



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

**TERREMOTOS INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA EN LA  
DOBLE ZONA SÍSMICA DEL NORTE DE CHILE**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

LEONCIO EZEQUIEL CABRERA CASTRO

PROFESOR GUÍA:  
SERGIO ARTURO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
EDUARDO ELISEO CONTRERAS REYES  
RAÚL IVÁN MADARIAGA MEZA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por CONICYT

SANTIAGO DE CHILE  
2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: LEONCIO EZEQUIEL CABRERA CASTRO  
FECHA: 2019  
PROF. GUÍA: SERGIO ARTURO RUIZ TAPIA

## TERREMOTOS INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA EN LA DOBLE ZONA SÍSMICA DEL NORTE DE CHILE

En este trabajo se presenta el estudio de seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia ubicados en la doble zona sísmica del norte de Chile: uno de ellos en lo que se ha definido como el plano superior (a una profundidad aproximada de 5 km bajo el límite superior de la placa de Nazca) y cinco en el plano inferior (aproximadamente 20-25 km bajo el plano superior antes mencionado). Todos presentan mecanismos focales similares de tipo normal y magnitudes en torno a  $M_w$  6.3. Se estudia su eficiencia de réplicas, parámetros cinemáticos de ruptura, contenido de alta frecuencia y finalmente se compara su ubicación con un modelo térmico de la zona.

Usando la técnica de *template matching*, los resultados muestran que el evento ocurrido en el plano superior de la doble zona presenta un mayor número de réplicas (683) comparado con uno de los eventos que rompe en el plano inferior (3), considerando en ambos casos 25 días luego del evento principal. Las geometrías obtenidas considerando una aproximación de parche elíptico muestran dimensiones (semi-ejes  $\sim 5$  km), deslizamientos máximos ( $< 1,5$  m) y velocidades de ruptura ( $< 2$  km/s) similares, por lo que no es posible diferenciar un patrón claro asociado al plano de sismicidad en donde se genera la nucleación. A partir de los valores de *Peak Ground Acceleration* no es posible observar diferencias entre los seis eventos, los que además son similares a valores predichos por ecuaciones de predicción de aceleración del suelo propuestas para el margen de subducción Chileno hasta distancias hipocentrales de  $\sim 330$  km. Por otro lado, analizando el *T-Phase Energy Flux (TPEF)*, si es posible encontrar diferencias entre el evento que rompe en el plano de sismicidad superior y tres que lo hacen en el inferior, mostrando estos últimos menores valores de *TPEF*, asociados a un menor contenido de alta frecuencia en el rango 2-8 Hz. Finalmente, la ubicación de los hipocentros dentro de la doble zona sísmica se relaciona con las isotermas modeladas para la placa de Nazca en el norte de Chile. El plano superior que contiene uno de los eventos en estudio se alinea aproximadamente con la isoterma de los  $400^\circ C$ , mientras que el plano inferior que contienen cinco de los eventos en estudio lo hace con las isotermas de  $600 - 700^\circ C$ . Basado en lo anterior, se propone que las condiciones termales de la placa podrían estar condicionando diferentes rupturas de acuerdo a la ubicación del hipocentro dentro de la doble zona sísmica en el norte de Chile.



*Dedicado a mis padres Leoncio y Vicky, mi hermano Nicolás y mi gran amiga Javiera.  
Ustedes fueron los gigantes que me permitieron ver mas lejos...  
(Julio de 2019)*

*"Hay una fuerza motriz mas poderosa que el vapor, la electricidad o la energía atómica...  
la voluntad"  
(Albert Einstein).*



# Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a mi familia por el apoyo y tranquilidad que me han dado durante toda mi vida, y a Javiera, por haber estado ahí en los momentos mas duros de este proceso. Este logro es tanto de ustedes como mio.

A mi profesor guía Sergio Ruíz, quien no solo me enseñó de sismología, si no que también me mostró como ser un buen científico, y contribuyó a que pudiera cumplir mis sueños. A los profesores de la comisión, Raul Madariaga y Eduardo Contreras-Reyes, por sus tremendos aportes a este trabajo y a mi formación.

Agradezco a CONICYT, por financiar mi magister a través de la Beca de Magister Nacional 2018 PFCHA/MagísterNacional/2018-22189566. A la Unidad de Vinculación de Postgrado de la Universidad de Chile por el financiamiento y apoyo a través de la Beca para estadías cortas en el extranjero, para realizar una pasantía en el Institut des Sciences de la Terre (IS-TERRE) de l'Université Grenoble Alpes, Francia. Al Dr. Piero Poli, que me recibió, enseñó y compartió sus conocimientos conmigo durante mi estancia en Francia, y al Proyecto Anillo ACT172002 del programa PIAL CONICYT.

A mis amigos y compañeros de oficina, Efraín, Christian F., Miguel, Cristian O., y Rogelio, por soportar todas mis mañas y estar siempre ahí para discutir ideas, aunque a veces no fueran de las mejores jajaja. A mis amigos y amigas del Departamento de Geofísica, Kellen, Hermann, Calipso, Popu, Franz, Natalia, Nicole, Panchito, Eric, Jose y tantos otros, por hacer mucho mejor este tiempo.

Al Centro Sismológico Nacional (CSN), Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC) e Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) por los datos usados en este trabajo.

Finalmente, agradezco a cada una de las personas que contribuyeron en este proceso.



# Tabla de Contenido

<b>Introducción</b>	<b>1</b>
0.1. Contexto Sismotectónico . . . . .	3
0.2. Objetivos . . . . .	3
0.3. Estructura de la tesis . . . . .	3
<b>1. Terremotos intraplaca en estudio</b>	<b>5</b>
<b>2. Eficiencia de réplicas usando <i>Template Matching</i></b>	<b>8</b>
2.1. Introducción . . . . .	8
2.2. Datos y métodos . . . . .	8
2.3. Resultados . . . . .	11
2.4. Conclusiones . . . . .	11
<b>3. Inversiones cinemáticas</b>	<b>15</b>
3.1. Introducción . . . . .	15
3.2. Datos y métodos . . . . .	15
3.3. Resultados . . . . .	19
3.4. Conclusiones . . . . .	25
<b>4. Contenido de alta frecuencia</b>	<b>26</b>
4.1. Introducción . . . . .	26
4.2. Datos y métodos . . . . .	26
4.2.1. Peak Ground Acceleration . . . . .	26
4.2.2. T-Phase Energy Flux . . . . .	27
4.3. Resultados . . . . .	30
4.4. Conclusiones . . . . .	31
<b>5. Modelo térmico</b>	<b>32</b>
5.1. Introducción . . . . .	32
5.2. Datos y métodos . . . . .	32
5.3. Resultados . . . . .	32
5.4. Conclusiones . . . . .	33
<b>Conclusión</b>	<b>35</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>36</b>



A. Anexo 1: Catálogo inicial 2017	44
B. Anexo 2: Catálogo inicial 2018	45
C. Anexo 3: <i>Templates</i> usados para el evento de 10/10/2017	46
D. Anexo 4: Otros resultados de inversiones cinemáticas	50
E. Anexo 5: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA	52

# Índice de Tablas

1.1.	Hipocentros de los seis terremotos intraplaca en estudio. . . . .	6
3.1.	Valores de los siete parámetros invertidos para cada uno de los seis eventos, que definen el modelo de ruptura cinemático. Las coordenadas $(x_o, y_o)$ son las distancias medidas desde el hipocentro $(x_h, y_h)$ , el cual es el origen del sistema. Las dos últimas filas definen los intervalos de búsqueda de cada parámetro. . . . .	19
3.2.	Plano de falla usado en las inversiones obtenidas en la Tabla 3.1 . . . . .	20
3.3.	Parámetros adicionales calculados para los seis eventos en estudio, a partir de su mejor modelo obtenido en la inversión cinemática. . . . .	21
A.1.	Catalogo de <i>templates</i> usado para el evento del 10/10/2017. . . . .	44
B.1.	Catalogo de <i>templates</i> usado para el evento del 21/01/2018. . . . .	45
D.1.	Valores de los siete parámetros invertidos considerando el segundo plano de falla (mayor <i>misfit</i> ), los cuales definen el modelo de ruptura cinemático. Las coordenadas $(x_o, y_o)$ son las distancias medidas desde el hipocentro $(x_h, y_h)$ , el cual es el origen del sistema. Las dos últimas filas definen los intervalos de búsqueda de cada parámetro. . . . .	50
D.2.	Plano de falla usado en las inversiones obtenidas en la tabla D.1 . . . . .	50
D.3.	Parámetros adicionales calculados para los seis eventos en estudio, a partir de los modelo obtenidos en D.1. . . . .	51

# Índice de Ilustraciones

1.	Vista global de lugares donde se han observado DSZs. Tomado de Florez and Prieto (2019) . . . . .	2
2.	Vista en perfil de sismicidad en el norte de Chile. Se observa la existencia de dos planos de sismicidad al interior de la placa subductante de Nazca. Adaptado de Sippl et al. (2018). . . . .	2
1.1.	Mapa en planta con los epicentros de los seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio y réplicas asociadas principalmente al evento de 2017. El tamaño de los círculos es proporcional a su magnitud, así como el color de estos lo es a la profundidad. Se indican además los mecanismos focales reportados por el USGS, junto a su fecha de ocurrencia y magnitud reportada por el CSN. Además, se muestra la ubicación de los volcanes activos en las cercanías (triángulos amarillos), e isocronas de la placa subductada de Nazca (Müller et al., 2008). Los cuatro perfiles indicados con líneas rectas negras se muestran en la Figura 1.2. . . . .	6
1.2.	Perfiles Oeste-Este (de izquierda a derecha) indicados en planta en la Figura 1.1. Los círculos de colores indican los seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio y réplicas asociadas principalmente al evento de 2017. El tamaño de los círculos es proporcional a su magnitud, así como el color de estos lo es a la profundidad. La línea negra continua corresponde al límite superior de la placa de Nazca de acuerdo al Slab 2.0 de (Hayes et al., 2018). a) Perfil A-A', b) perfil B-B', c) perfil C-C' y d) perfil D-D'. La línea segmentada morada corresponde al Moho propuesto por Tassara and Echaurren (2012). Los triángulos amarillos corresponden a volcanes activos, los que de izquierda a derecha son: Parinacota y Guallatiri. . . . .	7
2.1.	Estaciones usadas en <i>template marching</i> (triángulos invertidos cian). Se indica además los epicentros de los eventos (estrellas) y sus mecanismos focales. . .	10
2.2.	Ejemplo de serie de tiempo para la cros-correlación entre un <i>template</i> y el registro continuo de un día (en que ocurre el evento usado como <i>template</i> ). En la componente horizontal se indica el tiempo (24 horas) y en la vertical el coeficiente de correlación sumado y normalizado considerando todas las estaciones. El <i>peak</i> que alcanza el valor de 1, corresponde al caso en que el <i>template</i> se detecta a si mismo dentro del registro continuo. La línea roja indica el umbral sobre el cual todas las detecciones comparten similar forma de onda con el <i>template</i> . Adaptado de Senobari et al. (2018). . . . .	10

2.3.	Resultado de los nuevos eventos detectados para a) evento del 10/10/2017 y b) evento del 21/01/2018 (ambos indicados en rojo el día 0), 5 días antes y 25 días después de los eventos principales (eje horizontal). En el eje vertical, se muestra el coeficiente de correlación obtenido para cada detección. Aquellas que presentan un valor de 1, están asociadas a la autodetección de <i>templates</i> .	12
2.4.	Resultado de los nuevos eventos detectados 24 horas después de los eventos a) del 10/10/2017 y b) del 21/01/2018 (ambos indicados en rojo el día 0). En el eje vertical, se muestra el coeficiente de correlación obtenido para cada detección. Aquellas que presentan un valor de 1, están asociadas a la autodetección de <i>templates</i> .	13
2.5.	Ejemplo de <i>template</i> y sus detecciones. En azul, <i>template</i> número 20 de la componente vertical para la estación PB16. Con naranja la detección del día 12 que se observa en la Figura 2.3 con alto coeficiente de correlación 0,56. Finalmente, en verde, un evento detectado el mismo día pero con coeficiente mas bajo 0,14. Los registros se encuentran normalizados por su máxima amplitud y filtrados en el rango 5-10 Hz.	14
3.1.	Epicentros de los eventos en estudio (estrellas pequeñas), sus mecanismos focales y estaciones consideradas para las inversiones cinemáticas. Para cada evento, su epicentro, mecanismo focal (USGS) y estaciones usadas en la inversión se indican de igual color. Se agrega además la fecha y magnitud reportada para cada evento.	16
3.2.	Geometría del parche elíptico que define la zona de ruptura dentro del plano de falla para el modelo cinemático. Los puntos $(x_h, y_h)$ y $(x_0, y_0)$ definen el hipocentro y el centro de la elipse respectivamente. Los parámetros $a$ , $b$ y $\alpha$ definen los semiejes mayor y menor de la elipse y el ángulo de rotación de esta definido entre la horizontal y el semieje $a$ respectivamente.	17
3.3.	Representación esquemática de las celdas de Voronoi. Se presenta el caso de diez muestras generadas aleatoriamente junto con sus respectivas celdas de Voronoi (adaptado de Sambridge 1999).	18
3.4.	Convergencia global del <i>misfit</i> entre los registros sintéticos y observados para el evento del 10 de octubre de 2017 (izquierda) y del 21 de enero de 2018 (derecha) usando el <i>Neighborhood Algorithm</i> .	20
3.5.	Ubicación y geometría del modelo elíptico de ruptura para los eventos del 10 de octubre de 2017, a) y b), y del 21 de enero de 2018, c) y d). Las figuras a la izquierda muestran la distribución de deslizamiento dentro de la zona de ruptura, mientras que las figuras de la derecha presentan las isocronas del tiempo de ruptura. Los círculos blancos señalan la posición del hipocentro y las letras N y S señalan orientaciones aproximadas de los puntos cardinales.	21
3.6.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 03/06/2011, entre 0.02 y 0.1 Hz.	22
3.7.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 14/05/2012, entre 0.02 y 0.1 Hz.	22
3.8.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 23/03/2015, entre 0.02 y 0.1 Hz.	23
3.9.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 10/10/2017, entre 0.02 y 0.1 Hz.	23

