



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

Estimación de la amenaza de tsunami en gaps sísmicos del margen chileno a partir de un modelo de acoplamiento

POR:

José Tomás Drápela Soto

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de
Concepción para optar título profesional de Geofísica

Profesor guía:
Dra. Ignacia Calisto Burgos

Marzo, 2019

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

Estimación de la amenaza de tsunami en gaps sísmicos del
margen chileno a partir de un modelo de acoplamiento

José Tomás Drápela Soto

Habilitación profesional presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de
Concepción para optar a título profesional de Geofísica

Profesor guía:
Dra. Ignacia Calisto Burgos

Comisión:
Marcos Moreno Switt y Arturo Belmonte-Pool



Marzo, 2019

Dedicado a mis padres por su apoyo incondicional y a todos quienes han contribuido de una u otra forma en este largo camino.

Agradecimientos

En primer lugar agradecer a mis padres por su incondicional apoyo tanto en mi formación académica como personal y al esfuerzo que han puesto para poder ayudarme a cumplir la meta de ser profesional.

Agradecer también a mi profesora guía Dra. Ignacia Calisto por su disposición a resolver cualquier duda que tuviera, por la paciencia que me tuvo con mi mala ortografía y en general por su contribución a mi trabajo de tesis el cual se enmarca dentro del proyecto "Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones (CYCLO)", financiado por ICM NC160025. También darle un especial agradecimiento a los profesores que forman la comisión evaluadora de este trabajo: Dr. Arturo Belmonte y Dr. Marcos Moreno. Finalmente agradecer a todas las personas que he conocido en este largo camino, desde las bellas amistades que he encontrado en estos 5 años, los profesores que contribuyeron a mi formación académica y a Angélica que siempre creyó en mi, me dio animo en los momentos de estrés estos últimos meses lo cual fue sumamente importante para seguir adelante.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Contextualización	2
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. Ciclo sísmico	7
3.2. Acoplamiento intersísmico	8
3.2.1. Modelo de acoplamiento intersísmico	9
3.2.2. Super intersísmico	11
3.3. Superciclos	17
3.4. Tsunami	20
3.4.1. Generación	20
3.4.2. Propagación	21
3.5. Estadísticos	22
3.5.1. Correlación	22
3.5.2. Error cuadrático medio normalizado	22
3.5.3. S_{pga}	23
3.6. Zonas de estudio	24
3.6.1. Maule 2010	24
3.6.2. Pisagua 2014	27
3.6.3. Illapel 2015	29
3.6.4. Chiloé 2016	31
3.6.5. Valparaíso 2017	33
4. Metodología	37
4.1. Construcción de la fuente	37
4.1.1. Modelo heterogéneo	37
4.1.2. Modelo homogéneo	40
4.2. Modelación del tsunami	42
4.2.1. Grillas	43

5. Resultados	45
5.1. Maule 2010	45
5.1.1. 1835	45
5.1.2. 1751	52
5.2. Pisagua 2014	58
5.2.1. 2014	58
5.2.2. GAP	64
5.3. Illapel 2015	70
5.4. Melinka 2016	76
5.5. Valparaíso 2017	80
6. Discusión	85
6.1. Fuente sísmica	85
6.1.1. Tsunami	91
7. Conclusiones	93
8. Anexos	103
8.1. Parámetros de la fuente homogénea	103
8.1.1. Maule	103
8.1.2. Pisagua	104
8.1.3. Gap	104
8.1.4. Illapel	105
8.1.5. Melinka	105
8.1.6. Valparaíso	105

Índice de cuadros

4.1. Número de subfallas utilizadas para cada evento en estudio	38
4.2. Posición de los mareógrafos virtuales utilizados	42
5.1. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1835.	51
5.2. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751.	57
5.3. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2014 propuesto por Schurr et al., 2014.	63
5.4. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1877.	69
5.5. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1943.	75
5.6. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2016 considerada por Ruiz et al., 2017.	79
5.7. Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2017 considerada por Ruiz et al., 2017.	83
8.1. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1835	103
8.2. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1751	104
8.3. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 2014	104
8.4. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1877	104
8.5. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1943	105
8.6. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 2016	105
8.7. Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 2017	105

Índice de figuras

3.1. Representación del ciclo sísmico	8
3.2. FEM utilizada para cálculo del modelo de acoplamiento	10
3.3. Esquema del Back-slip Model	11
3.4. Cambios en las velocidades superficiales observadas en el periodo 2010-2015	13
3.5. Efecto del terremoto del Maule en el estado de acoplamiento de los segmentos adyacentes a la ruptura	14
3.6. Cambio en las velocidades superficiales tras el terremoto del Maule en la zona de Chiloé	15
3.7. Tendencia del desplazamiento de las estaciones GPS instaladas en la zona de Chiloé antes y después del terremoto del Maule	16
3.8. Historia sísmica de los últimos 700 años en la zona de subducción de Sumatra	18
3.9. Serie temporal de la recurrencia de las rupturas y balance entre la carga y descarga de energía en la zona de subducción de Cascadia	19
3.10. Geometría de una dislocación a partir del modelo propuesto por Okada en 1985	20
3.11. Estado de acoplamiento en segmento Maule	25
3.12. Historia sísmica del segmento Maule	26
3.13. Estado de acoplamiento en el segmento Norte Grande	27
3.14. Sismicidad histórica del segmento Norte Grande	28
3.15. Sismicidad histórica del segmento Illapel	29
3.16. Estado de acoplamiento en el segmento Illapel	30
3.17. Estado de acoplamiento en el segmento Sur	31
3.18. Sismicidad histórica en el segmento Sur	32
3.19. Sismicidad histórica en el segmento Metropolitano	33
3.20. Estado de acoplamiento en el segmento Metropolitano	34
4.1. Ejemplo de modelo de deslizamiento generado a partir de una distribución gaussiana	39
5.1. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 1835	45
5.2. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 1835	46
5.3. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1835	48
5.4. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 1751	52
5.5. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751	53
5.6. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751	55
5.7. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 2014 propuesta por Schurr et al., 2014	58
5.8. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 2014 propuesto por Schurr et al., 2014	59

5.9. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2014 propuesta por Schurr et al., 2014	61
5.10. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 1877	64
5.11. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 1877	65
5.12. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1877	67
5.13. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 1943	70
5.14. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 1943	71
5.15. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1943	73
5.16. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 2016 propuesto por Ruiz et al., 2017	76
5.17. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 2016 propuesto por Ruiz et al., 2017	77
5.18. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2016 propuesta por Ruiz et al., 2017	78
5.19. Modelo de fallas finitas considerando la dimensión del evento de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017	80
5.20. Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017	81
5.21. Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017	82
6.1. Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para los segmentos del centro	87
6.2. Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para los segmentos del norte	88
6.3. Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para el segmento del sur	89
6.4. Correlación entre acoplamiento y distribución de deslizamiento en otras zonas de subducción	90
6.5. Batimetría de Corral	92

Resumen

La ubicación geográfica de Chile hace que este país esté expuesto a la ocurrencia de eventos megathrust, los cuales pueden potencialmente producir terremotos de gran magnitud, y éstos a su vez generar tsunamis destructivos tanto a nivel nacional como incluso a nivel internacional.

La expansión de las redes de GPS en Chile en las últimas décadas nos han permitido obtener información sobre la evolución temporal del stress acumulado en la interfaz producto de la carga tectónica. En otras palabras, nos han ayudado a determinar el grado de acoplamiento entre placas con una resolución inimaginable hace unas décadas atrás, permitiendo una evaluación de la correlación espacial de este acoplamiento con el deslizamiento cosísmico a lo largo de Chile dandonos un indicador del potencial de futuros terremotos.

Tomando en cuenta la recurrencia de los terremotos históricos en nuestro margen, uno de los segmentos que estaba considerado dentro de estos gaps sísmicos es, por ejemplo, la zona donde ocurrió el terremoto del Maule, el 27 de febrero de 2010 que no rompía desde 1835. Por lo mismo, se esperaba un evento tsunamigénico de gran magnitud en dicha zona, proporcional a la energía acumulada en la interfase.

Previo a la ocurrencia del evento sísmico, la precisión en la estimación de la amenaza de tsunami, utilizando una fuente más realista, con distribución de slip heterogénea a partir de un modelo de acoplamiento, es de suma importancia para determinar el potencial tsunami que podría afectar a la costa en pos de la integridad de la población emplazada en el borde costero, especialmente en Chile, donde gran parte de la comunidad se asienta en metrópolis muy cercanas a la costa como Iquique, Valparaíso, Coquimbo, Antofagasta y Talcahuano, entre otras.

En este trabajo se compara las observaciones de run-up y altura de ola con tsunamis modelados numéricamente usando el software COMCOTv1.7, en el cual las fuentes utilizadas para calcular la condición inicial del tsunami para los eventos de Maule 2010, Pisagua 2014, Illapel 2015, Chiloé 2016 y Valparaíso 2017 fueron construidas a partir de modelos homogéneos y heterogéneos de deslizamiento. Con respecto a estos últimos, se consideraron modelos cosísmicos y un modelo de acoplamiento en la construcción de la fuente.

De acuerdo a los resultados obtenidos, fue posible determinar que una fuente heterogénea construida a partir de un modelo de acoplamiento es más realista que uno homogéneo, debido a la sobrestimación y subestimación que se observa en la altura y tiempo de arribo del tsunami respectivamente en la costa frente a los límites norte-sur de esta última fuente. Además, se observa una correspondencia entre las zonas con gran deslizamiento cosísmico y alto coeficiente de acople en la interfaz, por lo que se pudo concluir que el modelo de acoplamiento en conjunto con la sismicidad histórica nos sirve para identificar una posible zona de ruptura y brindarnos un escenario más realista en la construcción de la fuente.

Capítulo 1

Introducción

Un sismo o terremoto es un movimiento de tierra provocado por la propagación de ondas generadas a partir de la fractura de rocas en la corteza terrestre. Cuando éste cumple con ciertas características, como que la ubicación del hipocentro esté bajo la corteza oceánica así como también que la magnitud y mecanismo del sismo sean suficientes para generar una perturbación vertical en el fondo oceánico, se produce otro fenómeno denominado maremoto o tsunami. Además de terremotos submarinos, los tsunamis pueden ser generados por erupciones volcánicas, deslizamientos de tierra o incluso meteoritos. En aguas abiertas, las ondas generadas por la fuente tsunamigénica no superan el metro de altura y tienen una longitud de cientos de kilómetros, mientras que cuando estas ondas se acercan a aguas someras, su longitud decrece y su altura aumenta considerablemente (Wiegel, 1970; Satake, 2002). Esto último, además de la magnitud de la fuente, depende de otros factores como la batimetría, la configuración de la costa y la topografía.

Chile forma parte del cinturón de fuego del Pacífico, el cual está situado en las costas de este océano y concentra algunas de las principales zonas de subducción en el mundo, ocasionando una intensa sismicidad cercana al 90% del total de la actividad sísmica registrada en la Tierra (Kious et al. 1996). Un alto porcentaje de la sismicidad que es percibida en Chile se debe a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la cual converge a una velocidad de entre 6 a 8 cm por año (Khazaradze y Klotz, 2003). A raíz de esto, el proceso de acople y desacople de la interfaz entre la placa de Nazca y Sudamericana en Chile es relativamente rápida, generando terremotos de gran magnitud cada 100-200 años aproximadamente (Ruiz et al. 2018). Por ello y por el asentamiento de gran parte de las metrópolis en zonas costeras, el estudio del riesgo sísmico y amenaza de tsunami es de suma importancia para salvaguardar la integridad de la población.

Hace ya varios años que se ha detectado que la recurrencia de grandes terremotos a lo largo de las zonas de subducción tiene un comportamiento bimodal, es decir, la ocurrencia de estos en una determinada zona no es homogénea en el tiempo ni el espacio [Anderson, 1975; Mogi, 1968; Satake y Atwater, 2007]. Tras la proliferación de los GPS desde los años 2000 se ha avanzado notablemente en el estudio del ciclo sísmico y la segmentación en nuestro país. Además, a partir de estos instrumentos se ha podido cuantificar con mayor precisión la tensión acumulada en el periodo intersísmico en la interfaz motivando así la construcción de mapas precisos del estado de acople en ella (Moreno et al. 2010, Metois et al. 2012, Metois et al. 2016). Actualmente el estudio de la amenaza de tsunami y construcción de cartas de inundación para las costas de Chile esta a cargo del SNAM (Sistema Nacional de Alarma de Maremotos) perteneciente al SHOA (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada). Para evaluar cuantitativamente el riesgo de tsunami se utiliza información histórica de un evento extremo probable o conocido y en base a eso se construye un modelo homogéneo de falla para simular el posible maremoto (<http://www.shoa.cl/php/citsu.php>). Con la aparición de los modelos de acoplamiento intersísmico ha sido posible determinar zonas específicas en nuestro país que están trabadas y acumulando energía para liberar en un próximo terremoto, además de darnos señales sobre posibles rupturas en el futuro, estudiar su evolución en el tiempo e ir actualizando los posibles escenarios que pueden presentarse en las brechas sísmicas a lo largo de nuestro país asumiendo que la distribución del acoplamiento intersísmico y deslizamiento cosísmico son afines (Moreno et al. 2010).

1.1. Contextualización

La última década ha concentrado grandes eventos del tipo megathrust en Chile (Ruiz et al. 2018). El primero de ellos, el terremoto del Maule de magnitud 8.8 Mw ocurrió el 2010 en una zona donde los últimos terremotos de gran magnitud ocurrieron los años 1751 y 1835. Por ello es que se esperaba un evento de similares características en el área (Ruegg et al. 2009). Además posterior al terremoto se demostró que dicha zona estaba altamente acoplada y su deslizamiento cosísmico correlacionó bastante bien con el modelo de acoplamiento intersísmico (Moreno et al. 2010).

Posterior a este evento, en el norte de nuestro país ocurrió en Pisagua un terremoto de magnitud 8.1 Mw. Al igual que el sismo del Maule, era una zona que esperaba un evento de proporciones debido a que los últimos grandes terremotos ocurrieron los años 1877 y 1868, por lo que era una de las brechas sísmicas que concentraba gran energía como para generar un terremoto de dichas características (Klotz et al. 2001). Aun así, solo la porción norte de esta brecha rompió el año 2014 (Schurr et al. 2014).

El año siguiente, ocurrió un terremoto de magnitud 8.3 Mw en Illapel, región de Coquimbo. A diferencia de los casos anteriores, los últimos dos sismos de gran magnitud ocurridos en este segmento (1880 y 1943) registraron rupturas de similar tamaño a la registrada el año 2015 (Ruiz et al. 2018, Tillman et al. 2016). Además, el deslizamiento cosísmico modelado correlaciona positivamente con una zona altamente acoplada de la interfaz (Tilman et al. 2016).

Finalmente el año 2016 y 2017 ocurrieron los eventos de menor magnitud de la secuencia de terremotos ocurridos la última década. El primero de ellos de magnitud 7.6 Mw ocurrió en Melinka al sur de la Isla Grande de Chiloé. Dicha zona está inmersa dentro del segmento que rompió en 1960 con el megaterremoto de Valdivia, por lo que un evento de gran magnitud era poco probable que ocurriera tomando en cuenta la gran cantidad de energía que liberó el terremoto de 1960. Aun así, tras el terremoto del 2010 se registró un aumento de las velocidades medidas por GPS, y por ende, del acoplamiento en la zona (Ruiz et al. 2017, Melnick et al. 2017). Por ello, este evento fue indicado como un signo de la reactivación de esta zona (Ruiz et al. 2017).

El segundo de ellos ocurrió en Valparaíso el 2017 con una magnitud de 6.9 Mw. Si bien el evento es de baja magnitud comparado con el resto de la secuencia, éste presentó una fuerte actividad precursora los días previos, al igual que cuando ocurrió el último terremoto de gran magnitud en la zona en 1985. Aun así, la energía acumulada en este periodo intersísmico era bastante menor a la acumulada en el intersísmico del evento de 1985 básicamente por la diferencia en la duración entre ellos (Ruiz et al. 2017).

Debido a la sucesión de terremotos ocurridos en la última década se dio el escenario propicio para estudiar cada uno de estos eventos debido a la gran cantidad de instrumentación que logró registrarlos. Por ello en este trabajo se generan modelos heterogéneos a partir de un modelo de acoplamiento e información histórica para estudiar la contribución que nos provee este modelo al estudio del riesgo de tsunami en las costas de nuestro país.

Capítulo 2

Hipótesis y objetivos

2.1. Hipótesis

A partir de la evolución en el tiempo de los modelos de acoplamiento y el estudio de la sismicidad histórica en las brechas sísmicas de nuestro país, es posible generar fuentes mas realistas para el estudio del riesgo de inundación por tsunami.

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo general

Comparar alturas de ola observadas y simuladas, para los terremotos anteriormente nombrados, usando una fuente heterogénea construida a partir del modelo de acoplamiento y así estudiar el uso de esta técnica para la evaluación de la amenaza de tsunami a partir del progreso de este modelo en el tiempo.

2.2.2. Objetivos específicos

- Estudiar la recurrencia de terremotos en Chile a partir de la revisión bibliográfica.
- Investigar la relación del estado de acoplamiento pre-sísmico con las rupturas de los segmentos en estudio.
- Construcción de mapas de acoplamiento asociado a los segmentos en estudio.

- Generación de las fuentes sísmicas de los casos de estudio a partir del método de fallas finitas.
- Modelación de los tsunamis asociados a cada evento utilizado en la investigación.
- Comparación de los mareógrafos virtuales generados a partir de modelos de fuente cosísmico, homogéneo y acoplamiento con las observaciones de los mareógrafos observados.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. Ciclo sísmico

Como ya se comentó en la introducción, en Chile ocurren sismos del tipo megathrust en determinadas zonas del país cada 100 a 200 años (Ruiz et al. 2018). Aún más, al menos una vez cada 10 años se produce un sismo de gran magnitud en alguna zona del país (Lomnitz, 2004). Por ello es de suma importancia el estudio del ciclo sísmico a lo largo de nuestro país.

El ciclo sísmico se puede dividir en 3 etapas: el intersísmico (Figura 3.1a), el cosísmico (Figura 3.1b) y el post-sísmico. El primero de ellos, con una duración en el rango de las decenas y centenas de años, se caracteriza por ser la etapa de acumulación de tensión en la interfaz debido al bloqueo de un segmento de ella y a la constante convergencia de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana. Luego, una vez que el segmento de la interfaz acoplada cede, ocurre la etapa cosísmica en donde se libera la mayor parte del estrés acumulado en el intersísmico en un pequeño periodo de tiempo que va desde los segundos a los minutos dependiendo de cuanta energía es liberada en la ruptura. Finalmente, tras el cosísmico, comienza una etapa denominada post-sísmico que se caracteriza por liberar el estrés que no se liberó en el cosísmico, pero de manera mas gradual que en esa etapa. Generalmente este periodo de extiende un par de años tras el cosísmico.

Destacar que el periodo intersísmico se describirá de mejor forma puesto que el estado de acople entre las placas en esta etapa forma la base de este trabajo.

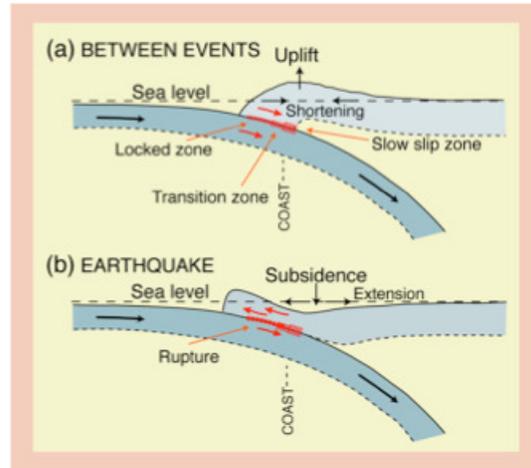


Figura 3.1: Representación del ciclo sísmico (Hyndman y Wang, 1995). Se visualiza el patrón de deformación que se puede observar tanto en el periodo intersísmico (Figura 3.1a) como cosísmico (Figura 3.1b)

3.2. Acoplamiento intersísmico

La zona de subducción chilena se encuentra controlada por la convergencia de la Placa de Nazca, la cual subduce bajo la Sudamericana en todo momento. La interfaz entre ellas es posible dividirla en 4 zonas a lo largo del dip (Hyndman et al. 1997, Oleskevich et al. 1993):

- La zona más somera o generalmente denominada updip se caracteriza por presentar altos niveles de fluidos, lo que genera una disminución en la fricción entre las placas, provocando un fortalecimiento de la velocidad de la placa subductante.
- En la zona sismogénica el material está mayormente consolidado debido a las condiciones de presión y temperatura, provocando un aumento en la fricción de la interfaz, lo cual a su vez inducirá un aumento de la tensión entre las placas, acumulando energía que finalmente se liberará en un futuro terremoto.
- Una zona de transición debido al aumento de temperatura de la interfaz, disminuyendo la fricción entre las placas.
- La zona más profunda o downdip caracterizada por el movimiento continuo de la placa subductante a la velocidad de convergencia de ésta.

3.2.1. Modelo de acoplamiento intersísmico

Debido a las distintas campañas de GPS que se han realizado en Chile desde el año 2000 y la puesta de GPS permanentes (Bevis et al. 2001,2003; Brooks et al. 2011; Khazaradze y Klotz 2003; Klotz et al. 2001; Ruegg et al. 2009; Vigny et al. 2009; Béjar-Pizarro et al. 2009, Chlieh et al. 2011), se han podido generar más y mejores modelos de acople de la interfaz en cada una de las zonas anteriormente descritas, los cuales nos han permitido cuantificar de mejor forma el estado tensional entre las placas y tener una mejor estimación del peligro sísmico para distintas zonas del país.

En particular, en este estudio se trabaja con el modelo de acoplamiento generado por Moreno et al. 2010, el cual simula el acoplamiento intersísmico a partir de la velocidad registrada por 282 estaciones GPS instaladas entre 1996 y 2008. A partir de un modelo de elementos finitos (Figura 3.2) que incluye topografía y batimetría, así como un slab realista y geometría de la discontinuidad de Mohorovic, se invierte según la siguiente ecuación:

$$\mathbf{G}x = d$$

donde \mathbf{G} es la matriz sintética de Green que integra la geometría, propiedad de los materiales y grillado de la FEM (Modelo de elementos finitos), x será la velocidad a determinar en los puntos de grilla y d será la velocidad medida en superficie.

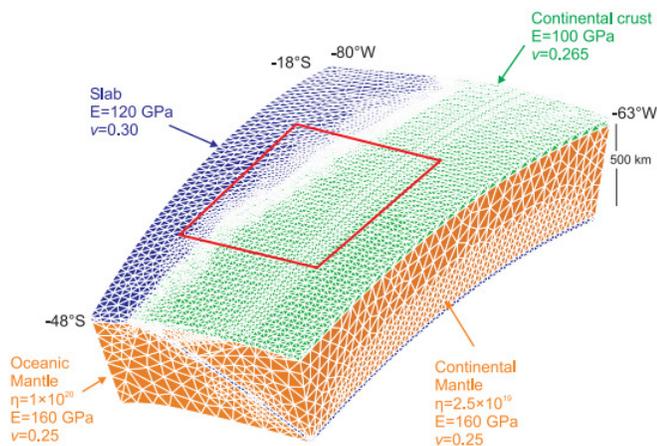


Figura 3.2: Modelo de elementos finitos utilizado para realizar la inversión, el cual incluye geometría realista del slab (en azul), la corteza continental (en verde) y el manto (en naranja) a lo largo de todo Chile (Moreno et al., 2009).

En cuanto al modelo de la convergencia, éste se hace a partir del Back Slip Model, BSM (Savage J. C., 1983) ampliamente usado para la descripción del campo de deformaciones intersísmica en regímenes de subducción en conjunto con la solución de las ecuaciones de Okada. El BSM describe la convergencia en una zona de subducción a partir de una situación de movimiento libre en el contacto entre placas (Figura 3.3 a) más una solución suplementaria contraria al movimiento de convergencia de la placa subductante (Figura 3.3 b) lo que dará como resultado una zona bloqueada, característica del periodo intersísmico (Figura 3.3 c). Hyndman et al. (1997) y McCaffrey (2002) definen el coeficiente de acoplamiento en la interfaz como:

$$\phi = 1 - \frac{V_{intersísmica}}{V_{convergencia}}$$

Donde $V_{intersísmica}$ será la velocidad de la Placa de Nazca con respecto a la Sudamericana en la interfaz y $V_{convergencia}$ será la velocidad de convergencia de la Placa de Nazca con respecto a la Sudamericana. Si la $V_{intersísmica}$ en la interfaz es 0, es decir, la Placa de Nazca no se mueve con respecto a la Sudamericana en la interfaz significará que el coeficiente de acoplamiento ϕ será máximo. Por el contrario, si la Placa de Nazca se desliza libremente bajo la Sudamericana en la interfaz, es decir $V_{intersísmica} = V_{convergencia}$, el coeficiente de acoplamiento ϕ será mínimo.

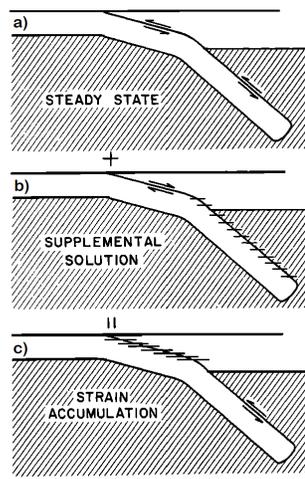


Figura 3.3: Modelo de superposición de acumulación de tensión en zonas de subducción. En a) se observa el movimiento relativo de las placas, en b) la solución suplementaria que considera un movimiento inverso en la zona sismogénica para que sumado con a) se genere una zona bloqueada, la cual está indicada con líneas negras horizontales en c), (Savage J.C., 1983)

3.2.2. Super intersísmico

Hace ya varios años que se ha detectado que la recurrencia de grandes terremotos a lo largo de las zonas de subducción tiene un comportamiento bimodal, es decir, la ocurrencia de estos en una determinada zona no es homogénea en el tiempo [Anderson, 1975; Mogi, 1968; Satake y Atwater, 2007]. Como ejemplo está el megaterremoto de magnitud 9.2 ocurrido en Sumatra el 2004, el cual tuvo un largo periodo de carga que duró siglos y que fue seguido en una década por 3 grandes terremotos de magnitudes 7.9-8.6 que rompieron segmentos cercanos al megaterremoto del 2004. En nuestro país existen ejemplos de esta situación como en 1570-1575, 1730-1751, 1822-1835 y 1906-1922 [Beck et al., 1998; Cisternas et al., 2005; Cisternas et al., 2012; Lomnitz, 2004; Udías et al., 2012]. Por ello, la comprensión del mecanismo según el cual un terremoto puede acelerar la ocurrencia de otro, e incluso provocarlo, es un factor clave para el estudio del riesgo sísmico en una región determinada.

El ciclo superintersísmico se caracteriza por un aumento de los esfuerzos en los segmentos adyacentes a la ruptura de una brecha sísmica madura en respuesta a la flexión elástica de las placas debido al deslizamiento provocado durante y posterior a un terremoto. Ésto se traduce en un incremento de las velocidades superficiales observadas y del coeficiente de acoplamiento en la interfaz. A raíz de ésto, el ciclo superintersísmico puede acelerar o incluso provocar la ruptura de los segmentos adyacentes dependiendo del estado de los esfuerzos y el acople de la interfaz. Tras el terremoto de Maule en 2010, ocurrió una secuencia de eventos de

gran magnitud a lo largo de Chile, en donde los eventos de 2015 y 2016 pueden haber sido generados a partir del ciclo superintersísmico comenzado tras el megaterremoto el 2010 (Melnick et al. 2017).

Illapel 2015

A partir del análisis de 10 años de datos GPS, Melnick et al. 2017 estimó los cambios en las tasas de deformación y coeficiente de acoplamiento entre el terremoto de Maule 2010 e Illapel 2015. En el estudio se encontró que las velocidades medidas en superficie y el coeficiente de acoplamiento aumentaron tras el terremoto de 2010 en respuesta al ciclo superintersísmico iniciado luego del evento de 2010 (Figura 3.4 y 3.5).

