 m en valor absoluto, teniendo en ello tanto errores por defecto como errores por exceso, los que indican en cuántos metros se sobreestima o subestima cada punto trabajado y el modelo en general, siendo algunos como la Isla Quiriquina y Talcahuano todavía muy distantes, lo contrario a lo que ocurre en San Vicente y Tubul. Se debe señalar que estos valores no incluyen Constitución, Chillán, Penco y Concepción, los cuales no indican una cantidad de desplazamiento, sino que sólo su tipo de desplazamiento vertical experimentado. Es necesario enfatizar que mientras menor sea el error, más acertado es el modelo y refleja de mejor forma la realidad.

En base a las tablas 10 y 11, para el modelo M1 corregido (M1c) los máximos modelados en la Isla Santa María se aproximan bastante bien en comparación al modelo M2 corregido (M2c) y a lo obtenido anteriormente, pero el modelo M2c, por tener mayor extensión (ver en tabla 3), presenta mejores resultados en las observaciones extremas del norte y sur. Se debe considerar además que el modelo M1c contaba con un mayor slip promedio, el cual fue concentrado en mayor medida en las zonas centrales y cercanas a la fosa del plano de falla.

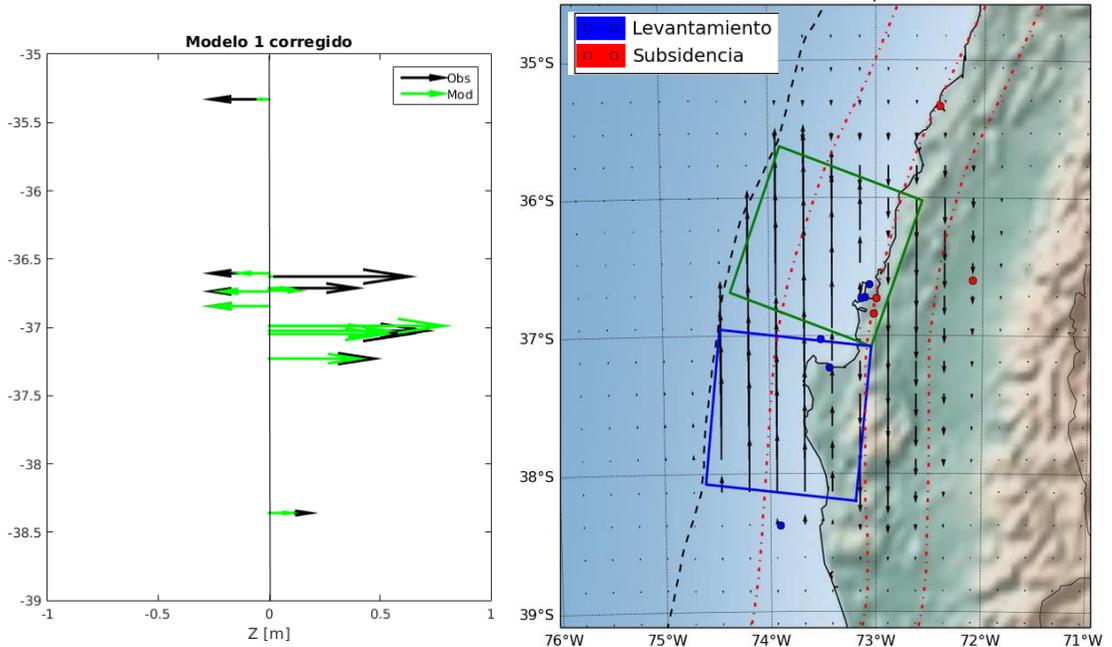


Figura 16. Modelo M1 corregido. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

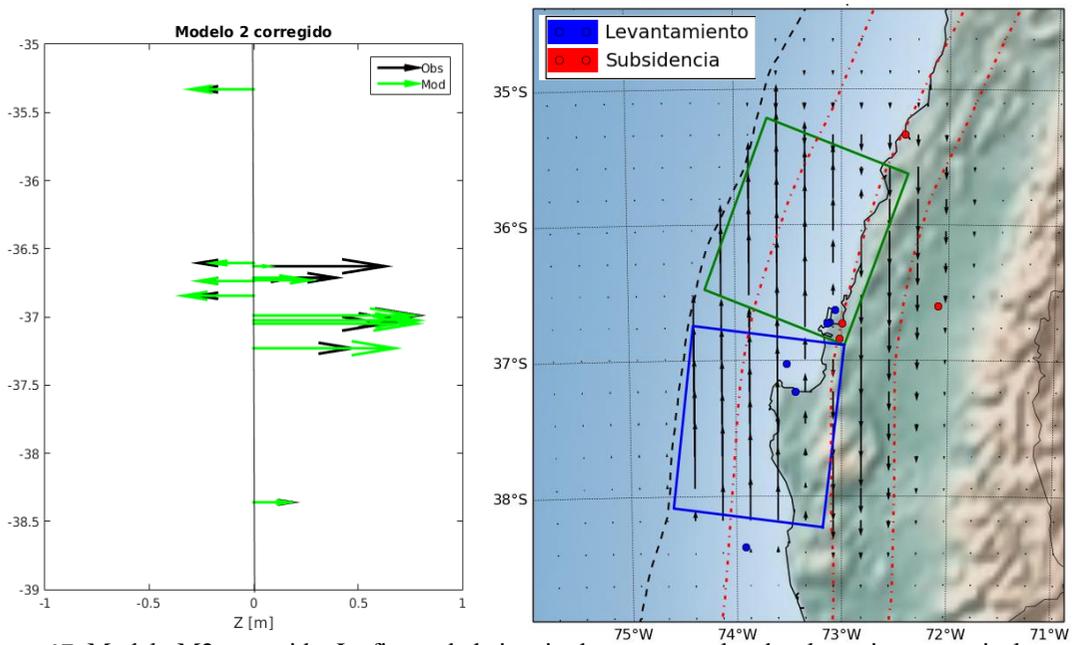


Figura 17. Modelo M2 corregido. La figura de la izquierda representa los desplazamientos verticales modelados (flechas verdes) con respecto a los observados (flechas negras), correspondientes a los sectores mostrados en la tabla 2. En la figura derecha se muestran los mismos desplazamientos, pero ubicados espacialmente.

Tabla 10. Desplazamientos verticales obtenidos con el modelo M1 corregido.

Modelo M1 corregido					
Lugar	Coord.*	Desp. vertical observado [m]	Desp. vertical modelado [m]	Error absoluto [m]	Error relativo porcentual
Constitución	35.33°S	< 0	-0.15	-	-
	72.41°W				
Chillán	36.6°S	< 0	-0.39	-	-
	72.1°W				
Isla Quiriquina	36.62°S	2.4	0.04	-2.36	-98.33%
	73.05°W				
Talcahuano	36.72°S	1.5	0.24	-1.26	-84%
	73.11°W				
San Vicente	36.725°S	0.5	0.39	-0.11	-22%
	73.138°W				
Penco	36.73°S	< 0	-0.66	-	-
	73°W				
Concepción	36.84°S	< 0	-0.78	-	-
	73.02°W				
Isla Santa María	36.98°S	3	2.4	-0.6	-20%
	73.53°W				
	37.024°S	2.7	1.64	-1.06	-39.26%
	73.524°W				
	37.04°S	2.4	1.58	-0.82	-34.17%
73.51°W					
Tubul	37.23°S	1.8	1.23	-0.57	-31.67%
	73.44°W				
Isla Mocha	38.36°S	0.7	0.3	-0.4	-57.14%
	73.92°W				
Error total acumulado (valor absoluto):				7.18	

*: Quezada et al., 2012

Tabla 11. Desplazamientos verticales obtenidos con el modelo M2 corregido.

Modelo M2 corregido					
Lugar	Coord. *	Desp. vertical [m]	Desp. modelado [m]	Error absoluto	Error relativo porcentual
Constitución	35.33°S	< 0	-0.53	-	-
	72.41°W				
Chillán	36.6°S	< 0	-0.35	-	-
	72.1°W				
Isla Quiriquina	36.62°S	2.4	0.12	-2.28	-95%
	73.05°W				
Talcahuano	36.72°S	1.5	0.33	-1.17	-78%
	73.11°W				
San Vicente	36.725°S	0.5	0.47	-0.03	-6%
	73.138°W				
Penco	36.73°S	< 0	-0.47	-	-
	73°W				
Concepción	36.84°S	< 0	-0.6	-	-
	73.02°W				
Isla Santa María	36.98°S	3	1.35	-1.65	-55%
	73.53°W				
	37.024°S	2.7	1.39	-1.31	-48.52%
	73.524°W				
	37.04°S				
73.51°W	2.4	1.38	-1.02	-42.5%	
Tubul	37.23°S	1.8	1.19	-0.61	-33.89%
	73.44°W				
Isla Mocha	38.36°S	0.7	0.3	-0.4	-57.14%
	73.92°W				
Error total acumulado (valor absoluto):				8.47	

*: Quezada et al., 2012

Tabla 12. Amplitudes máximas de olas para los modelos M1 y M2 corregidos.