3.10.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 21/01/2018, entre 0.02 y 0.1 Hz. . . . .	24
3.11.	Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 01/11/2018, entre 0.02 y 0.1 Hz. . . . .	24
4.1.	Estaciones usadas en el cálculo de PGA. Para cada evento, su epicentro (estrella pequeña), mecanismo focal y estaciones asociadas se indican de igual color. Se agrega además la fecha y magnitud reportada para cada evento. . . . .	28
4.2.	(a) Mapa de ubicación: el triángulo amarillo corresponde a la estación VA04 ubicada en la Isla Juan Fernández, los puntos rojos son los eventos de 2015, 2017 y 2018. Se indican además sus mecanismos focales reportados por el USGS, fechas y magnitudes. (b) Batimetría del perfil A-B indicado en (a). . . . .	29
4.3.	Comparación entre los valores de <i>PGA</i> observados para los 6 eventos intraplaca en estudio (cuadrados, rombos y estrella), y los valores predichos por las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (línea roja segmentada) para la zona de subducción de Chile (Idini et al., 2017). Los registros continuos fueron filtrados entre 0.04 y 30 Hz antes de extraer los valores de PGA, para evitar ruido instrumental. . . . .	30
4.4.	Resultados del <i>TPEF</i> calculado, con registros en igual escala, y filtrados entre 2 y 8 Hz. a) Evento del 23/03/2015. b) Evento del 10/10/2017. c) Evento del 21/01/2018. d) Evento del 01/11/2018. Adicionalmente, se indica los valores obtenidos para el <i>TPEF</i> normalizados por la densidad y velocidad de onda P. Los colores de los textos que indican fechas y profundidad, están de acuerdo a los colores de cada evento en la Figura 4.2. El recuadro azul indica el rango de tiempo en que se registra la fase-T. . . . .	31
5.1.	Modelo Térmico desarrollado por Mancini et al., (2019), junto a la ubicación de los eventos intraplaca en estudio (estrellas de colores). Se indican las isothermas de 200°C, 400°C, 600°C y 800°C como líneas continuas negras, y las de 350°C y 450°C como líneas continuas blancas. Se indica además la ubicación de la fosa ( <i>trench</i> ), y las distancias con respecto a esta. El recuadro en línea segmentada se presenta con mayor detalle en la Figura 5.2. Este perfil Oeste-Este de izquierda a derecha, corresponde a una proyección del perfil C-C' indicado en la Figura 1.2. . . . .	33
5.2.	Vista en detalle del modelo Térmico desarrollado por Mancini et al., (2019), junto a la ubicación de los eventos intraplaca en estudio y las réplicas del evento de 2017 (círculos con colores). Se indican las isothermas de 400°C, 600°C y 800°C como líneas continuas negras, y las de 350°C y 450°C como líneas continuas blancas. Se indica además la ubicación de la fosa ( <i>trench</i> ), y las distancias con respecto a esta. Este perfil Oeste-Este de izquierda a derecha, corresponde a una proyección del perfil C-C' indicado en la Figura 1.2. . . . .	34
C.1.	Ejemplo de <i>templates</i> (1 al 10) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud. . . . .	47
C.2.	Ejemplo de <i>templates</i> (11 al 20) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud. . . . .	48

C.3. Ejemplo de <i>templates</i> (21 al 28) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud. . . . .	49
E.1. Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 23/03/2015. Obtenido de <a href="http://evtdb.csn.uchile.cl">http://evtdb.csn.uchile.cl</a> , fecha de ingreso 12/06/2019. . . . .	52
E.2. Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 10/10/2017. Obtenido de <a href="http://evtdb.csn.uchile.cl">http://evtdb.csn.uchile.cl</a> , fecha de ingreso 12/06/2019. . . . .	53
E.3. Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 21/01/2018. Obtenido de <a href="http://evtdb.csn.uchile.cl">http://evtdb.csn.uchile.cl</a> , fecha de ingreso 12/06/2019. . . . .	54
E.4. Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 01/11/2018. Obtenido de <a href="http://evtdb.csn.uchile.cl">http://evtdb.csn.uchile.cl</a> , fecha de ingreso 12/06/2019. . . . .	55



# Introducción

La comprensión del proceso de nucleación de terremotos intraplaca de profundidad intermedia es un activo e importante tópico de investigación actual en sismología, dado que este tipo de eventos ocurren a profundidades donde las condiciones mecánicas de eventos corticales o interplaca no se cumplen (Frohlich 2006; Mirwald et al. 2019). A profundidades mayores a 30 o 40 km, el fallamiento frágil debería inhibirse producto de los altos esfuerzos normales y estabilidad friccional (Green and Houston 1995; Scholz 1998). A menudo, se ha considerado la ocurrencia de reacciones de deshidratación a esas profundidades para explicar un posible fracturamiento frágil (Hacker et al., 2003). La liberación de agua desde transiciones de fase mineralógicas podría contrarrestar la presión de confinamiento directamente (fragilización por deshidratación; Jung et al. 2004) o indirectamente (deshidratación conducida por transferencia de esfuerzo; Ferrand et al. 2017), permitiendo fallamiento de tipo frágil. Sin embargo, es también posible que el fallamiento frágil no sea responsable por los terremotos de profundidad intermedia, si no que este ocurra por cizallamiento térmico (en inglés *thermal shear runaway*) en la región focal, el que puede generar deformación dúctil altamente localizada e inestabilidades en el deslizamiento, también denominado *slip* en inglés (Kanamori et al. 1998; Prieto et al. 2012). En el caso de Chile, desde el siglo XX han ocurrido un gran número de terremotos intraplaca a lo largo del margen de subducción: Chillán 1939 (Mw 7.8), Calama 1950 (Mw 8.2), Punitaqui 1997 (Mw 7.1), y Tarapacá 2005 (Mw 7.8) (Kausel and Campos 1992; Beck et al. 1998; Peyrat et al. 2006; Delouis and Legrand 2007; Ruiz and Madariaga 2018), siendo el más destructivo en la historia del país, el de Chillán, con una intensidad de 9 en la escala de Mercalli-Sieberg (Beck et al., 1998). Además se ha observado que en el norte de Chile la mayor cantidad de sismicidad corresponde a sismos intraplaca de profundidad intermedia (Sippl et al., 2018).

Por otro lado, también en el norte de Chile, se ha observado una característica en la sismicidad que ocurre dentro de la placa subductante de Nazca, denominada doble zona sísmica (Comte and Suárez 1994; Marot et al. 2014; Sippl et al. 2018; Florez and Prieto 2019). Las dobles zonas sísmicas (DSZs por sus siglas en inglés *Double Seismic Zones*) son características comunes de sismicidad en placas que subductan (Brudzinski et al., 2007) (ver Figura 1). Múltiples estudios han mostrado que los terremotos al interior de la litósfera que subducta se agrupan en dos planos diferentes (Hasegawa et al. 1978; McGuire and Wiens 1995; Rietbrock and Waldhauser 2004; Hasegawa and Nakajima 2017; Sippl et al. 2018; Florez and Prieto 2019) (ver Figura 2). La región entre ambas tiene poca o nula sismicidad, y su separación promedio se correlaciona con la edad de la placa Brudzinski et al. (2007). Los terremotos localizados en el plano de sismicidad superior se infiere que ocurren dentro de la corteza oceánica



y/o manto superior oceánico subductante, mientras que el plano de sismicidad inferior parecen ocurrir dentro de manto litosférico subductado (Green II et al., 2010). Usualmente se interpreta que la sismicidad en el plano superior ocurre debido a la sobrepresión de fluido conectada a reacciones de deshidratación dentro de la corteza o manto superior (Hacker et al. 2003; Kirby 1995; Okazaki and Hirth 2016). En contraste, el mecanismo en el plano inferior es mucho mas controversial (Peacock 2001; Reynard et al. 2010; Ferrand et al. 2017; Ohuchi et al. 2017).

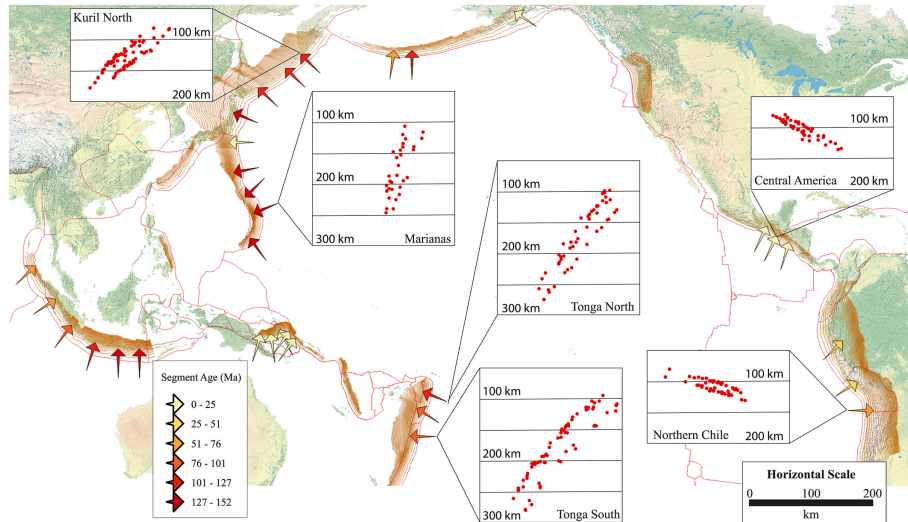


Figura 1: Vista global de lugares donde se han observado DSZs. Tomado de Florez and Prieto (2019)

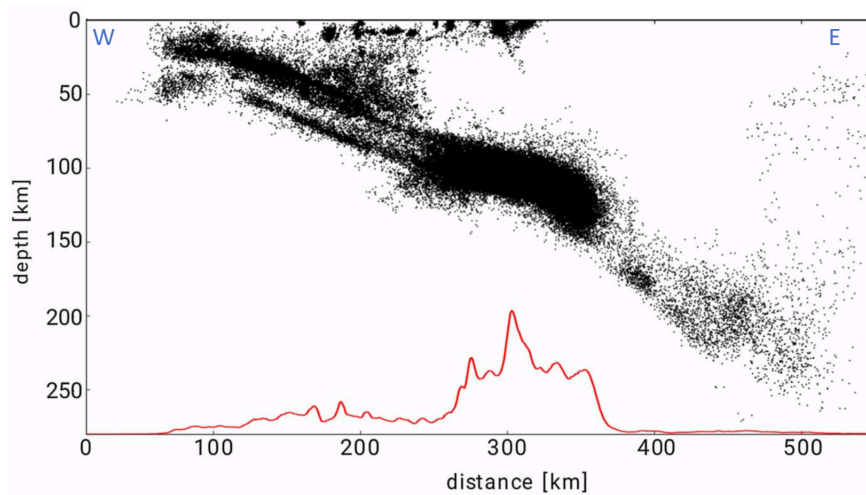


Figura 2: Vista en perfil de sismicidad en el norte de Chile. Se observa la existencia de dos planos de sismicidad al interior de la placa subductante de Nazca. Adaptado de Sippl et al. (2018).

En este contexto, se presenta el estudio de seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia, ubicados en la DSZ del norte de Chile, con el fin de estudiar algunas de sus propiedades a través del análisis de eficiencia de réplicas, inversiones cinemáticas, análisis del contenido de alta frecuencia, y relación con un modelo termal de la zona, aprovechando la disponibilidad y buena cobertura de registros sísmicos en campo cercano.

## 0.1. Contexto Sismotectónico

La zona de estudio se ubica en el margen convergente del Norte de Chile, entre los  $17,5^{\circ}S$  y  $20,0^{\circ}S$  de latitud, donde se produce la subducción de la placa de Nazca, con una edad estimada de más de 53 Ma para la zona, bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 66 mm/año (Angermann et al., 1999). Dicho margen se ha clasificado como erosivo, y se caracteriza por una fosa poco sedimentada (Contreras-Reyes et al., 2012). Los últimos dos grandes terremotos corresponden al de 1877, con una magnitud estimada entre 8 y 9 (Lomnitz 1970; Abe 1979; Kausel 1986; Comte and Pardo 1991) e Iquique 2014, con una magnitud  $M_w$  de 8.1 (Ruiz et al., 2014).

## 0.2. Objetivos

El objetivo general de este trabajo, es analizar el comportamiento sísmico de terremotos intraplaca de profundidad intermedia que ocurren en la parte superficial y profunda de la doble zona sísmica del norte de Chile. Además, dentro de los objetivos específicos se encuentra:

- Estimar parámetros cinemáticos de la ruptura de terremotos intraplaca de profundidad intermedia en la doble zona sísmica del norte de Chile.
- Comparar el contenido de frecuencia y eficiencia de réplicas de terremotos que ocurren en los planos superior e inferior de la DZS.
- Identificar similitudes y diferencias entre terremotos de similar magnitud que ocurren en los planos superior e inferior de la DZS.

## 0.3. Estructura de la tesis

Además de la introducción, este trabajo se divide en cinco capítulos principales, para los que se desarrolla una breve introducción, la metodología y datos usados, resultados y finalmente conclusiones locales del capítulo. Al término de los cinco capítulos, se presentan las conclusiones generales de la investigación.

- **Capítulo 1:** Se describe los seis eventos intraplaca considerados en el estudio, su ubicación y relación con la doble zona sísmica.
- **Capítulo 2:** Se estudia la eficiencia de réplicas para dos de los seis eventos en estudio, a través del uso de la técnica *template matching*, implementada durante una pasantía realizada en la Universidad de Grenoble Alpes, Francia, bajo la tutoría del Dr. Piero Poli.
- **Capítulo 3:** Se estudian las propiedades cinemáticas de las rupturas de los seis eventos intraplaca en estudio.
- **Capítulo 4:** Se compara el contenido de alta frecuencia para los terremotos en estudio, usando el *Peak Ground Acceleration* y *T-Phase Energy Flux*.

- **Capítulo 5:** Se analiza la relación entre la ubicación de los eventos intraplaca de profundidad intermedia, y un modelo térmico existente para el norte de Chile.