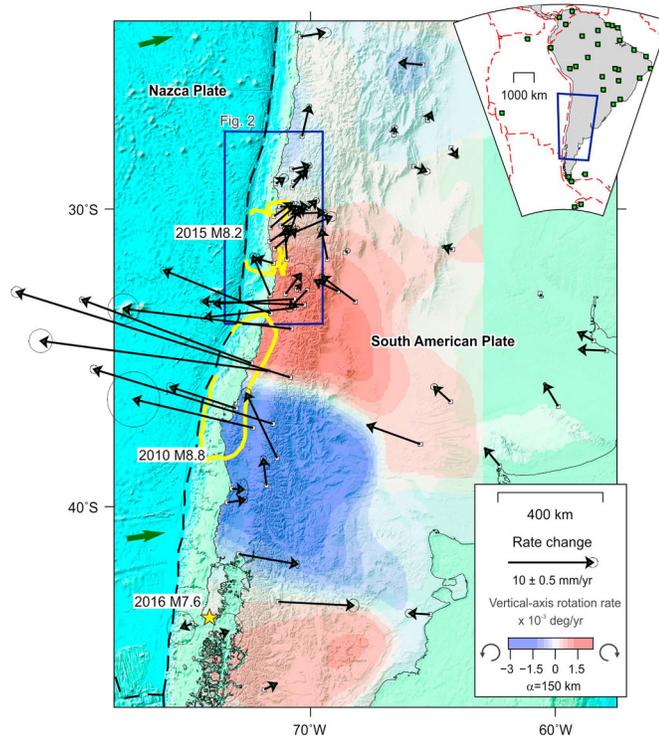


Figura 3.4: Cambios en las velocidades superficiales observadas en el periodo 2010-2015. Las flechas negras indican la variación de la velocidad superficial en este periodo, los colores rojo y azul indican la rotación horaria y antihoraria de los vectores de velocidad respectivamente, las líneas amarillas indican el contorno de 1 metro de desplazamiento para los terremotos de 2010 y 2015, mientras que las flechas verdes y estrella amarilla indican la dirección de convergencia de la Placa de Nazca y el epicentro del terremoto de Melinka respectivamente (Melnick et al. 2017).

En la Figura 3.4 puede observarse claramente el efecto del terremoto de 2010 en los segmentos adyacentes a la zona de ruptura. En la frontera norte se visualiza la rotación de los vectores de velocidad en sentido horario producto de la flexura de las placas tectónicas, así como también el aumento de la velocidad superficial medida a partir de los GPS instalados en esa zona. Por su parte, en la frontera sur se observa la rotación de los vectores de velocidad en sentido antihorario y un aumento de la velocidad superficial no tan evidente como en la frontera norte producto de la menor densidad de instrumentos instalados.

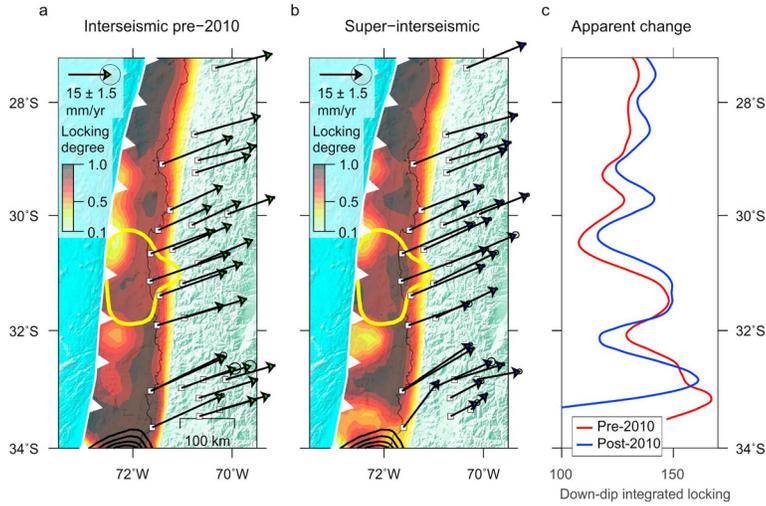


Figura 3.5: Acoplamiento antes y después del terremoto del Maule en 2010. Las subfiguras a) y b) muestran el antes y después del acoplamiento de la frontera norte de la ruptura de Maule 2010. En amarillo y negro se denotan los contornos de 1 metro de desplazamiento cosísmico registrado el 2015 y 2010 respectivamente. La subfigura c) muestra el cambio aparente del acoplamiento en la frontera norte de la ruptura producto del terremoto en 2010 (Melnick et al. 2017).

En la Figura 3.5 se observa el incremento promedio del coeficiente de acoplamiento producto del aumento de los esfuerzos en el segmento al norte de la ruptura provocada por el terremoto de Maule el 2010. Notar que inmediatamente al norte de la zona de ruptura de este terremoto, existe una disminución del acoplamiento en la zona debido a la etapa post sísmica iniciada tras el evento de 2010.

Melinka 2016

El 25 de diciembre de 2016 ocurrió un sismo de magnitud 7.6 Mw al sur de Chiloé, en la localidad de Melinka. Dicho evento ocurre dentro de la ruptura provocada por el terremoto de Valdivia en 1960, por lo que se postula que este evento muestra la reactivación del segmento luego de un largo tiempo de baja sismicidad en la zona producto de este megaterremoto (Ruiz et al. 2017). A partir de las velocidades superficiales medidas a partir de los GPS disponibles en la zona [Klotz et al., 2001; Wang et al., 2007; Moreno et al., 2010], Ruiz et al. 2017 obtuvo la deformación para caracterizar el estado tensional de la región antes y después del terremoto del Maule en 2010.

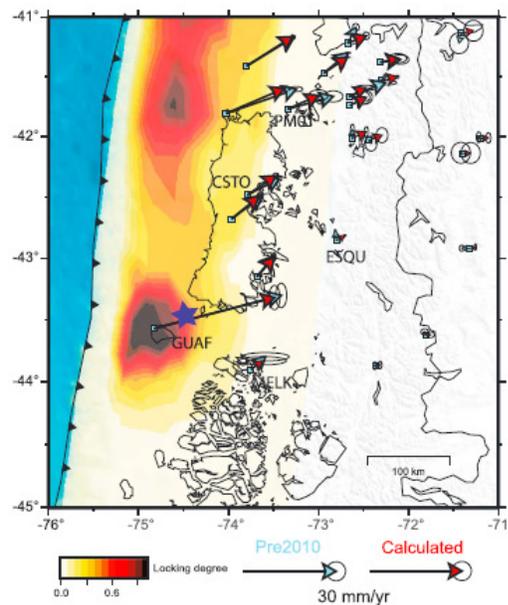


Figura 3.6: Acoplamiento y velocidades superficiales antes del terremoto en 2010. Las flechas celeste indican la velocidad superficial previa a 2010, mientras que las flechas rojas son las velocidades sin la componente de la relajación viscoelástica del manto producto del terremoto de Valdivia en 1960. La estrella azul indica el epicentro del terremoto de Melinka en 2016 (Ruiz et al. 2017).

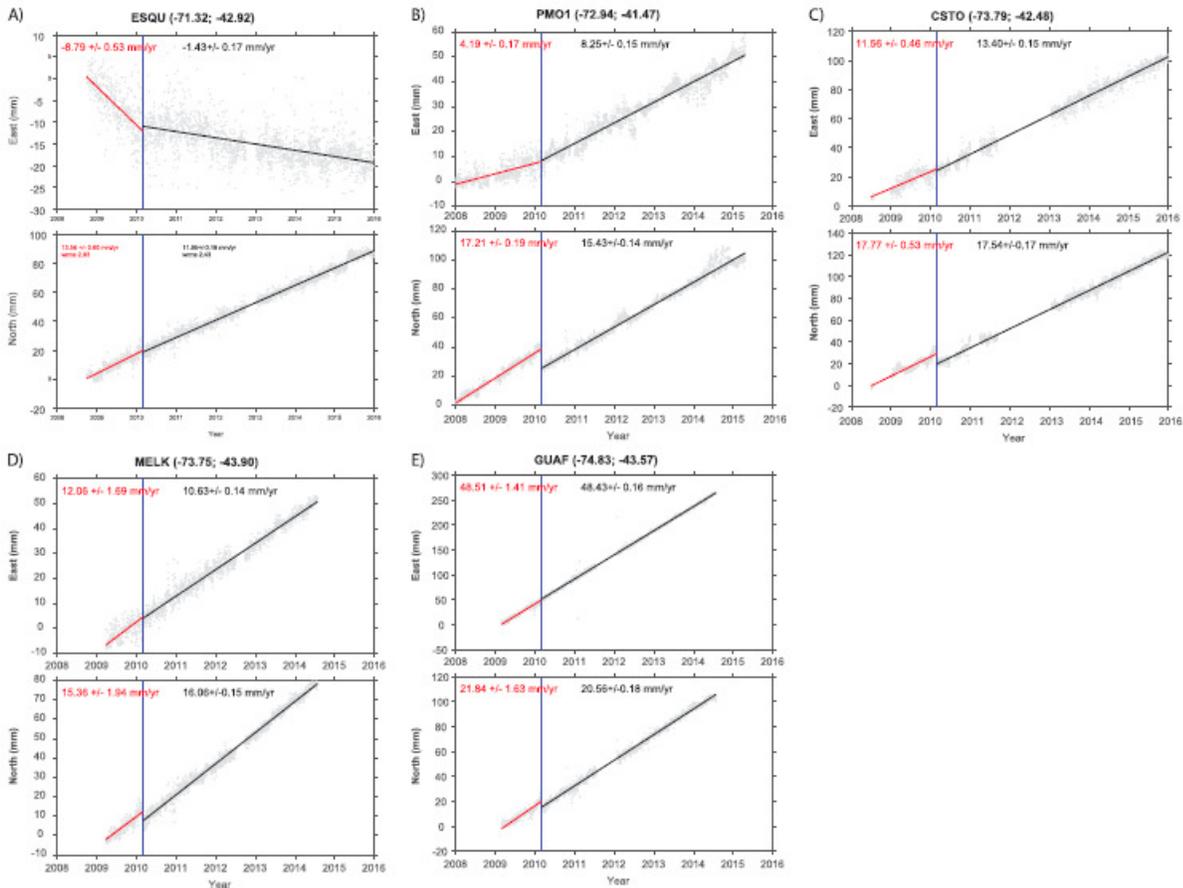


Figura 3.7: Series de tiempo de la posición de las estaciones GPS expuestas en la Figura 3.6. La recta roja indica la tendencia del movimiento de las estaciones previo a 2010, mientras que la recta negra después de 2010 (Ruiz et al. 2017). Notar que en la subfigura de cada estación se muestra arriba y abajo la componente este y norte del movimiento, respectivamente.

Principalmente lo que se puede observar en la Figura 3.7 es un aparente término de la relajación viscoelástica producto del terremoto de 1960, lo cual puede visualizarse en la estación ESQU ubicada lejana a la zona sismogénica de la interfaz. Además, se observó un incremento en las velocidades superficiales en dos de las estaciones ubicadas sobre la zona sismogénica en Chiloé, PMO1 y CSTO, lo cual sugiere un incremento del estado de acoplamiento de dicha área tras el terremoto del 2010. Por otra parte, las estaciones GUAF y MELK no sufrieron una variación significativa luego del 2010, lo cual sugiere que dicha zona no fue afectada por el terremoto en el Maule ocurrido ese año.

3.3. Superciclos

El tamaño y frecuencia de un terremoto en un determinado sitio es un tema que ha sido de mucho interés dentro de la comunidad geocientífica. Por ello, los expertos han desarrollado modelos conceptuales detallados del comportamiento de estos eventos en el tiempo. Dentro de éstos, está el modelo que sugiere que las fallas tienen rupturas repetibles típicas en el tiempo (Sieh 1996), la teoría de las brechas sísmicas postula que el peligro sísmico es pequeño inmediatamente después de un gran terremoto y crece a medida que no se produce un evento de similares características en la misma área (Kagan y Jackson 1991) y el modelo que considera que la tasa de convergencia de la placa subductante y la edad de ésta se relaciona con la recurrencia de los terremotos en un segmento (McCaffrey 1997). El problema de estos modelos es que se basan en datos instrumentales y/o a información histórica muy acotada temporalmente, pudiendo no reproducir de buena forma el ciclo sísmico de un segmento en particular. Por ello la evidencia paleosísmica y de paleotsunamis es valiosa en términos de la caracterización del peligro sísmico en un segmento en particular.

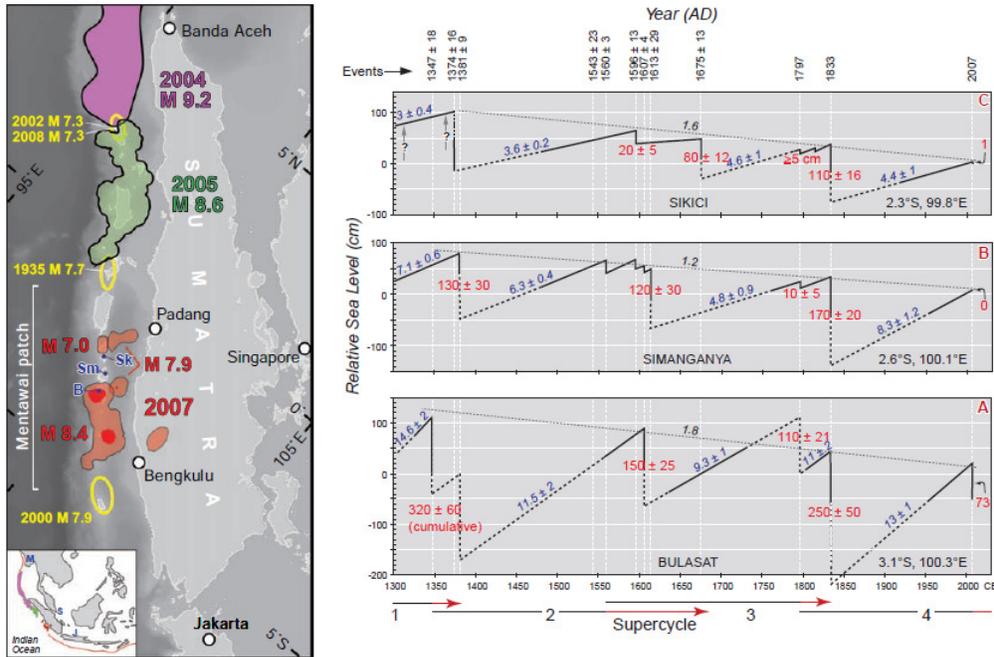


Figura 3.8: Últimas rupturas a lo largo de la zona de subducción de Sumatra e historia sísmica de los últimos 700 años. En la figura de la izquierda se simbolizan como B, Sm y Sk la localización de las tres mediciones del nivel medio del mar expuestas en las figuras de la derecha A, B y C respectivamente. En las figuras de la derecha se indica en azul la tasa de incremento del nivel del mar, mientras que en rojo la disminución. Las flechas en el eje horizontal inferior muestran la duración de los superciclos, mientras que en el eje horizontal superior se expone la fecha de los terremotos registrados en el segmento Mentawai (Sieh et al. 2008).

Sieh et al. 2009 y Goldfinger et al. 2013 estudiaron la sismicidad a largo plazo de la costa oeste de Sumatra y la zona de subducción de Cascadia en la costa noroeste de EEUU. El primero de ellos estudió la recurrencia de terremotos en Sumatra a partir de la variación en el nivel del mar registrado por los corales durante más de 700 años. Se encontró que se han generado superciclos de grandes terremotos cada dos siglos durante al menos los últimos 700 años y que a su vez estos pueden estar compuestos por ciclos más pequeños de terremotos de menor magnitud (Figura 3.8).

Por su parte, Goldfinger et al. 2013 estudió la recurrencia de terremotos en la costa noroeste de EEUU a partir del análisis de las turbiditas en 4 sondajes a lo largo de la zona de subducción de Cascadia a partir de los cuales se pudo datar varios terremotos de diferentes tamaños.

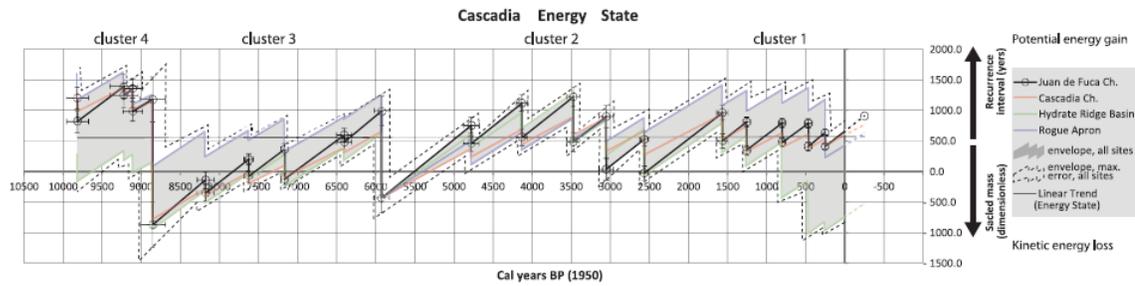


Figura 3.9: Serie temporal que muestra el ciclo energético a largo plazo de la zona de subducción de Cascadia y el comportamiento complejo en el tiempo (Goldfinger et al. 2013).

En la Figura 3.9 se ven los distintos terremotos que pudieron ser identificados en la zona y el balance entre la energía acumulada por la convergencia y la liberada por los eventos sísmicos. Se observa que en cada superciclo donde se libera la energía acumulada por la convergencia se agrupan de 3 a 5 eventos que liberan parcialmente la energía acumulada. Además se puede ver en esta zona que la energía acumulada en los superciclos se puede liberar en varios terremotos a lo largo de este periodo o puede liberarse con un solo gran evento. Por ello, se infiere que el tamaño de un terremoto no solo depende de la duración del periodo intersísmico, sino que se sugiere que existe un ciclo a largo plazo de almacenamiento y liberación de energía (Goldfinger et al. 2013).

3.4. Tsunami

Los tsunamis son ondas de gran longitud, que pueden ir desde las centenas de kilómetros en aguas abiertas hasta las decenas de kilómetros cuando la ola llega a la costa. Estas ondas se generan a partir de una perturbación en el mar que puede ser provocada por distintas fuentes como deslizamientos de tierra, volcanes submarinos o terremotos. Si bien la fuente provocadora de esta perturbación puede ser múltiple, en la mayoría de los casos ésta se debe a terremotos submarinos que perturban el suelo oceánico lo que provoca el levantamiento de una columna de agua que se propaga en todas direcciones por el océano. Tanto la generación de la perturbación como la propagación de un tsunami se describe a continuación:

3.4.1. Generación

En este trabajo se utilizan los terremotos submarinos como fuente generadora de la perturbación en el océano. Por ello, se describe la forma de obtención de la deformación en el océano debido a los terremotos. Okada en 1985 encuentra la solución analítica de la deformación en el suelo oceánico a partir de la teoría elástica, la cual relaciona los parámetros geométricos de una dislocación en la corteza con la deformación observada en superficie necesaria para calcular la perturbación inicial en el mar. Destacar que para que la perturbación inicial en la superficie del mar sea igual a la perturbación en el suelo oceánico debido a la dislocación, ésta debe lo suficientemente rápida como para considerar que ambas perturbaciones ocurren simultáneamente.

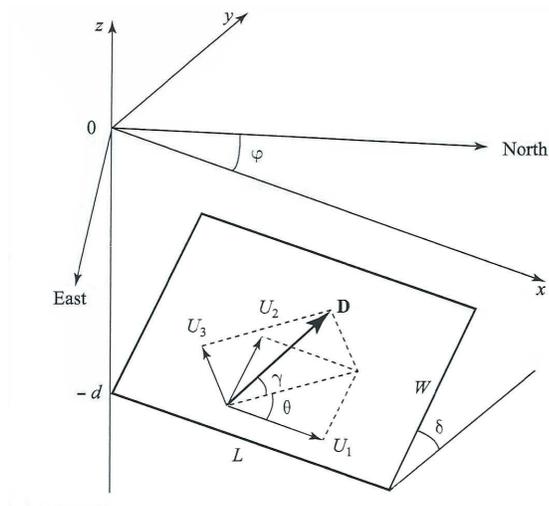


Figura 3.10: Geometría de una dislocación a partir del modelo propuesto por Okada en 1985. Figura de Levin et al., 2016

En la figura 3.10 se puede observar el sistema de referencia considerado por Okada en 1985. L y W corresponden al largo y ancho de la ruptura. El vector de Burger $\vec{D} (U_1, U_2, U_3)$ representa el movimiento de la pared colgante respecto al bloque base. Las componentes U_1 , U_2 y U_3 representan el movimiento de la dislocación en la dirección del rumbo, del manto y normal al plano de falla respectivamente. Finalmente los ángulos φ , δ , y θ representan el rumbo, el manto y el ángulo de deslizamiento, mientras que γ representa el ángulo entre el plano de falla y el vector de Burger \vec{D} . De la figura 3.10 se deduce que las componentes del vector de Burger quedan determinadas por:

$$U_1 = |\vec{D}| \cos(\gamma) \cos(\theta)$$

$$U_2 = |\vec{D}| \cos(\gamma) \sin(\theta)$$

$$U_3 = |\vec{D}| \sin(\gamma)$$

3.4.2. Propagación

Una vez conocida la condición inicial que generará la perturbación en el mar que se extenderá por el océano, se utiliza la ecuación de conservación de momentum para estudiar la propagación de las ondas generadas en el mar en toda su extensión. En tsunamis se considera dos situaciones; cuando el tsunami se propaga por aguas abiertas y cuando este se propaga en la costa. En el primer caso se puede utilizar la forma lineal de la ecuación de conservación de momentum (Ecuación 3.1) puesto que la amplitud de la onda es significativamente menor que la profundidad del océano así como también la longitud de onda del tsunami en aguas abiertas es mucho mayor que la profundidad del océano (Eze et al. 2009). El segundo caso es más complicado, puesto que cuando el tsunami llega a la costa, este siente el efecto de la fricción haciéndose más lento y aumentando su tamaño producto de la conservación de la energía, por lo que ya no se puede considerar el caso lineal de la ecuación de conservación de momentum, sino que se utiliza la ecuación con el término de fricción incorporado (Ecuación 3.2).

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -g \vec{\nabla} h \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V} = -g \vec{\nabla} h - C_f \frac{\vec{V} |\vec{V}|}{d+h} \quad (3.2)$$

donde \vec{V} representa el vector de velocidad horizontal promedio en profundidad, h es la elevación del agua o la amplitud del tsunami, d es la profundidad del agua y C_f es el coeficiente de fricción.

3.5. Estadísticos

3.5.1. Correlación

En términos del procesamiento de señales, la correlación es una medida de la interdependencia que existe entre ellas. En nuestro caso, se utiliza la correlación cruzada para cuantificar la similitud de dos series en función del desplazamiento de una con respecto a la otra. En esta investigación, se utiliza como una medida de semejanza entre los mareógrafos virtuales y observados, además de identificar el desfase que existe en la llegada del tsunami a la costa según lo observado y lo modelado. Sean $x(n)$ e $y(n)$ dos señales, matemáticamente la correlación cruzada se define como:

$$R_{xy}(l) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n)y^*(n-l) \quad (3.3)$$

Donde y^* denota el complejo conjugado de y , y l el retardo en tiempo de la señal y con respecto a x . En términos de la convolución, ésta se relaciona con la correlación cruzada como:

$$R_{xy}(l) = x(l) * (-l) \quad (3.4)$$

3.5.2. Error cuadrático medio normalizado

Es una medida que se utiliza con frecuencia para evaluar los valores pronosticados por un modelo y los valores observados. El error cuadrático medio sirve para agregar magnitud a los errores cometidos por la predicción de los modelos y sirve para un conjunto de datos en particular ya que depende de la escala. Por el contrario, el error cuadrático medio normalizado facilita la comparación entre conjuntos de datos con diferentes escalas puesto que no depende de ello.

$$ECM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - Y_i)^2} \quad (3.5)$$

Donde \hat{Y}_i e Y_i representan el valor i -ésimo del modelo y las observaciones respectivamente. El rango de valores que toma este parámetro es desde 0 hasta 1, donde valores más pequeños significarán mayor similitud de las observaciones con el modelo.

3.5.3. S_{pga}

Para cuantificar la similitud que existe entre la amplitud de la primera llegada del tsunami observado y modelado se utiliza un parametro denominada S_{pga} o calidad en el ajuste del peak de aceleración, el cual fue definido por Anderson et al., 2004 como:

$$S(p_1, p_2) = 10e^{-\left[\frac{(p_1-p_2)}{\min(p_1, p_2)}\right]^2}$$

(3.6)

Donde p_1 y p_2 representan la amplitud de la primera llegada del tsunami observado y modelado respectivamente. Esta función exhibe un valor máximo de 10 para un perfecto ajuste entre la amplitud observada y modelada mientras que a medida que la diferencia de entre estos valores aumenta, el S_{pga} decrece exponencialmente.

3.6. Zonas de estudio

En la última década se han registrado al menos 4 sismos con magnitud $M_w \geq 7.5$ en nuestro país. En este estudio se trabajó con estos 4 eventos, ocurridos el 2010, 2014, 2015 y 2016 en Maule, Pisagua, Illapel y Melinka, respectivamente. Además se quiso incluir el sismo de magnitud $M_w 6.9$ ocurrido en Valparaíso el 2017 para evaluar el alcance que tiene el método utilizado para la construcción de la fuente sísmica en sismos de mediana magnitud.

A continuación se contextualizará sobre las características costeras presentes en el segmento como bahías o penínsulas asociadas a densos sistemas de fallas que generalmente correlacionan con el comienzo o el término de la ruptura de terremotos (Melnick et al. 2009). Además se indica el estado de acoplamiento y la sismicidad histórica de los segmentos en estudio.

3.6.1. Maule 2010

El 27 de Febrero de 2010 a las 3:34 AM hora local, gran parte de la zona central chilena fue azotada por un terremoto de magnitud $M_w = 8.8$, seguido por un tsunami destructivo que afectó duramente a las principales costas del litoral central. Dicho sismo fue el más intenso desde el ocurrido en Valdivia el 22 de mayo de 1960.

La zona que azotó el terremoto contaba con una buena red de GPS que estaba operativa al momento del sismo, por lo que hasta el 2011 éste se convirtió en el sismo de mayor intensidad en una zona de subducción que ha podido ser estudiado debido a la instrumentación instalada en Chile (Moreno et al., 2010). Por ello, se tenía una imagen del estado de acoplamiento previo al sismo en la zona donde éste ocurrió, la cual tenía un alto potencial sísmico debido a la ausencia de sismicidad mayor desde 1835 y el alto grado de acople en la zona como se puede observar en la figura 3.11 (Ruegg et al., 2009, Madariaga et al., 2010).

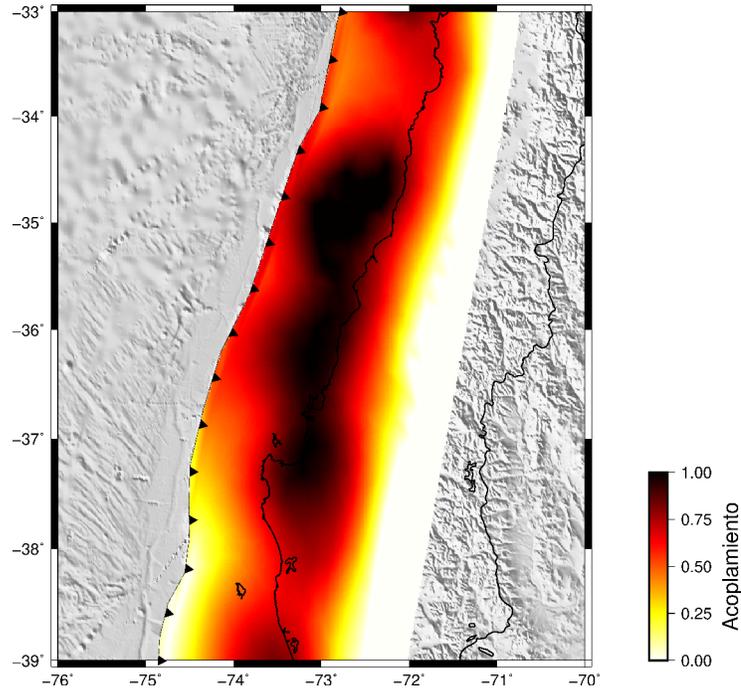


Figura 3.11: Modelo de acoplamiento calculado a partir de datos GPS hasta el 2009. Se observa el estado de acople entre las placas de Nazca y Sudamericana en el segmento Maule (Moreno et al, 2010).