N°	Modelos:						M1 corregido	M2 corregido
	*S1	S2	S3	S4	S5	S6	Ampl. máx. [m]	Ampl. máx. [m]
1							1.3	1.6
2	0.5						1.5	1.7
3							1.2	1.7
4							1.3	1.7
5							1.3	1.5
8							4.4	2.9
9		4					5.2	3.4
10							5.5	3.8
11							4	3.4
12			9				4.1	3.4
13							4.2	3.4
14							3.9	3.3
15							2.5	2.3
16						2.7	2.4	
17				9			2.8	2.5
18							3	2.6
19							3.4	2.9
20							3.3	4.2
21						2.9	2.4	
22					12		2.9	2
23							2	1.8
24							2.9	5
25							3.7	3.8
26							1.8	1.9
27						2.1	3.1	
28						4.5	1	1
29							3.1	3.3
32							2.7	2.7

*S1: Valparaíso; S2: Tomé; S3: Penco-Lirquén; S4: Talcahuano;
 S5: Isla Quiriquina; S6: Archipiélago Juan Fernández. .
 (Todas las observaciones mostradas son medidas en metros).

Tabla 13. Amplitudes que mejor se ajustan a cada sector para el modelo M1 corregido.

Sector	M1 corregido				
	Amplitud de ola observada [m]	Amplitud de ola modelada [m]	Tiempo después del evento	N° mareógrafo virtual	Error absoluto [m]
Valparaíso	0.5	1.2	3h 55min	3	0.7
Tomé	4	4.4	57min	8	0.4
Penco-Lirquén	9	4.2	45min	13	-4.8
Talcahuano	9	3.4	44min	19	-5.6
Isla Quiriquina	12	3.7	50min	25	-8.3
Arch. Juan Fernández	4.5	3.1	51min	29	-1.4
Error total acumulado (valor absoluto):					21.2

Tabla 14. Amplitudes que mejor se ajustan a cada sector para el modelo M2 corregido.

Sector	M2 corregido				
	Amplitud de ola observada [m]	Amplitud de ola modelada [m]	Tiempo después del evento	N° mareógrafo virtual	Error absoluto [m]
Valparaíso	0.5	1.5	3h 24min	5	1
Tomé	4	3.8	1h	10	-0.2
Penco-Lirquén	9	3.4	44min	13	-5.6
Talcahuano	9	2.9	44min	19	-6.1
Isla Quiriquina	12	5	55min	24	-7
Arch. Juan Fernández	4.5	3.3	50min	29	-1.2
Error total acumulado (valor absoluto):					21.1

A partir de la simulación, en el modelo M1c se obtuvo 4 olas, con tiempos de llegada para la primera ola correspondientes a 12 minutos en la Bahía de Concepción, 46 minutos en el archipiélago de Juan Fernández y 45 minutos en Valparaíso. En el caso de M2 corregido, se obtuvo también 4 olas, con primeras llegadas a los 12, 45 y 40 minutos después del evento, respectivamente. Es necesario destacar que en las 5 horas de simulación se generan tanto olas propias del tsunami como perturbaciones locales, lo cual dificulta identificar entre cada una de ellas, debido a las constantes interferencias de ondas que se producen al interior de la bahía. Estos resultados concuerdan con las 4 olas señaladas por Caldcleugh, 1836.

De los resultados de la simulación del tsunami, se reúnen en la tabla 12 los registros de amplitudes máximas de ola en cada mareógrafo separado por zona de estudio. En general, para el modelo M2c las amplitudes de los sectores más distantes (Valparaíso y Robinson Crusoe) son mayores que en el modelo M1c, debido a la mayor dimensión del plano de falla de M2c con respecto a M1c, afectando en mayor medida a aquellos sectores; caso contrario pasa en los sectores centrales, como son los de la Bahía de Concepción, donde se aprecian valores un tanto mayores al primer modelo nombrado, a excepción de la Isla Quiriquina. Como la información recopilada no indicaba la ubicación exacta de las amplitudes observadas, se extrajo el registro que más se acercaba a las observaciones en cada sector, los cuales están expuestos en la tabla 13 y 14, donde de igual forma que para los desplazamientos verticales se obtuvo valores mayores que los obtenidos en los modelos sin modificar. Se identifican tiempos de llegada bastante similares para ambos modelos, lo contrario a lo que ocurre en los modelos sin corregir (tablas 8 y 9), lo cual debiera ser afectado por el único parámetro que los diferencia entre ambos grupos (no corregidos y corregidos): el slip promedio.

Se logró disminuir el error acumulado de las amplitudes máximas modeladas (tablas 13 y 14) de 29.8 m a 21.2 m en M1c y de 30.2 m a 21.1 m en M2c, lo cual presenta al modelo M2c, aunque con una muy corta diferencia, como el más acertado. Comparando ambas tablas, se presenta un comportamiento similar al mostrado en la tablas 8 y 9, pero con valores mayores en cada caso.

En general, para ambos modelos corregidos los tiempos en que se registraron las amplitudes máximas son bastante similares, a diferencia de los modelos sin corregir (tablas 8 y 9), los cuales son mucho más distintos en la mayoría de los sectores. Lo anterior, se debe a que cada tsunami posee sus propias características que lo determinan, las cuales difieren considerablemente a lo largo de la zona costera e incluso en rangos cortos de distancia o en un mismo sector (Satake et al., 1993).

Para las figuras 18-23 que comparan las mejores señales de cada modelo en los diferentes sectores de estudio, las señales de los mismos mareógrafos para ambos modelos son bastante similares (archipiélago de Juan Fernández, Talcahuano y Penco-Lirquén), diferenciándose principalmente por sus amplitudes. Para los demás casos (Valparaíso, Isla Quiriquina y Tomé), las diferencias más notorias son con respecto a las frecuencias registradas.

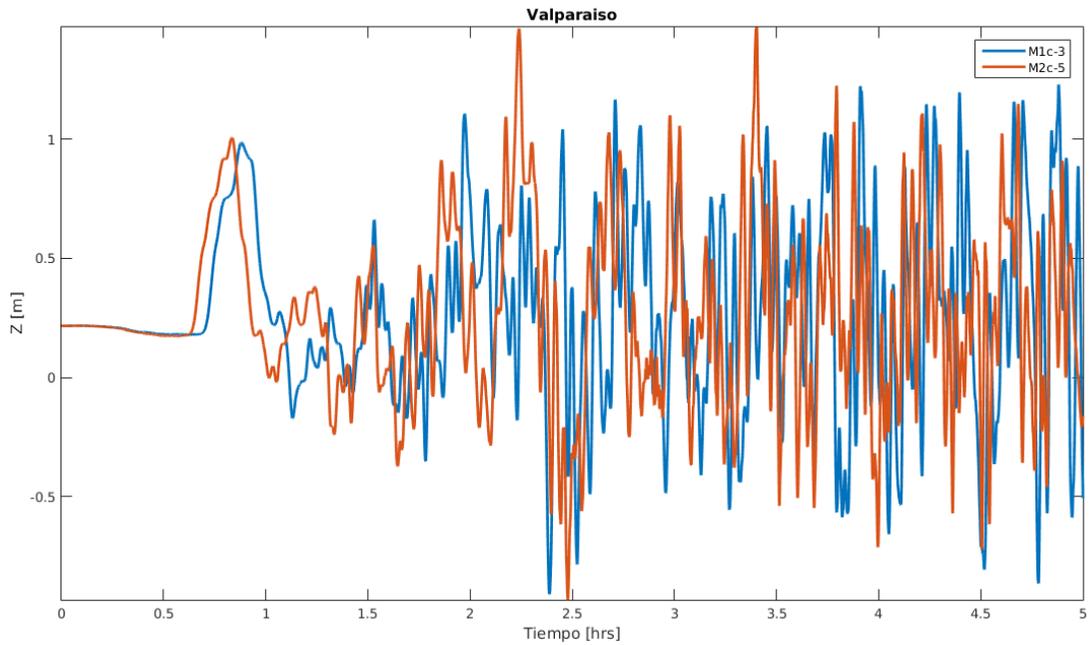


Figura 18. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en Valparaíso. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido, mareógrafo N°3 y la señal roja al modelo M2 corregido, mareógrafo N°5.