# Capítulo 1

## Terremotos intraplaca en estudio

Para este estudio, se consideran seis eventos intraplaca de profundidad intermedia ocurridos en el norte de Chile entre 2011 y 2018 (ver Figura 1.1), que de acuerdo a la doble zona reportada en detalle por Sippl et al. (2018) y a las localizaciones reportadas para los eventos por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y el Centro Sismológico Nacional (CSN), se encuentran ubicados dentro de esta. En particular, uno de ellos se ubica en el plano superior (evento de 2017), mientras que los otros cinco se ubican en el plano inferior. En la Figura 1.2 se puede observar su ubicación en perfiles Oeste-Este de izquierda a derecha. Todos los terremotos comparten mecanismo focal de tipo normal reportado por el USGS, y además similar magnitud en torno a 6.3, de esta forma es posible compararlos de forma directa, y evitar diferencias asociadas a un diferente tamaño. Además, solo el evento de 2017 presenta variadas réplicas ( $> 60$ ) hasta 3 meses luego del evento principal, reportadas por el CSN, mientras que los demás eventos no. El evento de 2015 muestra 4 eventos pequeños que ocurren en las cercanías de su hipocentro, al igual que como ocurre con el evento del 01/11/2018 que presenta 3 eventos posteriores de menor magnitud a su alrededor.

Dada la disponibilidad de datos, fue posible localizar de forma manual los eventos del 10/10/2017 junto a sus réplicas, y del 01/11/2018 usando el software SEISAN (Havskov and Ottemoller, 1999) y un modelo de velocidades desarrollado para el norte de Chile por Husen et al. (1999). Mientras que para los eventos de 2011 y 2012 se usan los hipocentros reportados por el USGS debido a que el CSN aún no se encontraba operativo en su 100%, y para los eventos de 2015 y del 01/11/2018 aquellos reportados por el CSN. Los hipocentros usados y magnitudes reportadas para los seis eventos se indican en la Tabla 1.1.

Dentro del trabajo se tiene especial énfasis en los eventos del 10/10/2017 y 21/01/2018, dado que poseen igual magnitud, mayor disponibilidad de datos, y además el primero ocurre en la parte superior de la DZS y el segundo lo hace en la parte inferior.

Evento	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud ( $M_w$ )
03/06/2011	-18.3090	-69.4400	112.4	6.3
14/05/2012	-17.7968	-69.7926	108.7	6.2
23/03/2015	-18.4150	-69.2750	122.2	6.3
10/10/2017	-18.4940	-69.7380	94.8	6.3
21/01/2018	-18.901	-69.586	117.6	6.3
01/11/2018	-19.649	-69.409	101.4	6.2

Tabla 1.1: Hipocentros de los seis terremotos intraplaca en estudio.

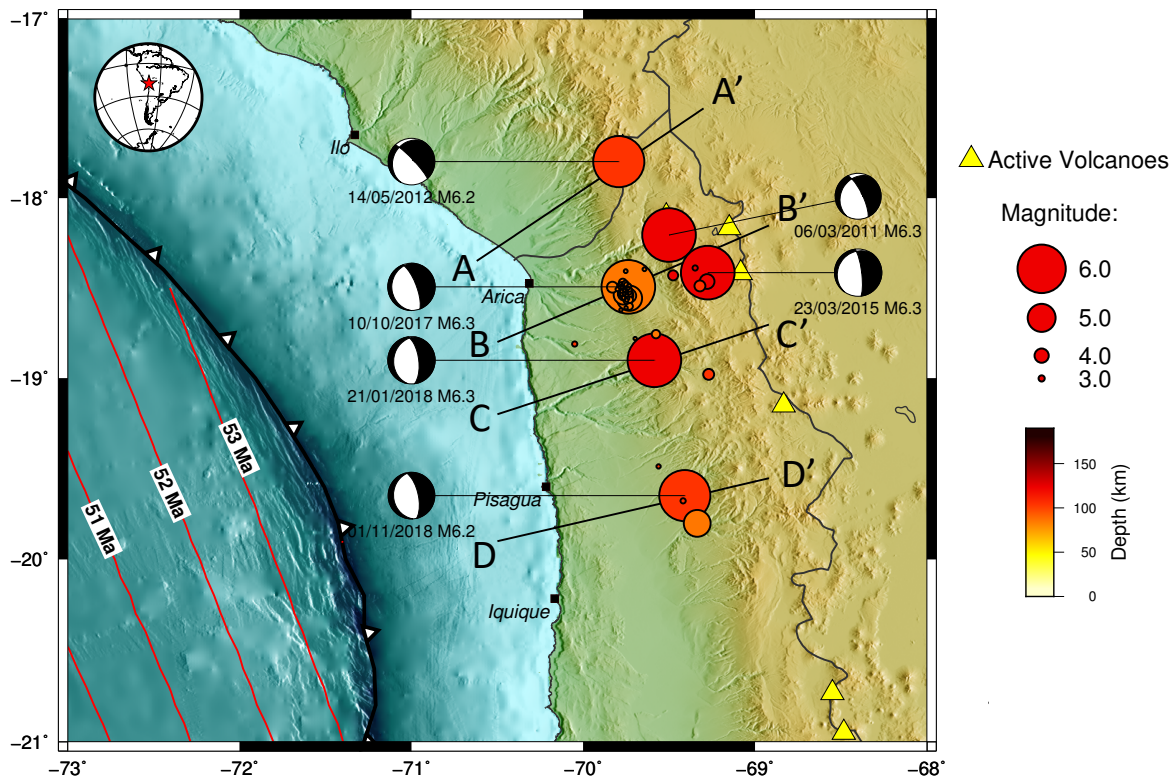


Figura 1.1: Mapa en planta con los epicentros de los seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio y réplicas asociadas principalmente al evento de 2017. El tamaño de los círculos es proporcional a su magnitud, así como el color de estos lo es a la profundidad. Se indican además los mecanismos focales reportados por el USGS, junto a su fecha de ocurrencia y magnitud reportada por el CSN. Además, se muestra la ubicación de los volcanes activos en las cercanías (triángulos amarillos), e isocronas de la placa subductada de Nazca (Müller et al., 2008). Los cuatro perfiles indicados con líneas rectas negras se muestran en la Figura 1.2.

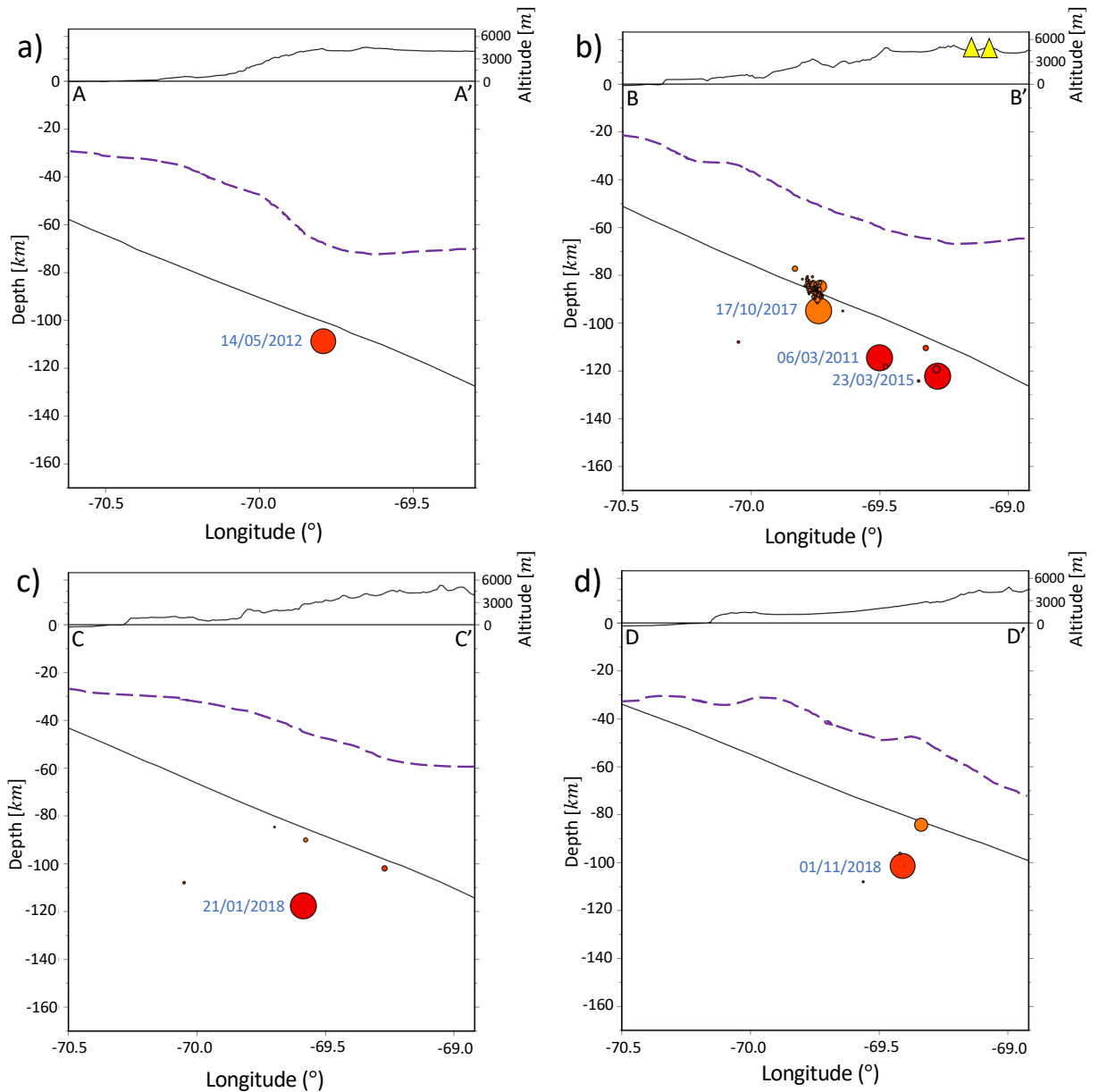


Figura 1.2: Perfiles Oeste-Este (de izquierda a derecha) indicados en planta en la Figura 1.1. Los círculos de colores indican los seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio y réplicas asociadas principalmente al evento de 2017. El tamaño de los círculos es proporcional a su magnitud, así como el color de estos lo es a la profundidad. La línea negra continua corresponde al límite superior de la placa de Nazca de acuerdo al Slab 2.0 de (Hayes et al., 2018). a) Perfil A-A', b) perfil B-B', c) perfil C-C' y d) perfil D-D'. La línea segmentada morada corresponde al Moho propuesto por Tassara and Echaurren (2012). Los triángulos amarillos corresponden a volcanes activos, los que de izquierda a derecha son: Parinacota y Guallatiri.

# Capítulo 2

## Eficiencia de réplicas usando *Template Matching*

### 2.1. Introducción

Aunque algunos trabajos previos han observado diferencias en la tasa sismicidad (número de sismos por años) entre el plano superior e inferior de la doble zona sísmica (Korenaga 2017; Wei et al. 2017), no se ha estudiado en detalle la eficiencia de réplicas para cada uno de los planos. En este contexto, se usa *template matching*, también denominado *matched filtering*, para estudiar el número de réplicas generadas en ambos planos de la DZS.

Template Matching explota la similaridad de las formas de onda entre eventos cercanos usando los sismogramas de terremotos previamente identificados como plantillas (también denominados *templates* en inglés), los que son cross-correlacionados con registros continuos de forma de onda. Esta técnica ha sido usada en una amplia variedad de contextos donde se sabe que la sismicidad se repite (Shelly et al. 2007; Peng and Zhao 2009; Kato et al. 2016a; Frank et al. 2017; Ross et al. 2019). Así, generalmente es posible aumentar el número de eventos detectados en un factor de diez (Gibbons and Ringdal 2006; Shelly et al. 2007; Peng and Zhao 2009; Kato et al. 2016b). Sin embargo, una de las limitaciones que presenta esta metodología, es la alta carga computacional que se genera producto del gran número de registros y de cross-correlaciones que se usan (Senobari et al. 2018; Ross et al. 2019). Por ello, en este trabajo solo se consideran en el procesamiento los eventos del 10/10/2017 y 21/01/2018, dado que el primero ocurre en el plano superior, y el segundo en el plano inferior de la doble zona sísmica.

### 2.2. Datos y métodos

Se usan registros continuos de velocidad de tres componentes, obtenidos para las 5 estaciones sísmicas banda ancha mas cercanas a los epicentros de ambos eventos (ver Figura 2.1),

pertenecientes al Centro Sismológico Nacional (CSN) y al Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC) (GFZ, 2006), los que poseen una tasa de muestreo de 100 Hz. Además, para obtener catálogos iniciales de las réplicas de los eventos principales, se utiliza el catálogo de eventos mantenido por el CSN, dado que son los más completos para la zona de estudio. Para ello, toda la sismicidad catalogada por el CSN (que incluye localización y tiempo de inicio de ruptura) durante las primeras 24 horas luego de cada evento principal (incluido este) y en torno a estos, corresponde a candidatos para ser eventos *templates*. En este caso, el catálogo del CSN solo reporta sismicidad posterior para el evento del 10/10/2017, con un total de 29 eventos (ver Anexo 2). Por otro lado, dado que para el evento del 21/01/2018 no se reporta sismicidad posterior (similar a lo que ocurre para los otros 4 eventos ubicados en el plano inferior), se revisa manualmente el registro continuo 24 horas luego de ocurrido este, con el fin de detectar eventos que posean igual o similar diferencia de tiempo entre la llegada de onda S y P ( $\Delta_{SP}$ ) con respecto al *mainshock*, asumiendo que dichos eventos comparten el mismo hipocentro. De esta forma, se logra obtener un catálogo de 6 eventos candidatos a *templates*.