El segmento del Maule se caracteriza por tener un historial de grandes terremotos, en donde incluso el terremoto de 1751 obligó a trasladar la ciudad de Concepción desde la actual ubicación de Penco hasta la ubicación definitiva hasta el día de hoy (Udias et al, 2012). Adicionalmente a este evento, ocurrieron sucesivos eventos los años 1657, el mencionado 1751 y 1835 previo al terremoto del 2010, todos considerados del tipo megathrust. Además se tiene registro de algunos eventos de magnitud $M_w \leq 8$ en el periodo intersísmico del terremoto de 2010 (Figura 3.12). Cabe mencionar que las zonas de ruptura observadas en la Figura 3.12 son las que tenían mayor concordancia entre las propuestas de muchos autores (Ruiz et al. 2017, Beck et al. 1998, Madariaga et al. 2012)

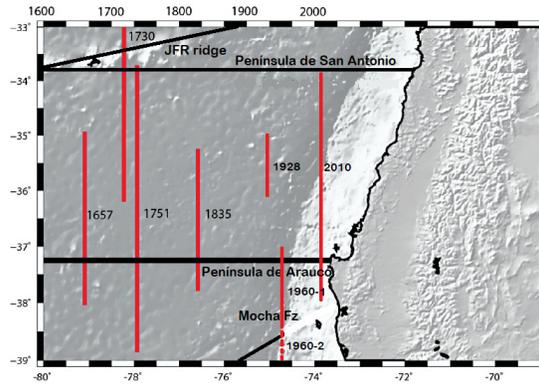


Figura 3.12: Las líneas rojas muestran el historial de sismos en el segmento Maule y las negras las barras sísmicas presentes en el segmento. En la imagen se observa la sismicidad histórica de este segmento Modificado de Ruiz y Madariaga, 2012.

Si bien previo al terremoto del 2010 el peor escenario esperado para esta zona era el evento ocurrido en 1835 (Ruegg et al. 2009), se puede ver en la Figura 3.12 que el tamaño de la ruptura producto de este terremoto tiene mayor similitud al evento ocurrido en 1751 que al ocurrido en 1835 (Ruiz et al. 2018). Pese a que previo al terremoto ocurrido en el Maule se esperaba un evento más parecido al terremoto de 1835, al observar el modelo de acoplamiento vemos que la zona con un alto grado de acople correlaciona bastante bien con el tamaño de la ruptura producto del terremoto en 2010 (Figura 3.11). Mas aún, la distribución del deslizamiento registrado a lo largo de la ruptura producto del evento en 2010 correlaciona positivamente con las zonas de mayor acoplamiento en este segmento (Moreno et al. 2010).

3.6.2. Pisagua 2014

El 1 de abril de 2014 ocurrió un sismo de magnitud 8.2 Mw en las costas frente a Pisagua, al norte de la ciudad de Iquique. Dicho sismo fue precedido meses antes por varios eventos precursoros con magnitudes en el rango de Mw=4 hasta Mw=6.7, el cual ocurrió tan solo 15 días antes del evento principal (Schurr et al., 2014). Este sismo produjo un tsunami con olas que no sobrepasaron los 3 metros en Iquique y 1.5 metros en Arica, provocando daños moderados principalmente de carácter material (Calisto et al. 2015). La ruptura provocada por este terremoto fue bastante menor a la esperada, debido a que solo rompió una pequeña parte del segmento delimitado por la ruptura del evento de 1877 ($19^{\circ}S-23^{\circ}S$), liberando solo una pequeña parte de la energía acumulada desde esa fecha (Schurr et al. 2014). Además, con la instalación de redes geodésicas en la zona fue posible determinar que el segmento Norte Grande presentaba un alto grado de acoplamiento en la interfaz (Figura 3.13).

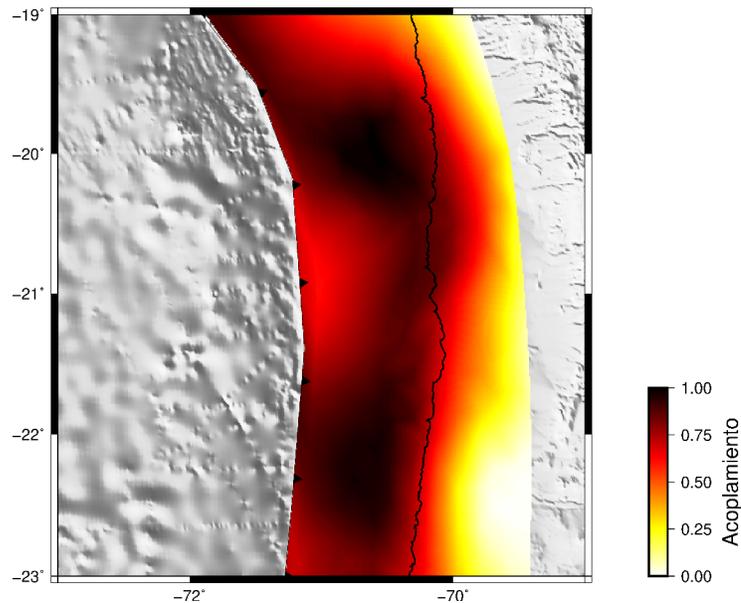


Figura 3.13: Modelo de acoplamiento calculado a partir de datos GPS hasta el 2009. Se observa el estado de acople entre las placas de Nazca y Sudamericana en el segmento Norte Grande (Moreno et al, 2010).

El segmento Norte Grande está delimitado por la zona de ruptura de 1877 que comprende desde las latitudes 19 °S hasta los 23°S aproximadamente (Figura 3.13). En la zona norte de dicho segmento ocurrió el ya nombrado terremoto de 1877 que rompió todo el segmento norte, además del evento de 1868 que rompió una pequeña parte de la zona norte de dicho segmento. En la zona centro y sur de dicho segmento ocurrirán 3 sismos de magnitudes 7.4 Mw (1967), 7.8 Mw (2007) y 8.0 Mw (1995) en Tocopilla y Antofagasta, respectivamente (Figura 3.14). Este último no aparece en la figura 3.8, puesto que se considera que la zona de ruptura no alcanzó el segmento en estudio.

Como antecedentes para analizar en la discusión, señalar que el año 2005 ocurrió un evento intraplaca de magnitud 7.8 Mw (Peyrat et al. 2006) en la misma zona donde sucedió el terremoto de Pisagua. Dicho evento, según varios autores, está indicado como el que gatilló un evento slow-slip que aceleró un par de semanas previo al mainshock (Ruiz et al. 2014). Además, Geersen et al. 2015 sugiere que la subducción de ridge detectado a partir de perfiles sísmicos y anomalías de gravedad frente a la zona de ruptura del terremoto de Pisagua pudo haber controlado los límites que tuvo este evento.

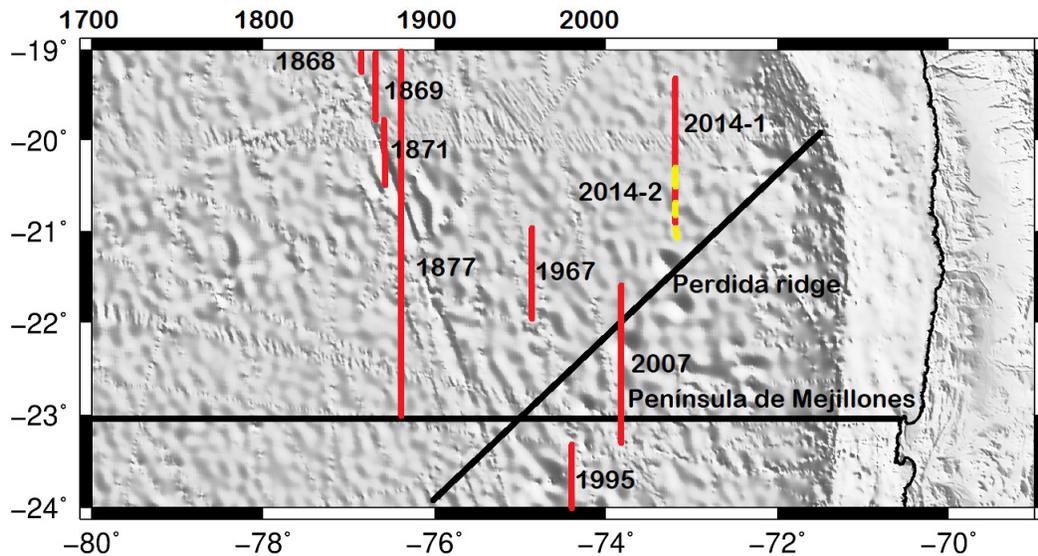


Figura 3.14: Sismicidad histórica del segmento Norte Grande. Las líneas rojas indican la dimensión de las rupturas provocadas por los terremotos históricos, mientras que las líneas negras muestran las características batimétricas presentes en el segmento.

3.6.3. Illapel 2015

El 16 de Septiembre de 2015 ocurrió un sismo de magnitud 8.3 Mw frente a las costas de Illapel. Este terremoto es el mas intenso registrado en nuestro país desde el 2010, y el tercero más intenso desde 1960. La zona donde ocurrió este evento se encuentra delimitada al norte por la zona de fracturas Challenger y al sur por el ridge de Juan Fernández. Algunos autores proponen que estas estructuras inciden directamente en la actividad previa y posterior a un sismo, actuando como barreras en la propagacion de grandes terremotos (Poli et al. 2017, Alvarez et al. 2016), .

Históricamente los terremotos que se han limitado a este segmento han sido dos: 1880 y 1943. Aun así, ninguno de ellos se compara en tamaño al terremoto de 1730, el cual provocó una ruptura que abarcó prácticamente toda la zona central (Figura 3.15). Por ello, tomando en cuenta la historia sísmica conocida del segmento, los terremotos de 1880 y 1943 pueden ser considerados como eventos pequeños incluidos dentro de un superciclo caracterizado por el terremoto de 1730.

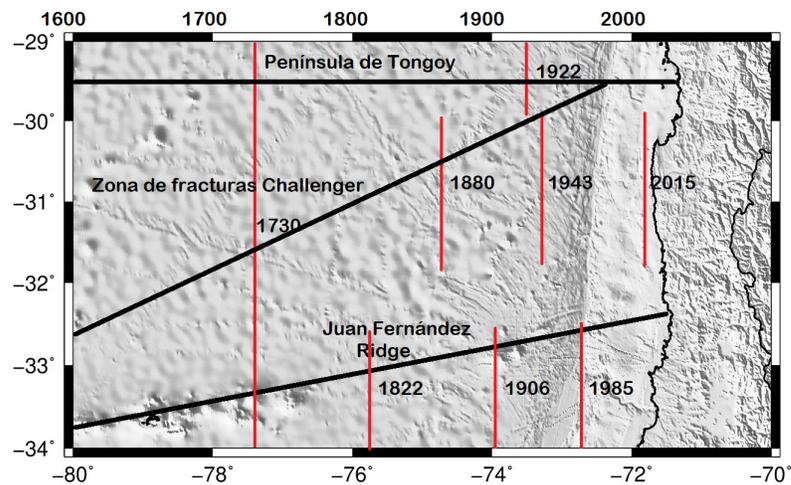


Figura 3.15: Sismicidad histórica del segmento Illapel. Largos de rupturas (en rojo) son las propuestas en el trabajo de Ruiz et al. 2017. En negro se observan las características batimétricas presentes en el segmento.

Para el evento de 1943 Beck et al., 1998 propone una magnitud de 7.8 Mw, mientras que Lomnitz et al., 2004 propone una magnitud 8.3 Mw, similar a la magnitud propuesta para el evento de 2015. Para el evento de 1880 se determinó una intensidad en la escala de Mercalli de VIII a partir de los daños observados en distintas localidades cercanas y lejanas al epicentro (Machado, 1910). Destacar que tanto en el evento de 1943 como en el evento de 1880 se produjeron tsunamis a nivel local y las mayores alturas de ola en ambos casos se pudieron observar en Coquimbo (Machado, 1910, Beck et al. 1998).

En la Figura 3.16 se puede observar que la zona donde se produjo la ruptura estaba fuertemente acoplada con coeficiente cercanos al máximo y limitada por dos áreas de bajo acoplamiento al norte y al sur de esta zona, las cuales pueden actuar como barreras sísmicas en la propagación de las rupturas (Metois et al., 2016). Por ello, eventos como el de 1880 o 1943 eran más probables que un megaterremoto como el de 1730.

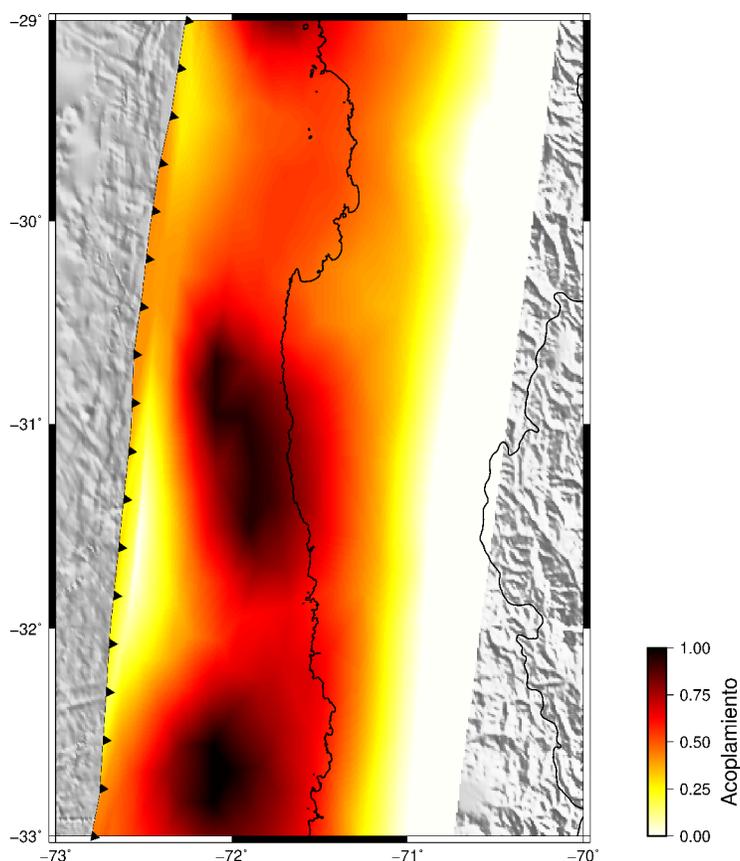


Figura 3.16: Modelo de acoplamiento calculado a partir de datos GPS hasta el 2009. Se observa el estado de acople entre las placas de Nazca y Sudamericana en el segmento Illapel (Moreno et al, 2010).

3.6.4. Chiloé 2016

El 25 de diciembre de 2016 ocurrió un sismo de magnitud 7.6 Mw cercano a la localidad de Melinka, luego de un largo silencio sísmico en el que solo se habían registrado sismos de baja y moderada magnitud (Lange et al. 2007).

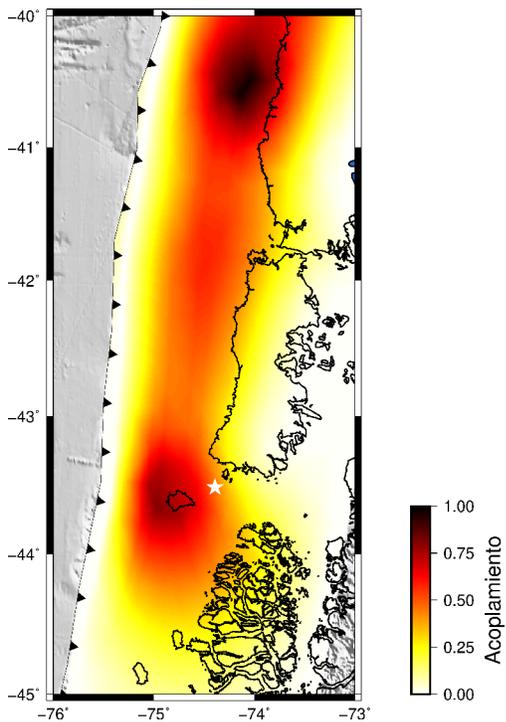


Figura 3.17: Modelo de acoplamiento calculado a partir de datos GPS hasta el 2009 (Moreno et al, 2010). Se observa el estado de acople entre las placas de Nazca y Sudamericana en el segmento Sur.

Como puede observarse en la Figura 3.17, previo a la ocurrencia del terremoto del Maule en 2010 existían dos parches de moderado coeficiente de acople. Tras este evento y como fue detallado en la sección 3.2.2, la acción de una fase superintersísmica provocada por éste terremoto derivó en el término abrupto de la etapa post-sísmica producto del megaterremoto de Valdivia y en un aumento del estado de acoplamiento en la zona de Chiloé. Por ello, el terremoto ocurrido en Melinka, al sur de Chiloé, puede ser considerado como el inicio de un período de mayor actividad sísmica en el centro sur de Chile (Ruiz et al. 2017).

En el segmento sur de Chile han ocurrido terremotos de diferente magnitud los años 1575, 1737, 1837 y 1960. El primero de ellos no se incluyó en la Figura 3.18 puesto que no se logró encontrar información concluyente sobre la dimensión de la ruptura provocada por este evento. El evento de 1737 rompió la parte centro norte de la zona de ruptura de 1960, mientras que el evento de 1837 rompió la zona centro sur de éste. La dimensión de ambos eventos fue estudiada por Cisternas et al. 2017 a partir de datos históricos y/o geológicos de tsunamis locales y transoceánicos, percepción del movimiento producido por el sismo y subsidencia o hundimiento de la costa. Finalmente, el evento de 1960, el cual rompió un segmento mayor a los 1000 km (Moreno et al. 2009) fue el más grande de los ocurridos en el segmento sur y está limitado al sur por el punto triple y al norte por la península de Arauco. Además, al igual que en otros segmentos, se observa que grandes terremotos son capaces de romper más allá de los segmentos limitados por estructuras batimétricas.

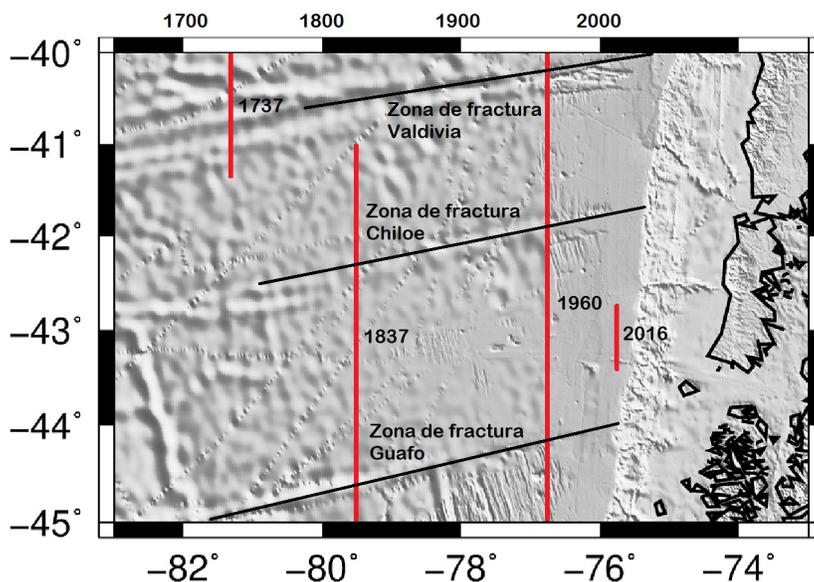


Figura 3.18: Sísmicidad histórica y estructuras batimétricas presentes en el segmento Sur. Con líneas rojas se muestra la dimensión de las rupturas históricas de los terremotos de mayor magnitud registrados en este segmento. Las líneas negras exponen las características batimétricas presentes en el segmento Sur.

3.6.5. Valparaíso 2017

El 24 de abril del 2017 ocurrió un sismo de magnitud 6.9 M_w . Este sismo se enmarca en una seguidilla de eventos que se desarrolló en la zona entre el 22 de abril y fines del mismo mes. En dicho periodo se registraron alrededor de 130 eventos precursoros en el rango de 2.5 M_w y 6.0 M_w , y cerca de 500 réplicas de magnitud superior a 2.5 M_w (CSN, 2017).

Esta situación fue similar a la ocurrida en el terremoto de Valparaíso en el año 1985, puesto que los precursoros de este evento y del 2017 se desarrollaron en la misma zona. La única diferencia es que evidentemente el evento de 1985 tuvo una magnitud mucho mayor a la del 2017, lo cual se explica simplemente por el poco tiempo desde el evento de 1985, por lo que la tensión acumulada no era comparable con la acumulada en el intersísmico del terremoto de 1985 (Ruiz et al., 2017).

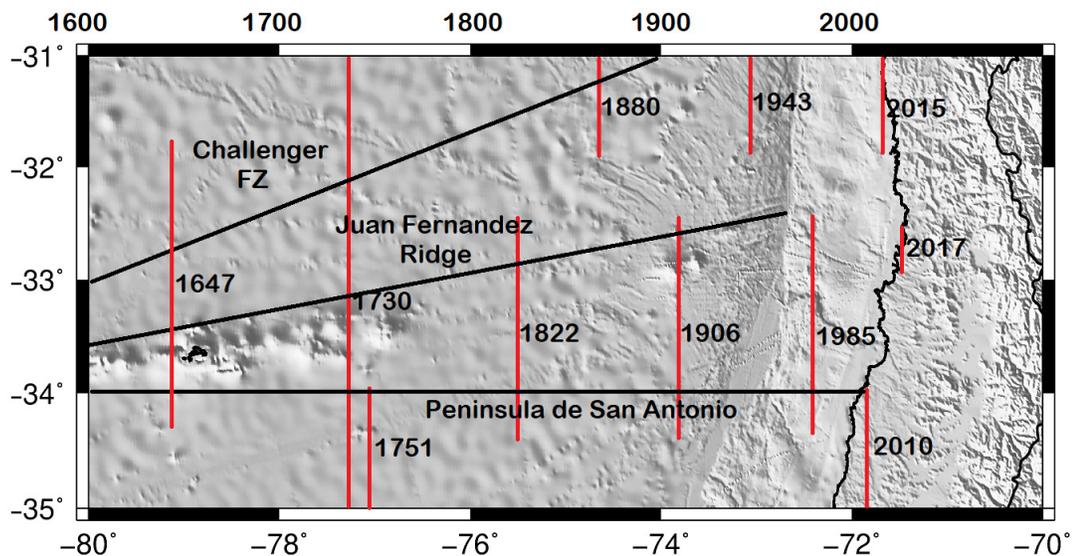


Figura 3.19: Sísmicidad histórica registrada en el segmento Metropolitano y estructuras batimétricas presentes. Las líneas rojas indican la dimensión de las rupturas provocadas por los terremotos históricos y las líneas negras indican las características batimétricas presentes en el segmento.

Como se observa en la Figura 3.19, terremotos de variable magnitud han afectado el segmento Metropolitano (-32° - -34°) los años 1647, 1730, 1822, 1906 y 1985. De esta secuencia y de acuerdo a su dimensión, el evento que probablemente regula el superciclo de este segmento es el terremoto de 1730, el cual se estima que tuvo una magnitud cercana a 9 (Udias et al. 2012, Carvajal et al. 2017a).

Destacar que los eventos de 1822, 1906 y 1985 no son comparables con el evento de 2017 puesto que la dimensión de las rupturas que provocaron estos terremotos es mucho mayor. Probablemente el tamaño de la ruptura que provocó el sismo en 2017 está limitado en gran medida por el poco tiempo entre el evento de 1985 y 2017, lo cual se traduce en una menor tensión acumulada comparativamente con el intersísmico del terremoto de 1985 (Ruiz et al. 2017). Además es importante mencionar que los eventos de 1822, 1906 y 1985 se produjeron en la zona más profunda del contacto entre placas (Graham 1824, Ruiz et al. 2017), los cuales suelen ocurrir con una recurrencia menor que los terremotos que rompen la zona mas somera de la interfaz (Moreno et al., 2018), por lo cual se infiere que ésta parte del contacto entre placas no ha liberado la tensión acumulada durante un largo tiempo, dejando abierta la posibilidad de un evento tsunamigénico frente a las costas de Valparaiso, pudiendo incluso abarcar el segmento Illapel como ocurrió con el terremoto de 1730.

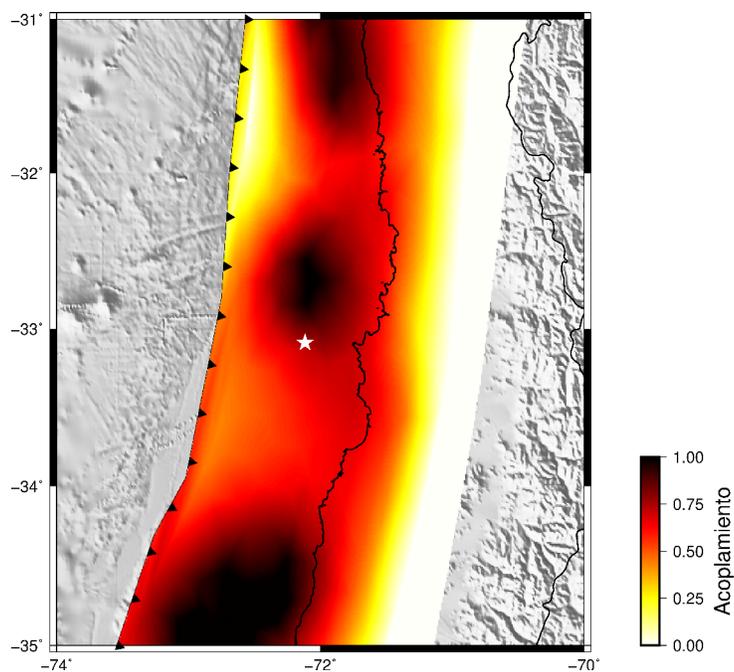


Figura 3.20: Modelo de acoplamiento calculado a partir de datos GPS hasta el 2009. Se observa el estado de acople entre las placas de Nazca y Sudamericana en el segmento caracterizado por el terremoto de 1985 (Moreno et al, 2010).

En la Figura 3.20 se puede observar claramente un parche de gran acoplamiento donde ocurrió el sismo en 2017 limitado por dos zonas de bajo acoplamiento previo a la ocurrencia del terremoto de 2010. Adicionalmente como se menciona en el párrafo anterior, en éste segmento solo han ocurrido terremotos en el contacto mas profundo de las placas, los cuales no liberan la tensión acumulada en la parte mas somera de la interfaz, sino que la aumentan. Por ello varios autores postulan que un evento tsunamigénico de magnitud mayor a 8 podría ocurrir en este segmento (Ruiz et al., 2017, Moreno M., comunicación personal, 28 de Diciembre de 2018).

Capítulo 4

Metodología

4.1. Construcción de la fuente

A continuación se detallara el procedimiento realizado para la construcción de la fuente de cada uno de los eventos en estudio y la posterior modelación del tsunami provocado por ellos.

4.1.1. Modelo heterogéneo

La fuente sísmica de cada uno de los terremotos en estudio se construyó en base al último sismo de gran magnitud registrado o a un evento extremo posible en el segmento correspondiente a éste evento debido a que de esta forma el SHOA construye los mapas de inundación en las costas. Por ello, lo primero que se realizó fue una detallada revisión bibliográfica sobre la dimensión de este último evento en cada segmento en estudio, llegando a un consenso a partir del promedio del tamaño de la ruptura planteada por diferentes autores. Luego, a partir de la información recabada, se limitó el modelo de acoplamiento a estas dimensiones (detallado en sección 3.5). Una vez restringido el modelo de acoplamiento, se redujo el numero de puntos de la grilla debido a la alta resolución del modelo a partir de una triangulación de Delaunay incorporada en el software GMT (Wessel et al. 2013).

Cada punto de grilla representa una subfalla de la fuente sísmica, por lo que la elección de la resolución de la grilla se hizo en base a la necesidad de una resolución con mayor o menor fineza (Cuadro 4.1). Una fuente sísmica mas grande requiere de mayor resolución que una fuente mas pequeña puesto que la distribución del deslizamiento en ella suele ser mas heterogénea.

Evento	Nº de subfallas	Tiempo de intersísmico (años)
Maule 2010 acoplamiento	391	175,2
Maule 2010 cosísmico	523	-
Pisagua 2014 acoplamiento	90	136,9
Pisagua 2014 cosísmico	123	-
Pisagua 2014 gap	332	136,9
Illapel 2015 acoplamiento	234	72,45
Illapel 2015 cosísmico	179	-
Melinka 2016 acoplamiento	85	56,6
Melinka 2016 cosísmico	108	-
Valparaiso 2017 acoplamiento	44	32,14
Valparaiso 2017 cosísmico	46	-

Cuadro 4.1: Número de subfallas utilizadas para cada evento en estudio

Cada subfalla está descrita por su epicentro, profundidad, dimensión (largo y ancho), manteo, rumbo, ángulo de deslizamiento y deslizamiento promedio (Figura 3.10). Estos parámetros son necesarios para calcular la condición inicial generadora del tsunami a partir de las ecuaciones de Okada 1985 y su obtención será detallada a continuación.