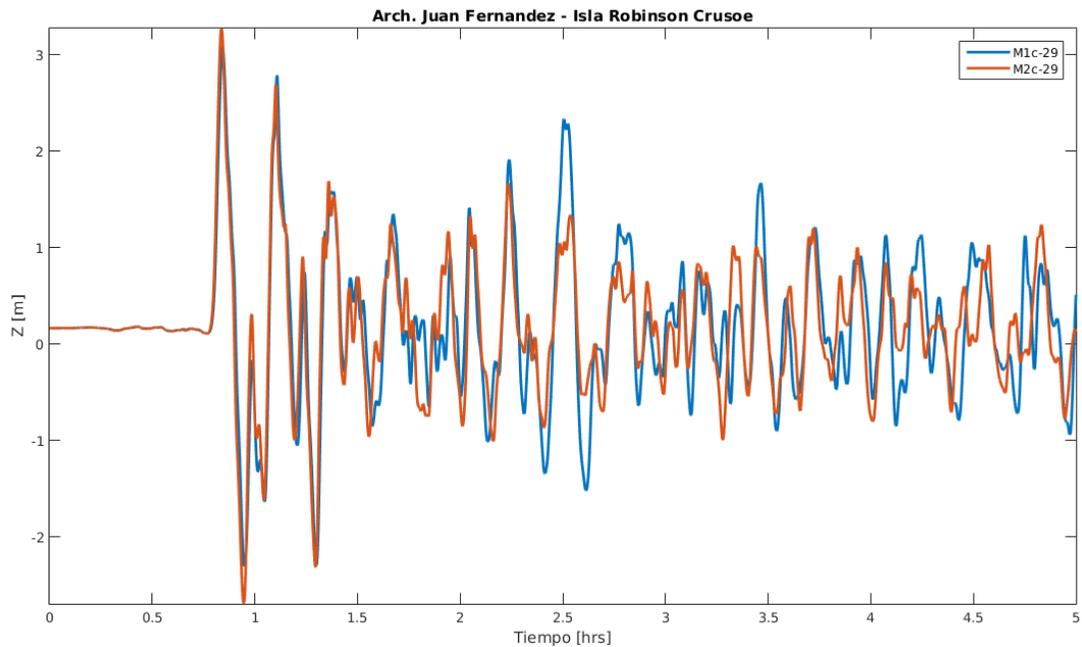


Figura 19. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en el archipiélago Juan Fernández – Isla Robinson Crusoe. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido y la señal roja al modelo M2 corregido, ambos mareógrafos N°29.

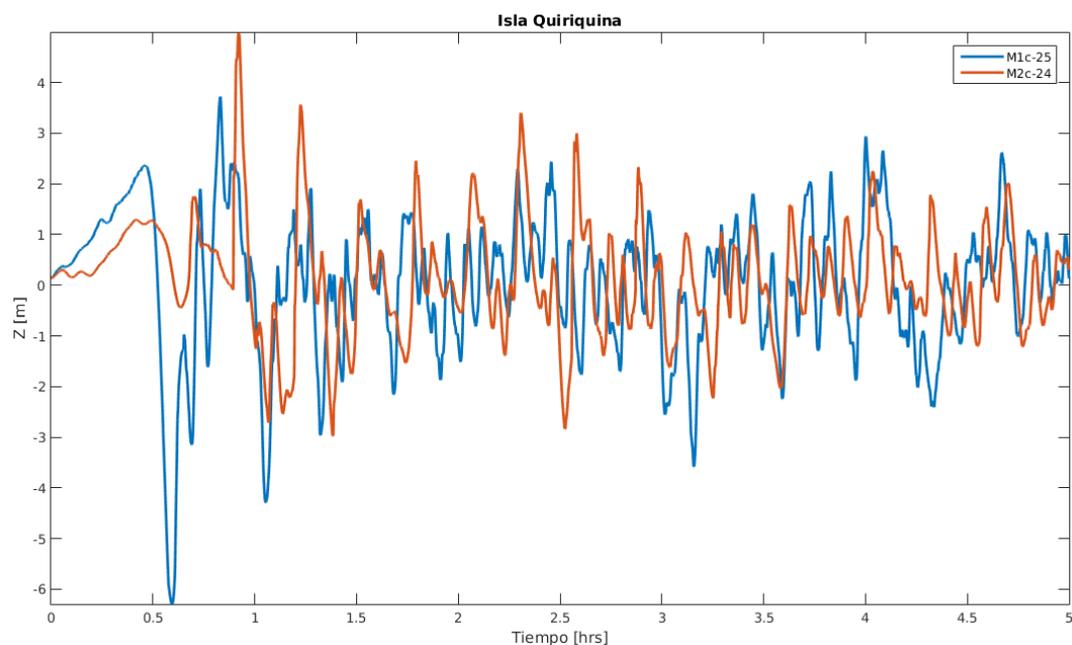


Figura 20. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en la Isla Quiriquina. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido, mareógrafo N°25 y la señal roja al modelo M2 corregido, mareógrafos N°24.

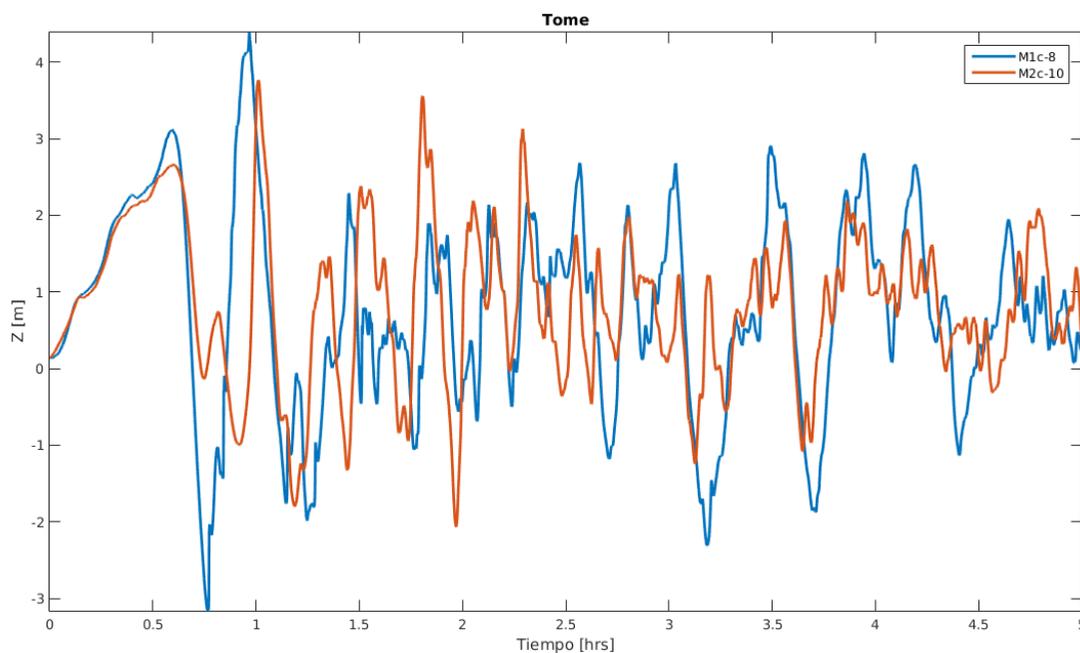


Figura 21. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en Tomé. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido, mareógrafo N°7 y la señal roja al modelo M2 corregido, mareógrafos N°10.