Primero, a los registros continuos se les aplicó un filtro pasa banda Butterworth de orden 2 entre 5 y 10 Hz. Luego, para determinar si se usa o no un evento candidato como *template*, primero se evalúa su razón señal-ruido (SNR, por su sigla en inglés *Signal to Noise Ratio*) en las 5 estaciones consideradas. La SNR se estima usando la componente vertical, como el cociente entre el valor cuadrático medio (RMS, por su sigla en inglés *Root Mean Square*) de la velocidad durante los primeros 25 segundos luego de la llegada de la onda P y el RMS de la velocidad durante una ventana de 25 segundos de ruido antes de la llegada de la onda P. Dicho tamaño de ventana se escoge para asegurar la inclusión de onda P y S. Luego de revisar varias de las formas de onda candidatas a ser *templates* y sus asociados SNR, se considera como indicador de calidad un  $SNR > 5$  en al menos 3 de las 5 estaciones para así determinar si un candidato a *template* finalmente es catalogado o no como tal, para maximizar la cantidad de información e ignorar registros de forma de onda ruidosos. A partir de lo anterior, para el evento de 2017 se obtuvieron 28 *templates* (ver Anexo C) de los 29 eventos candidatos. En el caso del evento de 2018, se obtuvieron 3 *templates* a partir de 6 candidatos.

Posteriormente, para cada evento del catálogo de *templates*, se determina un tiempo de llegada de onda P teórico en cada una de las 5 estaciones, usando el Preliminary Reference Earth Model (PREM) (Dziewonski and Anderson, 1981). Para obtener las formas de onda con que luego se comparan los registros continuos, se usa una ventana de 30 segundos, que comienza 5 segundos antes de la llegada teórica de la onda P. Con esto, y usando el código *Super-Efficient Cross-Correlation* (Senobari et al., 2018) se calcula el coeficiente de correlación entre la forma de onda de un *template* y la forma de onda objetivo (del registro continuo), usando un incremento en la ventana de detección de una muestra. Los coeficientes de correlación obtenidos para todas las estaciones de la red son luego promediados, para obtener una serie de tiempo que representa la similaridad entre los registros continuos y cada *template* (ver Figura 2.2). En este trabajo, se procesaron registros continuos de un día, para 5 días antes y 25 días después de cada evento principal.

Como valor umbral para la detección de eventos se, usa 10 veces la desviación absoluta media (MAD, por su sigla en inglés *Median Absolute Deviation*) del promedio de los coeficientes de correlación calculados para el día de interés, con el fin de detectar eventos significativa-



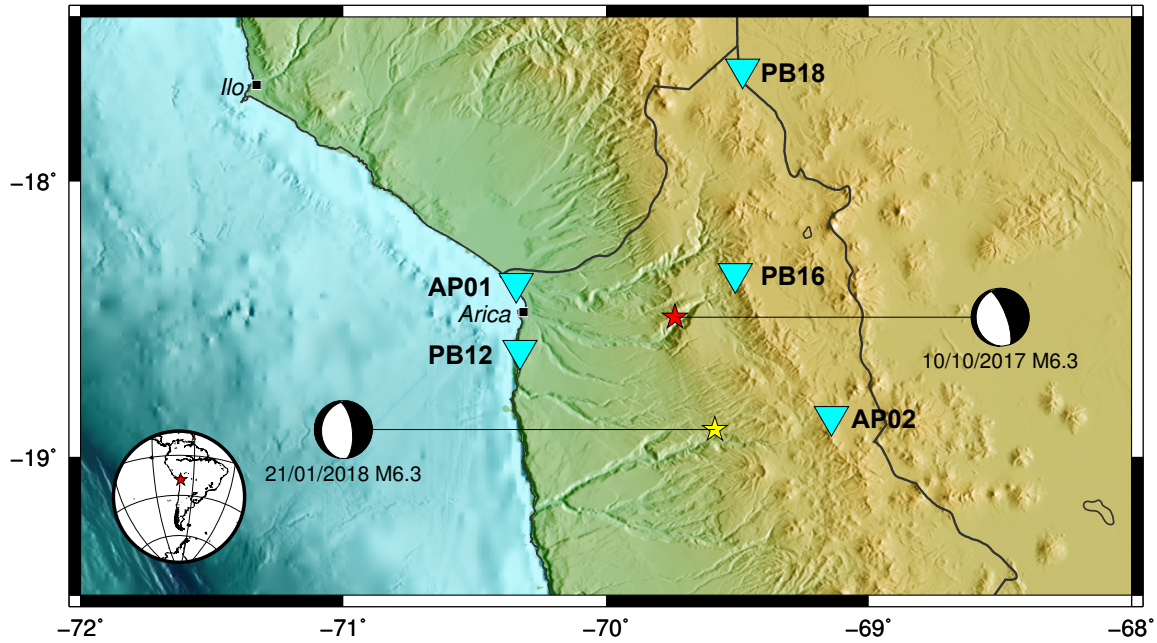


Figura 2.1: Estaciones usadas en *template marching* (triángulos invertidos cian). Se indica además los epicentros de los eventos (estrellas) y sus mecanismos focales.

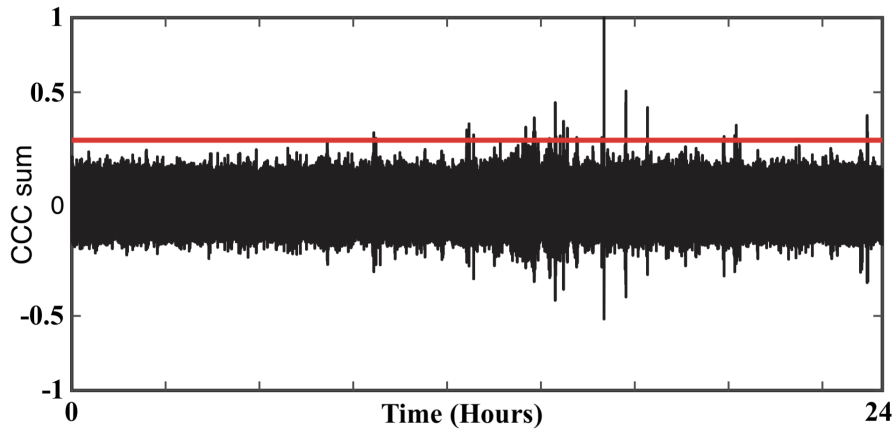


Figura 2.2: Ejemplo de serie de tiempo para la *cross-correlación* entre un *template* y el registro continuo de un día (en que ocurre el evento usado como *template*). En la componente horizontal se indica el tiempo (24 horas) y en la vertical el coeficiente de correlación sumado y normalizado considerando todas las estaciones. El *peak* que alcanza el valor de 1, corresponde al caso en que el *template* se detecta a si mismo dentro del registro continuo. La línea roja indica el umbral sobre el cual todas las detecciones comparten similar forma de onda con el *template*. Adaptado de Senobari et al. (2018).

mente similares a cada *template*. Así, las formas de onda asociadas con suficiente coeficiente de correlación son consideradas réplicas también, cuyo hipocentro corresponde al mismo del *template* que genera la detección (ver Figura 2.2).

Para remover detecciones múltiples producto de pequeños desfases en las ventanas extra-

idas de los registros continuos, se asigna la localización temporal del evento detectado a la de la detección con el mayor coeficiente de correlación dentro de una ventana de  $\pm 5$  s. Luego, se calcula la magnitud del evento detectado basado en el cociente de los valores medios de las máximas amplitudes para los tres canales entre el *template* y el evento detectado, asumiendo que un cociente de diez corresponde a una unidad de incremento en la magnitud (Peng and Zhao, 2009).

Finalmente, la lista inicial de detecciones obtenida se somete a una última etapa de control de calidad para remover detecciones duplicadas, es decir, detecciones que se obtienen para un mismo evento con mas de un *template*. Para ello, se unen como una sola todas las detecciones separadas menos de 30 segundos entre si, y se considera como detección final aquella con el mayor coeficiente de correlación.

## 2.3. Resultados

En la Figura 2.3 se muestran los resultados de las detecciones (puntos azules) para los eventos del 10/10/2017 y 21/01/2018. Por un lado, en el eje horizontal se presenta el tiempo 5 días antes y 25 días después de cada evento principal, mientras que en el eje vertical se muestra el coeficiente de correlación obtenido para cada una de las detecciones. Los eventos que presentan un coeficiente de correlación de 1 (hasta 24 horas luego del evento principal), corresponden a los *templates* que se autodetectan en los registros continuos. Todas las demás detecciones, son eventos nuevos no indicados en el catálogo inicial, que en este caso se consideran como réplicas.

Es importante resaltar que, para el evento del 10/10/2017 ubicado en el plano superior de la DZS ( a) en la Figura 2.3) se pasa de un catálogo de 29 eventos a uno de 712, es decir, se tienen 683 nuevas detecciones (aproximadamente 23 veces más). Mientras que para el evento del 21/01/2018 ubicado en el plano inferior de la DZS, se pasa de un catálogo de 3 eventos a uno de 6, es decir, se tienen solo 3 nuevas detecciones.

Adicionalmente, en la Figura 2.4 se muestran en detalle las detecciones existentes en las primeras 24 horas luego de cada uno de los eventos. Se hace notoria la gran cantidad de réplicas nuevas que pueden ser detectadas para el evento del plano superior de 2017, mientras que para el evento del plano inferior de 2018, no se observan nuevas detecciones en los registros continuos.

Finalmente, en la Figura 2.5 se presenta un ejemplo de un *template*, y dos eventos detectados en el día 12 con alto y bajo coeficiente de correlación,

## 2.4. Conclusiones

A partir de los catálogos generados por el CSN, se observa una clara diferencia en la eficiencia de réplicas para los dos eventos intraplaca de profundidad intermedia ocurridos

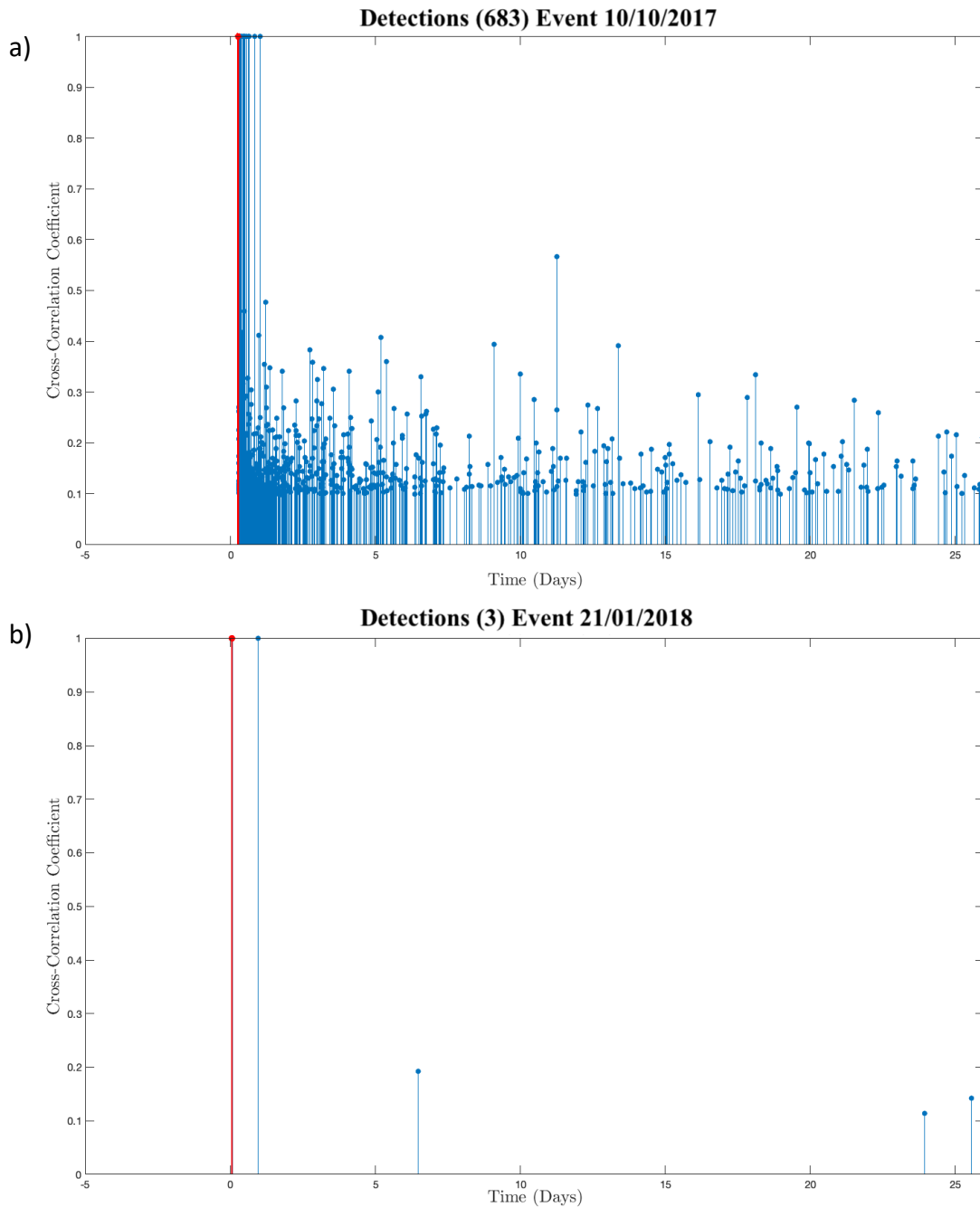


Figura 2.3: Resultado de los nuevos eventos detectados para a) evento del 10/10/2017 y b) evento del 21/01/2018 (ambos indicados en rojo el día 0), 5 días antes y 25 días después de los eventos principales (eje horizontal). En el eje vertical, se muestra el coeficiente de correlación obtenido para cada detección. Aquellas que presentan un valor de 1, están asociadas a la autodetección de *templates*.

el 10/10/2017 y 21/01/2018, ambos catalogados con magnitud  $M_w$  6,3. Mediante el uso de *template matching*, es posible corroborar dicha diferencia. Considerando los eventos principales, y réplicas ocurridas hasta 24 horas luego de estos como *templates*, es posible detectar 683 réplicas para el evento ubicado en el plano superior de la DZS hasta 25 días después de