El epicentro será el punto medio de la subfalla, mientras que el largo y ancho se calcula a partir de la distancia latitudinal y longitudinal entre nodos contiguos. Para el manteo, rumbo y profundidad se utilizó el modelo Slab 1.0 (Hayes et al. 2012), el cual nos entrega estos valores con una resolución de $0,02^\circ$. Como la resolución de las subfallas es mucho más baja, se promediaron los valores del manteo, rumbo y profundidad de los nodos del modelo de slab que encerraban las subfallas de la fuente para obtener valores más representativos. Finalmente para obtener el deslizamiento promedio y ángulo de deslizamiento se utilizó el modelo Nuvel 1A (DeMets et al.1994) el cual nos entrega el azimut del movimiento relativo de la placa de Nazca con respecto a la Sudamericana y la velocidad relativa de la primera con respecto a la segunda en un punto. En el caso del ángulo de deslizamiento, la relación entre éste, el azimut y el rumbo viene dado por la ecuación:

$$\theta = 180 - azimuth + \varphi \quad (4.1)$$

Donde el ángulo de deslizamiento θ y el *azimut* son los ángulos que describen el movimiento de cada subfalla con respecto al plano de falla y al norte respectivamente, mientras que el rumbo φ corresponde al ángulo que forma éste plano con el norte.

En el caso del deslizamiento promedio, éste se calcula a partir de la siguiente relación:

$$slip_{promedio} = t_{intersismico} \times V_{placa} \times \phi \quad (4.2)$$

Donde $t_{intersismico}$ es la duración del intersísmico tomando en cuenta el último terremoto ocurrido en cada segmento expuesto en el Cuadro 4.1, V_{placa} la velocidad de convergencia de la placa de Nazca con respecto a la Sudamericana y ϕ el coeficiente de acoplamiento.

Una vez construida la fuente sísmica de cada terremoto en estudio, se considerarán todos los sismos de magnitud mayor a 7 ocurrido en los periodos intersísmico y se resto el deslizamiento de la ruptura producto de estos sismos con el deslizamiento de la ruptura determinada a partir del acoplamiento. Para este cálculo, se requirió de la distribución de deslizamiento para cada evento ocurrido en el periodo intersismico de los 5 terremotos en estudio. Algunas de estas distribuciones se pudieron conseguir (Valdivia 1960, Valparaíso 1985, Maule 2010), pero en el caso que las distribuciones no pudieran ser conseguidas, éstas se generaron suponiendo que el deslizamiento tiene una distribución gaussiana que decae radialmente desde el epicentro como puede observarse en la Figura 4.1.

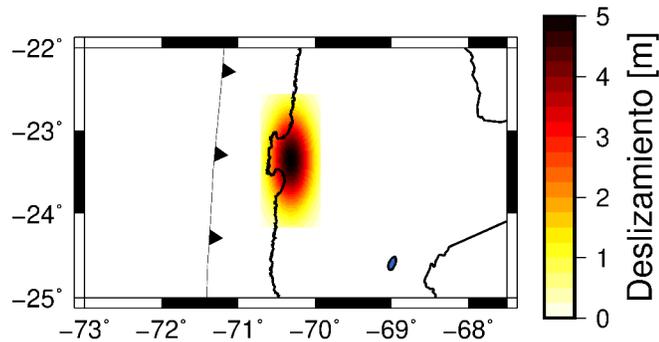


Figura 4.1: Modelo de deslizamiento para el terremoto de Antofagasta en 1995 generado a partir de una distribución gaussiana

Para la construcción de la distribución de deslizamiento con comportamiento gaussiano se utilizó la función de MATLAB *gausswin*, la cual tiene como argumentos el número de elementos N y el parámetro α que se relaciona con la distribución gaussiana como:

$$\begin{aligned} y(x) &= e^{-\frac{1}{2}(\alpha \frac{2x}{N-1})^2} \\ &= e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \end{aligned} \tag{4.3}$$

donde σ es la desviación estándar. Finalmente, para darle al deslizamiento el supuesto comportamiento gaussiano multiplicamos $y(x)$ por el deslizamiento máximo del evento sísmico.

4.1.2. Modelo homogéneo

Adicional a la construcción de la fuente heterogénea, se construyeron 3 modelos homogéneos. El primero se construyó a partir de la magnitud histórica del último evento ocurrido en el segmento y a partir de relaciones empíricas se determinó el deslizamiento promedio y dimensiones de la falla (Ecuación 4.3, 4.4 y 4.5). **Destacar que éste es el procedimiento que sigue el SHOA para la construcción de la fuente, la cual es utilizada para generar los mapas de inundación.**

El segundo modelo se construyó considerando las mismas dimensiones de la fuente heterogénea construida a partir del acoplamiento y el deslizamiento promedio de las subfallas. En el caso del rumbo, manto y ángulo de deslizamiento se calcularon para el primer y segundo caso a partir del modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012) como fue descrito anteriormente. Este modelo fue construido para determinar en que puede aportar el modelo de acoplamiento en la generación del modelo homogéneo utilizado actualmente para la estimación de amenaza de tsunami en las costas de nuestro país.

Finalmente, el tercer modelo se construyó solamente para los casos en los cuales el terremoto no coincidía con el tamaño del último evento registrado en el segmento (Pisagua 2014, Melinka 2016 y Valparaíso 2017) y para su construcción se consideraron los parámetros extraídos del Centro Global de Tensores de Momento (Global CMT; Dziewonski et al. 1981, Ekstrom et al. 2012) en conjunto con relaciones empíricas para determinar las dimensiones de la falla a partir del momento sísmico registrado (Ecuación 4.3 y 4.4). La construcción de este modelo se hizo con el propósito de comparar los modelos 1 y 2 anteriormente descritos con el caso ideal, el cual considera los parámetros obtenidos tras el evento sísmico.

A continuación se introducen las relaciones empíricas obtenidas por Papazachos et. al., 2004 (Ecuación 4.3 y 4.4), Hank y Kanamori, 1979 (Ecuación 4.5) y Kausel y Ramírez, 1992 (Ecuación 4.6) utilizadas para determinar los parámetros necesarios para construir las fuentes homogéneas en cada caso:

$$\log_{10} L = 0,55M_w - 2,19 \quad (4.4)$$

$$\log_{10} W = 0,31M_w - 0,63 \quad (4.5)$$

$$M_0 = \mu DLW \quad (4.6)$$

$$\log_{10} M_0 = 1,5M_s + 16,30 \quad (4.7)$$

donde L, W y D son el largo, ancho y deslizamiento promedio respectivamente, M_0 , M_w y M_s el momento sísmico, magnitud de momento y magnitud de ondas superficiales respectivamente, mientras que μ es el módulo de rigidez y se considera como $3 \times 10^{10}[Pa]$ para la corteza terrestre (Kanamori y Brodsky, 2004). Destacar que la Ecuación 4.6 fue utilizada cuando la magnitud del último evento de cada segmento o de los sismos en el periodo intersísmico se encontraban en magnitud M_s .

4.2. Modelación del tsunami

Para este proceso se utilizó el software COMCOT v1.7 el cual requiere como argumentos de entrada la condición inicial para la generación del tsunami, las grillas de batimetría por donde éste se propagará y las coordenadas geográficas de los mareógrafos en donde se calcularán las alturas de ola (Tabla 2).

Para el cálculo de la condición inicial, COMCOT v1.7 trae incorporadas las ecuaciones de Okada 1985 que calculan la deformación del suelo oceánico que generará la perturbación provocadora del tsunami. En el caso de las fuentes homogéneas, COMCOT v1.7 calcula esta deformación a partir de los parámetros de la fuente (Figura 3.10) y las series de tiempo de la altura de ola para los mareógrafos virtuales en simultáneo. En el caso de las fuentes heterogéneas éste proceso es un poco mas complicado puesto que se requiere calcular la contribución de cada una de las subfallas que componen la fuente a la deformación del suelo oceánico provocada por toda la falla. Para ello, COMCOT v1.7 cuenta con un modulo que calcula esta contribución a partir de los parámetros descritos en la sección 4.1.1 de cada una de las subfallas y que nos entrega un archivo de deformación para cada subfalla de la fuente heterogénea. Posterior a esto, se suman todas estas contribuciones para generar un solo archivo que contenga la información de la deformación completa provocada por la fuente. Finalmente, con este archivo se puede calcular las series de tiempo de las alturas de ola en la posición de los mareógrafos virtuales.

Sitio	Latitud	Longitud
Arica	-18.473	-70.324
Iquique	-20.205	-70.150
Caldera	-27.064	-70.825
Coquimbo	-29.950	-71.335
Valparaíso	-33.028	-71.626
Talcahuano	-36.695	-73.106
Corral	-39.887	-73.426
Ancud	-73.832	-41.867

Cuadro 4.2: Posición de los mareógrafos virtuales utilizados

En el Cuadro 4.2 se muestran las coordenadas geográficas de los mareógrafos virtuales que son utilizadas como puntos de medición de altura de ola por parte de COMCOT v1.7.

Destacar que las series de tiempo de los mareografos reales instalados por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada son de libre acceso y distribuidos por IOC (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>).

4.2.1. Grillas

Para la propagación de la perturbación generada por la fuente, es necesario un sistema de grillas que contenga la topografía y batimetría de las zonas a estudiar. Las grillas utilizadas en este trabajo fueron construidas a partir de datos del SHOA (nivel 3 y 4, <http://www.shoa.cl/tramites-e-informaciones/tramite-facil>, solicitud N° 6) y datos públicos (nivel 1 y 2, SRTM30 plus; Becker et al., 2009) y constan de 4 niveles: una grilla global que abarca una vasta región de la zona a modelar con una resolución de 0.036, una grilla de nivel 2 más acotada que la grilla global con una resolución de 0,009°, una grilla de nivel 3 con una resolución de 0,0017° y una grilla de nivel 4 de alta definición con una resolución de 0,0003°. En el caso de las grillas de alta definición (nivel 3 y 4), éstas se utilizan en el caso no lineal de las ecuaciones de aguas someras, es decir, cuando no se puede despreciar el roce entre el tsunami y la plataforma continental. Por ello, es necesario el coeficiente de rugosidad del suelo (coeficiente de Manning) para considerar la interacción del tsunami con la costa. En general, se utiliza un valor de 0.025 de éste coeficiente, el cual representa conglomerados de arena de 2 cm de diámetro (Masamura et al. 2000) y generalmente es usado en las simulaciones de tsunami (Calisto et al. 2016).

Capítulo 5

Resultados

A continuación se presentan los resultados obtenidos en ésta investigación, los cuales están divididos en 5 secciones según la zona de estudio a presentar. A su vez, cada sección presenta los resultados de la construcción de la fuente sísmica, generación de la condición inicial para el tsunami, comparación de la altura de ola para diferentes modelos de fuente en la posición de los mareógrafos virtuales y un análisis estadístico de esta comparación considerando la primera llegada del tsunami.

5.1. Maule 2010

5.1.1. 1835

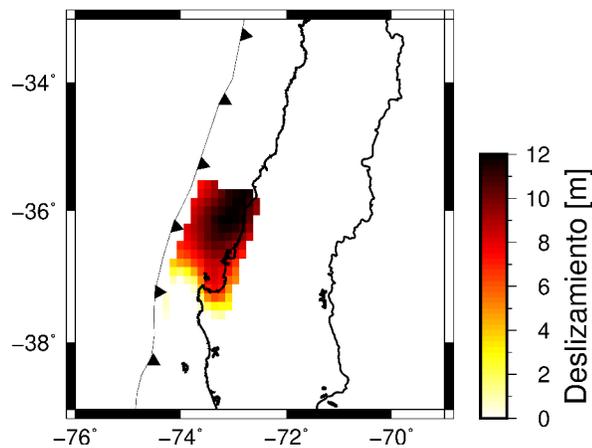


Figura 5.1: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 1835

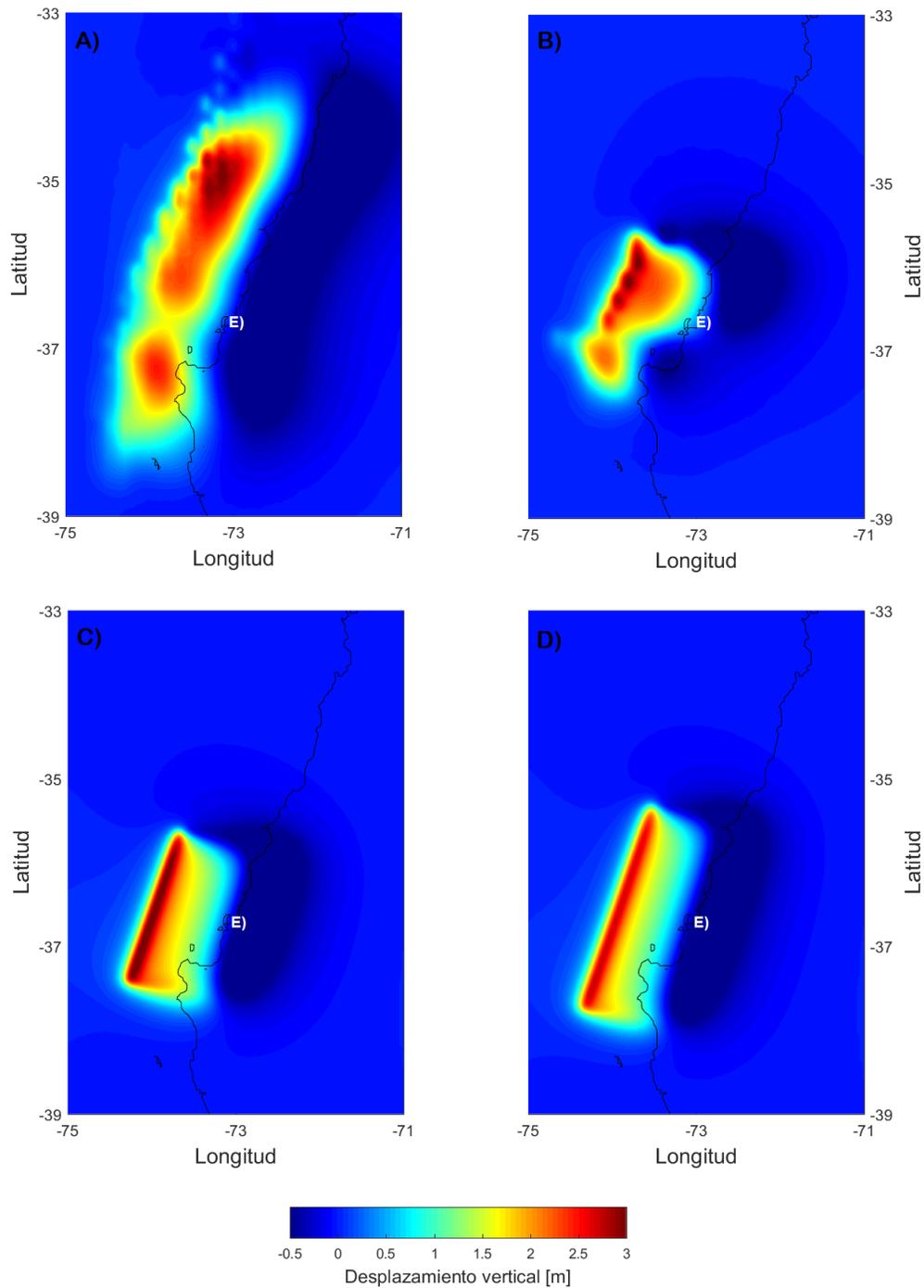


Figura 5.2: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 1835, En A, B), C) y D) se exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de la magnitud histórica de éste evento. Además se observan los puntos de medición mas cercanos a la fuente (E)).

En la Figura 5.1 se exhiben las subfallas de la fuente sísmica de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1835 expuesto en la Figura 3.12. En ella se observa un zona de gran deslizamiento frente a la Bahía de Concepción la cual decae suavemente hacia el sur y súbitamente hacia el norte. Esto último se debe a que la frontera norte, en donde el modelo de acoplamiento fue limitado, se encontraba una zona con alto grado de acople que se extendía más allá de dicha frontera. Si bien esta situación no es realista considerando la mecánica de la fuente sísmica, y probablemente sea necesaria una suavización del deslizamiento en los bordes para hacer de ésta mas cercana a la realidad, dicha situación no tendrá mayor relevancia en la altura y tiempo de llegada del tsunami a la costa.

Por su parte, en la Figura 5.2 se observan las condiciones iniciales para la generación del tsunami considerando 4 modelos de fuente. En A) se observa la condición inicial a partir de un modelo cosísmico (Moreno et al. 2010) en donde se observa dos parches de gran deslizamiento vertical bien definidos donde el parche sur exhibe un menor deslizamiento que el parche norte.

En B) se expone la condición inicial obtenida a partir del acoplamiento considerando el tamaño de ruptura del terremoto de 1835. Se puede observar un pequeño parche de deslizamiento frente a la Península de Arauco y uno mas grande inmediatamente al norte que abarca la Bahía de Arauco y Concepción. El menor tamaño de la zona con mayor deslizamiento que se observa al sur de la ruptura se debe en gran medida al deslizamiento del terremoto de 1960 que liberó gran parte de la energía que se acumuló en el periodo intersísmico del evento de 1835.

Finalmente C) y D) muestran la condición inicial para los modelos homogéneos construidos según se detalló en la sección 4.1.2. En C) se puede ver un mayor deslizamiento vertical de la ruptura que en D) ya que el primero esta construido a partir del modelo de acoplamiento, el cual presenta un mayor deslizamiento promedio que el segundo modelo construido a partir de la magnitud histórica del evento de 1835 ($8.3 M_s$; Udias et al., 2004) y las relaciones empíricas expuestas en la sección 4.1.2. Además de esto, el mayor deslizamiento considerado por el modelo homogéneo en base al modelo de acoplamiento se distribuye en una menor área si lo comparamos con el modelo homogéneo construido a partir de relaciones empíricas, lo cual contribuye a este mayor deslizamiento vertical observado.

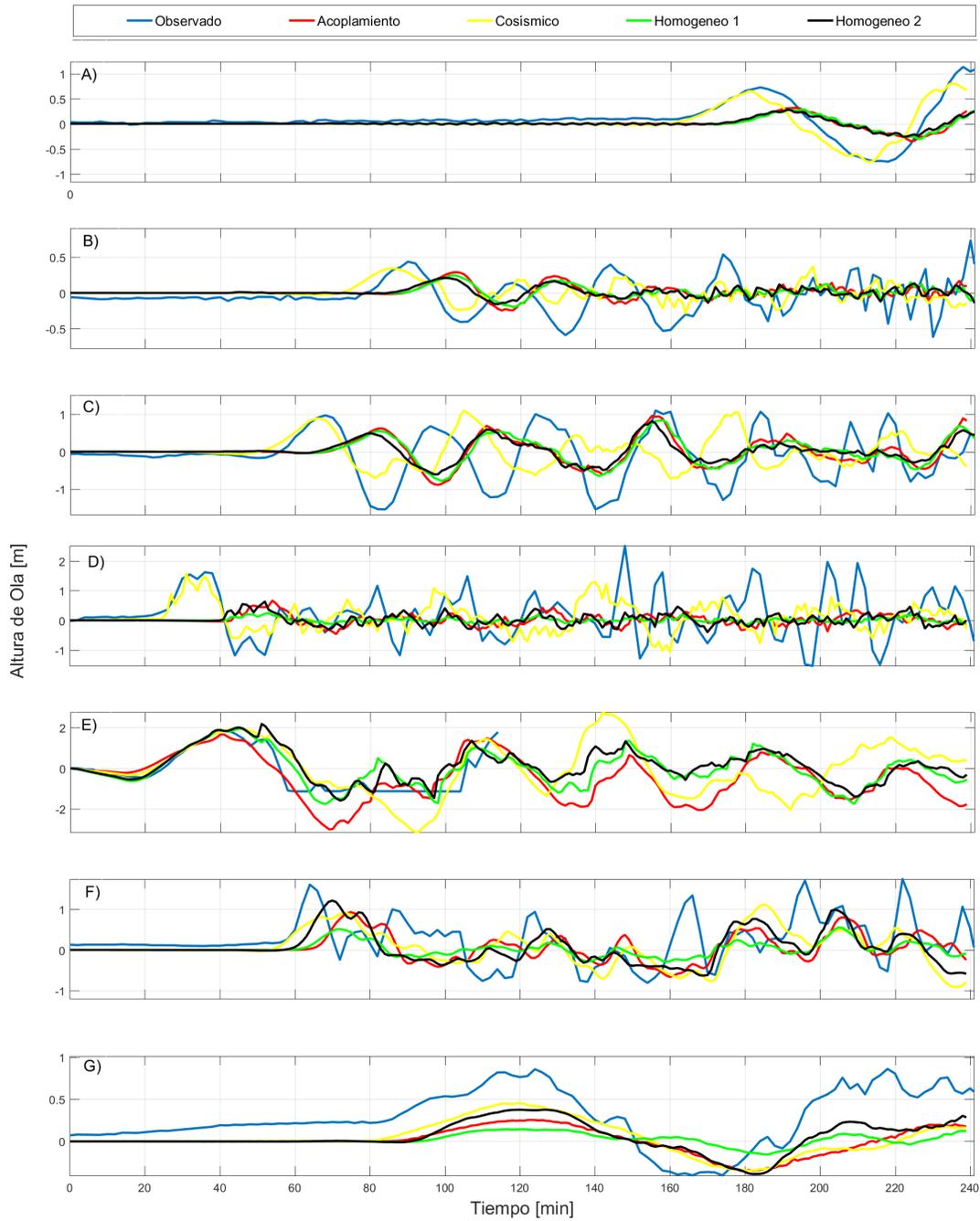


Figura 5.3: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1835. Las subfiguras desde A) hasta G) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Caldera, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral y Ancud respectivamente.

En la Figura 5.3 se expone la comparación entre los mareógrafos virtuales obtenidos a partir de los 4 modelos de fuente construidos y el mareógrafo real en 7 posiciones diferentes. Los mareografos virtuales fueron ubicados lo mas cercano posible a la posición de los mareógrafos reales y en la Figura 5.3 se ordenan geográficamente de norte a sur.

Si comparamos los mareógrafos virtuales generados a partir de información previa al evento sísmico, es decir, los dos modelos homogéneos y el modelo heterogéneo en base al acoplamiento, veremos que pueden predecir la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami solo a nivel local (Talcahuano), puesto que lejano a la fuente, sobre todo al norte de ella, se observa una discordancia entre el mareógrafo real y los virtuales. Lo anterior se debe al tamaño de ruptura elegido para la construcción de los modelos, es decir, en base al terremoto de 1835, el cual rompió un área menor en comparación al evento ocurrido en 2010, por lo que existe un déficit de deslizamiento sobre todo en el norte del segmento lo cual se refleja en la discrepancia en altura y tiempo de llegada del tsunami a la costa al norte de la fuente. Con respecto a los mareógrafos al sur de la fuente, existe un mejor ajuste en la altura y tiempo de llegada del tsunami en los mareógrafos al norte de ella puesto que el terremoto de 1835 considerado en este caso rompió la parte sur del segmento Maule. Destacar que en el caso de los mareógrafos virtuales en Corral, existe una clara diferencia entre éstos y el observado, lo cual no tiene relación a la dimensión de la fuente, si no que a la complicada geología de la Bahía de Corral.

Con respecto al mareógrafo virtual generado a partir del modelo cosísmico, éste correlaciona bastante bien con los mareógrafos reales en todos los puntos de medición, lo cual es lógico si se considera que los modelos de fuente cosísmico se construyen a partir de datos posteriores al sismo.

Finalmente, en el Cuadro 5.1 se presenta un análisis estadístico de las señales de la Figura 5.3. Reafirmando lo observado en esta figura, se observa una correlación negativa en los mareógrafos al norte de la fuente, excepto en el modelo cosísmico, lo que significa que los mareógrafos virtuales se encuentran en antifase a los reales. Por el contrario, la correlación de los mareógrafos en Talcahuano (el mareógrafo mas cercano a la fuente) presenta una correlación bastante buena en todos sus modelos y un desfase de las señales de no más de 2 minutos. Además el S_{pga} muestra valores mayores a 9 para todos los modelos considerados, lo cual refleja un buen ajuste en la altura de la primera llegada del tsunami. Por todo ello, se puede inferir que la mayoría de los modelos reproducen bastante bien la altura y tiempo de arribo de la primera llegada

del tsunami a nivel local.

Modelo	Cosmismo	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
Arica				
Coef. corr.	0.932	0.687	0.649	0.77
Max. coef. corr	0.984	0.869	0.851	0.893
Desfase (min)	4	-6	-6	-6
NRMS sin desfase	0.117	0.255	0.291	0.25
NRMS con desfase	0.064	0.205	0.268	0.211
S_{pga}	9.87	1.93	1.02	0.76
Caldera				
Coef. corr.	0.888	-0.414	-0.454	-0.128
Max. coef. corr	0.888	0.89	0.869	0.929
Desfase (min)	0	-10	-10	-10
NRMS sin desfase	0.159	0.385	0.365	0.326
NRMS con desfase	0.159	0.148	0.257	0.175
S_{pga}	9.29	7.68	5.4	3.13
Coquimbo				
Coef. corr.	0.914	-0.842	-0.761	-0.621
Max. coef. corr	0.964	0.869	0.519	0.534
Desfase (min)	2	-14	-16	-12
NRMS sin desfase	0.163	0.372	0.321	0.349
NRMS con desfase	0.148	0.088	0.104	0.111
S_{pga}	9.92	7.33	5.62	3.97
Valparaíso				
Coef. corr.	0.945	-0.605	-0.733	-0.764
Max. coef. corr	0.945	0.589	0.577	0.619
Desfase (min)	0	-18	-16	-16
NRMS sin desfase	0.151	0.372	0.339	0.380
NRMS con desfase	0.151	0.206	0.279	0.246
S_{pga}	9.9	1.3	0	0.686
Talcahuano				
Coef. corr.	0.85	0.856	0.88	0.879
Max. coef. corr	0.871	0.862	0.89	0.903
Desfase (min)	-2	2	-2	-2
NRMS sin desfase	0.257	0.246	0.171	0.179
NRMS con desfase	0.243	0.243	0.158	0.153
S_{pga}	9.97	9.85	9.98	9.88
Corral				
Coef. corr.	0.401	-0.303	-0.08	0.198
Max. coef. corr	0.484	0.612	0.655	0.607
Desfase (min)	-6	-10	-6	-4
NRMS sin desfase	0.266	0.365	0.294	0.329
NRMS con desfase	0.237	0.203	0.219	0.226
S_{pga}	5.32	5.87	0.08	8.83
Ancud				
Coef. corr.	0.881	0.884	0.715	0.870
Max. coef. corr	0.881	0.884	0.715	0.870
Desfase (min)	0	0	0	0
NRMS sin desfase	0.161	0.171	0.212	0.148
NRMS con desfase	0.161	0.171	0.212	0.148
S_{pga}	4.48	4.03	0	1.63

Cuadro 5.1: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1835.

5.1.2. 1751

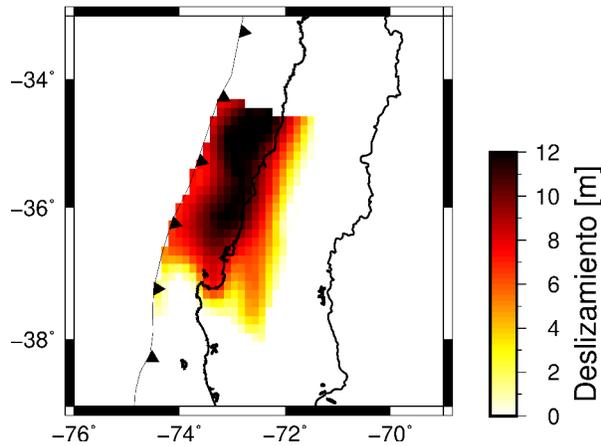


Figura 5.4: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 1751

En este apartado de la sección 5.1 se mostrarán los resultados considerando el segundo caso para el segmento Maule, es decir, tomando en cuenta el tamaño de ruptura generado por el terremoto en dicho segmento en 1751.

En la Figura 5.4 se exhiben las fallas finitas que componen la fuente sísmica considerando el tamaño de ruptura del evento de 1751. Allí se observa un solo parche de gran deslizamiento que abarca desde la Bahía de Concepción hasta las costas frente a Pichilemu. Si observamos la Figura 3.11, veremos que este parche está asociado a la zona acoplada ubicada en el centro norte del segmento. Al igual que en el caso anterior en donde se consideró el tamaño de ruptura del terremoto de 1835, la zona acoplada ubicada en la Bahía de Arauco no se observa, puesto que de acuerdo a la hipótesis utilizada en esta investigación, la energía liberada por el terremoto de 1960 frente a la Bahía de Arauco descargó la tensión acumulada allí en el periodo intersísmico del terremoto de 1835.

Por otra parte, como fue comentado en la sección 5.1.1, en la frontera norte se observa que el deslizamiento decae súbitamente desde 12 hasta 0, lo cual no es realista si consideramos la mecánica de la fuente sísmica. Aun así, éste problema no debería tener mayor importancia en la altura y tiempo de llegada del tsunami a la costa.