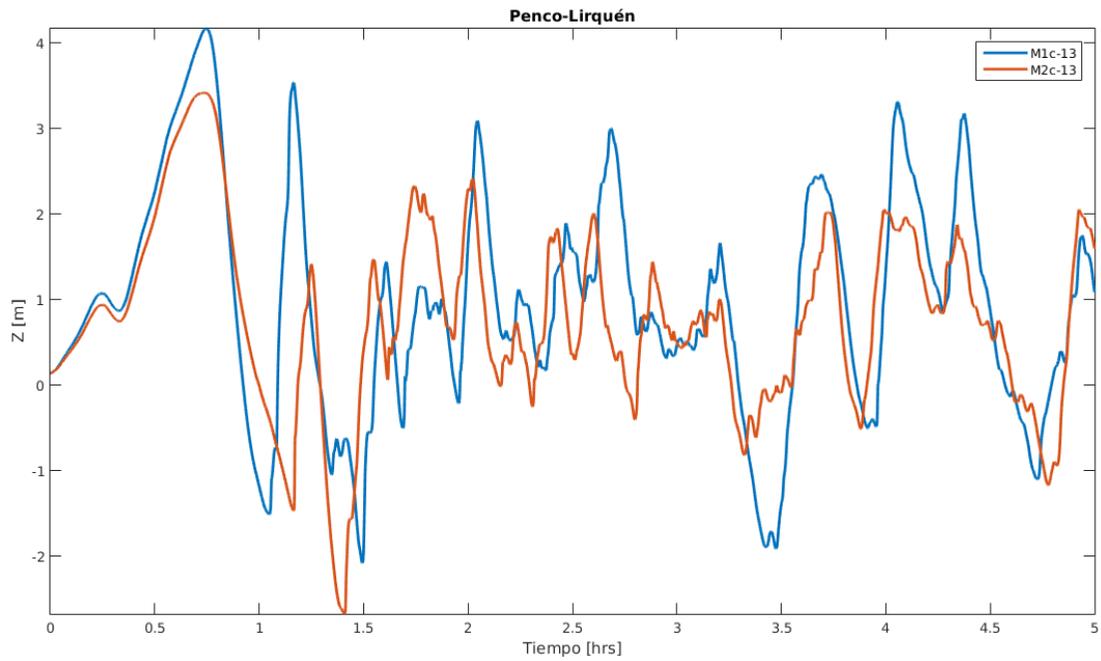


Figura 22. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en Penco-Lirquén. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido y la señal roja al modelo M2 corregido, ambos mareógrafos N°13.

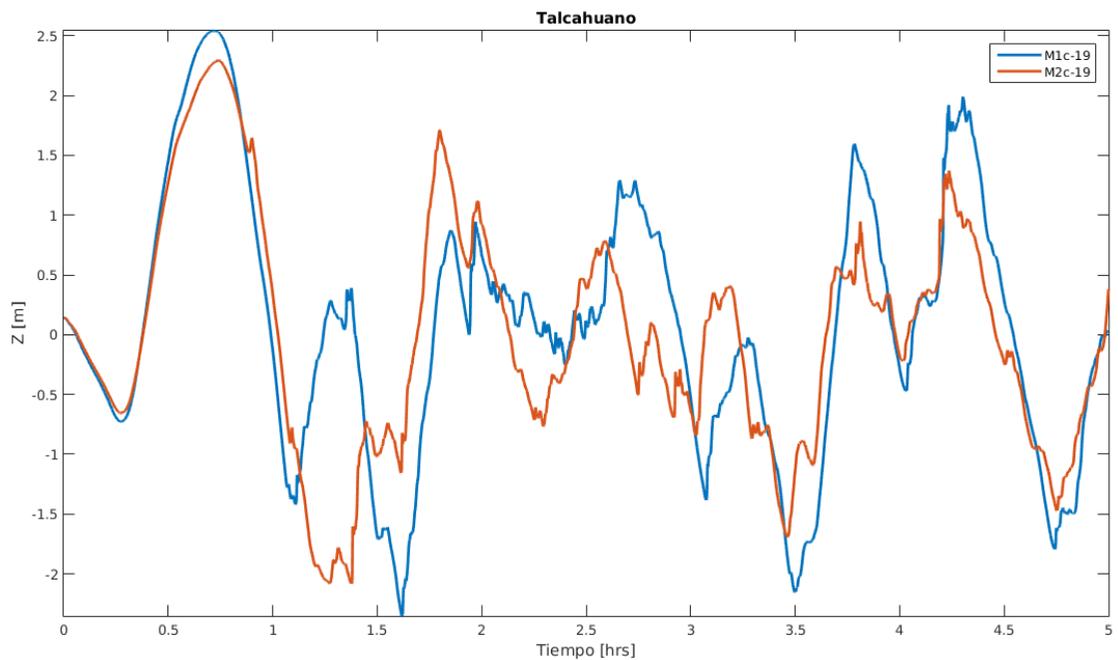


Figura 23. Registro de mareógrafos virtuales ubicados en Talcahuano. La señal azul corresponde al modelo M1 corregido y la señal roja al modelo M2 corregido, ambos mareógrafos N°19.

En cuanto a las zonas de inundación para el modelo M1c y M2c, mostradas en las figuras 24 y 25, respectivamente, se eligió una paleta de colores que permita ver fácilmente la diferencia de amplitudes, logrando así una fácil identificación de las zonas más afectadas. De esta forma se puede apreciar que los sectores más afectados fueron los comprendidos entre Penco-Lirquén y Talcahuano, además de una parte de la Bahía de San Vicente (esquina inferior izquierda de las figuras 22 y 23), de la cual no se recopilieron datos.

De ambas figuras, el modelo M1c presenta una mayor inundación, con máximos claros en la zona de la desembocadura del río Andalién, de 3 a 4 m. Para el caso de M2c, la zona principal de inundación también tiene 2 a 3 m de profundidad, teniendo una zona interior de 1 a 2 m. Según las imágenes, es posible pensar que la inundación en la Bahía de San Vicente fue tal, que las olas continuaron hacia la Bahía de Concepción.

Teniendo datos más específicos, para el modelo M1c, se obtuvo una inundación máxima de 12.5 m en la Bahía de San Vicente, teniendo rangos de entre 5-8 m principalmente para ese sector, 2-5 m para toda la costa de la Bahía de Concepción, además de la zona comprendida por Penco y Talcahuano y de 0-2 m para los bordes interiores coloreados con amarillo en la bahía. Para el modelo M2c, se tuvo una inundación máxima de 5.9 m, también en la Bahía de San Vicente, con rangos generales de 4-6 m en aquella bahía, además de zonas ubicadas al suroeste de la Isla Quiriquina, de 2-4 m en toda la costa de la Bahía de Concepción y zona este de la Isla Quiriquina y de 0-2 m la parte interior de la costa comprendida entre Penco y Talcahuano.

Para ambos modelos, la zona principal de inundación tuvo una profundidad de 2 a 3 m.

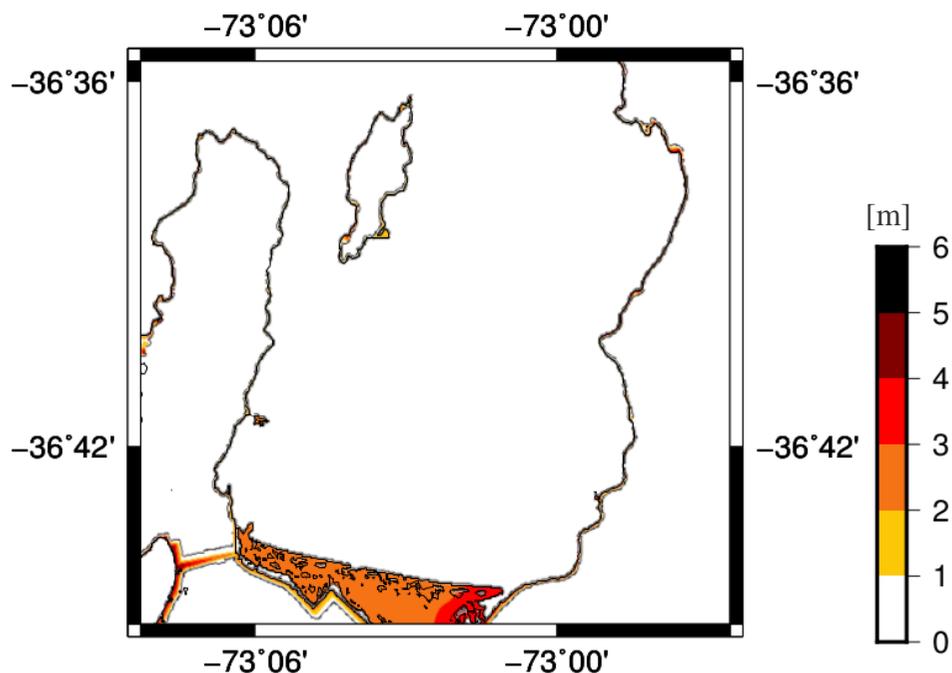


Figura 24. Inundación en la Bahía de Concepción por el modelo M1 corregido.