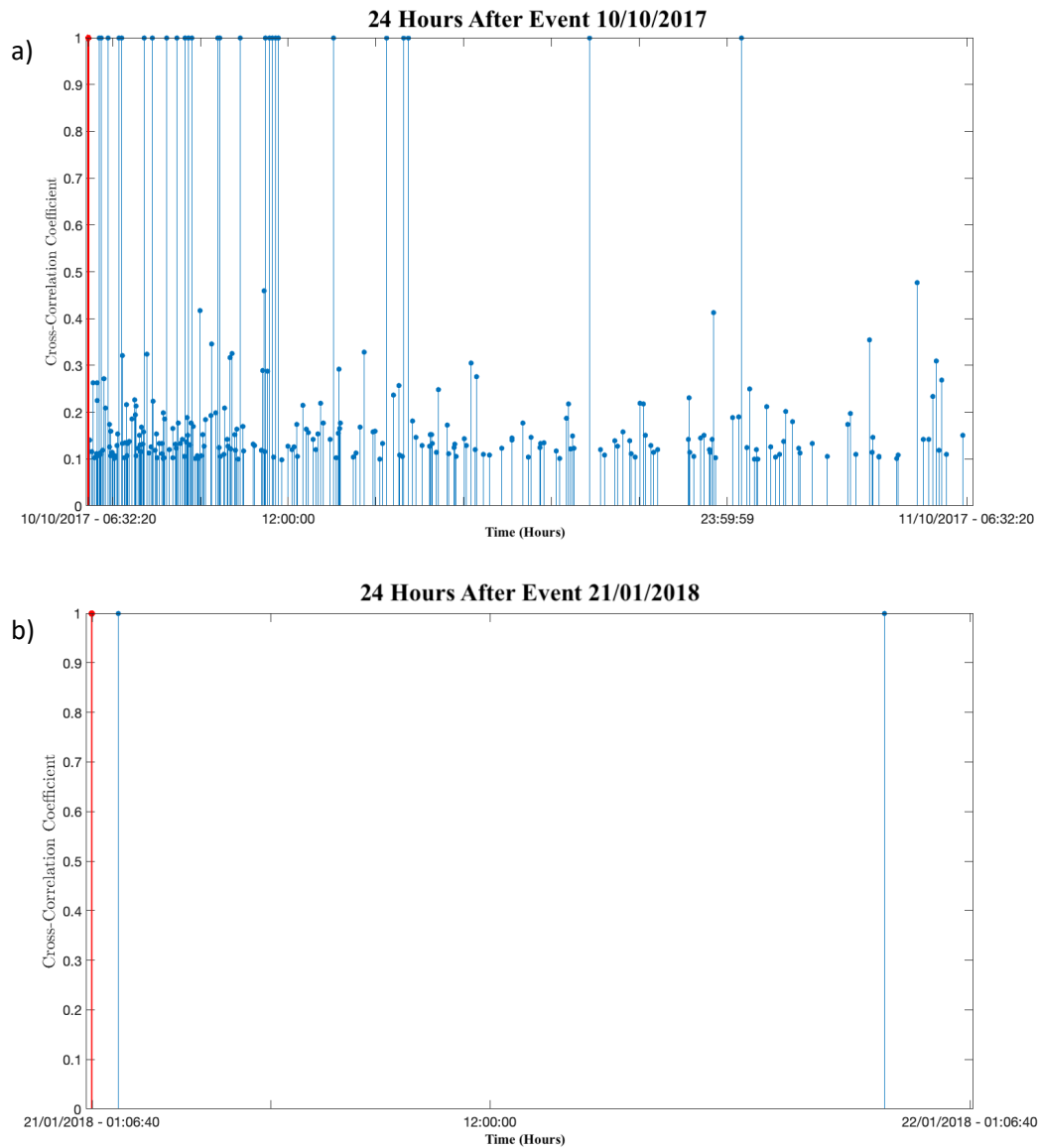


Figura 2.4: Resultado de los nuevos eventos detectados 24 horas después de los eventos a) del 10/10/2017 y b) del 21/01/2018 (ambos indicados en rojo el día 0). En el eje vertical, se muestra el coeficiente de correlación obtenido para cada detección. Aquellas que presentan un valor de 1, están asociadas a la autodetección de *templates*.

su ocurrencia, a partir de un catálogo inicial de 29 eventos, mientras que, para el caso del evento ocurrido en la parte inferior de la DZS, solo se detectan 3 nuevos eventos a partir de un catálogo inicial con igual cantidad de réplicas, para el mismo periodo de estudio. Es decir, el evento que ocurre en la corteza continental parece mostrar mayor eficiencia de réplicas que el evento que ocurre en el manto superior de la litósfera oceánica. También, aunque en un contexto diferente al de subducción, (Prieto et al., 2017) muestra un evento ocurrido en el manto superior continental, con baja eficiencia de réplicas, en el que solo se registra una. Algunos autores han interpretado diferencias en el comportamiento de la sismicidad, como diferencias en las propiedades de la placa, tales como temperatura (Wei et al., 2017), edad (Brudzinski et al., 2007) o grado de hidratación (Florez and Prieto, 2019). Por ejemplo,

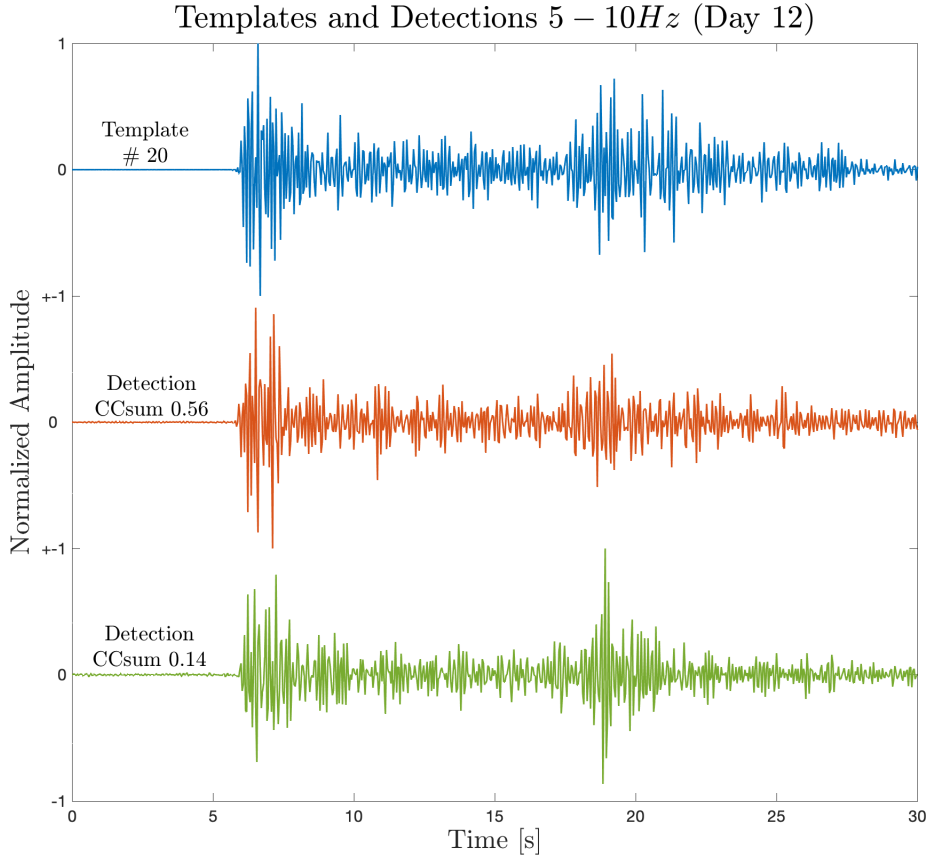


Figura 2.5: Ejemplo de *template* y sus detecciones. En azul, *template* número 20 de la componente vertical para la estación PB16. Con naranja la detección del día 12 que se observa en la Figura 2.3 con alto coeficiente de cros correlación 0,56. Finalmente, en verde, un evento detectado el mismo día pero con coeficiente mas bajo 0,14. Los registros se encuentran normalizados por su máxima amplitud y filtrados en el rango 5-10 Hz.

Wei et al. (2017) observa una menor cantidad de eventos en el plano inferior de la DZS de Tonga, lo que Florez and Prieto (2019) explica como un efecto del control que el parámetro termal ejerce sobre la placa en las tasas de sismicidad relativa. Por un lado, las placas frias que subductan muestran mayores tasas para el plano superior, como Tonga, que presenta un plano inferior con una baja cantidad de eventos (Wei et al., 2017), mientras que placas mas calientes presentan tasas de sismicidad similares para ambos planos.

# Capítulo 3

## Inversiones cinemáticas

### 3.1. Introducción

Con el objetivo de lograr una mejor comprensión de los procesos de ruptura de los seis eventos en estudio y, considerando sus magnitudes en torno a  $M_w$  6.3, se realizan inversiones cinemáticas usando la aproximación de parche elíptico. Esta metodología ha sido usada de forma satisfactoria por varios autores: Vallée and Bouchon (2004); Ruiz and Madariaga (2011); Ruiz and Madariaga (2013); Twardzik et al. (2014); Ulrich and Aochi (2015); Herrera et al. (2017); Momeni et al. (2019); Mirwald et al. (2019), entre otros. Para ello, y dada la dificultad de resolver la geometría de terremotos intraplaca usando datos telesísmicos (Poli et al. 2016; Zhang et al. 2014), se usan registros en campo cercano de la red sismológica mantenida por el CSN. Adicionalmente, se estudia la caída de esfuerzos o *stress drop*, lo que en su conjunto con la geometría de ruptura, resulta información muy importante en la implementación de medidas de prevención de desastre para terremotos intraplaca.

### 3.2. Datos y métodos

Para realizar las inversiones se utilizaron registros de aceleración en campo cercano obtenidas en su mayoría de la red mantenida por el CSN (<http://evtdb.csn.uchile.cl>), con excepción de los eventos de 2011 y 2012, para los que se usaron registros obtenidos desde IRIS (<https://www.iris.edu/hq/>), considerando las estaciones mas cercanas disponibles y procurando mantener una cobertura azimutal, además de evitar registros ruidosos y/o saturados (ver Figura 3.1). Para dichos registros, y siguiendo la metodología de Herrera et al. (2017), se realiza el siguiente procesamiento antes de iniciar la inversión:

1. Se remueve su media y tendencia.
2. Se integran dos veces para llevarlos a desplazamiento usando un filtro pasa banda tipo *Butterworth* de orden 2 entre 0.02 y 0.1 Hz El límite inferior del filtro se define de tal manera de evitar el ruido y artefactos que se pueden provocar al llegar al límite de baja

frecuencia del espectro de amplitud del instrumento. Por otro lado, el límite superior se define para evitar los efectos no modelados producto de la simplicidad del modelo de fuente y del modelo de velocidad 1-D.

3. Remuestreo de los datos y selección de ventana a modelar, considerando las características de los programas que se usan para realizar la inversión cinemática. Para este caso, se consideró una tasa de muestreo de 4 Hz y 512 puntos, es decir, registros de 128 segundos.

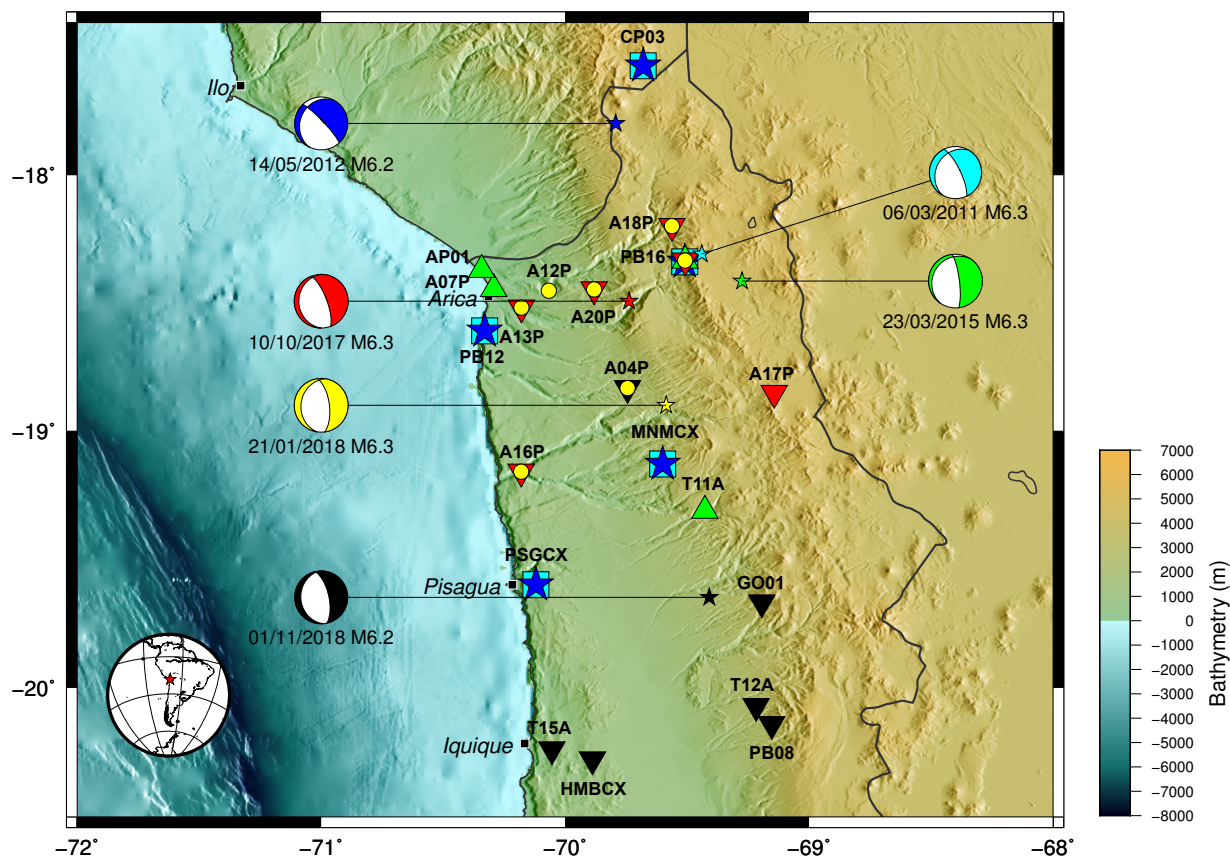


Figura 3.1: Epicentros de los eventos en estudio (estrellas pequeñas), sus mecanismos focales y estaciones consideradas para las inversiones cinemáticas. Para cada evento, su epicentro, mecanismo focal (USGS) y estaciones usadas en la inversión se indican de igual color. Se agrega además la fecha y magnitud reportada para cada evento.