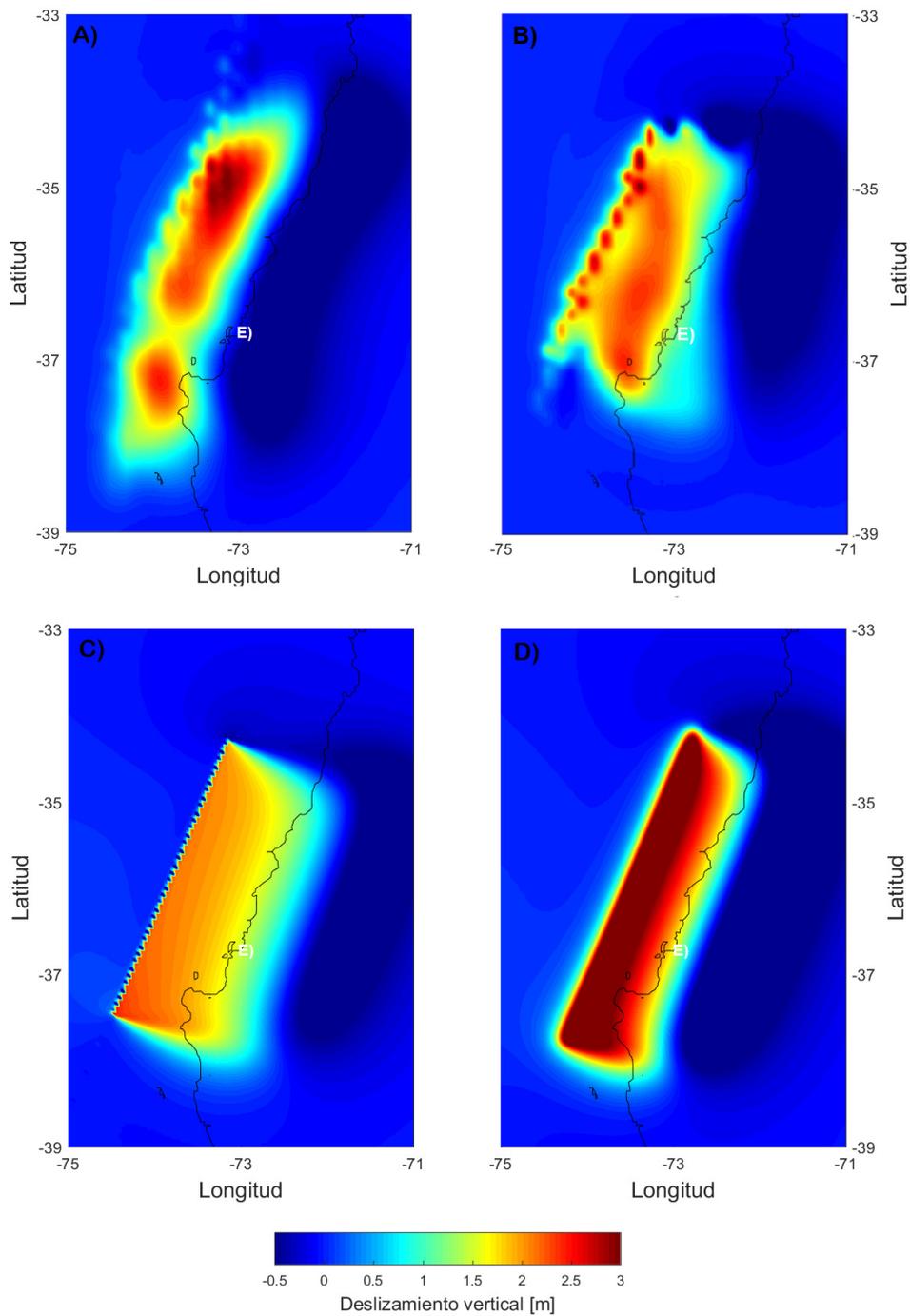


Figura 5.5: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751. Las subfiguras desde A) hasta G) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Caldera, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral y Ancud respectivamente. Además se observan los puntos de medición mas cercanos a la fuente (E)).

En la Figura 5.5 se ven las condiciones iniciales generadas a partir de cada una de las fuentes sísmicas construidas a partir de los 4 modelos considerados. En A) se observa nuevamente el modelo cosísmico, en B) el modelo heterogéneo a partir del acoplamiento, mientras que en C) y D) los modelos homogéneos construidos a partir del acoplamiento y la magnitud histórica respectivamente ($8.6 M_s$, Udias et al. 2004). En B) se puede observar una zona con gran deslizamiento vertical la cual es consistente con el parche de alto grado de acoplamiento que se visualiza en esta zona de acuerdo al modelo de acoplamiento (Figura 3.11). Por otra parte, a diferencia del caso anterior en donde consideramos el tamaño de ruptura del terremoto de 1835, se observa un mayor deslizamiento hacia la fosa, lo cual se explica por 2 razones: la primera de ellas es porque evidentemente el ancho de ruptura en este caso es mucho mayor al provocado por el terremoto de 1835 abarcando prácticamente toda la interfaz. La segunda razón es debido a la disminución de la distancia entre la interfaz y la superficie oceánica a medida que nos acercamos hacia la fosa, por lo que un deslizamiento mayor provocara una condición inicial mayor a medida que nos acercamos a ella. Este hecho se comentara en la discusión puesto que los deslizamientos hacia la fosa pueden jugar un rol fundamental en la altura y llegada del tsunami a la costa.

Finalmente se observa que el modelo homogéneo en C) presenta un menor deslizamiento vertical que el modelo en D), lo cual se explica por que en C) se consideró un menor deslizamiento promedio si se compara con D). Además este menor deslizamiento del modelo en C) se distribuyó en un área mayor que en el modelo en D), dando como resultado este menor deslizamiento vertical. Destacar que esta situación es lo opuesto a lo ocurrido en la construcción de los modelos homogéneos en el caso de 1835, debido a que en el caso del modelo homogéneo que consideró el acoplamiento (Figura 5.5 C)) se distribuyó el mismo deslizamiento promedio considerado en el caso de 1835 pero en un área mayor, lo cual generó deslizamientos verticales menores para el caso del modelo homogéneo C).

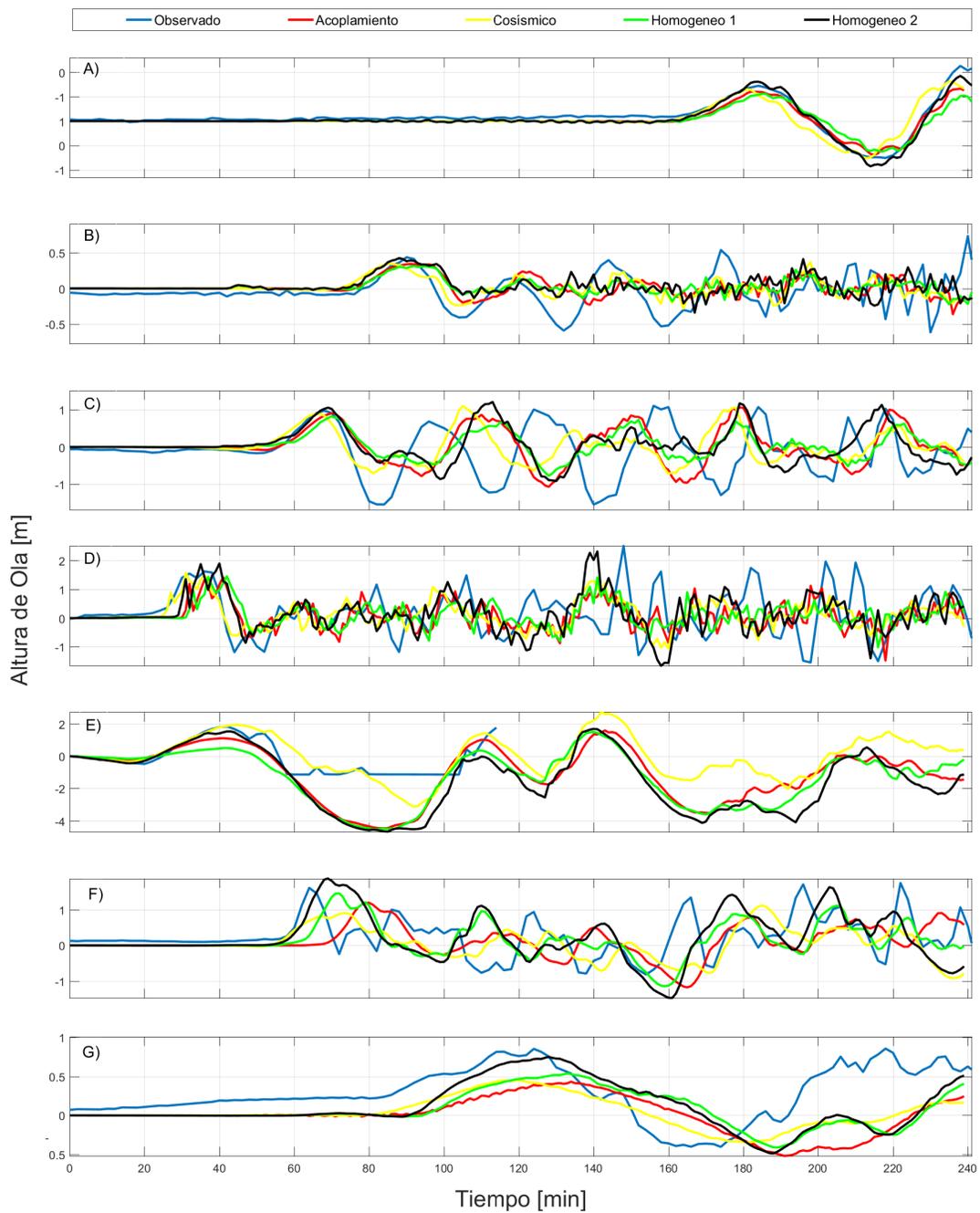


Figura 5.6: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751. Las subfiguras desde A) hasta F) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Caldera, Coquimbo, Valparaíso, Talcahuano, Corral y Ancud respectivamente.

En la Figura 5.6 se expone la comparación de los mareógrafos virtuales con los 7 mareógrafos reales generados a partir de los 4 modelos utilizados para la construcción de la fuente. A diferencia de los resultados obtenidos considerando el tamaño de ruptura del terremoto de 1835, en este caso en general se observa un buen ajuste entre los mareógrafos reales y los mareógrafos virtuales generados a partir de los modelos de fuente considerados en este trabajo. Con respecto a los mareógrafos virtuales instalados en Corral, éstos presentan grandes diferencias en altura y tiempo de llegada de la primera ola del tsunami con respecto al mareógrafo real, lo cual se debe en gran medida por la complicada geología del lugar.

Finalmente en el Cuadro 5.2 se muestran las estadísticas asociadas a la comparación de la primera llegada del tsunami entre los mareógrafos observados y modelados. Se observa que, en general, la correlación de los mareógrafos observados y modelados con respecto a las observaciones en todos los lugares de medición es positiva. Además, el desfase de las señales observadas y modeladas al norte de la fuente no superan los 4 minutos en general, mientras que al sur de la fuente, en Corral, existe un desfase más grandes entre los mareografos reales y virtuales debido a la complicada geología del lugar como fue comentado anteriormente. Finalmente el coeficiente S_{pga} muestra valores superiores a 8 en casi todos los modelos de fuente considerados tanto al norte como al sur de la fuente (exceptuando el caso de Corral) y si complementamos esta información con el desfase observado entre los mareógrafos virtuales y el mareógrafo real, veremos que la mayoría de los modelos puede predecir la primera llegada del tsunami tanto en altura como en tiempo de arribo. De acuerdo a lo anterior, queda claro que si consideramos el tamaño de ruptura del terremoto de 1835 tendremos una buena estimación de la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami a nivel local (Talcahuano), lo cual va empeorando a medida que nos alejamos de la fuente debido a la menor dimensión de la ruptura. Por otra parte, considerando los resultado obtenidos, es evidente que si se considera el tamaño de ruptura del terremoto de 1751 se tendrán mejores resultados de la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami tanto a nivel local como nacional.

Modelo	Cosmismo	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
Arica				
Coef. corr.	0.932	0.991	0.972	0.992
Max. coef. corr	0.984	0.991	0.982	0.992
Desfase (min)	4	0	-2	0
NRMS sin desfase	0.117	0.077	0.108	0.053
NRMS con desfase	0.064	0.077	0.087	0.053
S_{pga}	9.87	9.6	9.16	9.87
Caldera				
Coef. corr.	0.888	0.83	0.816	0.808
Max. coef. corr	0.888	0.942	0.918	0.891
Desfase (min)	0	-2	-2	-2
NRMS sin desfase	0.159	0.186	0.199	0.208
NRMS con desfase	0.159	0.144	0.177	0.186
S_{pga}	9.29	9.28	8.57	9.99
Coquimbo				
Coef. corr.	0.914	0.856	0.795	0.904
Max. coef. corr	0.964	0.919	0.892	0.904
Desfase (min)	2	-2	-2	0
NRMS sin desfase	0.163	0.197	0.225	0.191
NRMS con desfase	0.148	0.172	0.202	0.191
S_{pga}	9.92	9.91	9.66	9.93
Valparaíso				
Coef. corr.	0.945	0.594	0.274	0.655
Max. coef. corr	0.945	0.814	0.805	0.874
Desfase (min)	0	-4	-6	-2
NRMS sin desfase	0.151	0.278	0.343	0.277
NRMS con desfase	0.151	0.171	0.138	0.186
S_{pga}	9.9	9.8	9.87	9.71
Talcahuano				
Coef. corr.	0.85	0.827	0.769	0.854
Max. coef. corr	0.871	0.827	0.774	0.854
Desfase (min)	-2	0	2	0
NRMS sin desfase	0.257	0.583	0.633	0.646
NRMS con desfase	0.243	0.583	0.632	0.646
S_{pga}	9.97	6.5	0.01	9.60
Corral				
Coef. corr.	0.401	-0.281	-0.103	0.297
Max. coef. corr	0.484	0.695	0.544	0.57
Desfase (min)	-6	-14	-6	-4
NRMS sin desfase	0.266	0.408	0.431	0.475
NRMS con desfase	0.237	0.152	0.290	0.416
S_{pga}	5.45	8.82	9.89	9.74
Ancud				
Coef. corr.	0.881	0.439	0.429	0.608
Max. coef. corr	0.881	0.618	0.609	0.655
Desfase (min)	0	-12	-10	-6
NRMS sin desfase	0.161	0.23	0.258	0.293
NRMS con desfase	0.161	0.08	0.121	0.220
S_{pga}	4.48	3.86	7.07	9.81

Cuadro 5.2: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1751.

5.2. Pisagua 2014

En esta sección, al igual que en la anterior, se consideran dos casos. Primero se presentan los resultados obtenidos considerando el tamaño de la ruptura del terremoto del 2014. Luego, en la sección 5.2.2 se exhiben los resultados obtenidos considerando la ruptura completa del segmento Norte Grande, el cual esta caracterizado por el tamaño de la ruptura provocada por el terremoto de 1877.

5.2.1. 2014

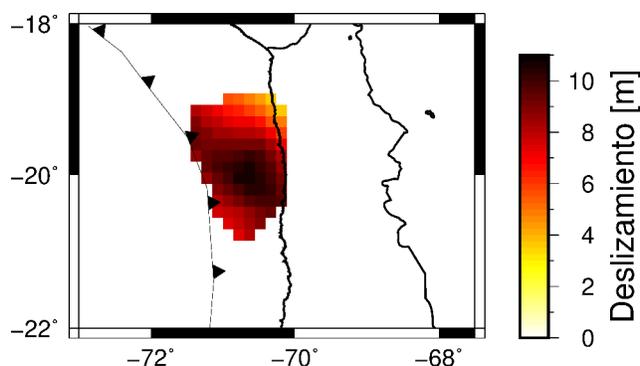


Figura 5.7: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 2014 propuesta por Schurr et al., 2014.

En el caso de Pisagua, se realizó un procedimiento diferente al seguido en el caso de Maule puesto que en el segmento donde ocurrió el terremoto de Pisagua no había ocurrido un terremoto previo al evento de 1877, superciclo que caracteriza el segmento en su totalidad. Por el contrario, en el caso del segmento Maule, éste estaba caracterizado por el superciclo de 1751 y el ciclo de menor tamaño llevado a cabo en 1835. Por ello, en este caso, se consideró en la construcción de la fuente el tamaño de ruptura del terremoto de 1877 y el observado en 2014 a partir del modelo cosísmico de Schurr et al. 2014.

En la Figura 5.7 se exhiben las fallas finitas que componen la fuente sísmica construida a partir del acoplamiento y considerando un tamaño y forma de ruptura correspondiente al modelo cosísmico del terremoto de Pisagua el 2014 (Schurr et al., 2014). En ella, se observa un parche de deslizamiento circular, el cual registra un valor máximo superior a los 10 metros en el centro de la ruptura y va que decreciendo radialmente hasta los límites de la fuente.

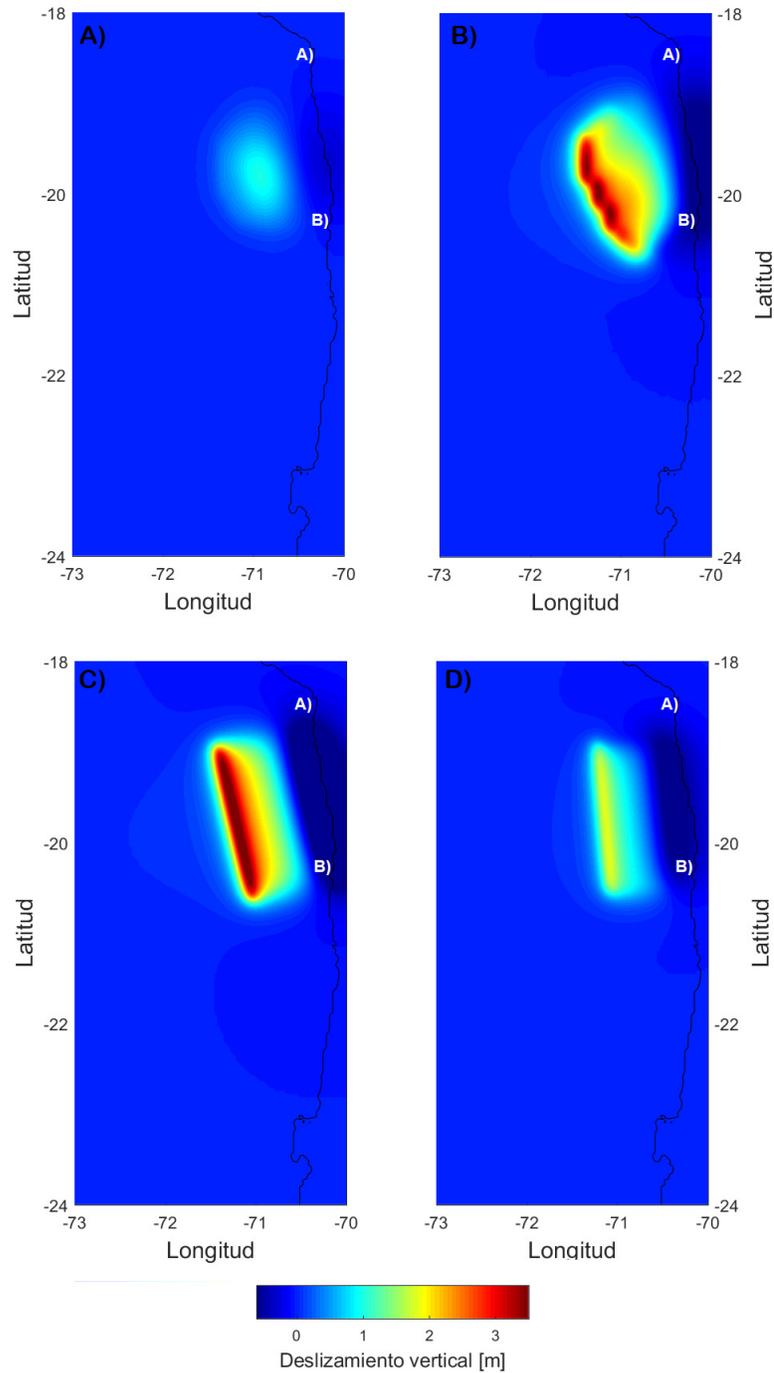


Figura 5.8: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de la ruptura provocada por el evento de 2014 propuesta por Schurr et al., 2014. Las letras A), B), C) y D) en negro exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de información posterior al evento de 2014. Además se observan los puntos de medición mas cercanos a la fuente (A) y B) en blanco).

En la Figura 5.8 se exhiben las condiciones iniciales obtenidas para los 4 modelos utilizados en la construcción de la fuente sísmica. En A) se observa el modelo cosísmico, en B) el modelo heterogéneo a partir del acoplamiento, mientras que en C) y en D) los modelos homogéneos construidos a partir del acoplamiento y el descrito por Calisto et al., 2015.

De la Figura 5.8, es evidente que los modelos de fuente generadores de la condición inicial están en ordenes de magnitud distintas. Por una parte están las condiciones iniciales obtenidas a partir del modelo cosísmico propuesto por Schurr et al. 2014 en A) y el modelo homogéneo propuesto por Calisto et al. 2015 en D), los cuales son obtenidos a partir de información posterior al sismo. Por otra parte, están las condiciones iniciales generadas a partir de la fuente heterogénea y homogénea construida a partir del modelo de acoplamiento en B) y C) respectivamente los cuales pueden ser construidos a partir de información previa al evento sísmico. Las condiciones iniciales en A) y D) exhiben deslizamientos verticales mucho menores a los observados en B) y C), lo cual se explica principalmente porque estos modelos consideraron que toda la tensión acumulada desde el terremoto de 1877 se liberó. Por el contrario, las condiciones iniciales observadas en A) y D) son generadas a partir de modelos de fuente construidos con información posterior al sismo, por lo que es lógico pensar que estos modelos se ajusten más a la realidad, es decir, que solo una parte de la energía acumulada en el segmento desde 1877 se liberó.

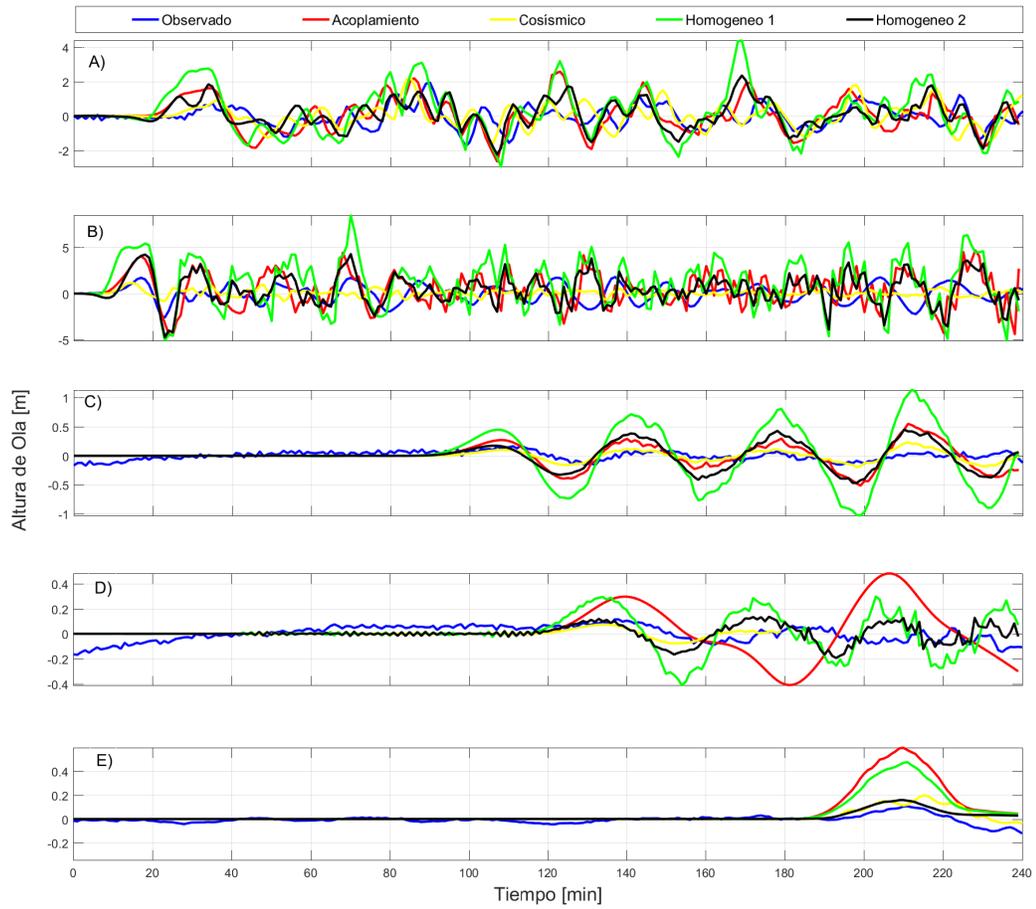


Figura 5.9: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2014 según Schurr et al., 2014. Las subfiguras desde A) hasta E) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Iquique, Coquimbo, Valparaíso y Talcahuano respectivamente.

En la Figura 5.9 se observa la comparación entre los mareógrafos virtuales modelados a partir de los 4 modelos considerados y los 5 mareógrafos reales ordenados geográficamente de norte a sur. Los mareógrafos virtuales, en general, exhiben una sobrestimación de la altura de la primera llegada debido al exceso de deslizamiento por parte de los modelos construidos en base al acoplamiento en este caso, lo cual es más notorio en los mareógrafos más alejados a la fuente (Figura 5.9 D) y E)). A su vez, el modelo homogéneo construido a partir de los parámetros propuestos por Calisto et al. 2015 sobrestima y subestima la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami respectivamente, lo cual se explica por el exceso de deslizamiento en los límites superior e inferior de la ruptura que se encuentran justo frente a Arica e Iquique. Por el contrario, los mareógrafos virtuales generados a partir del modelo cosísmico exhiben un buen ajuste en la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami con respecto a los mareógrafos reales, lo cual es lógico si se considera que estos modelos son calculados con muchos y diversos datos tras la ocurrencia de un terremoto.

Finalmente, en el Cuadro 5.3 se observan parámetros estadísticos comparativos entre los mareógrafos virtuales y los observados en apoyo a lo expuesto en la Figura 5.9. Los mareógrafos construidos a partir del modelo cosísmico son los que presentan una mayor similitud con los mareógrafos reales en los sitios de medición, tanto en altura y arribo de llegada, lo cual se refleja en el alto coeficiente de correlación, bajo NRMS, alto S_{pga} y poco desfase. Con respecto a los mareógrafos virtuales construidos a partir de los modelos en base a información previa al evento, es lógico observar incongruencias entre estos mareógrafos y los reales sobre todo en cuanto a la altura de las primeras llegadas debido a que éstos modelos consideran una tensión liberada mucho mayor a la ocurrida en la realidad con el evento de 2014.

Modelo	Cosísmico	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
<i>Arica</i>				
Coef. corr.	0.702	0.385	0.284	0.391
Max. coef. corr	0.702	0.722	0.805	0.802
Desfase (min)	0	8	10	12
NRMS sin desfase	0.251	0.737	1.083	0.474
NRMS con desfase	0.251	0.552	0.978	0.354
S_{pga}	9.63	3.48	0.05	1.87
<i>Iquique</i>				
Coef. corr.	0.725	0.839	0.851	0.874
Max. coef. corr	0.862	0.947	0.920	0.967
Desfase (min)	2	-2	-2	-2
NRMS sin desfase	0.190	0.375	0.646	0.387
NRMS con desfase	0.168	0.339	0.637	0.356
S_{pga}	7.71	2.638	1.07	2.21
<i>Coquimbo</i>				
Coef. corr.	0.899	0.876	0.85	0.778
Max. coef. corr	0.907	0.896	0.885	0.869
Desfase (min)	2	2	4	6
NRMS sin desfase	0.214	0.507	1.06	0.454
NRMS con desfase	0.195	0.475	0.981	0.354
S_{pga}	6.26	7.21	0.79	10
<i>Valparaíso</i>				
Coef. corr.	0.827	0.706	0.872	0.799
Max. coef. corr	0.887	0.706	0.902	0.868
Desfase (min)	4	0	4	6
NRMS sin desfase	0.277	0.605	0.864	0.406
NRMS con desfase	0.241	0.605	0.864	0.323
S_{pga}	7.337	0.828	0.909	9.98
<i>Talcahuano</i>				
Coef. corr.	0.783	0.829	0.819	0.745
Max. coef. corr	0.808	0.829	0.819	0.745
Desfase (min)	6	0	0	0
NRMS sin desfase	0.273	1.203	0.893	0.245
NRMS con desfase	0.232	1.203	0.893	0.245
S_{pga}	4.03	0	0	6.94

Cuadro 5.3: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2014 propuesto por Schurr et al., 2014.