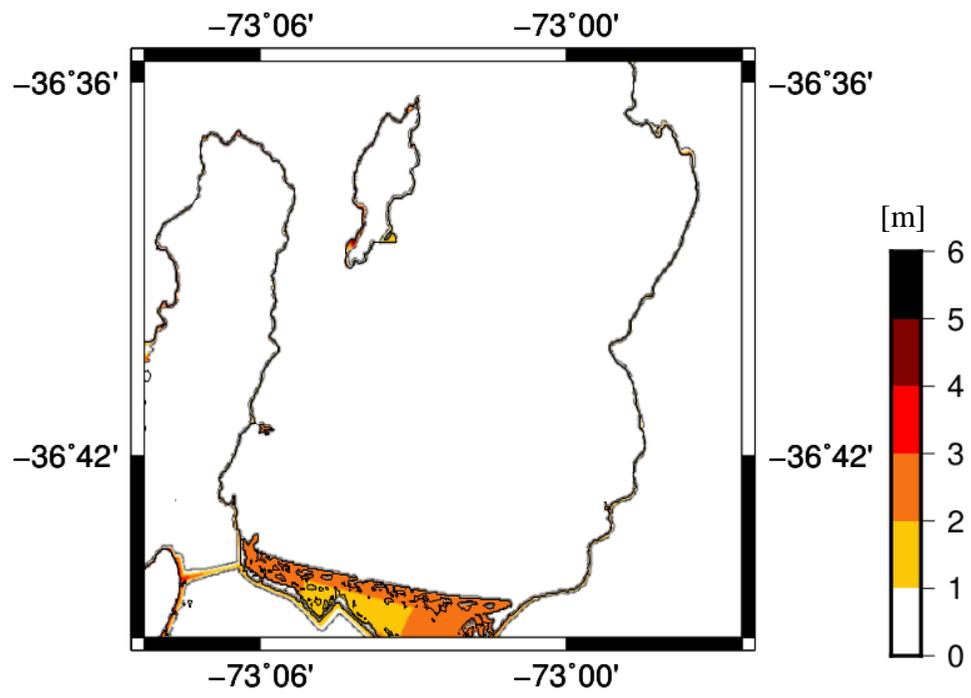


Figura 25. Inundación en la Bahía de Concepción por el modelo M2 corregido.

Capítulo 6

Análisis y discusión

Considerando los resultados obtenidos y las acotaciones que surgieron a lo largo del trabajo, se pueden extraer las siguientes observaciones:

Se sabe que han ocurrido terremotos excepcionales con parámetros que escapan de las relaciones empíricas ya definidas (terremoto de Valdivia, 1960 y terremoto de Alaska, 1964; Kanamori y Anderson, 1975), haciendo pensar porqué éste no pudo haber sido uno de ellos, interrogante que queda respondida al considerar la poca cantidad de observaciones realizadas en la época, precisando límites poco estrictos si se definieran modelos "aleatorios", lo que claramente abriría una ventana mucho más amplia de posibilidades, tomando en cuenta que serían más los parámetros a modificar y conjugar.

Centrándose en la configuración del plano de falla escogido, posiblemente al definir una mayor cantidad de subfallas para los modelos, que variaran tanto en su strike, rake y slips promedio, es decir, consiguiendo un modelo de falla no-homogéneo, se podrían haber obtenido mejores ajustes en los puntos de observación que los conseguidos acá.

Con respecto a la ubicación latitudinal del plano de falla, fue finalmente determinada por las observaciones de los extremos norte y sur, las que cambiaban su configuración a alzamiento o subsidencia si éste era movido en la misma dirección.

Con respecto a las observaciones de desplazamiento vertical, específicamente los valores de la Isla Quiriquina, Talcahuano y Penco no fueron posibles de replicar, debido a que en el último de ellos se experimentó subsidencia, mientras que en lugares muy cercanos como lo son los primeros nombrados, ocurrieron alzamientos de 2.4 m y 1.5 m respectivamente, valores que sólo podrían ser alcanzados si se tiene un dip mucho mayor en la configuración inversa del plano de falla, lo cual acentuaría las deformaciones verticales en superficie, no siendo realista si se considera que el slab en la zona de estudio tiene un dip promedio de 15° , según el *Slab1.0 Model*. Otra posibilidad de alcanzar esos valores sería considerando un ancho menor del plano de falla que concentre el slip en un área menor, opción que tampoco sería viable, si se definieron anchos y largos de forma empírica. En adición, como ya se dijo anteriormente, trabajando con un modelo no-homogéneo posiblemente también se podrían alcanzar aquellas observaciones.

La opción de seguir modificando el slip promedio para alcanzar valores mayores no es posible, ya que se sobrepasarían los rangos establecidos por las recopilaciones históricas, perdiendo también el respaldo empírico de los modelos. Cabe señalar que, en

el caso de aumentar aún más este parámetro, por considerar una falla homogénea, aumentarían todos los valores de desplazamiento, alejándose de los valores menores observados, los cuales sólo se podrían conservar si se tuviera un modelo no-homogéneo, que definiera un plano de ruptura más detallado, limitando zonas de acoplamiento y teniendo diferentes valores de slips y tiempos de ruptura.

Para la simulación del tsunami, en los registros se indica una llegada de la primera ola de aprox. 30 minutos a la Bahía de Concepción, la cual se vería sobreestimada en los modelos (12 min en ambos casos), debido a la consideración de ruptura instantánea a lo largo del todo plano de falla, lo cual libera toda la energía en el mismo momento, acelerando la velocidad de propagación. Sin embargo, tanto para el modelo M1c como el M2c se identificaron 4 olas en la simulación, lo que concuerda con lo señalado por Caldcleugh, 1836.

Como era de esperar, los mareógrafos del norte y noroeste de la Isla Quiriquina fueron los primeros en comenzar a registrar las señales por ubicarse a la entrada de la bahía.

A pesar de que la Isla Quiriquina y Tomé son los sectores que reciben la mayor cantidad de la energía del tsunami sin mayores interferencias y que, por ende, se tendería a pensar que son los únicos lugares que mayores amplitudes registran, la geometría cerrada de la bahía favorece el atrapamiento y convergencia de olas, favoreciendo a su vez, mediante la reflexión de las mismas, la formación de interferencias constructivas, amplificándolas en los sectores internos de la bahía.

Como el plano de ruptura está ubicado frente a la Bahía de Concepción, los efectos son visiblemente mayores allí que en Valparaíso. Además, debido a que la Bahía de Concepción es más cerrada que la Bahía de Valparaíso, los efectos de reflexión se ven acentuados en la primera, provocando mayores daños en las zonas interiores a ella.

De igual forma que en la Bahía de Concepción, en Robinson Crusoe los mareógrafos ubicados en las bahías fueron los que registraron mayores amplitudes de onda.

La diferencia entre las amplitudes de olas de los modelos y los correspondientes mareógrafos que las registraron, tomando en cuenta que se utilizaron las mismas grillas y consideraciones en la simulación, estaría directamente relacionado con el slip promedio de cada modelo y con sus dimensiones, además de los strikes de cada subfalla, lo cual condiciona diferentes direccionalidades al tsunami.

Se debe indicar que todas las amplitudes de olas obtenidas en este trabajo, son corregidas con respecto a la variación en el registro de la señal del tsunami y a la variación de marea que existía en el momento de la ocurrencia del evento, no incluyendo la variación indicada para el caso específico de la Bahía de Concepción, donde se referenciaban amplitudes de olas sobre la marca del nivel de marea alta (Caldcleugh, 1836; Darwin, 1972), debiendo tener máximos aún más altos si se toma en cuenta que en promedio para esa bahía el nivel de marea alta es de 0.9 ± 0.1 m, de acuerdo a lo estimado en TMD.

En las figuras 18 y 19 (Valparaíso y archipiélago Juan Fernández, respectivamente), se observan altas frecuencias en las señales, debido a las interferencias desarrolladas en la propagación de la señal, las cuales se forman por difracciones y

reflexiones en las zonas costeras. Para el caso de la Isla Quiriquina (figura 20), también es posible ver altas frecuencias lo cual, si se considera que las señales corresponden a los mareógrafos N°24 y N°25 (figura 15) ubicados en el sector de Boca Chica, se puede asociar a las constantes reflexiones de las ondas en aquel sector, debido a que sólo se tiene un ancho de entre 2 km a 1.5 km en su parte más angosta, extendida por 5 km, con una profundidad promedio de 15 m (Espinoza, 1897, 4ta Edición), lo cual favorece además la acumulación de energía cinética por su poca profundidad. En la figura 21, correspondiente a Tomé, se muestran las señales de los mareógrafos N°8 y N°10, los cuales se encuentran en lados opuestos al lugar mencionado (ver figura 15), cerca del sector de Boca Grande, teniendo diferentes frecuencias tanto por las olas directas que entran a la bahía como por la resonancia que se crea dentro de ella. Para los casos de Penco y Talcahuano (figura 22 y 23), al tener señales de un mismo mareógrafo para los diferentes modelos, es esperable que haya una pequeña variación en ellas, debido principalmente a la diferencia de slip que caracteriza a cada modelo (11.5 m para M1c y 9.5 m para M2c), teniendo como mayor diferencia las amplitudes que se muestran en cada una de ellas.