Una vez que se cuenta con los registros de desplazamiento, se inicia el proceso para realizar una inversión cinemática siguiendo la metodología de Herrera et al. (2017). En primer lugar se calculan las funciones de Green teóricas usando el código AXITRA (Bouchon 1981; Coutant 1989), el que simula la propagación de ondas sísmicas desde la fuente a cada estación considerada. Para ello, y dado que todos los eventos se encuentran en el norte de Chile, se usa un mismo modelo de velocidades 1-D estimado por Husen et al. (1999). Así, el modelo cinemático que se busca para describir la ruptura, corresponde a un parche elíptico definido por 7 parámetros a invertir (ver Figura 3.2). Cinco de ellos asociados a la geometría de la elipse: coordenadas  $(x_0, y_0)$  del centro de la elipse con respecto al hipocentro, longitudes de los semiejes  $a$  y  $b$ , y el ángulo de rotación de la elipse  $\alpha$ , definido entre la horizontal y

el semieje  $a$ . Los otros dos parámetros cinemáticos corresponden al deslizamiento máximo  $D_{max}$  y velocidad de ruptura  $V_r$ . Además, se asume una distribución de deslizamiento de tipo elíptica, donde el deslizamiento máximo ocurre al centro de la elipse.

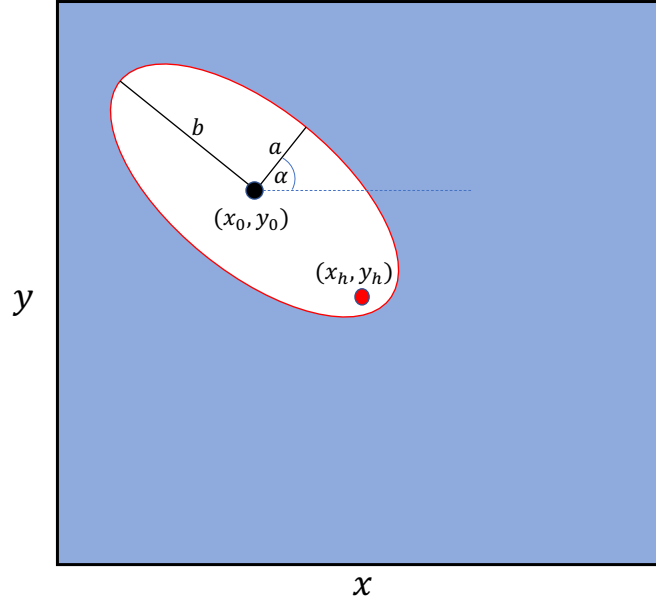


Figura 3.2: Geometría del parche elíptico que define la zona de ruptura dentro del plano de falla para el modelo cinemático. Los puntos  $(x_h, y_h)$  y  $(x_0, y_0)$  definen el hipocentro y el centro de la elipse respectivamente. Los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $\alpha$  definen los semiejes mayor y menor de la elipse y el ángulo de rotación de esta definido entre la horizontal y el semieje  $a$  respectivamente.

Para crear la ruptura finita, se discretiza el plano de falla en una grilla. Así, en cada elemento discretizado de esta última, se considera una fuente puntual. Al generarse un sismo, se asume que cada punto de la falla se desplazará en la zona de ruptura durante un tiempo determinado  $T_0$ . Estos desplazamientos son provocados por estas fuentes puntuales homogéneas en cada punto de la falla. Considerando lo anterior, en la simulación se utiliza una fuente dada por una función rampa causal. De esta manera, tras sumar todos los aportes de las fallas puntuales, es posible obtener una ruptura finita. En este trabajo, se consideran grillas de  $20\text{ km} \times 20\text{ km}$  con el hipocentro ubicado en su centro, con  $20 \times 20$  fuentes puntuales y un  $T_0$  de 2 segundos. Además, para cada evento se invirtió considerando los dos posibles planos de falla reportados por el USGS, dado que no es posible determinar de forma a priori cual corresponde al plano de falla y cual al plano auxiliar.

Para obtener el conjunto de parámetros asociados al menor error o *misfit*, se considera como método de búsqueda el *Neighborhood Algorithm* (Sambridge, 1999), el que para realizar dicha tarea, se basa en el uso de celdas de Voronoi de forma iterativa. Así, a partir de un modelo inicial en el espacio de búsqueda de parámetros, se definen las celdas de Voronoi como las regiones mas cercanas a cada una de las muestras iniciales (ver Figura 3.3), cuyos límites geométricos se definen en base a una norma de distancia tipo  $L^2$ . El tamaño de dichas celdas es inversamente proporcional a la densidad de muestreo, por lo que, mientras mayor es la densidad de muestras en el espacio de parámetros, menor es el tamaño de sus celdas.



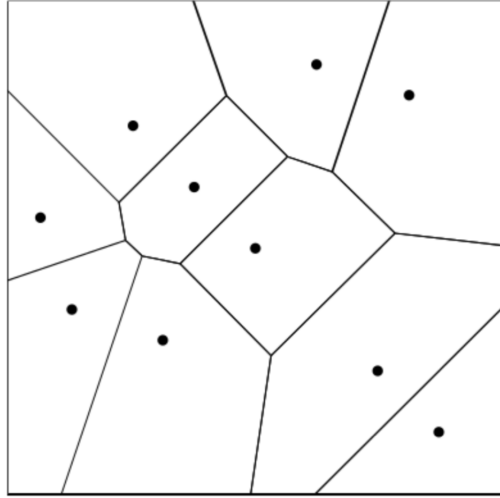


Figura 3.3: Representación esquemática de las celdas de Voronoi. Se presenta el caso de diez muestras generadas aleatoriamente junto con sus respectivas celdas de Voronoi (adaptado de Sambridge 1999).

Los pasos que sigue el método del *Neighborhood Algorithm* se pueden resumir como:

1. Se genera un conjunto inicial de modelos ( $n_s$ ) en el espacio de parámetros, que puede ser de manera uniforme o aleatoria.
2. Se calcula la función de error a cada uno de los modelos ( $n_s$ ) generados, y luego se buscan los modelos que tengan el menor error, los cuales se clasifican en un nuevo conjunto ( $n_r$ ).
3. Se generan nuevos modelos ( $n_s$ ) mediante la realización de una caminata aleatoria dentro de las celdas de Voronoi de cada uno de los modelos ( $n_r$ ) elegidos en el paso 2 (esto es,  $n_s/n_r$  muestras en cada celda).
4. Se vuelve a repetir el proceso desde el paso 2, pero ahora usando los nuevos modelos ( $n_s$ ), con lo cual se inicia una nueva iteración, con un total de 50 en cada inversión.

En este trabajo, el error  $\chi^2$  de cada uno de los modelos probados se calcula comparando sus registros sintéticos con los respectivos registros observados mediante una norma  $L^2$  ponderada, la cual está definida por la Ecuación (3.1)

$$\chi^2 = \frac{\sum_i (obs_i - pred_i)^2}{\sum_i obs_i^2} \quad (3.1)$$

en donde  $obs_i$  y  $pred_i$  corresponden al  $i$ -ésimo sismograma observado y modelado respectivamente. Para este calculo solo se consideran los primeros 60 segundos del registro para evitar incluir ondas superficiales.

Adicionalmente a los 7 parámetros obtenidos directamente de la inversión cinemática, es posible obtener el momento sísmico como Steketee (1958); Maruyama (1964); Burridge and Knopoff (1964)

$$M_0 = \mu \overline{SD} \quad (3.2)$$

donde  $\mu$  es el módulo de rigidez que se puede obtener como  $\mu = \rho(V_s)^2$ , con  $\rho$  y  $V_s$  la densidad y velocidad de onda S obtenidas a partir del modelos de velocidad usado en la inversión (Husen et al., 1999) para la profundidad del hipocentro,  $S$  es el área de ruptura y  $\bar{D}$  corresponde al deslizamiento promedio, obtenido como el promedio de deslizamiento de cada subfalla en el plano discretizado. Y la magnitud de momento como

$$M_w = \frac{\log_{10}(M_0) - 6,07}{1,5} \quad (3.3)$$

Además, considerando el parche elíptico ahora como circular, con radio  $r$  igual al promedio de ambos semi-ejes (es decir,  $r = \frac{a+b}{2}$ ), es posible determinar una caída de esfuerzos o *stress drop* ( $\Delta\sigma$ ) que viene dado por la Ecuación (3.4) (Kanamori and Anderson 1975; Madariaga 1976)

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{\mu\pi}{r} \bar{D} \quad (3.4)$$

### 3.3. Resultados

En la Tabla 3.1 se muestran los resultados obtenidos para los siete parámetros invertidos en cada uno de los eventos, asociado al plano de falla que presenta el menor *misfit*, indicado en la Tabla 3.2. Los resultados asociados al otro posible plano de falla se adjuntan en el Anexo 3.

Evento	$a$ (km)	$b$ (km)	$\alpha$ (rad)	$x_o$ (km)	$y_o$ (km)	$D_{max}$ (m)	$V_r$ km/s
03/06/2011	4.38	6.99	4.90	6.16	2.52	0.65	1.59
14/05/2012	5.89	4.25	5.21	6.86	-0.14	0.71	1.68
23/03/2015	4.14	6.44	5.60	-0.70	-0.28	1.24	0.82
10/10/2017	3.49	5.13	2.14	6.72	-0.70	1.08	1.07
21/01/2018	3.12	4.42	2.01	6.44	-3.08	1.61	0.68
01/11/2018	4.56	5.60	3.21	6.86	-0.70	0.52	1.91
Valor mínimo	3.00	3.00	0	-7.00	-7.00	0.5	0.1
Valor máximo	7.00	7.00	6.28	7.00	7.00	4.0	5.0

Tabla 3.1: Valores de los siete parámetros invertidos para cada uno de los seis eventos, que definen el modelo de ruptura cinemático. Las coordenadas  $(x_o, y_o)$  son las distancias medidas desde el hipocentro  $(x_h, y_h)$ , el cual es el origen del sistema. Las dos últimas filas definen los intervalos de búsqueda de cada parámetro.

Se observa que en general, para todos los eventos la solución indica elipses de tamaño similares, con semiejes del orden de 5 km. Además, los deslizamientos máximos no superan 1.70 m, con velocidades de ruptura *sub-shear*. No obstante, es importante mencionar que dado el tamaño de los eventos (posibilidad de aproximación por fuente puntual), la sensibilidad ante la velocidad de ruptura es baja.

Producto de la similitud entre los resultados de todas las inversiones, en la Figura 3.4 se presenta a modo de ejemplo la convergencia global obtenida para los eventos del 10/10/2017 y del 21/01/2018. En ambos casos es claro que existe una convergencia en la medida que

Evento	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
03/06/2011	210	26	-37
14/05/2012	206	22	-22
23/03/2015	353	78	-101
10/10/2017	180	18	-70
21/01/2018	189	26	-75
01/11/2018	348	66	-93

Tabla 3.2: Plano de falla usado en las inversiones obtenidas en la Tabla 3.1

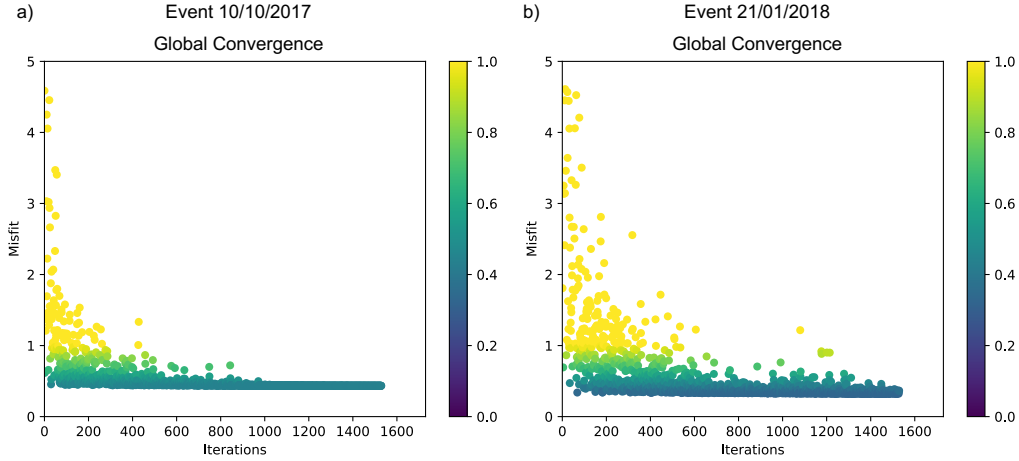


Figura 3.4: Convergencia global del *misfit* entre los registros sintéticos y observados para el evento del 10 de octubre de 2017 (izquierda) y del 21 de enero de 2018 (derecha) usando el *Neighborhood Algorithm*.

aumenta el número de iteraciones, convergiendo de forma estable desde antes de completar la número 50. El mismo patrón se obtiene para el resto de los eventos.

Además, como se indicó en la sección anterior, a partir del mejor modelo que se obtiene para cada inversión cinemática es posible calcular parámetros adicionales tales como el momento sísmico ( $M_0$ ), la magnitud de momento ( $M_w$ ) y la caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ) usando las ecuaciones (3.2), (3.3) y (3.4) respectivamente. Estos valores junto a los *misfit* obtenidos para cada inversión se muestran en la Tabla 3.3. Se observa que los *misfit* presentan similitud, con valores entre 0.32 y 0.47. Por otro lado, los valores de *stress drop* se encuentran dentro de los rangos obtenidos por otros autores para terremotos intraplaca de profundidad intermedia (Kita and Katsumata 2015; Herrera et al. 2017; Mirwald et al. 2019), con un valor mínimo de 7.45 MPa para el evento de 01/11/2018 y un máximo de 29.53 MPa para el evento del 21/01/2018.