5.2.2. GAP

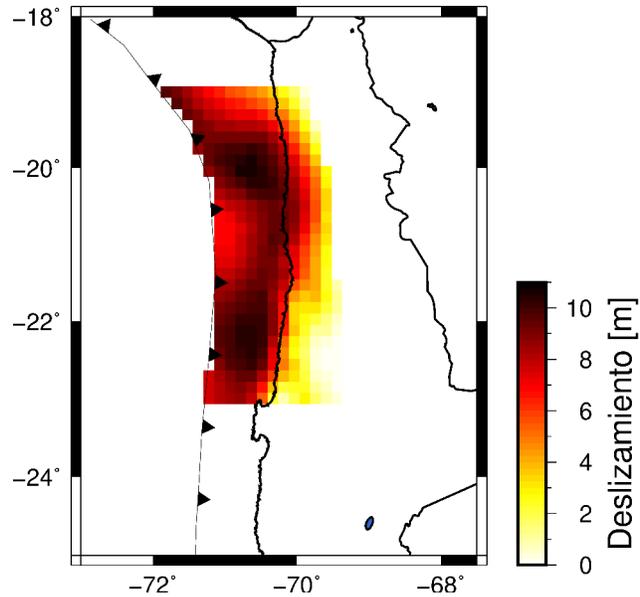


Figura 5.10: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 1877

En esta sección se presentan los resultados suponiendo que todo el segmento del Norte Grande, el cual esta caracterizado por la ruptura provocada por el terremoto de 1877, hubiese roto.

En la Figura 5.10 se exhiben las fallas finitas que caracterizan la fuente sísmica. Es evidente que para este caso se requirió mayor cantidad de subfallas para describirla debido a que ésta abarca un área mas extensa y presenta mayor variabilidad en la distribución del deslizamiento si la comparamos con la fuente construida en base al evento de 2014. Por otra parte, si observamos la distribución del deslizamiento en la falla vemos dos parches de gran deslizamiento con mayor claridad al norte y al sur del segmento separados por una zona de menor deslizamiento comparativamente hablando. Destacar que el parche norte de este segmento liberó parte de la tensión acumulada en el intersísmico con el terremoto de Pisagua.

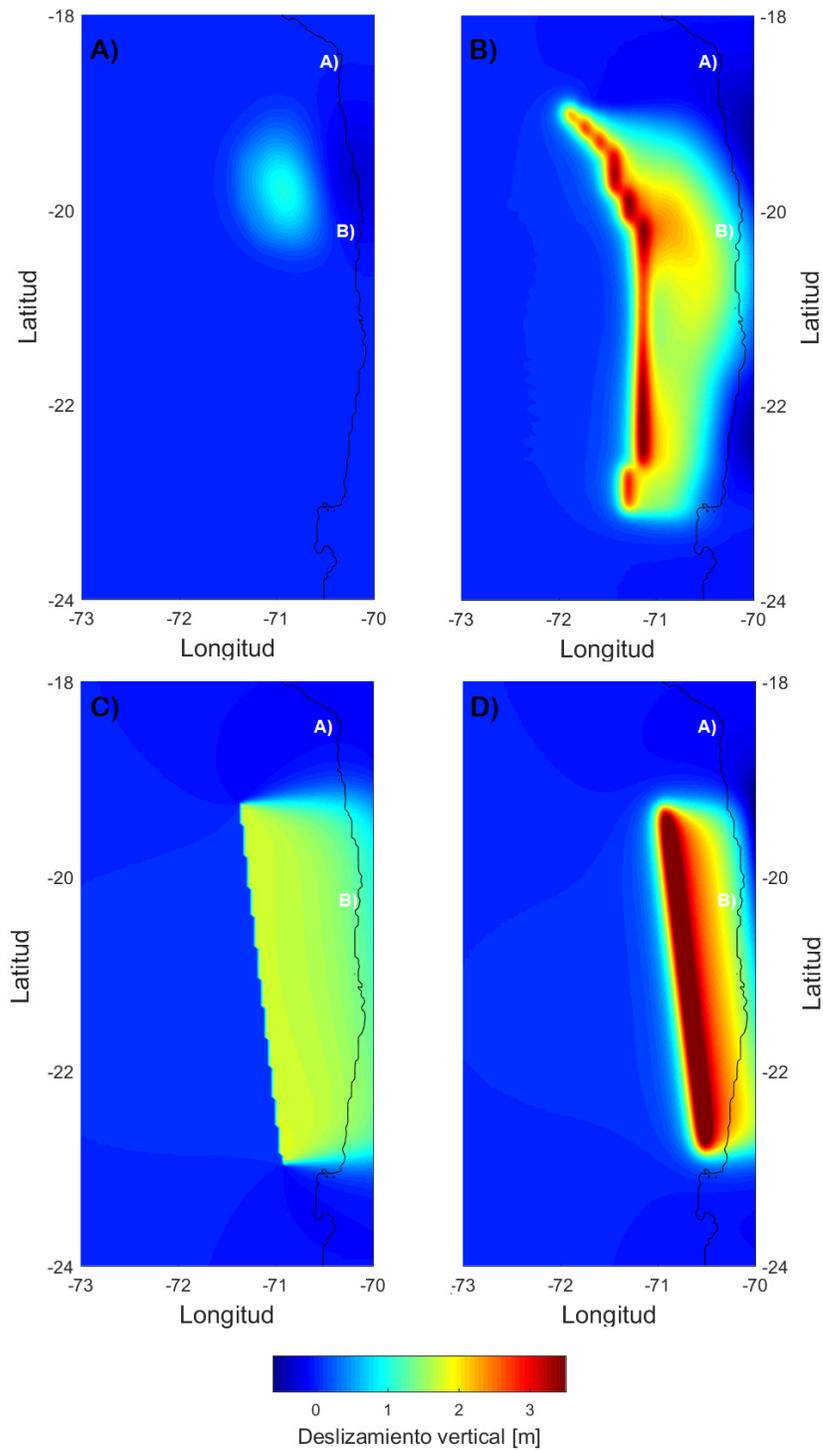


Figura 5.11: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño de ruptura del evento de 1877. Las letras A), B), C) y D) en negro exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de la magnitud histórica del evento de 1877. Además se observan los puntos de medición más cercanos a la fuente (A) y B) en blanco).

En la Figura 5.11 se observan las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico en A), heterogéneo en B), homogéneo a partir del acoplamiento en C) y homogéneo a partir de la magnitud histórica del evento de 1877 en D) ($8,7M_s$, Comte et al., 1991). Si observamos la condición inicial generada a partir del modelo cosísmico y los demás modelos es lógico pensar que el tsunami generado por el primer modelo tendrá un orden de magnitud mucho menor al tsunami generado si consideramos el área de ruptura provocada por el terremoto en 1877. Por otra parte si analizamos la condición inicial B) generada a partir del modelo de acoplamiento veremos que se exhiben dos parches de gran deslizamiento vertical al norte y sur del segmento que pierden relevancia debido al gran deslizamiento vertical en la fosa. Esta situación se debe al gran deslizamiento que se produce en una zona poco profunda, es decir, donde la distancia entre la interfaz y la superficie oceánica es poca, lo cual se traduce en deslizamientos verticales mayores, y por ende, tsunamis mayores. Finalmente si comparamos la condición inicial C) y D) veremos que en C) se observa un menor deslizamiento vertical que en D). Esto se explica por la relación entre el área de ruptura y el deslizamiento distribuido en ella, como fue explicado en la sección 5.1.2.

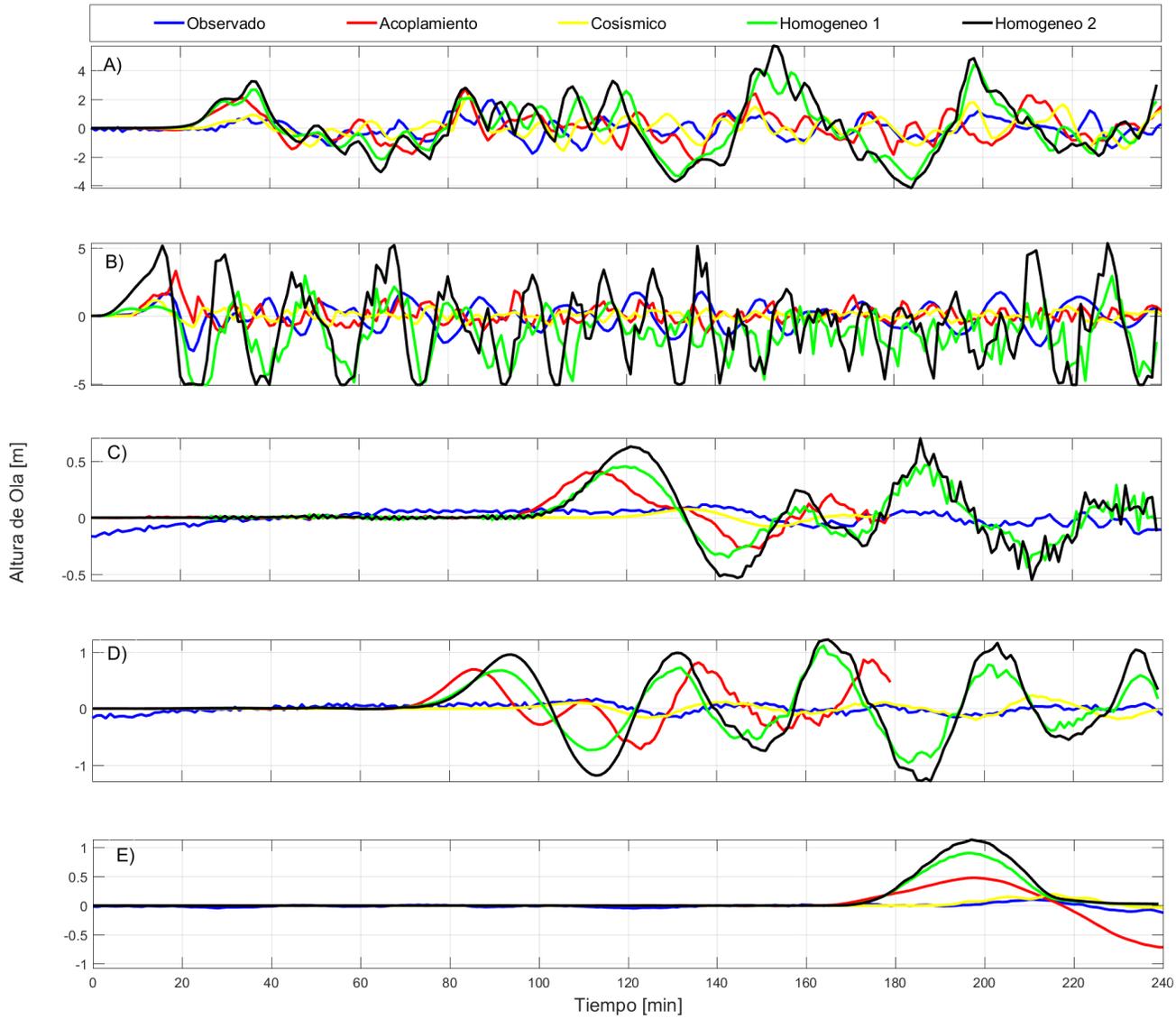


Figura 5.12: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1877. Las subfiguras desde A) hasta E) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Iquique, Coquimbo, Valparaíso y Talcahuano respectivamente.

En la Figura 5.13 se exhibe la comparación de los mareógrafos virtuales construidos a partir de los 4 modelos utilizados con los mareógrafos reales en 5 sitios diferentes ordenados de norte a sur. Si analizamos la Figura 5.13, podemos ver que hay una clara diferencia en altura y tiempo de arribo de la primera llegada entre mareógrafos virtuales y observados, diferencia que se va acentuando a medida que comparamos los mareógrafos mas alejados a la fuente. Esta diferencia se debe principalmente al distinto orden de magnitud entre los modelo de fuente a partir de informacion previa y posterior al sismo, puesto que la información previa indicaba que todo el segmento caracterizado por el terremoto de 1877 rompía, mientras que tras el terremoto y a partir de datos obtenidos posteriores a él, se determinó que solo una parte de este segmento rompió.

Finalmente en el Cuadro 5.4 se exhiben parámetros estadísticos que cuantifican la similitud de la altura y tiempo de llegada de la primera ola para los mareógrafos virtuales con los reales. Como se planteó en el párrafo anterior, la diferencia entre los mareógrafos virtuales construidos a partir del terremoto de 1877 y los mareógrafos observados es bastante grande en cuanto a altura de la primera llegada y el desfase en la llegada de ella, lo cual se acentuó a medida que nos alejamos de la fuente. Lo primero se puede observar principalmente con los bajos valores de S_{pga} y lo segundo con el desfase mayor a los 25 minutos en promedio para los mareógrafos virtuales mas alejados de la fuente.

Modelo	Cosísmico	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
<i>Arica</i>				
Coef. corr.	0.702	0.569	0.586	0.668
Max. coef. corr	0.702	0.806	0.818	0.804
Desfase (min)	0	6	8	6
NRMS sin desfase	0.251	0.703	0.806	0.993
NRMS con desfase	0.251	0.623	0.764	0.975
S_{pga}	9.63	0.55	0.04	0
<i>Iquique</i>				
Coef. corr.	0.725	0.436	0.769	0.835
Max. coef. corr	0.862	0.526	0.839	0.872
Desfase (min)	2	2	-2	2
NRMS sin desfase	0.190	0.309	0.395	0.579
NRMS con desfase	0.168	0.299	0.379	0.556
S_{pga}	7.71	4.29	9.77	0.0074
<i>Coquimbo</i>				
Coef. corr.	0.899	0.506	-0.622	-0.567
Max. coef. corr	0.907	0.639	0.758	0.798
Desfase (min)	2	36	30	28
NRMS sin desfase	0.214	1.090	1.757	2.563
NRMS con desfase	0.195	1.074	1.403	2.282
S_{pga}	6.26	0	0	0
<i>Valparaíso</i>				
Coef. corr.	0.827	0.141	-0.217	-0.157
Max. coef. corr	0.887	0.456	0.680	0.674
Desfase (min)	4	33	28	24
NRMS sin desfase	0.277	1.407	2.049	2.954
NRMS con desfase	0.241	1.257	1.768	2.663
S_{pga}	7.337	0	0	0
<i>Talcahuano</i>				
Coef. corr.	0.783	0.738	0.397	0.426
Max. coef. corr	0.808	0.741	0.824	0.835
Desfase (min)	-6	22	24	20
NRMS sin desfase	0.273	1.755	2.296	2.865
NRMS con desfase	0.232	1.703	2.481	3.094
S_{pga}	4.03	0	0	0

Cuadro 5.4: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1877.

5.3. Illapel 2015

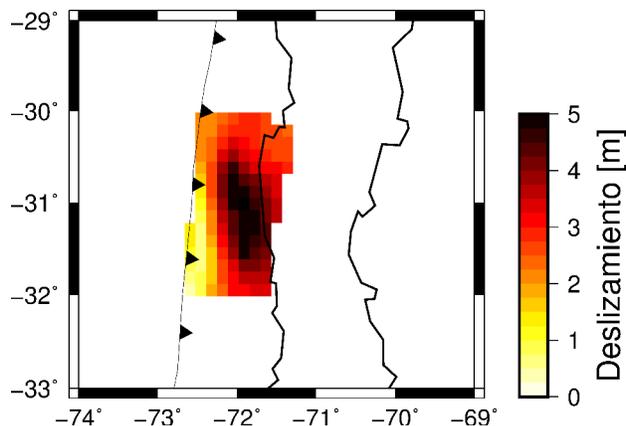


Figura 5.13: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 1943

A diferencia de los resultados de las dos zonas de estudio expuestas anteriormente, en el caso de Illapel se considera solo un tamaño de ruptura debido a que los últimos eventos ocurridos en dicho segmento se acercan bastante al área de ruptura provocada por el terremoto del 2015.

En la Figura 5.13 se observa las fallas finitas que componen la fuente sísmica construida a partir del tamaño de la ruptura provocada por el evento de 1943. Por otra parte, se observa un único y gran parche de deslizamiento con un máximo de mas de 5 metros registrados en el centro de la ruptura y que decae radialmente, similar a la ruptura construida a partir del evento de Pisagua 2014.

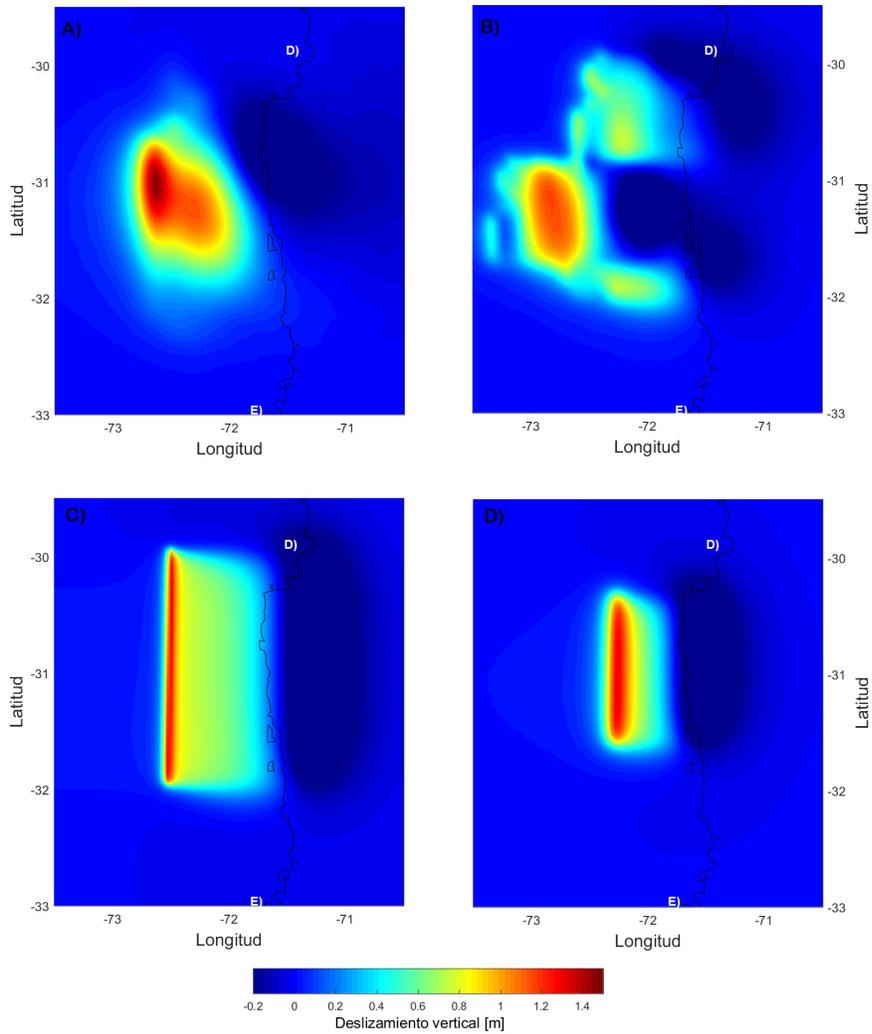


Figura 5.14: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño del evento de 1943. Las letras A), B), C) y D) en negro exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de la magnitud histórica del evento de 1943. Además se observan los puntos de medición mas cercanos a la fuente.

En la Figura 5.14 se observan las condiciones iniciales generadas a partir de los 4 modelos generados. En A) para el modelo cosísmico (Tillman et al., 2015) , heterogéneo en base al acoplamiento en B), homogéneo a partir del acoplamiento en C) y homogéneo a partir de la magnitud histórica del evento de 1943 en D) ($7,8M_w$, Beck et al., 1998). Las condiciones iniciales A) y B) presentan una gran similitud en cuanto a la distribución del deslizamiento vertical, así como también de la magnitud, aunque con respecto a B), se observan dos parches de menor deslizamiento al sureste y noreste de la condición inicial lo cual se debe a la forma rectangular de la falla y al alto deslizamiento que se observa en las esquinas de ésta. Por otra parte, las condiciones iniciales C) y D) correspondientes a los modelos homogéneos presentan diferencias básicamente en el largo de la ruptura, por lo que se puede inferir que el modelo C) sobrestimará la altura de la primera llegada en los bordes debido a su mayor extensión. Por otra parte, el modelo D) a pesar de estar construido en base a una magnitud mas pequeña al terremoto del 2015, debería tener una buena correlación con la altura de la primera llegada a nivel local debido a que todo el deslizamiento se concentra en una área similar al modelo A) y B) y la sobrestimación que se podría esperar en los bordes, no se debería observar en Coquimbo puesto que el borde de la ruptura se ubica inmediatamente al sur de esta Bahía.

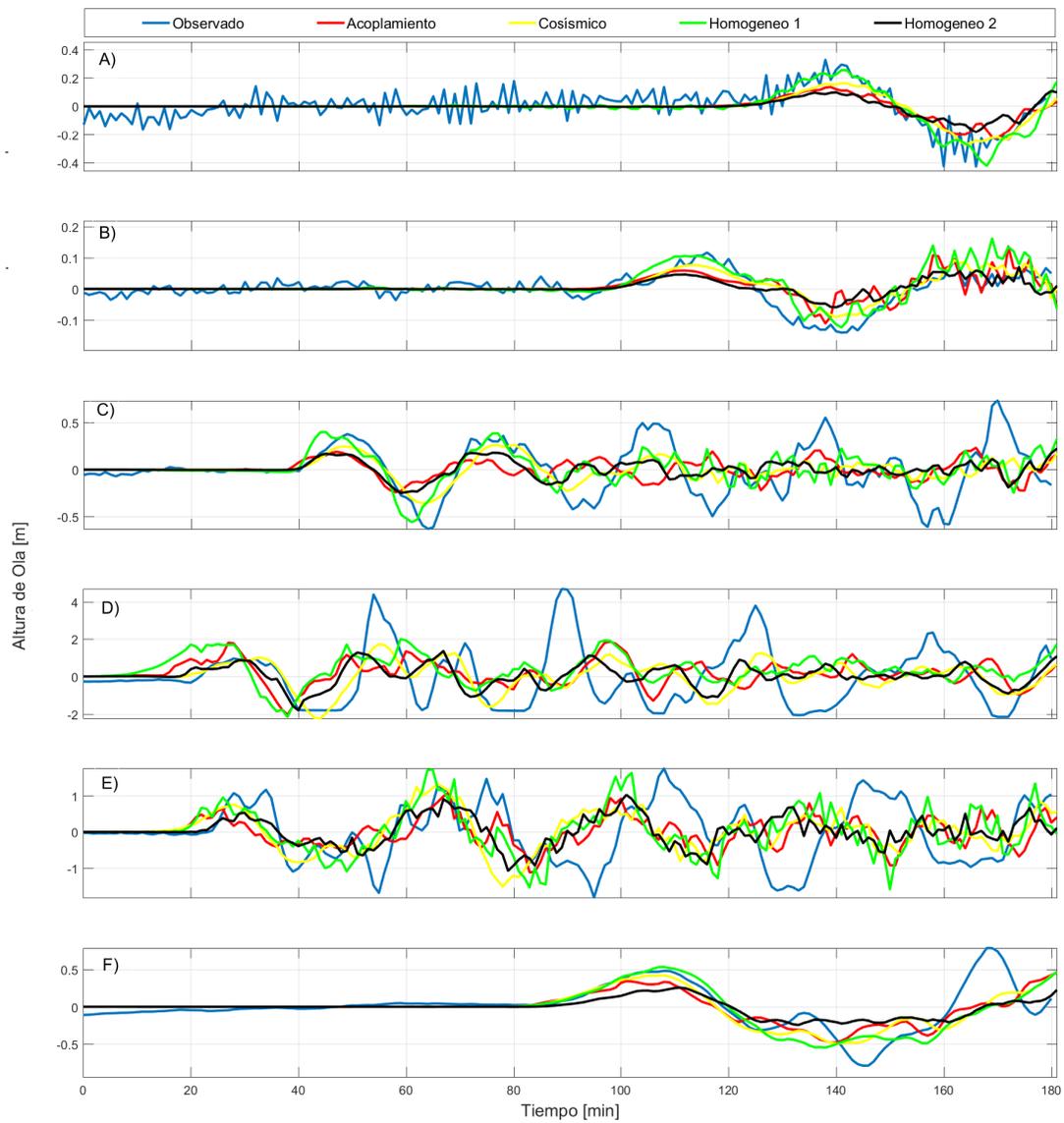


Figura 5.15: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1943. Las subfiguras desde A) hasta F) exhiben los mareógrafos virtuales y observados en Arica, Iquique, Caldera, Coquimbo, Valparaíso y Talcahuano respectivamente.

En la Figura 5.15 se exhibe la comparación de los mareógrafos virtuales construidos a partir de los 4 modelos utilizados con los mareógrafos reales en 5 sitios diferentes ordenados de norte a sur. En general, se observa una buena correlación en el tiempo de arribo de la primera ola entre los mareografos virtuales y los observados, aunque hay que hacer la acotación de que el mareógrafo construido a partir del modelo homogéneo en base al acoplamiento se observa una subestimación y sobrestimación en el tiempo de arribo de la primera onda y la altura de ella respectivamente en los bordes de la falla lo cual se observa en la Figura 5.15 D). Por otra parte, se observa esta misma situación en el mareógrafo construido a partir del acoplamiento, puesto que como se comentó anteriormente, se observan dos parches de menor deslizamiento en las esquinas de la ruptura, lo cual genera una sobrestimación y subestimación de la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami al igual que el modelo homogéneo 1. Sorprendentemente, el modelo homogéneo 2 se comporta bien a nivel local puesto que el largo de ruptura considerado es menor al considerado en el modelo homogéneo 2, por lo su frontera norte no coincide con el punto de medición en la Bahía de Coquimbo, aunque por el contrario a nivel nacional la altura de la primera llegada es bastante menor producto de la menor dimensión de la fuente considerada. Finalmente en el Cuadro 5.5 se exhiben parámetros estadísticos que cuantifican la similitud de la altura y tiempo de llegada de la primera ola para los mareógrafos virtuales con los reales. Se observa a partir del S_{pga} que el modelo que mejor reproduce la altura de la primera llegada es el modelo homogéneo construido en base al acoplamiento, presentando valores mayores a 9 en todos los sitios de medición excepto en Coquimbo, el cual es el sitio de medición mas cercano a la fuente, donde se sobrestima la altura de la primera llegada y se subestima el tiempo de arribo de ésta. Aun así, la mayoría de los modelos pueden reproducir la altura y tiempo de arribo de la primera llegada del tsunami, lo cual se infiere del coeficiente de correlación superior a 0.8, un desfase menor a los 5 minutos en promedio y un S_{pga} mayor a 5 en casi todos los sitios de medición.

Modelo	Cosmico	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
<i>Arica</i>				
Coef. corr.	0.862	0.864	0.867	0.870
Max. coef. corr	0.862	0.864	0.867	0.870
Desfase (min)	0	0	0	0
NRMS sin desfase	0.134	0.154	0.109	0.174
NRMS con desfase	0.134	0.154	0.109	0.174
S_{pga}	3.62	1.38	9.19	0.05
<i>Iquique</i>				
Coef. corr.	0.886	0.833	0.885	0.857
Max. coef. corr	0.886	0.833	0.885	0.857
Desfase (min)	0	0	0	0
NRMS sin desfase	0.178	0.183	0.164	0.208
NRMS con desfase	0.178	0.183	0.164	0.208
S_{pga}	7.55	3.79	9.87	0.94
<i>Caldera</i>				
Coef. corr.	0.990	0.744	0.894	0.861
Max. coef. corr	0.990	0.896	0.924	0.926
Desfase (min)	0	6	2	4
NRMS sin desfase	0.087	0.179	0.121	0.156
NRMS con desfase	0.087	0.152	0.086	0.139
S_{pga}	7.51	3.71	9.99	2.07
<i>Coquimbo</i>				
Coef. corr.	0.973	0.488	0.217	0.755
Max. coef. corr	0.973	0.617	0.590	0.755
Desfase (min)	0	4	10	0
NRMS sin desfase	0.099	0.359	0.543	0.165
NRMS con desfase	0.099	0.245	0.308	0.165
S_{pga}	9.99	6.25	8.48	9.72
<i>Valparaíso</i>				
Coef. corr.	0.753	0.449	0.665	0.896
Max. coef. corr	0.854	0.768	0.751	0.896
Desfase (min)	6	8	4	0
NRMS sin desfase	0.175	0.236	0.203	0.166
NRMS con desfase	0.099	0.0.245	0.308	0.166
S_{pga}	7.48	4.98	9.33	2.17
<i>Talcahuano</i>				
Coef. corr.	0.975	0.927	0.952	0.949
Max. coef. corr	0.975	0.927	0.966	0.969
Desfase (min)	0	0	-4	-4
NRMS sin desfase	0.096	0.141	0.131	0.176
NRMS con desfase	0.096	0.141	0.106	0.168
S_{pga}	9.78	8.48	9.89	4.53

Cuadro 5.5: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 1943.