Para los análisis de los mapas de inundación, mostrados en las figuras 24 y 25, se presenta a modo de comparación la figura 26, correspondiente al mapa de inundación realizado por el SHOA, ed. 2013, para las Bahías de Concepción y San Vicente. Allí definen las áreas que potencialmente podrían inundarse en caso de que ocurriera un tsunami de gran tamaño, utilizando básicamente datos topográficos y batimétricos junto con información sísmica, integrados a un modelo numérico de simulación. Se indica una inundación de aproximadamente 4 km (NGDC/WDS y figura 24 del SHOA), lo cual corresponde a la inundación que debería alcanzar el modelo escogido. Se puede ver que las zonas más afectadas corresponden a las zonas opuestas a la boca de las bahías, lo cual es justificable si se piensa en las amplificaciones de ondas que se producen en su interior.

En las figuras 24 y 25, se ve claramente una menor extensión y profundidad de la inundación, lo cual, como ya se dijo, se debiera asociar al desfase de la línea de costa integrado en la topografía ASTER GDEM. Sin embargo, el patrón general de inundación se cumple, si se toma en cuenta que las mayores inundaciones se concentraron en la zona entre Penco y Talcahuano.



Figura 26. Mapa de inundación elaborado por el SHOA (ed. 2013). Desde la zona roja más oscura en la costa, hasta el más claro hacia el interior representan zonas de profundidad de inundación de 4-6 m, 2-4 m, 1-2 m y 0-1 m.

Por otra parte, se dice que el terremoto de 1835 fue el evento predecesor del terremoto del 2010 en la zona de la Bahía de Concepción. Este último, ocurrido el 27 de febrero de aquel año, tuvo una magnitud $M_w=8.8$, con una ruptura de 500 km (Melnick et al., 2012), extendida entre $34^\circ S$ y $38^\circ S$, lo cual puede ser comparado en las figuras 27 a, b y c, correspondientes al modelo de ruptura presentado por Delouis et al., 2010, realizado en base a mediciones de GPS, InSAR. De aquí se puede apreciar que, claramente, tanto el modelo M1c como el modelo M2c coinciden con la zona sur de la ruptura del terremoto del 2010, incluyendo además el epicentro de aquel evento.

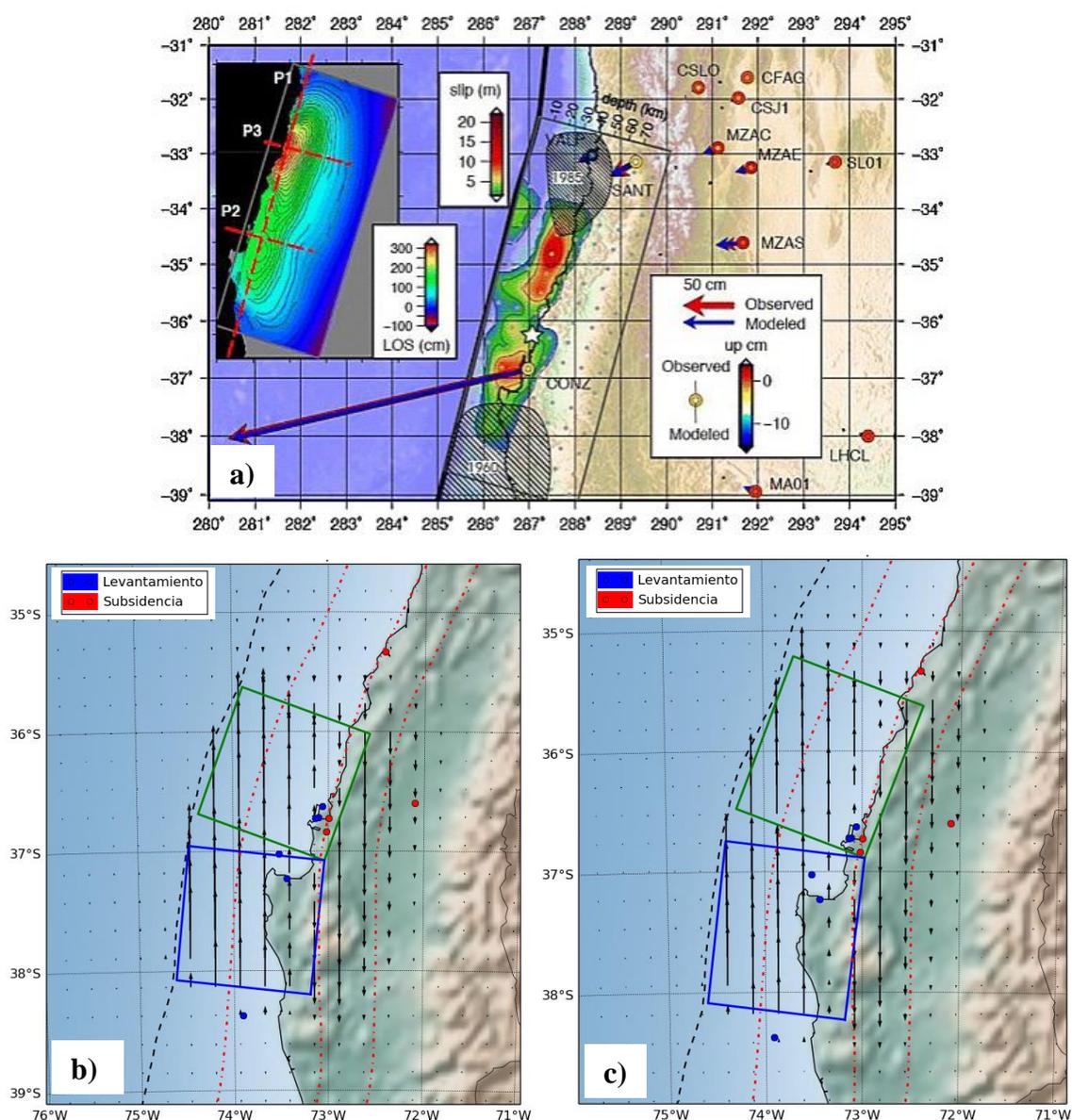


Figura 27. Comparación de zonas de ruptura para los terremotos de 1835 y 2010. **a)** Terremoto del Maule de 2010 (fuente: Delouis et al., 2010); **b)** Modelo M1c; **c)** Modelo M2c.

Siguiendo en la misma línea, analizando ahora los efectos provocados por ambos terremotos, a partir de los estudios de Vargas et al, 2011, se indica que para el terremoto del 2010, las ondas del tsunami afectaron las regiones costeras comprendidas entre Valparaíso y Valdivia, afectando en menor medida a Coquimbo. En este trabajo, las regiones afectadas fueron principalmente las adyacentes a la región del Biobío, siendo ésta claramente la más afectada. Cabe destacar que ambos eventos tuvieron diferentes magnitudes siendo ellas: $M_s=8.5$, según este trabajo, para el terremoto de 1835 y $M_w=8.8$

para el terremoto de 2010.

Las medidas costeras de levantamientos para el 2010 variaron entre 2.4 ± 0.2 m en sitios cercanos a la fosa en la costa oeste de la península de Arauco y en 1.5 ± 0.1 m en lugares más alejados al este. Un valor máximo de 2.6 ± 0.5 m fue observado en la costa oeste de la Isla Santa María, lo cual es similar a lo experimentado en el terremoto de 1835. Los valores de subsidencia fueron del orden de 0.5 a 1 m, a 110-120 km de la fosa, coincidente también en la zona de Concepción para ambos modelos corregidos. Las observaciones de levantamiento costero fueron estimadas a través de observaciones de algas coralinas y mediciones de GPS, siendo éstas mucho más precisas que las primeras. Se debe recordar que las observaciones utilizadas en este trabajo, fueron medidas con respecto al nivel de conchas de mejillón en putrefacción aún adheridas a las rocas como referencia (Darwin, 1972).