Las posiciones dentro de la falla de los mejores modelos obtenidos para los eventos 10/10/2017 y 21/01/2018, junto a sus respectivas distribuciones de deslizamiento e isocronas de tiempo de ruptura se muestran en la Figura 3.5. A partir de lo anterior, es posible inferir la dirección de propagación de la ruptura, la que, para ambos eventos se inicia en uno de los bordes de la elipse. Por un lado, en el evento de 2017, esta es preferentemente hacia el norte del hipocentro, mientras que para el evento de 2018 presenta una orientación noroeste.

Evento	Misfit	$M_o$ (Nm)	Magnitud (Mw)	Stress Drop (MPa)
03/06/2011	0.363	$2,8181 \cdot 10^{18}$	6.23	8.46
14/05/2012	0.465	$2,6118 \cdot 10^{18}$	6.21	10.03
23/03/2015	0.368	$4,8132 \cdot 10^{18}$	6.39	16.66
10/10/2017	0.433	$2,8529 \cdot 10^{18}$	6.24	18.18
21/01/2018	0.320	$3,3972 \cdot 10^{18}$	6.29	29.53
01/11/2018	0.472	$2,0276 \cdot 10^{18}$	6.14	7.45

Tabla 3.3: Parámetros adicionales calculados para los seis eventos en estudio, a partir de su mejor modelo obtenido en la inversión cinemática.

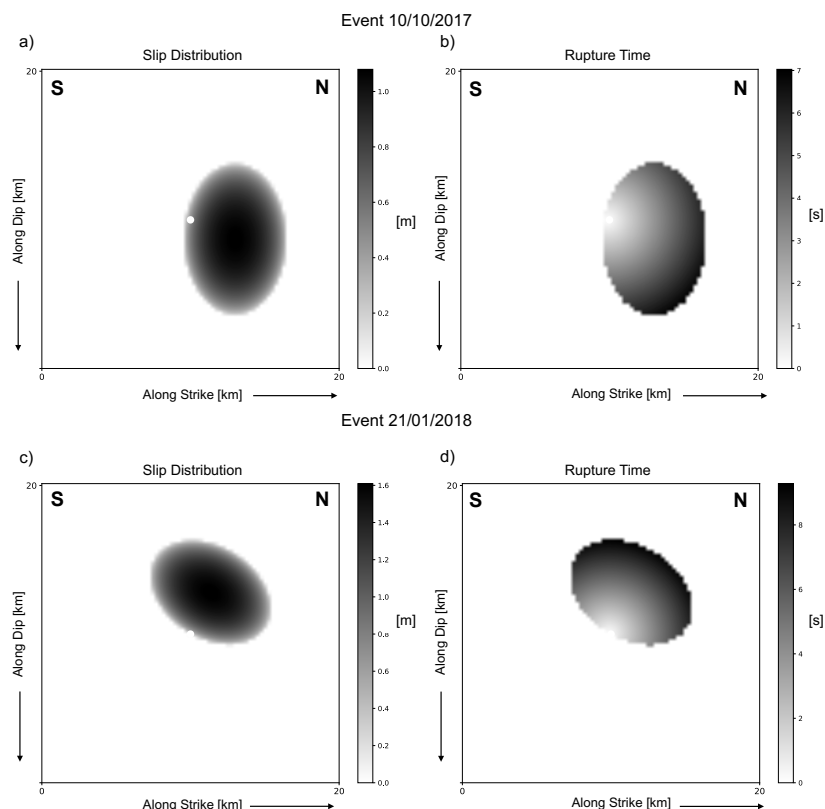


Figura 3.5: Ubicación y geometría del modelo elíptico de ruptura para los eventos del 10 de octubre de 2017, a) y b), y del 21 de enero de 2018, c) y d). Las figuras a la izquierda muestran la distribución de deslizamiento dentro de la zona de ruptura, mientras que las figuras de la derecha presentan las isocronas del tiempo de ruptura. Los círculos blancos señalan la posición del hipocentro y las letras N y S señalan orientaciones aproximadas de los puntos cardinales.

Finalmente, en las Figuras 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.10 y 3.11 se presenta una comparación entre los sismogramas observados con los modelados para cada uno de los eventos en estudio, en las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical.

Se observa que en general, el sismograma simulado logra reproducir al observado dentro del rango de tiempo considerado (primeros 60 segundos).

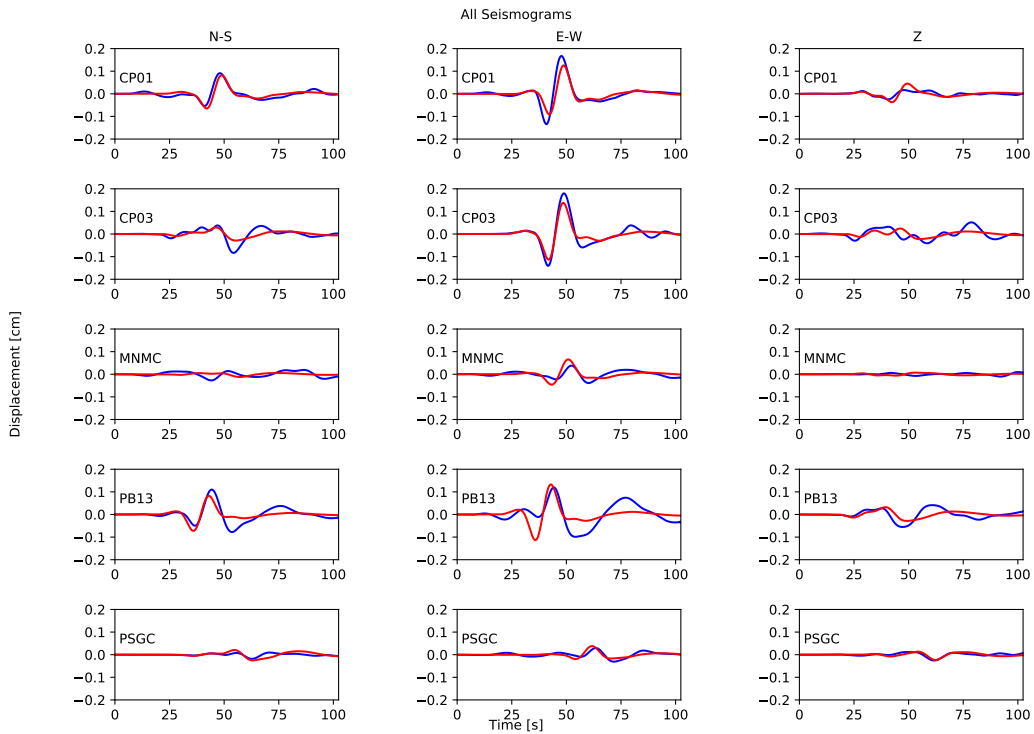


Figura 3.6: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 03/06/2011, entre 0.02 y 0.1 Hz.

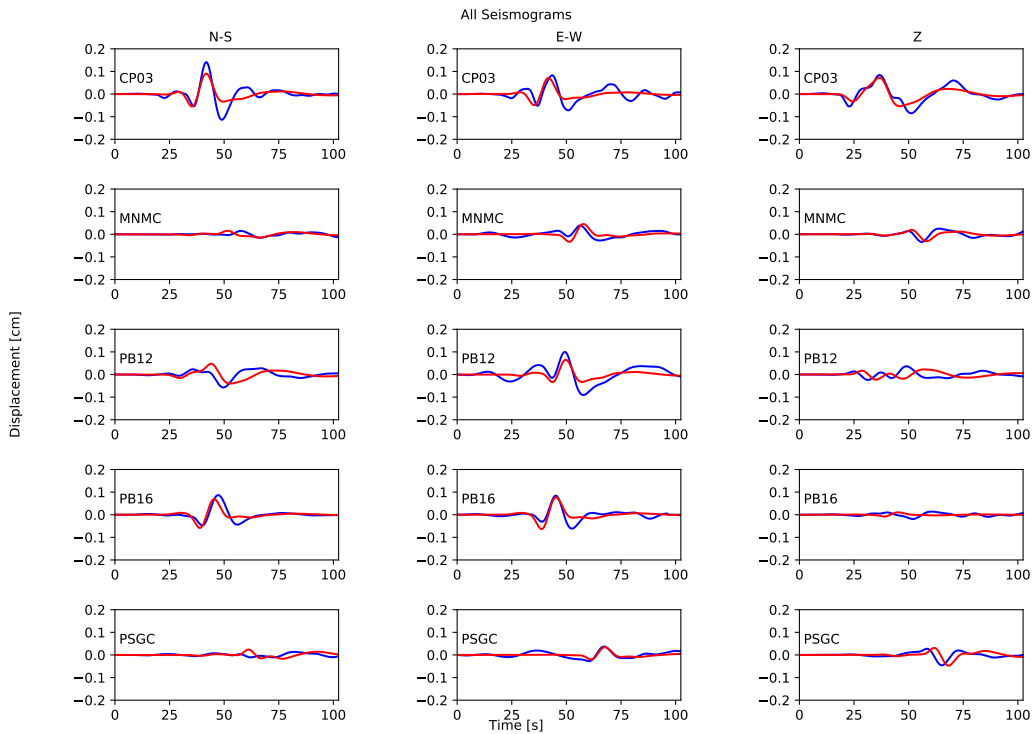


Figura 3.7: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 14/05/2012, entre 0.02 y 0.1 Hz.

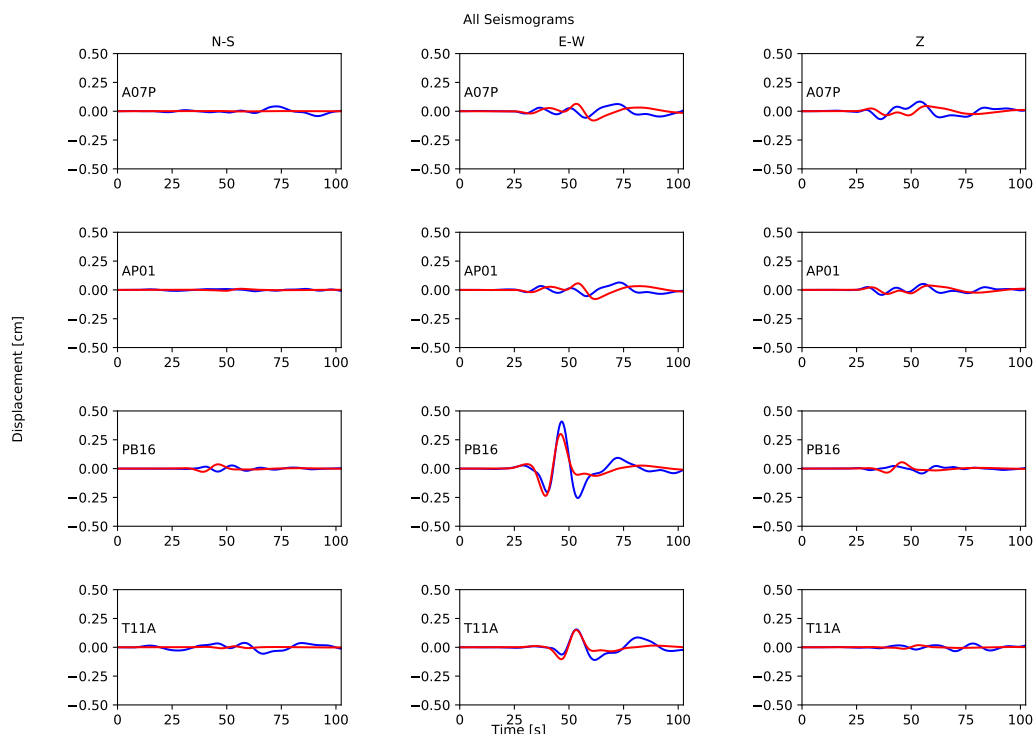


Figura 3.8: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 23/03/2015, entre 0.02 y 0.1 Hz.

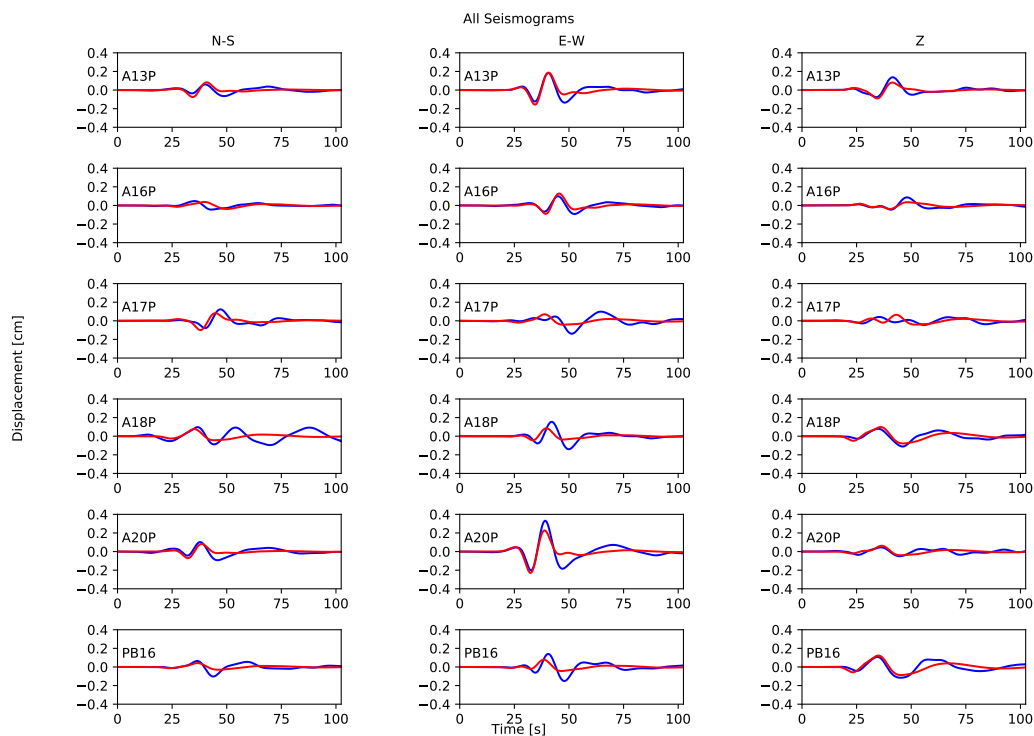


Figura 3.9: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 10/10/2017, entre 0.02 y 0.1 Hz.