5.4. Melinka 2016

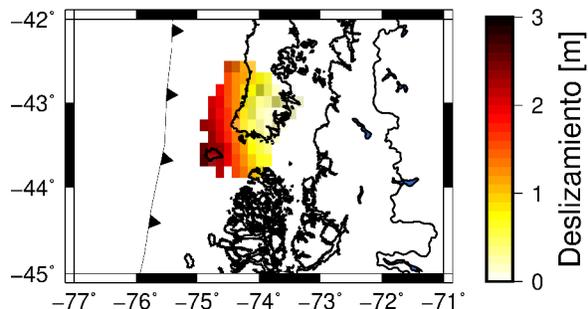


Figura 5.16: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 2016 propuesta por Ruiz et al., 2017

En la Figura 5.16 se observa las fallas finitas consideradas para la fuente sísmica del evento ocurrido en Melinka el 2016. Notar que el tamaño de ruptura considerado para esta zona no corresponde a la provocada por el último evento ocurrido en el segmento caracterizado por el terremoto de 1960 ni a ningún otro evento ocurrido en él históricamente debido a que no existía similitud alguna en la dimensión de la ruptura provocada por los últimos eventos registrados en dicho segmento. Por ello, se consideró el tamaño de ruptura que tiene el modelo cosísmico y el tiempo de carga correspondiente al lapso entre el terremoto de 1960 y el presente, lo cual es necesario para convertir de coeficiente de acoplamiento a deslizamiento. En cuanto a la fuente sísmica misma, se identifica una zona de mayor deslizamiento en la parte suroeste de la ruptura, lo cual va en directa relación con el parche de alto acoplamiento que se observa frente a el lado suroeste de la Isla de Chiloé (Figura 3.17).

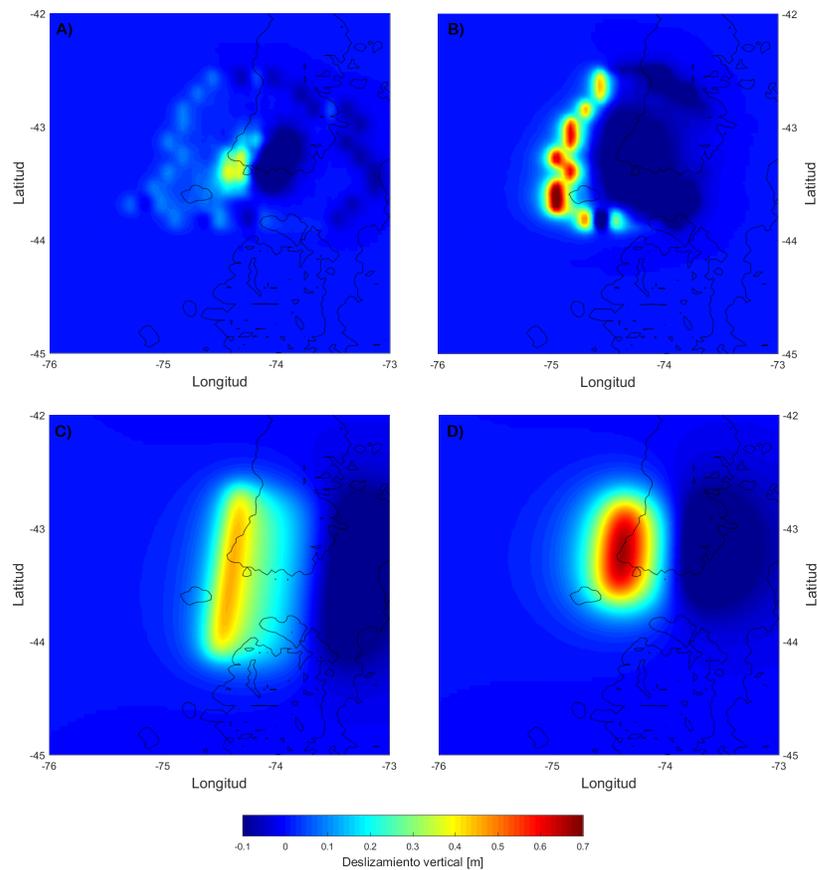


Figura 5.17: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño del evento de 2016 propuesto por Ruiz et al., 2017. En A), B), C) y D) se exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de información posterior al evento de 2016.

En la Figura 5.17 se observan las condiciones iniciales generadas a partir de los 4 modelos considerados. En A) para el modelo cosísmico (Ruiz et al., 2017) , heterogéneo en B), homogéneo a partir del acoplamiento en C) y homogéneo a partir de los parámetros obtenidos en globalCMT. La condición inicial B) es bastante llamativa puesto que se observa un parche de alto deslizamiento vertical al lado suroeste de la ruptura e inmediatamente al norte pequeños parches de deslizamiento que van decayendo en magnitud hacia el norte. Esta situación se explica por que todo el deslizamiento que considera este modelo se concentra en el lado suroeste, como fue expuesto en el párrafo anterior, lo cual genera deslizamientos verticales mayores debido a la poca distancia entre la interfaz y la superficie oceánica en esta zona.

Con respecto a la condición inicial en A) se observa un solo parche de deslizamiento vertical que concentra todo el deslizamiento producido por el modelo de falla cosísmica, mientras que en la condición inicial C) y D) se observan patrones similares de deformación vertical, con la salvedad de que en C) el deslizamiento se distribuye en una área mayor que en D), donde el deslizamiento vertical esta concentrado en un área mas pequeña.

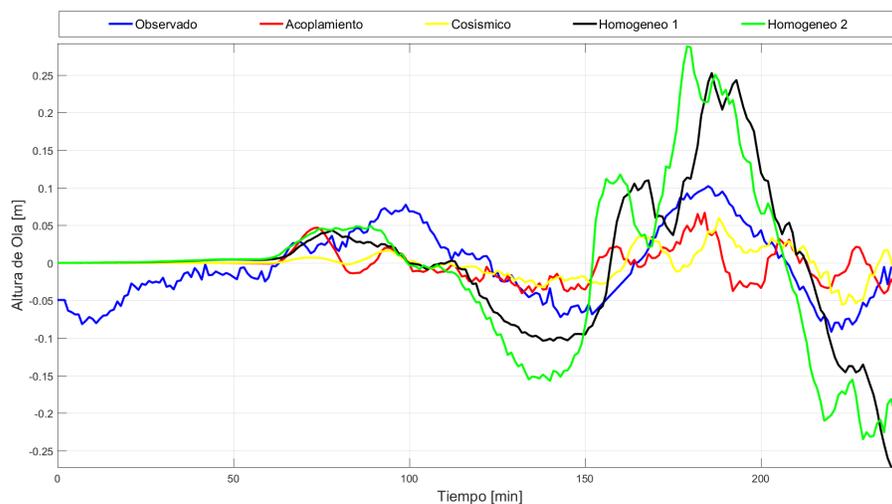


Figura 5.18: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2016 propuesta por Ruiz et al., 2017. La figura exhibe la comparación de los mareógrafos virtuales y observado en Ancud.

Con respecto a la Figura 5.18 se observan bastantes diferencias entre los mareógrafos virtuales contruidos a partir del modelo de acoplamiento y homogéneos y el observado en cuanto al tiempo de llegada a Ancud sugiriendo que la geometría de la fuente considerada para estos casos no es la mejor. Por otra parte, el mareografo virtual generado a partir del modelo cosísmico es el que mas se acerca al tiempo de llegada del tsunami, aunque subestimando su altura.

Modelo	Cosmismo	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
<i>Ancud</i>				
Coef. corr.	0.4232	-0.01	0.159	0.197
Max. coef. corr	0.5	0.324	0.51	0.56
Desfase (min)	8	40	30	30
NRMS sin desfase	0.393	0.419	0.343	0.334
NRMS con desfase	0.397	0.662	0.387	0.197
S_{pga}	0	6.53	2.6	4.88

Cuadro 5.6: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2016 considerada por Ruiz et al., 2017.

Finalmente el Cuadro 5.6 exhibe los parámetros estadísticos que comparan los mareógrafos virtuales generados a partir de los 4 modelos con la única observación disponible. Se observa un alto grado de disparidad en cuanto a la altura de la primera llegada por parte del modelo cosmismo y heterogéneo, lo cual se observa en los coeficientes S_{pga} cercanos a 0. Por el contrario, los modelos homogéneos presentan una mayor similitud en cuanto a la altura de la primera llegada, pero presentan un retraso de más de 10 minutos en el tiempo de llegada de ésta.

5.5. Valparaíso 2017

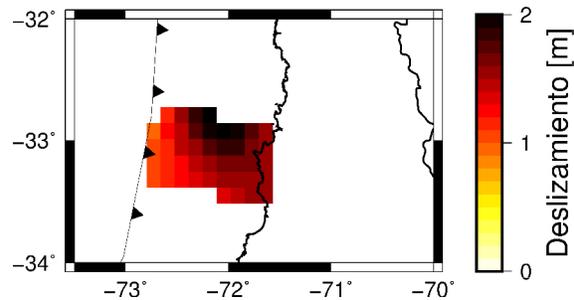


Figura 5.19: Modelo de fallas finitas creado a partir del modelo de acoplamiento y considerando el tamaño de la ruptura del terremoto de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017

En la Figura 5.19 se observa las fallas finitas consideradas para la fuente sísmica del evento ocurrido en Valparaíso el 2017. Notar que el tamaño de ruptura considerado para esta zona no corresponde a la provocada por el terremoto de 1985 ocurrido en el segmento caracterizado por este evento ni a ningún otro evento ocurrido en él históricamente debido a que no existía similitud alguna en la dimensión de la ruptura provocada por los últimos eventos registrados en dicho segmento. Por ello, se considero el tamaño de ruptura que tiene el modelo cosísmico. En la figura se observa un solo parche se alto deslizamiento que decae al sur de la ruptura, lo cual se condice con el estado de acoplamiento en el segmento Metropolitano.

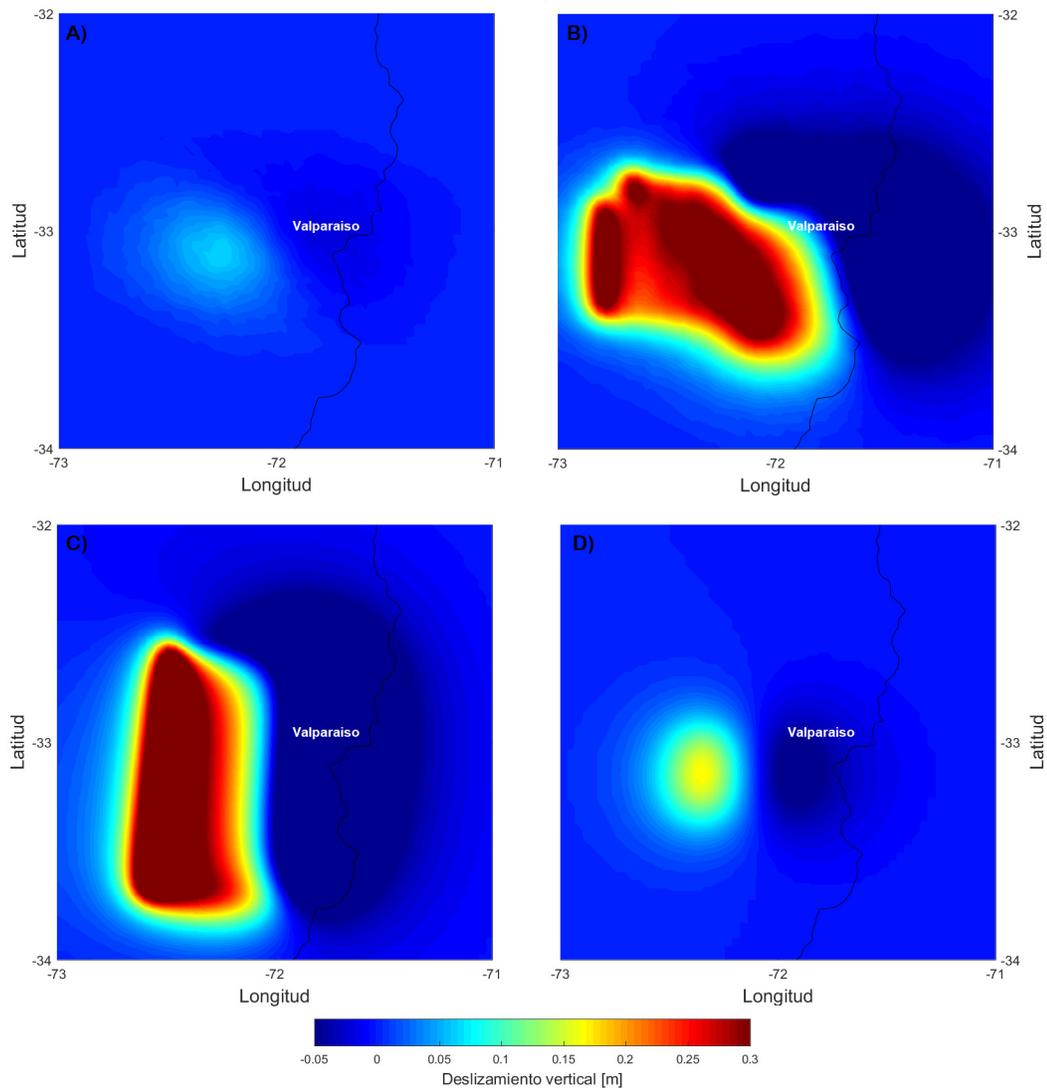


Figura 5.20: Condiciones iniciales para el tsunami considerando el tamaño del evento de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017. En A), B), C) y D) se exhiben las condiciones iniciales generadas a partir del modelo cosísmico, heterogéneo y homogéneo construidos a partir del acoplamiento y homogéneo construido a partir de información posterior al evento de 2017. Además se observan los puntos de medición mas cercanos a la fuente.

En la Figura 5.20 se observan las condiciones iniciales generadas a partir de los 4 modelos considerados. En A) para el modelo cosísmico (Ruiz et al., 2017), heterogéneo en B), homogéneo a partir del acoplamiento en C) y homogéneo a partir de los parámetros obtenidos en globalCMT. Las condiciones iniciales en general presentan diferencias abismales lo cual se explica simplemente por que las condiciones construidas a partir del acoplamiento exhibidas en B) y C) consideran que todo el deslizamiento acumulado desde el ultimo gran terremoto ocurrido en la zona el año 1985 se liberó, lo cual esta bastante alejado a la realidad. De acuerdo a lo último, esta aseveración puede confirmarse observando las condiciones en A) y D) construidas a partir de datos posteriores al sismo de 2017.

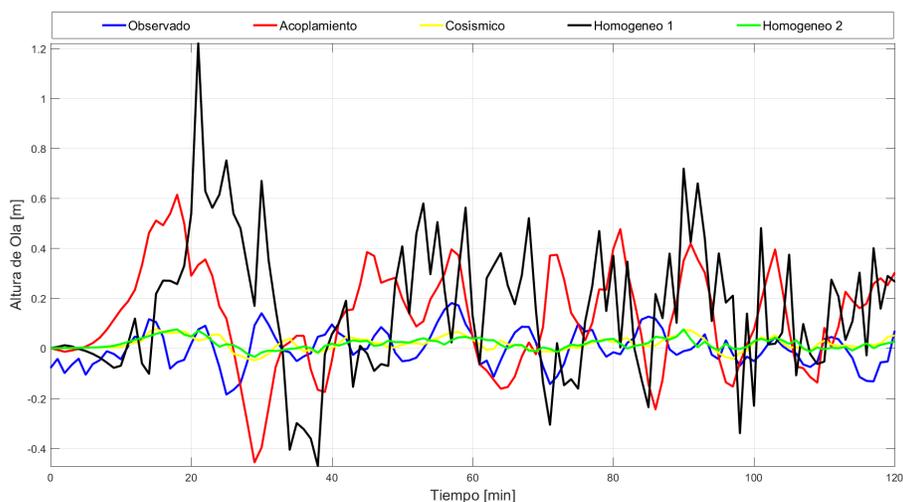


Figura 5.21: Comparación de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2017 propuesta por Ruiz et al., 2017. La figura exhibe la comparación de los mareógrafos virtuales y observado en Valparaíso.

Con respecto a la Figura 5.21 se refleja claramente en los mareógrafos construidos a partir del acoplamiento y datos posteriores al terremoto la diferencia en el tamaño de la fuente debido a que los mareógrafos asociados a ésta primera fuente sobrestiman la altura de la primera llegada, mientras que los mareógrafos construidos en base a información pos-sísmica presentan mayor similitud con lo observado.

Modelo	Cosmismo	Acoplamiento	Homogéneo 1	Homogéneo 2
Valparaíso				
Coef. corr.	0.539	0.502	0.045	0.462
Max. coef. corr	0.790	0.804	0.810	0.825
Desfase (min)	-6	-6	-8	-6
NRMS sin desfase	0.317	1.384	0.735	0.329
NRMS con desfase	0.275	1.408	0.576	0.279
S_{pga}	4.21	0	3.36	0

Cuadro 5.7: Parámetros estadísticos obtenidos a partir de los mareógrafos virtuales y observados considerando la dimensión del evento de 2017 considerada por Ruiz et al., 2017.

Finalmente si observamos el Cuadro 5.7 confirmaremos las diferencias en la altura de las primeras llegadas, donde los mareógrafos asociados al acoplamiento presentan un S_{pga} igual a 0. Aun así, los 4 modelos muestran un mejor ajuste a la llegada de la primera ola si lo comparamos con las diferencias abismales en la altura de ésta primera ola.

Capítulo 6

Discusión

A partir de los resultados obtenidos y la información recabada para cada zona de estudio se pudieron obtener varias observaciones que abarcan distintas aristas tanto en la construcción de la fuente como en la propagación del tsunami por las costas de las zonas de estudio.

6.1. Fuente sísmica

Con respecto a la construcción de la fuente, uno de los puntos mas importantes era la elección del tamaño de ruptura, el cual se hizo en base al último evento ocurrido o un evento extremo posible en cada zona de estudio de acuerdo al procedimiento seguido por el SHOA (<http://www.shoa.cl/php/citsu.php>). En el caso del segmento Maule, existió una disyuntiva entre utilizar el tamaño de ruptura del evento de 1835, el cual es utilizado para la construcción de cartas de inundación en este segmento previo al terremoto del 2010 por parte del SHOA, y el evento de 1751 que presenta una mayor correspondencia en cuanto a la dimensión de la ruptura provocada por el terremoto del Maule en 2010 (Ruiz et al., 2018), además de la que se observa entre el estado de acoplamiento previo al 2010 y el deslizamiento cosísmico observado para este terremoto (Moreno et al., 2010).

A su vez, en el caso del segmento caracterizado por el megaterremoto de 1877, en el norte de nuestro país, éste rompió solo en su parte norte, por lo que una fracción de la tensión acumulada desde 1877 fue liberada. De acuerdo a Geersen et al. 2015 la subducción de un ridge frente a las costas de Iquique pudo haber controlado el proceso de ruptura llevado a cabo en 2014. Por otra parte, en la Figura 3.13 se pueden identificar dos áreas de alto grado de acoplamiento y una zona de menor acoplamiento entre ellas que probablemente esté asociada a la subducción de esta estructura batimétrica, por lo que a partir de esta información se podía inferir que dentro de las posibilidades estaba la ruptura de cada subsegmento por separado.

Con respecto al segmento Illapel, si nos basamos en la sismicidad histórica de la zona, ésta parece estar bien limitada por los últimos dos eventos ocurridos allí en 1880 y 1943 (Ruiz et al, 2017; Tillman et al., 2016). Si observamos la Figura 3.15 veremos que la dimensión de las rupturas provocadas por estos terremotos parecieran estar fuertemente controladas por la presencia de la Península de Tongoy y el ridge de Juan Fernández, aunque la sombra del gran terremoto de 1730 que abarcó una vasta región entre Constitución y La Serena (Ruiz et al., 2017) siempre está latente.

Por otra parte, el segmento caracterizado por el terremoto de 1985 en Valparaíso, pareciera estar bien limitado por el ridge de Juan Fernandez y la Península de San Antonio, puesto que los eventos ocurridos allí se desarrollan en esta área y en donde el sismo ocurrido en 2017 evidentemente no corresponde a ningún ciclo conocido de este segmento. Desde otro punto de vista, las rupturas provocada por los terremotos los años 1822, 1906 y 1985 están acotadas a la zona mas profunda de la interfaz, por lo que se infiere que la parte mas somera no ha liberado la tensión acumulada en mucho tiempo, haciendo de este segmento una zona donde un evento tsunamigénico podría ocurrir en un futuro cercano (Ruiz et al., 2017, Moreno Marcos, comunicación personal, 28 de Diciembre de 2018).

Finalmente con respecto al segmento caracterizado por el terremoto de 1960, el evento ocurrido en Melinka el 2016 no corresponde a ningún ciclo de este segmento de acuerdo a la sismicidad histórica conocida allí (Figura 3.18) y probablemente se deba al aparente termino de la etapa post-sísmica producto del terremoto de 1960 a causa de una fase superintersísmica iniciada tras el terremoto de 2010 (Melnick et al., 2017). Por otra parte, lo que se puede esperar para este segmento es un incremento de la actividad sísmica de acuerdo a lo anterior iniciada por el evento en Melinka (Ruiz et al., 2017).

En las Figura 6.1 y 6.2 se exhibe el modelo de acoplamiento para los segmentos de la zona norte y centro además de sus respectivos modelos cosísmicos. Para los casos de Maule e Illapel se observa una gran correspondencia entre las zonas de alto acoplamiento y deslizamiento según los modelos cosísmicos respectivos.

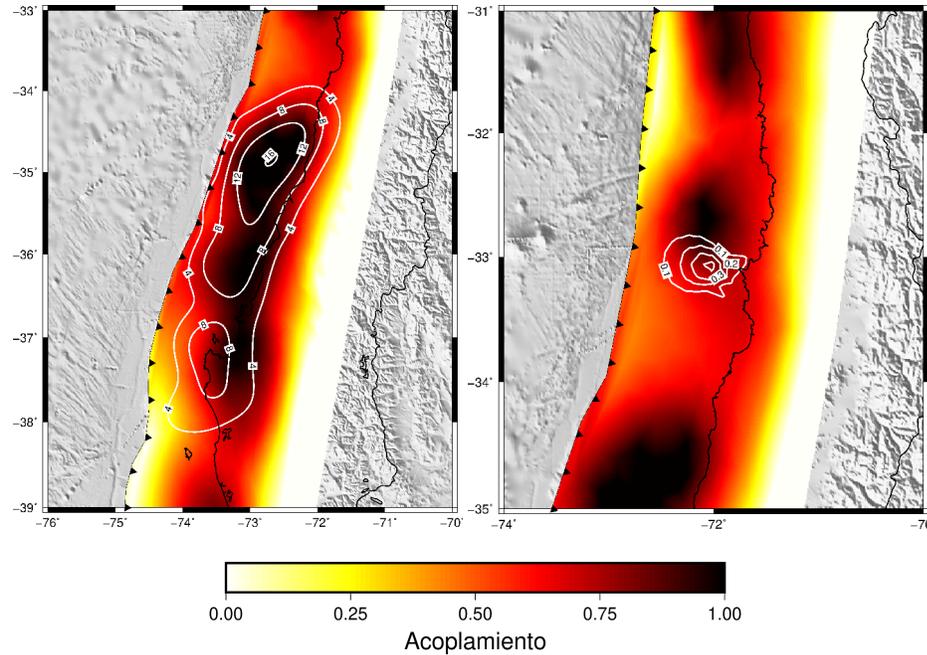


Figura 6.1: Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para los segmentos del centro. En la figura de la izquierda se compara el modelo cosísmico propuesto por Moreno et al., 2010 con el estado de acoplamiento del segmento Maule. Por su parte, en la figura de la derecha se compara el deslizamiento cosísmico propuesto por Ruiz et al., 2017 con el estado de acoplamiento en el segmento caracterizado por el terremoto de 1985.

Por su parte en el caso de Pisagua se observa la misma correspondencia al norte del segmento Norte Grande. Desde otra perspectiva, si observamos con mayor detención, veremos que además de la correspondencia que existe entre las zonas de mayor acoplamiento y deslizamiento en los segmentos en estudio, se ve que la dimensión de las rupturas está limitada por zonas de bajo acoplamiento, las cuales son asociadas a irregularidades batimétricas o características especiales de la costa como penínsulas y zonas de fractura respectivamente como se comentó anteriormente (Metois et al., 2012).

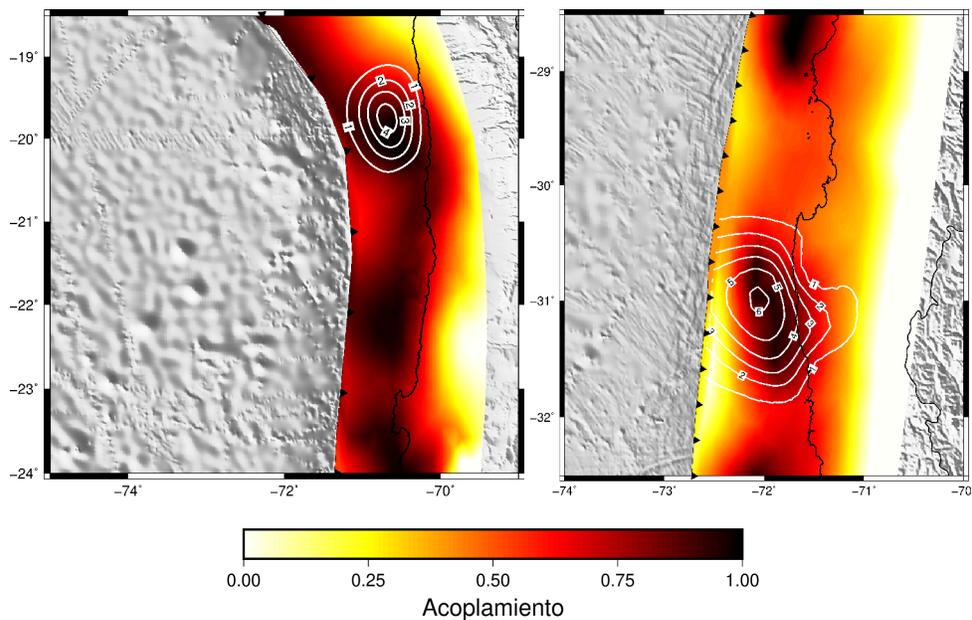


Figura 6.2: Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para los segmentos del norte. En el caso de la figura a la izquierda, se compara el modelo cosísmico propuesto por Schurr et al., 2014 con el estado de acoplamiento del segmento Norte Grande, mientras que la figura a la derecha compara el modelo cosísmico propuesto por Tillman et al., 2016 con el segmento caracterizado por el terremoto de 1943.

Finalmente en la Figura 6.3 se exhibe la comparación del estado de acoplamiento del segmento caracterizado por el terremoto de 1960 con deslizamiento cosísmico registrado por este evento y el de 2016. Si analizamos esta figura vemos dos parches de alto coeficiente de acoplamiento en el norte y sur de este segmento separado por una extensa área de acoplamiento intermedio denotando que éste segmento aun no se recupera de la gran ruptura provocada por el terremoto de 1960. Por otra parte, debido a la ocurrencia del terremoto del Maule en 2010 se observó un aparente término de la etapa post-sísmica iniciada tras el evento de 1960 por lo que el terremoto de 2016 se postula como el inicio de una etapa de mayor actividad sísmica en la zona (Ruiz et al., 2017).

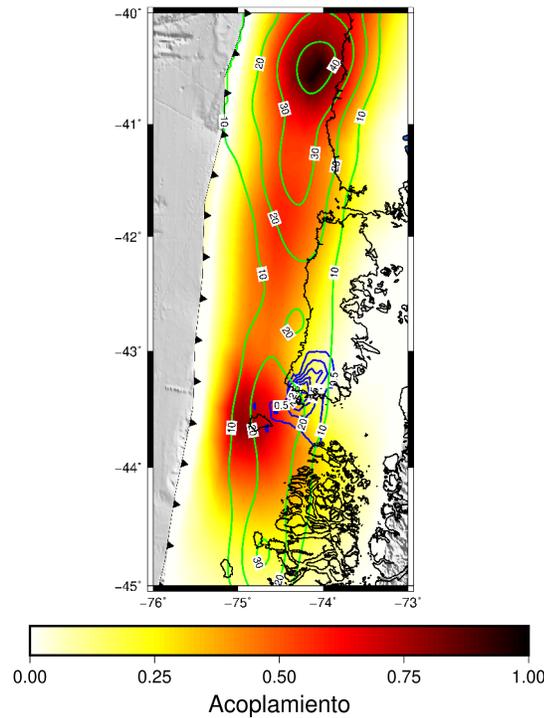


Figura 6.3: Comparación entre el estado de acoplamiento y deslizamiento cosísmico para el segmento del sur. En la figura se compara el modelo cosísmico propuesto por Ruiz et al., 2017 con el estado de acoplamiento al sur de este segmento (en azul). Además se encontró adecuado añadir a la figura el modelo cosísmico propuesto por Moreno et al., 2009 para el megaterremoto de 1960 (en verde) el cual caracteriza este segmento.