Con respecto a las observaciones del tsunami, en el 2010 se identificaron alturas de 14 m en el área costera de la región del Maule, inmediatamente al norte del epicentro, disminuyendo progresivamente al norte hasta los 2-4 m cerca de Valparaíso, lo mismo que para la costa de Cobquecura. En el caso de 1835, en Valparaíso se obtuvo amplitudes de 0.5 m, bastante menor a lo registrado en 2010. Las alturas medidas en Dichato-Talcahuano y Tirúa-Puerto Saavedra, corresponden a 6 y 8 m, respectivamente localidades ubicadas al sur del epicentro. En este estudio se recopilieron observaciones sólo en Talcahuano, donde se indicaban amplitudes de 9 m en esa localidad. Tanto los levantamientos en superficie como las alturas de tsunami pueden ser vistos con mayor detalle en la figura 28.

Siguiendo con el estudio de Vargas et al., 2011, se indica que la llegada del tsunami a las zonas costeras cercanas fue de entre 12 a 20 minutos y de 30 a 45 minutos para localidades lejanas con respecto a la ruptura del terremoto, lo cual también tiene similitud con los resultados obtenidos para el terremoto analizado.

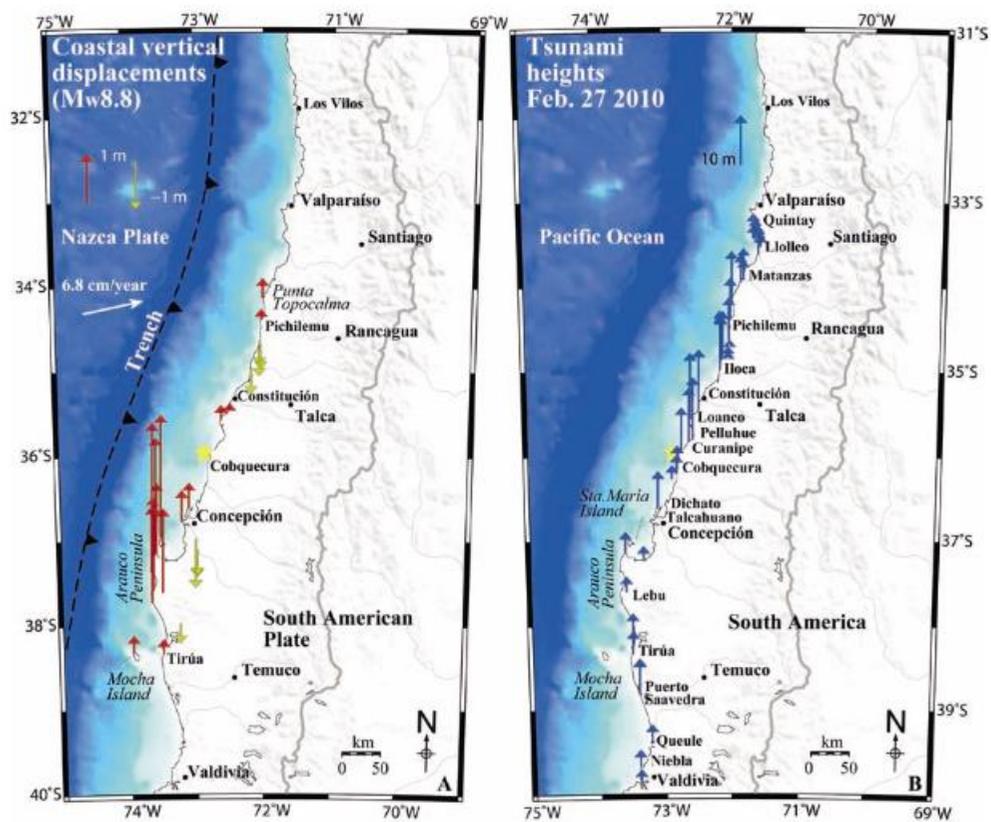


Figura 28. Terremoto del Maule de 2010. a) Desplazamiento vertical costero; b) Alturas del tsunami. (Fuente: Vargas et al., 2011)

Capítulo 7

Conclusiones

En este trabajo se logró caracterizar el terremoto del 20 de febrero de 1835, en base a observaciones y relatos históricos, que por medio de relaciones empíricas en sismología fue posible definir, limitar y ajustar posibles modelos, de los cuales sólo uno fue elegido como el que más se acercaba a la información recopilada.

En primer lugar, es evidente que la utilización de modelos de fallas homogéneas no responde de la mejor forma a las observaciones, sobreestimando y subestimando valores, lo cual le quita confiabilidad a los modelos (Calisto et al., 2016).

La utilización de la distribución de los desplazamientos provocados por cada modelo fue crucial para acercarse a un modelo más realista, ya que determinaba el límite entre los cambios de alzamiento y subsidencia, pudiendo establecer la distancia del plano de ruptura con respecto a la fosa y, por ende, su profundidad.

Se atribuye el todavía evidente error obtenido en los modelos a la posible incertidumbre presente en la exactitud de las observaciones, a la posibilidad de que algunos datos catalogados como de altura de ola en realidad correspondan a run-up y a la consideración de falla homogénea del modelo, donde se sabe que en todos los terremotos el tiempo de ruptura es superior a 0 min. Sumado a ello, se debe considerar que se utilizaron grillas de batimetría actual, lo cual podría diferir de los valores de batimetría en aquellos años.

Por otra parte, centrándose sólo en los modelos corregidos, los cuales lograron obtener un mejor ajuste con respecto a las observaciones, el modelo M1c presentó un error acumulado en las observaciones de desplazamiento vertical en superficie de 7.18 m, frente a los 8.47 m del modelo M2c, indicando por esta parte al modelo M1c como mejor candidato.

En el caso de las observaciones del tsunami, tanto M1c como M2c presentaron un error bastante similar, correspondientes a 21.2 y 21.1 m, respectivamente. Considerando esta diferencia mínima, además de la magnitud de la inundación en cada caso, nuevamente se indica a M1c como el mejor modelo.

Se percibe un mayor error para las observaciones del tsunami, debido a que puede adoptar diferentes formas, asociadas directamente con la magnitud del evento que lo induce, batimetría por la que se propaga, período de olas, estado de la marea, configuración de la zona costera, su topografía y el grado de rugosidad tanto del fondo marino como el derivado de la vegetación y construcciones civiles (Lagos, 2000). Todos

estos efectos combinados determinan su llegada a la costa, razón por la cual difieren considerablemente a lo largo del litoral, incluso en rangos cortos de distancia o en un mismo lugar, pero en diferentes tiempos (Satake et al., 1993).

Con respecto al terremoto del Maule de 2010, efectivamente el terremoto de 1835 nucleó dentro de la zona sur de ruptura de dicho terremoto, afectando en mayor medida a la Bahía de Arauco en la región del Biobío, a diferencia del terremoto de 1835 que causó mayores daños en la Bahía de Concepción. Por tener una mayor dimensión latitudinal, el terremoto del 2010 alcanzó localidades más distantes, teniendo un evento de impacto regional, a diferencia del terremoto de 1835 que se caracteriza por ser un terremoto con fuente local.

A pesar de que ningún modelo replicó idénticamente todas las observaciones, el modelo M1 corregido es el modelo que mejor caracteriza al terremoto y tsunami de 1835, teniendo un respaldo empírico que garantiza valores realistas.

8. Bibliografía

Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., ... & Ladner, R. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS, *Marine Geodesy*, 32(4), 355-371.

Caldcleugh, A. (1836). An account of the great earthquake experienced in Chile on the 20th of February, 1835; with a map. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, 126, 21-26.

Calisto, I., Miller, M., & Constanzo, I. (2016). Comparison between tsunami signals generated by different source models and the observed data of the Illapel 2015 earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1051-1061.

Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., ... & Lyon-Caen, H. (2002). A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1), 177-195.

Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN). URL: <http://www.csn.uchile.cl/>

Darwin, C. (1972). *The voyage of the Beagle*. Prabhat Prakashan.

Delouis, B., Nocquet, J. M., & 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(17).

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

Espinoza, Enrique; (1897). *Geografía Descriptiva de la República de Chile*. Cuarta edición, Imprenta y encuadernación Barcelona, Santiago, Chile.

Gary D. Egbert & Svetlana Y. Erofeeva, (2002): Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 183204.

Gomez Quinteros, L. D. (2004). Los terremotos en el paisaje urbano de Concepción: *Ensayo histórico-geográfico*. Concepción: Imprenta Austral.

Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale. *J. of Geophysical Research*, Vol. 84, No.B5, 2348-2350.

Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L. (2012). Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).

Imamura, F., Yalciner A. C., and Ozyurt G., (2006). Tsunami modelling manual, online manual. URL http://ioc3.unesco.org/ptws/21/documents/TsuModelManv3-ImamuraYalcinerOzyurt_apr06.pdf

Kanamori, H. (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 93(3-4), 185-199.

Kanamori, H., & Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, 65(5), 1073-1095.

Kausel, E. y Ramírez, D. (1992) Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos. *Revista Geofísica*, 1992, vol. 37, p. 36-194.

Lagos López, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile.

Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Koper, K. D., Sufri, O., & Hutko, A. R. (2010). Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 37(13).

Le-Fort, E. C. (1995). *Darwin en Chile:(1832-1835); Viaje de un naturalista alrededor del mundo*. Editorial Universitaria.

Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.

Masamura, K., Fujima, K., Goto, C., Iida K., & Shigemura, T. (2000). Theoretical solution of long wave considering the structure of bottom boundary layer and examinations on wave decay due to sea bottom friction, *Journal of Hydraulic, Coastal and Environmental Engineering*, JSCE, No663/II-53, pp. 69-78.

Martínez, C., Rojas, O., Aránguiz, R., Belmonte, A., Altamirano, Á., & Flores, P. (2012). Riesgo de tsunami en caleta Tubul, Región del Biobío: escenarios extremos y transformaciones territoriales posterremoto. *Revista de Geografía Norte Grande*, (53), 85-106.

Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., & Echtler, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

- Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., & Norambuena, R. (2012). Estimating coseismic coastal uplift with an intertidal mussel: calibration for the 2010 Maule Chile earthquake ($M_w = 8.8$). *Quaternary Science Reviews*, 42, 29-42.
- Méndez, M. D., Leiva, M. C., Bustos, C. B., Ramos, N. A., & Moyano-Díaz, E. (2010). Mapa exploratorio de intervenciones psicosociales frente al terremoto del 27 de Febrero de 2010 en la zona centro-sur de Chile. *Terapia psicológica*, 28(2), 193-202.
- Métois, M., Socquet, A., & Vigny, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B3).
- Murotani, S., Satake, K., & Fujii, Y. (2013). Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction-zone earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5070-5074.
- National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDC/WDS): Global Historical Tsunami Database. National Geophysical Data Center, NOAA. [doi:10.7289/V5PN93H7](https://doi.org/10.7289/V5PN93H7)
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Padman, L., & Erofeeva, S. (2004). A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(2).
- Quezada, J. (2000). Peligrosidad de tsunamis en la zona de Concepción. En Congreso Geológico Chileno N°10, Actas 1: 92-96. Puerto Varas.
- Quezada, J., Torrejón, F., Jaque, E., Alfonso, F., Belmonte, A., & Martínez, C. (2012). Comparación entre el terremoto $M_w=8.8$ del 27 de febrero de 2010 y su predecesor de 1835. En Congreso Geológico Chileno, Antofagasta.
- Quezada, J., Torrejón, F., Jaque, E., Alfonso, F., Belmonte, A., & Martínez, C. (2012). Segmentación sísmica en el ancho del contacto interplaca en el centro sur de Chile. En Congreso Geológico Chileno, Antofagasta.
- Satake K. (2002) 'Making Waves on Rocky Ground', *Nature* Vol 415, 24 January 2002 pp369.
- Satake, K., Bourgeois, J., Abe, Kuniaki, Abe Katsuyuki, Tsuji, Y., Imamura F., Iio, Y., Karao, H., Noguera, E., Estrada, F. (1993). Tsunami Field Survey of the 1992 Nicaragua Earthquake, *Earth in Space*, May 1993.

SHOA. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (2005). Tsunamis registrados en la costa de Chile. Valparaíso, Chile. (en PDF)

SHOA. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (2007). Tsunamis registrados en la costa de Chile. Documento On-Line
URL: http://www.shoa.cl/servicios/tsunami/data/tsunamis_historico.pdf

SHOA. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (ed. 2013). Carta de Inundación por Tsunami de Bahías Concepción y San Vicente, referida al evento del año 1835. URL: <http://www.shoa.cl/servicios/citsu/citsu.html>

Ward, S. N. (2001). Tsunamis. *Encyclopedia of physical science and technology*, 17, 175-191.

Wang, X. (2009). User manual for COMCOT version 1.7 (first draft). Cornell University, 65.

Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410.

Wiegel, R. L. (1970). Earthquake engineering. In *Earthquake engineering*. Prentice-Hall.

Capítulo 9

Anexos

Anexo A: Totalidad de los modelos definidos.

Los modelos aquí mostrados, corresponden a todos los modelos que se lograron definir mediante los datos recopilados y las relaciones empíricas utilizadas. En la tabla 15 se muestran los modelos definidos para $M_s=8.2$ y $M_o=3.9811e+21$ Nm, teniendo en las columnas de izquierda a derecha: los dominios definidos por Lay et al., 2012, los largos expresados en kilómetros, los anchos también expresados en kilómetros, el área definida como $S = L \cdot A$ y el slip promedio \bar{D} experimentado por cada uno de ellos. De forma similar, se tiene en la tabla 16 los modelos definidos para $M_s=8.2$ con $M_o=1.1220e+22$ Nm.

Por otra parte, estas tablas fueron mostradas para indicar la eliminación de los modelos, realizada mediante las relaciones indicadas en la sección 4.1.4. Los modelos señalados con amarillo fueron eliminados por la relación 1) L-W de aquella sección, con rosado por la relación 2) Mo-S, con celeste por la relación 3) Mo- \bar{D} y escritos con letras rojas los que fueron eliminados por las relaciones 4) Ms-L y 5) Mo-L. Finalmente, quedaron sólo los modelos destacados en negro, correspondientes a 6 modelos de $M_s=8.2$ y 1 modelo de $M_s=8.5$, los cuales fueron reunidos en la tabla 3, donde se adjuntan además sus parámetros strike, dip y rake, determinados como se indicó anteriormente.

Tabla 15. Modelos definidos para la magnitud Ms=8.2.

	L [km]	A [km]	S [km ²]	\bar{D} [m]
Dominio A	200	50	10000	13.27
	250	50	12500	10.62
	300	50	15000	8.85
	350	50	17500	7.58
	400	50	20000	6.64
	450	50	22500	5.90
	500	50	25000	5.31
Dominio B	200	80	16000	8.29
	250	80	20000	6.64
	300	80	24000	5.53
	350	80	28000	4.74
	400	80	32000	4.15
	450	80	36000	3.69
	500	80	40000	3.32
Dominio AB	200	130	26000	5.10
	250	130	32500	4.08
	300	130	39000	3.40
	350	130	45500	2.92
	400	130	52000	2.55
	450	130	58500	2.27
	500	130	65000	2.04
Dominio BC	200	140	28000	4.74
	250	140	35000	23.79
	300	140	42000	3.16
	350	140	49000	2.71
	400	140	56000	2.37
	450	140	63000	2.11
	500	140	70000	1.90
Dominio ABC	200	180	36000	3.69
	250	180	45000	2.95
	300	180	54000	2.46
	350	180	63000	2.11
	400	180	72000	1.84
	450	180	81000	1.64
	500	180	90000	1.47

Tabla 16. Modelos definidos para la magnitud $M_s=8.5$.

	L [km]	A [km]	S []	\bar{D} [m]
Dominio A	200	50	10000	37.40
	250	50	12500	29.92
	300	50	15000	24.93
	350	50	17500	21.37
	400	50	20000	18.70
	450	50	22500	16.62
	500	50	25000	14.96
Dominio B	200	80	16000	23.38
	250	80	20000	18.70
	300	80	24000	15.58
	350	80	28000	13.36
	400	80	32000	11.69
	450	80	36000	10.39
	500	80	40000	9.35
Dominio AB	200	130	26000	14.39
	250	130	32500	11.51
	300	130	39000	9.59
	350	130	45500	8.22
	400	130	52000	7.19
	450	130	58500	6.39
	500	130	65000	5.75
Dominio BC	200	140	28000	13.36
	250	140	35000	10.69
	300	140	42000	8.90
	350	140	49000	7.63
	400	140	56000	6.68
	450	140	63000	5.94
	500	140	70000	5.34
Dominio ABC	200	180	36000	11.22
	250	180	45000	8.31
	300	180	54000	6.93
	350	180	63000	5.94
	400	180	72000	5.19
	450	180	81000	4.62
	500	180	90000	4.16