Por otra parte, si analizamos los ciclos y superciclos que caracterizan cada segmento en estudio, veremos que en algunos casos si consideramos la sismicidad histórica conocida, éstos se encuentran bien definidos. En el caso del segmento Maule, éste se encuentra bien definido por ciclos mas pequeños caracterizados por el terremoto de 1835 frente a Concepción y el terremoto de 1928 en Talca, así como también por un superciclo caracterizado por el megaterremoto de 1751 similar al de 2010. Por su parte, en el caso del segmento Illapel éste se encuentra caracterizado por ciclos mas pequeños frente a la costa de Illapel de acuerdo a los terremotos ocurrido los años 1880 y 1943, mientras que el segmento caracterizado por el terremoto de 1985 se registran ciclos pequeños determinados por éste terremoto, el de 1906 y 1880. Además estos dos segmentos están definidos por un superciclo caracterizado por el megaterremoto de 1730.

En el caso del segmento caracterizado por el terremoto de 1877, en el norte de nuestro país, el tamaño de ruptura correspondiente al evento de 2014 no era un escenario esperado por los geocientíficos puesto que no existen estos ciclos pequeños en la zona como si ocurre en otras como fue descrito. Por el contrario, de acuerdo a la sismicidad histórica conocida en la zona, este segmento estaba caracterizado por un superciclo según el tamaño de ruptura del evento de 1877. De acuerdo a esto, para un mejor entendimiento del proceso de carga y descarga de la tensión acumulada en la interfaz en un determinado segmento es sumamente importante tener una detallada información de la sismicidad histórica lo mas antigua dentro de lo posible (Goldfinger et al., 2013).

Por otra parte, si analizamos la concordancia entre el estado de acoplamiento y distribución de deslizamiento en otras zonas de subducción, encontramos dos casos recientes.. En la zona de subducción de Sumatra tras el megaterremoto de 2004 ocurrió inmediatamente al sur un evento de magnitud $M_w = 8,5$. Si observamos la Figura 6.4 izquierda, vemos que tanto la dimensión de la ruptura como la correspondencia entre máximos de deslizamiento y coeficiente de acoplamiento correlaciona bastante bien. Por otra parte, se observa también que la presencia de la zona de fracturas Investigator probablemente limita la dimensión de la ruptura de éste terremoto (Chlieh et al., 2008).

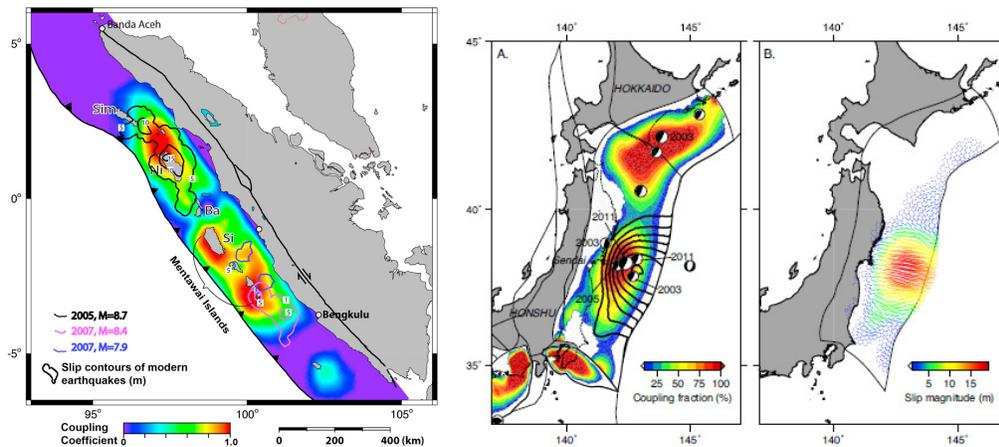


Figura 6.4: Correlación entre acoplamiento y distribución de deslizamiento en otras zonas de subducción. En la figura de la izquierda se exhibe el estado de acoplamiento en la zona de subducción de Sumatra y la distribución de deslizamiento para los terremotos de 2005 (contorno negro) y 2007 (contorno fucsia ($M_w = 8,7$) y contorno azul ($M_w = 7,9$)). Figura extraída de Chlieh et al., 2008. En la figura de la derecha se observa el estado de acoplamiento para la zona de subducción en Japon y la distribución de deslizamiento para el terremoto de 2011 (contorno negro). Figura modificada de Loveless et al., 2011

Otro caso ocurrido reciente es el sucedido en Japón con el terremoto de Tohoku-Oki en 2011. En la Figura 6.4 medio y derecha se exhibe tanto el estado de acoplamiento en la zona del terremoto como el deslizamiento cosísmico observado respectivamente. Si bien la dimensión del terremoto abarca una vasta región de Japón, se observa que la zona de mayor desplazamiento registrado producto de la ruptura del terremoto coincide con un parche de alto acoplamiento frente a las costas de Sendai.

6.1.1. Tsunami

Para la generación del tsunami son sumamente importante los parámetros de la fuente como la profundidad y la distribución del deslizamiento debido a que éstos factores están directamente relacionado con el desplazamiento vertical que se produzca en la superficie del mar. Luego, una vez que la columna de agua se propaga por el océano y el tsunami interacciona con la costa la batimetría y la configuración de la costa son un factor muy importante para determinar de buena manera la dimensión del tsunami que llega allí. Por ello, a continuación se abarcaran estos dos puntos.

Para la generación del tsunami se utilizaron distintos modelos, tanto homogéneos como heterogéneos. En el caso de los primeros, se reconoce que al momento de modelar su llegada a la costa éstos sobrestiman la altura y tiempo de arribo de las olas en los bordes de la ruptura (Calisto et al., 2016). De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, este efecto se observa claramente en el caso de Pisagua e Illapel. En el primer caso, en los sitios de medición inmediatamente frente a los bordes de la ruptura (Arica e Iquique) se observó una sobrestimación y subestimación de la altura y tiempo de arribo de la primera llegada por parte del modelo homogéneo 2, el cual fue construido a partir de información tras el terremoto. Con respecto a Illapel éste fenómeno se observa solo en el mareógrafo virtual ubicado en Coquimbo y construido a partir del modelo homogéneo 1, mientras que en el caso del modelo homogéneo 2 éste exhibe un buen ajuste tanto en la altura y tiempo de arribo de la primera ola debido a que, a diferencia del modelo homogéneo 1, la dimensión de la ruptura generada a partir de la magnitud del último evento cubre una pequeña área al sur de la Bahía de Coquimbo. En el caso del segmento del Maule, éste efecto no se observa para ninguno de los dos casos considerados, puesto que los bordes de los respectivos modelos homogéneos se ubican frente a sitios donde no se cuenta con los datos de los mareógrafos observados

Por otra parte, una de las deficiencias que presenta la construcción de la fuente a partir del modelo de

acoplamiento es la incerteza que éste presenta hacia la fosa producto de que los datos necesarios para la inversión del modelo son tomados en la costa. Por ello, mientras mas lejos estemos de allí, menor será la resolución del modelo. Además a medida que nos acercamos a la fosa, la profundidad desde la superficie de la corteza oceánica a la interfaz va disminuyendo y una sobrestimación del deslizamiento a poca profundidad implica una condición inicial mayor, pudiendo generar una sobrestimación en la altura de la primera llegada y una subestimación del tiempo de arribo de ella (Calisto et al., 2015).

Finalmente, con respecto a la interacción del tsunami en la costa, se reconoce que es de suma importancia la resolución de las grillas de batimetría con las que se cuenta (Calisto et al., 2015). De acuerdo a nuestros resultados, el sitio de medición donde se observó una mayor discordancia entre los mareógrafos modelados y observados en cuando a la altura y tiempo de arribo de la primera ola es Corral.

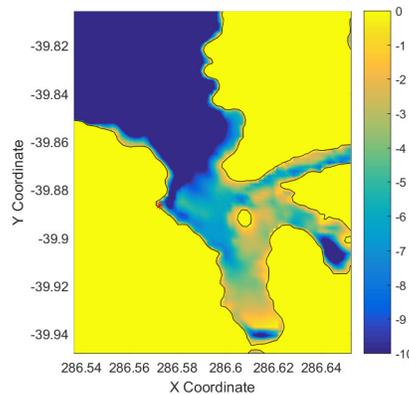


Figura 6.5: Batimetría de Corral. El asterisco rojo indica la posición del mareógrafo virtual en cada caso.

En la Figura 6.3 se observa la batimetría y configuración de la costa de Corral en donde se ve que la ubicación del mareógrafo en la costa está cerrado hacia el océano por lo que se encuentra propenso a fenómenos de resonancia en la bahía ensuciando la señal del tsunami producto de la fuente.

Capítulo 7

Conclusiones

El objetivo general de esta investigación era analizar que tan buena puede ser la estimación de la amenaza de tsunami a partir de una fuente heterogénea construida en base a un modelo de acoplamiento.

Para éste objetivo, se utilizaron 5 casos de estudio, de los cuales se pueden sacar varias conclusiones. En el caso del segmento Maule, éste rompió completamente con el terremoto de 2010 y además se demostró que la distribución del deslizamiento correlaciona bastante bien con el modelo de acoplamiento en éste segmento (Moreno et al., 2010). Por otra parte, en el caso de Illapel, también existe una correlación entre la distribución del modelo cosísmico con el acoplamiento (Tillman et al., 2016) demostrando que es posible generar fuentes heterogéneas más realistas en pos del estudio de la amenaza de tsunami en las costas. En cambio, en el caso de Pisagua y Valparaíso, si bien la distribución del deslizamiento correlaciona con las zonas de mayor acoplamiento según el modelo, la tensión liberada producto de estos terremotos difiere bastante de acuerdo a lo acumulado durante el periodo intersísmico de los respectivos segmentos. Por ello, si bien a partir de un modelo de acoplamiento es posible inferir las zonas que tendrán mayor deslizamiento en un segmento de acuerdo al grado de acoplamiento de las asperezas, los ciclos y superciclos que se llevan a cabo en los segmentos, así como también el proceso de carga y descarga de la tensión acumulada en ellos aun no se comprende muy bien.

Además, abordando el tema desde otro punto de vista, se identifican grandes deslizamientos cercano a la fosa, lo cual es más evidente debido a la dimensión de la fuente si se considera la ruptura completa de los segmentos en el caso del segmento Maule y Norte Grande. Este hecho está directamente relacionado con la

incerteza que existe en cuanto al modelo de acoplamiento mientras mas nos acercamos a la fosa, puesto que éste se calcula a partir de instrumentación geodésica instalada en la costa y por ejemplo un coeficiente de acoplamiento muy alto hacia la fosa puede provocar éstos grandes deslizamientos. Por otra parte, se reconoce que grandes deslizamientos a poca profundidad generan condiciones iniciales mas grandes, lo cual puede generar una sobrestimación y subestimación de la altura y tiempo de arribo del tsunami en la costa (Calisto et al., 2016).

Por ello, a partir de lo expuesto anteriormente, se concluye que la estimación de tsunami a partir de un modelo de acoplamiento es mas realista que el modelo homogéneo y tiene la ventaja de poder irse revaluando a partir de la evolución de estos modelos en el tiempo, pero que por las limitaciones mencionadas anteriormente, probablemente el modelo homogéneo aun sea una opción valida en la estimación de amenaza de tsunami y en la planificación territorial, aunque a medida que se vayan reparando los errores, la estimación de la amenaza a partir de los modelos de acoplamiento tiene un enorme.

Bibliografía

- [1] ÁLVAREZ, O., PESCE, A., GIMENEZ, M., FOLGUERA, A., SOLER, S., CHEN, W., (2017), *Analysis of the Illapel Mw=8.3 thrust earthquake rupture zone using GOCE-derived gradients*, Pure Appl. Geophys. 174 (1), 47–75.
- [2] ANDERSON, D. L. (1975), *Accelerated plate tectonic.*, Science, 187(4181), 1077–1079.
- [3] ANDERSON, J. (2004), *Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms.*, In: 13WCEE conference, paper no. 243
- [4] BECK, S., BARRIENTES, S., KAUSEL, E., REYES, M., (1998). , *Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone*, J. S. Am. Earth Sci. 11, 115-129
- [5] BÉJAR-PIZARRO, M., CARRIZO, D., SOCQUET, A., ARMIJO R., ET AL., (2009). , *Asperities, barriers and transition zone in the North Chile seismic gap: State of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla*, In press.
- [6] BEVIS, M., KENDRICK, E., SMALLEY JR, R., BROOKS, B., ALLMENDINGER, R., ISACKS, B. (2001), *On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field*, Geochimistry Geophysics, Geosystems volume 2.
- [7] BEVIS, M., KENDRICK, E., SMALLEY JR, R., CSER, A. (2003), *Geodetic measurement of the local elastic response to the changing mass of water in Lago Laja, Chile*, Elsevier Physics of the Earth and Planetary Interiors 141 (2004) 71–78.
- [8] BROOKS, B.A. ET AL., (2011), *Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc*, Nat. Geosci., 4(6), 380–383.

- [9] CALISTO, I., ORTEGA, M., MILLER, M., (2015), *Observed and modeled tsunami signals compared by using different rupture models of the April 1, 2014, Iquique earthquake*, Nat Hazards (2015) 79:397–408.
- [10] CALISTO, I., CONSTANZO, I., MILLER, M., (2015), *Comparison Between Tsunami Signals Generated by Different Source Models and the Observed Data of the Illapel 2015 Earthquake*, Pure Appl. Geophys. 173 (2016), 1051–1061.
- [11] CHLIEH, M., J. P. AVOUAC, K. SIEH, D. H. NATAWIDJAJA, J. GALETZKA, (2008), *Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements*, J. Geophys. Res., 113, B05305, doi:10.1029/2007JB004981.
- [12] MOHAMED CHLIEH, HUGO PERFETTINI, HERNANDO TAVERA, JEAN-PHILIPPE AVOUAC, DOMINIQUE REMY, ET AL. (2011), *Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone*, Journal of Geophysical Research : Solid Earth, American Geophysical Union, 2011.
- [13] CISTERNAS, M., ATWATER, B.F., TORREJÓN, F., SAWAI, Y., (2005), *Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake.*, Nature 437 (7057), 404.
- [14] CISTERNAS, M., TORREJÓN, F., GORIGOITÍA, N., (2012), *Amending and complicating Chile's seismic catalog with the Santiago earthquake of 7 August 1580.*, J. S. Am. Earth Sci. 33 (1), 102–109.
- [15] COMTE D., PARDO, M., (1991), *Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps.*, Natural Hazards March 1991, Volume 4, Issue 1, pp 23–44
- [16] DEMETS, C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS, AND S. STEIN (1994), *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions*, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194.
- [17] DZIEWONSKI A.M., CHOU T.A., WOODHOUSE J.H., (1981), *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*, J Geophys Res 86:2825–2852.
- [18] EKSTROM G., NETTLES M., DZIEWONSKI A.M., (2012) , *The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes.*, Phys Earth Planet Inter 200–201:1–9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002

- [19] EZE, C., UKO, D., GOBO, A., SIGALO, F. Y ISRAEL-COOKEY, C., (2009), *Mathematical evaluation of tsunami propagation.*, Research Journal of Applied Sciences, Vol. 4, Issue 6, 2009, p. 213-216.
- [20] GEERSEN, J., RANERO, C.R., BARCKHAUSEN, U., REICHERT, C., (2015), *Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area*, Nat. Commun. 6.
- [21] GOLDFINGER, C., IKEDA, Y., YEATS, R.S., REN, J., (2013)., *Superquakes and supercycles*, Seismol. Res. Lett. 84 (1), 24–32.
- [22] HANKS, T. C. AND KANAMORI, H. (1979), *A Moment Magnitude Scale.*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B1).
- [23] HAYES, G. P., WALD, D. J., JOHNSON, R. L. (2012), *Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries*, J. of Geophysical Research, Vol. 84, No.B5, 2348-2350.
- [24] R. D. HYNDMAN, K. WANG (1995), *The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime*, JGR Solid Earth, <https://doi.org/10.1029/95JB01970>
- [25] HYNDMAN, R. D., M. YAMANO, AND D. A. OLESKEVICH (1997), *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, Island Arc, 6, 244– 260, 1997.
- [26] HYNDMAN, ROB J.,KOEHLER, ANNE B. (2006)., *Another look at measures of forecast accuracy*. International Journal of Forecasting.
- [27] YAN Y. KAGAN DAVID D. JACKSON (1991)., *Long-term earthquake clustering* . International Journal of Forecasting.,Geophysical Journal International, Volume 104, Issue 1, 1 January 1991, Pages 117–133
- [28] KANAMORI, HIROO AND BRODSKY, EMILY E. (2004), *The physics of earthquakes* . Reports on Progress in Physics, 67 (8). pp. 1429-1496. ISSN 0034-4885.
- [29] KAUSEL, E. Y RAMÍREZ, D., (1992) , *Relaciones entre parámetros focales y macrosísmicos de grandes terremotos chilenos* Revista Geofísica, 1992, vol. 37, p. 36-194.
- [30] KHAZARADZE, G., AND J. KLOTZ (2003). , *Short and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the South-Central Andes.*. Journal of Geophysical Research, 108(B6), 2289-2306, doi: 2210.1029/2002JB001879.
- [31] KIOUS, W. AND TILLING, R.I. (1996)., *This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics.* . Diane Publishing, USA.

- [32] KLOTZ, J., KHAZARADZE, G., ANGERMANN, D., REIGBER, C., PERDOMO, R., CIFUENTES, O. (2001) , *Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes.* Earth Planet. Sci. Lett. 193, 437–446.
- [33] LANGE, D., RIETBROCK, A., HABERLAND., C, BATAILLE, K., TILLMAN, F., DAHM, T. (2007), *Seismicity and geometry of the South Chilean subduction zone (41.5°S–43,5°S) : Implications for controlling parameters*, *Geophysical Research Letters* 34(L06311).
- [34] LEVIN, B.W, NOSOV, M.A.,(2016), *Physics of Tsunamis*, Springer, Hardcover ISBN:978-3-319-24037-4.
- [35] LOMNITZ, C. (2004). , *Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960.*, *Seismological Research Letters*, 75(3), 368-378.
- [36] LOVELESS, J., MEADE, B., (2011) , *Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-Oki earthquake*, *Geophysical Research Letters* 38(17) DOI: 10.1029/2011GL048561.
- [37] MACHADO, M., (1910), *El terremoto de Illapel, 15 de agosto de 1880*, *Science* 328 (5975), 181–182.
- [38] MADARIAGA, R., MÉTOIS, M., VIGNY, C., CAMPOS, J., (2010), *Central Chile finally breaks.*, *Boletín del Museo Nacional de Chile*, pp. 164.
- [39] 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.*, *J Hydraul Coast Environ Eng JSCE* 663(II-53):69–78.
- [40] MCCAFFREY, R., (2002)., *Crustal block rotations and plate coupling*, *Plate Boundary Zones.*, *Geodyn. Ser.*, 30, doi:10.1029/GD030p0101.
- [41] MELNICK, D., BOOKHAGEN, B., STRECKER, M., ECHTLER, H. (2009), *Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile, (2009)*, *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 114(B01407).
- [42] MELNICK, D., MORENO, M., QUINTEROS, J., BAEZ, J.C., DENG, Z., LI, S., ONCKEN, O., (2017), *The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile*, *Geophys. Res. Lett.* 44 (2), 784–791.

- [43] M. MÉTOIS, ANNE SOCQUET, C. VIGNY (2012)., *Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the Central Chile subduction zone.*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, American Geophysical Union, 2012.
- [44] METOIS, M., SOCQUET, A., VIGNY, C., CARRIZO, D., PEYRAT, S., DELORM, A., MAUREIRA, E., VALDERAS-BERMEJO, M.-C., ORTEGA, I., (2013), *Revisiting the north Chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling*, Geophysical Journal International, 194(3):1283–1294.
- [45] MÉTOIS, M., C. VIGNY, AND A. SOCQUET (2016)., *Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone.*, Pure Appl. Geophys. 117, no. B3, doi:10.1007/s00024-016-1280-5.
- [46] MOGI, K. (1968), *Sequential occurrences of recent great earthquakes.*, J. Phys. Earth, 16(1), 30–36.
- [47] M. MORENO, S. LI, D. MELNICK, J. R. BEDFORD, J. C. BAEZ, M. MOTAGH, S. METZGER, S. VAJEDIAN, C. SIPPL, B.D. GUTKNECHT, E. CONTRERAS-REYES, Z. DENG, A. TASSARA, O. ONCKEN, (2018) , *Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth*, Nature Geoscience volume 11, pages 285–290 (2018)
- [48] MORENO, M., M. ROSENAU, AND O. ONCKEN (2010), *2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone*, Nature, 467(7312), 198–202.
- [49] MORENO, M., BOLTE, J., KLOTZ, J., MELNICK, D., (2009), *Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: application to the 1960 Chile earthquake*, Geophys. Res. Lett. 36, L16310.
- [50] PAPAACHOS B.C., SCORDILIS E., PANAGIOTOPOULOS D., PAPAACHOS C., KARAKAISIS G. (2004), *Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes.*, Bull Geol Soc Greece 36:1482–1489
- [51] PEYRAT, S., CAMPOS, J., DE CHABALIER, J.B., PEREZ, A., BONVALOT, S., BOUIN, M.P., LEGRAND, D., NERCESSIAN, A., CHARADE, O., PATAU, G., CLÉVÉDÉ, E., (2006), *Tarapacá intermediate depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): a slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations*, Geophys. Res. Lett. 33 (22).

- [52] POLI, P., MAKSYMOWICZ, A., RUIZ, S., (2017), *The Mw8.3 Illapel earthquake (Chile): preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures*, *Geology*. <http://dx.doi.org/10.1130/G38522.1>.
- [53] RUEGG, J.C., RUDLOFF, A., VIGNY, C., MADARIAGA, R., DE CHABALIER, J.B., CAMPOS, J., KAUSEL, E., BARRIENTOS, S., DIMITROV, D., 2009., *Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile.*, *Phys. Earth Planet. Inter.* 175 (1), 78–85.
- [54] RUIZ, S., METOIS, M., FUENZALIDA, A., RUIZ, J., LEYTON, F., GRANDIN, R., VIGNY, C., MADARIAGA, R., CAMPOS, J., (2014), *Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake.* , *Science*. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1256074>.
- [55] RUIZ, S., MADARIAGA, R. (2018), *Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile.* Elsevier *Tectonophysics*, Volume 733, p. 37-56., [10.1016/j.tecto.2018.01.015](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015)
- [56] RUIZ, S., MORENO, M., MELNICK, D., DEL CAMPO, F., POLI, P., BAEZ, J.C., LEYTON, F., MADARIAGA, R., 2017A, *Reawakening of large earthquakes in South-Central Chile: the 2016 Mw 7.6 Chiloé event.*, *Geophys. Res. Lett.*
- [57] RUIZ, S., ADEN-ANTONIOW, F., BAEZ, J.C., OTAROLA, C., POTIN, B., DEL CAMPO, F., POLI, P., FLORES, C., SATRIANO, C., LEYTON, F., MADARIAGA, R., BERNARD, P., 2017B., *Nucleation phase and dynamic inversion of the Mw 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in Central Chile.*, *Geophys. Res. Lett.*
- [58] SATAKE, K. (2002), *Making Waves on Rocky Ground.* *Nature* Vol 415, 24 January 2002 pp369.
- [59] SATAKE, K., AND B. F. ATWATER (2007), *Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones.* *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35, 349–374.
- [60] SAVAGE, J. C (1983), *A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone* *journal of geophysical research*, vol 88, No. b6, pages 4984-4996.
- [61] SCHURR, B., ASCH, G., HAINZL, S., BEDFORD, J., HOECHNER, A., PALO, M., WANG, R., MORENO, M., BARTSCH, M., ZHANG, Y., ONCKEN, O., (2014), *Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake*, *Nature* 512 (7514), 299.

- [62] SIEH, K., (1996)., *The repetition of large earthquake ruptures*. Proc. Natl Acad. Sci. USA, 93, 3764–3771.
- [63] K. SIEH, D.H. NATAWIDJAJA, A.J. MELTZNER, C.-C. SHEN, H. CHENG, K.-S. LI, B.W. SUWARGADI, J. GALETZKA, B. PHILIBOSIAN, R.L. EDWARDS, (2008), *Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra* Science, 322 (2008), pp. 1674-1678
- [64] TILMANN, F., ZHANG, Y., MORENO, M., SAUL, J., ECKELMANN, F., PALO, M., DENG, Z., BABEYKO, A., CHEN, K., BAEZ, J.C., SCHURR, B. (2016), *The 2015 Illapel earthquake, central Chile: a type case for a characteristic earthquake?.*, Geophys. Res. Lett. 43 (2), 574–583.
- [65] UDÍAS, A., MADARIAGA, R., BUFORN, E., MUÑOZ, D., ROS, M., (2012)., *The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents*, Bull. Seismol. Soc. Am. 102, 1639–1653.
- [66] VIGNY, C., RUDLOFF, A., RUEGG, J.C., MADARIAGA, R., CAMPOS, J., ALVAREZ, M., (2009), *Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile.*, Phys. Earth Planet. Inter. 175 (1), 86–95.
- [67] WANG, K., HU, Y., BEVIS, M., KENDRICK, E., SMALLEY JR., R., BARRIGA-VARGAS, R., LAURÍA, E., (2007)., *Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake: detangling earthquake- cycle deformation and forearc-sliver translation.*, Geochem. Geophys. Geosyst. 8, Q10010.
- [68] WESSEL, P., SMITH, W., SCHAROO, R., LUIS, J., WOBEE, F. (2013) , *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*, In Earthquake engineering. Prentice-Hall.
- [69] WIEGEL, R.L (1970), *Earthquake engineering. advancing earth and space science*, <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>.

Capítulo 8

Anexos

8.1. Parámetros de la fuente homogénea

8.1.1. Maule

1835

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	22.84	22.84
Largo (km)	208	279
Ancho (km)	104	96
Deslizamiento promedio (m)	7.84	6.88
Rumbo	15	15
Manteo	15	15
Angulo de deslizamiento	116	116

Cuadro 8.1: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1835. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de la magnitud histórica considerada

1751

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	32	32
Largo (km)	374	424
Ancho (km)	187	121
Deslizamiento promedio (m)	7.06	11.20
Rumbo	18	15
Manteo	20	15
Angulo de deslizamiento	119	116

Cuadro 8.2: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1751. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de la magnitud histórica considerada

8.1.2. Pisagua

2014

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	24	21
Largo (km)	193	184
Ancho (km)	96	76
Deslizamiento promedio (m)	8.49	4.5
Rumbo	-12	355
Manteo	15	15
Angulo de deslizamiento	89	106

Cuadro 8.3: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1835. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 al considerado por Calisto et al. 2015

8.1.3. Gap

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	26	26
Largo (km)	412	393
Ancho (km)	206	116
Deslizamiento promedio (m)	6.6	10.25
Rumbo	-6	355
Manteo	15	15
Angulo de deslizamiento	95	106

Cuadro 8.4: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1877. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de la magnitud histórica considerada

8.1.4. Illapel

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	18	18
Largo (km)	223	142
Ancho (km)	111	65
Deslizamiento promedio (m)	3	3.1
Rumbo	360	360
Manteo	15	15
Angulo de deslizamiento	102	102

Cuadro 8.5: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 1943. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de la magnitud histórica considerada

8.1.5. Melinka

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	26	32
Largo (km)	167	98
Ancho (km)	83	53
Deslizamiento promedio (m)	1.1	2.02
Rumbo	5	4
Manteo	16	19
Angulo de deslizamiento	123	96

Cuadro 8.6: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 2016. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de los parametros obtenidos de www.globalcmt.org

8.1.6. Valparaíso

Parámetros	Modelo homogéneo 1	Modelo homogéneo 2
Profundidad (km)	16	26
Largo (km)	128	40
Ancho (km)	64	32
Deslizamiento promedio (m)	1.5	0.72
Rumbo	4	3
Manteo	13	16
Angulo de deslizamiento	113	94

Cuadro 8.7: Parámetros utilizados en la construcción de los modelos homogéneos de acuerdo al tamaño de ruptura del terremoto de 2017. Notar que el modelo 1 corresponde al que está en base al acoplamiento y el 2 a partir de los parametros obtenidos de www.globalcmt.org