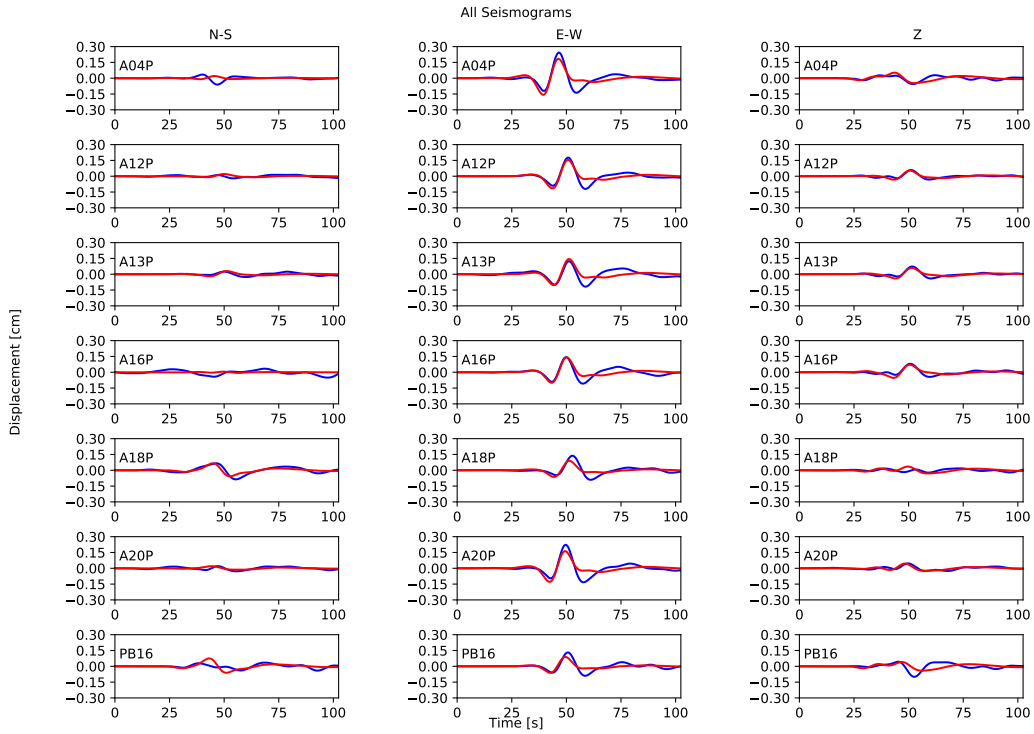


Figura 3.10: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 21/01/2018, entre 0.02 y 0.1 Hz.

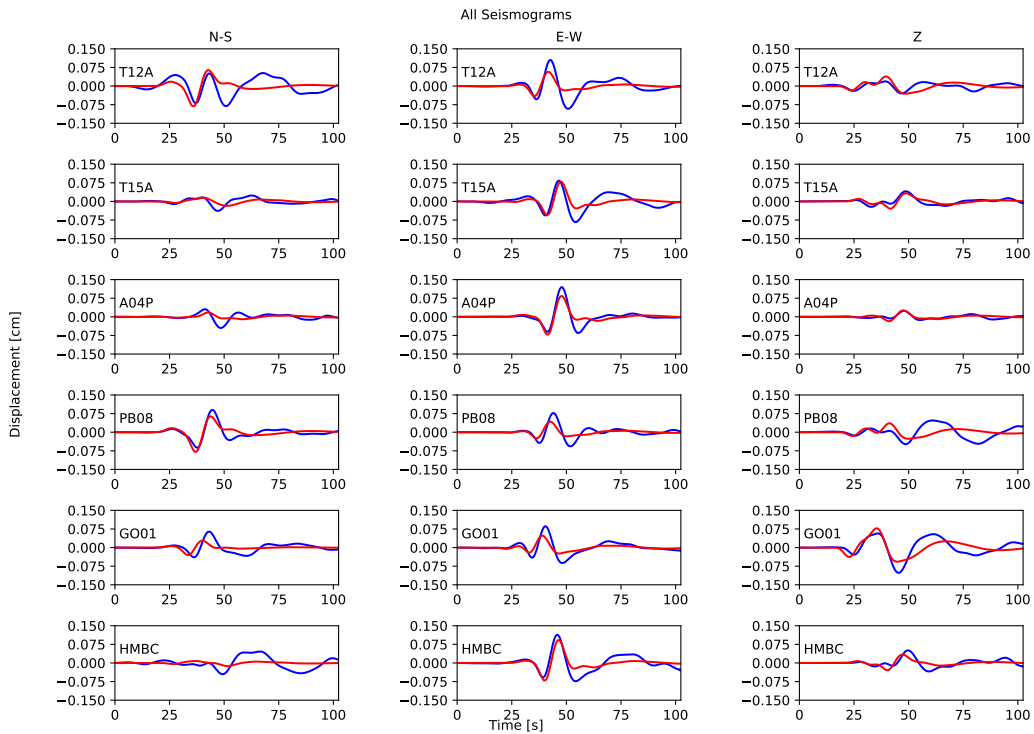


Figura 3.11: Comparación entre los registros observados (azul) y modelados (rojo) para el evento del 01/11/2018, entre 0.02 y 0.1 Hz.

### 3.4. Conclusiones

Se realizó una inversión cinemática para cada uno de los seis eventos intraplaca en estudio, recuperando así la geometría de la zona de ruptura así como su deslizamiento máximo y velocidad de ruptura. En cuanto a la geometría, se presentan dimensiones similares de las elipses obtenidas, así como deslizamientos de un mismo orden, lo que concuerda con su similitud en magnitud. Con respecto a sus velocidades de ruptura, aunque similares y de tipo *sub-shear*, presentan bajos valores  $< 2$  km/s. Esto ha sido interpretado por algunos autores como propio de rupturas disipativas (Kanamori et al. 1998; Prieto et al. 2017). Sin embargo, considerando la profundidad de los eventos, y la ubicación de las estaciones en campo cercano, se requiere mas información de parámetros como eficiencia sísmica para dilucidar mas detalles al respecto. Cabe mencionar, que a partir de los *misfit*, no es posible identificar un plano de falla preferencial, lo que se explicaría por el tamaño de los eventos.



# Capítulo 4

## Contenido de alta frecuencia

### 4.1. Introducción

Dada la importancia que tiene para el movimiento del suelo el contenido de alta frecuencia generado por un terremoto tanto para el estudio de su fuente, así como para aplicaciones de ingeniería civil, estudio de peligro sísmico y planes de mitigación del riesgo, en este capítulo se estudia dicha característica a través de la comparación de dos indicadores. Por un lado, se comparan entre sí los valores de *Peak Ground Acceleration (PGA)* registrados para los seis eventos intraplaca junto con valores predichos a partir de ecuaciones de predicción de movimiento del suelo para la zona de subducción de Chile y, por otra parte, se comparan los valores de *T-Phase Energy Flux (TPEF)* registrados para los cuatro eventos más recientes a partir de registros sísmicos en la Isla Juan Fernandez. Esto último, se hace estudiando fases-T o *T-Phases*, que corresponden a ondas acústicas de alta frecuencia (entre 2 a 8 Hz), que son generadas por la conversión de ondas sísmicas atrapadas dentro del canal de sonido profundo (SOFAR, por sus siglas en inglés *Sound Fixing And Ranging*) (Talandier and Okal, 1998), el que actúa como guía de ondas, permitiéndoles viajar largas distancias sin atenuación anelástica (Thorp, 1965).

### 4.2. Datos y métodos

#### 4.2.1. Peak Ground Acceleration

En esta etapa, se comparan los valores observados de PGA de las componentes horizontales en estaciones de *strong motion* a distancias  $< 500$  km (ver Figura 4.1) para los 6 eventos, obtenidas de la red mantenida por el CSN (<http://evtdb.csn.uchile.cl>) (ver mapas Anexo 5) en los eventos de 2015, 2017 y 2018, y desde IRIS (<https://www.iris.edu/hq/>) para los de 2011 y 2012, con valores predichos a partir de ecuaciones de predicción de movimiento del suelo para la zona de subducción de Chile (Idini et al., 2017). Estas ecuaciones, seleccionan una forma funcional siguiendo la práctica tradicional de descomponer el espectro de respuesta en

las contribuciones de la fuente sísmica ( $F_F$ ), los efectos de trayectoria entre la fuente sísmica y el sitio ( $F_D$ ), y los efectos de sitio locales ( $F_S$ ) (Boore, 2003). La contribución de cada efecto puede ser descrita por un término diferente, y el logaritmo del espectro de respuesta es la suma de todos ellos como sigue,

$$\log_{10}Y = F_F(M_w, H, F_{eve}) + F_D(R, M_w, F_{eve}) + F_S \quad (4.1)$$

donde  $Y$  es el PGA o el espectro de respuesta de aceleración para un oscilador amortiguado al 5% como función del periodo en  $g$ ,  $M_w$  la magnitud de momento,  $H$  la profundidad hipocentral,  $F_{eve}$  una variable muda que es igual a 0 para eventos interplaca y 1 para eventos intraplaca, y  $R$  la distancia de fuente definida como la distancia hipocentral para eventos intraplaca y eventos interplaca con  $M_w < 7,7$ , y como la distancia mas cerca al área de ruptura para eventos intraplaca  $M_w > 7,7$

La contribución del término de fuente  $F_F$  es

$$F_F(M_w, H, F_{eve}) = c_1 + 2M_w + C_8(H - h_0)F_{eve} + \Delta f_M \quad (4.2)$$

donde,

$$\Delta f_M = \begin{cases} c_9 M_w^2 & \text{si } F_{eve} = 0 \\ \Delta c_1 + \Delta c_2 M_w & \text{si } F_{eve} = 1 \end{cases} \quad (4.3)$$

y  $h_0 = 50$  km.

El término de trayectoria  $F_D$ ,

$$F_D(R, M_w, F_{eve}) = g \log_{10}(R + R_0) + c_5 R \quad (4.4)$$

donde,

$$R_0 = (1 - F_{eve} c_6 10^{c_7 [M_w - M_r]}) \quad (4.5)$$

y

$$g = (c_3 + c_4 [M_w - M_r] + \Delta c_3 F_{eve}) \quad (4.6)$$

con  $M_r = 5$  como valor de magnitud de referencia.

Finalmente, en el caso del efecto de sitio, se considera ubicación en roca, por lo que  $F_S = 0$ .

## 4.2.2. T-Phase Energy Flux

Para el estudio del *T-Phase Energy Flux (TPEF)*, se utilizan los registros continuos de la estación banda ancha VA04, operada desde 2015 por el CSN en la Isla Juan Fernandez (IJF), la que se ubica a aproximadamente 800 km desde la costa de Sudamérica (ver Figura

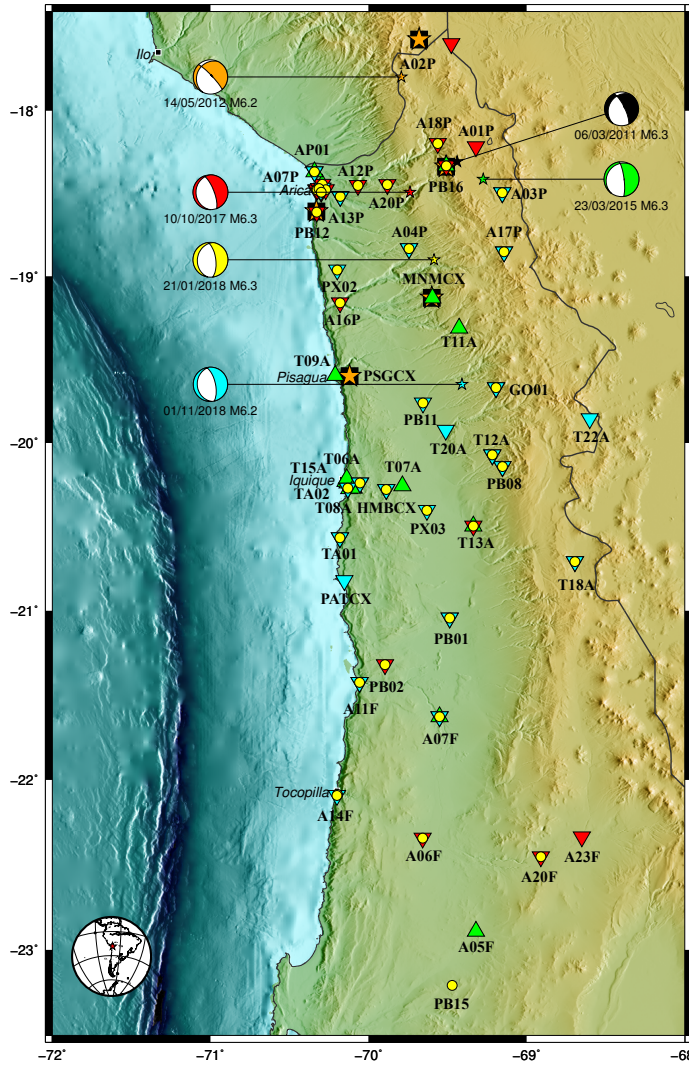


Figura 4.1: Estaciones usadas en el cálculo de PGA. Para cada evento, su epicentro (estrella pequeña), mecanismo focal y estaciones asociadas se indican de igual color. Se agrega además la fecha y magnitud reportada para cada evento.

4.2). Dado que solo existen registros a partir de 2015, los eventos de 2011 y 2012 no son considerados en esta parte del trabajo.

El  $TPEF$  generado por una fase-T en una determinada estación se define por (Okal et al., 2003):

$$TPEF = \rho\alpha \int_W [\dot{u}(t)]^2 dt \quad (4.7)$$

donde  $\dot{u}(t)$  es la velocidad del suelo en la componente vertical,  $W$  es la duración de la  $T$ -phase, y  $\rho$ ,  $\alpha$  son la densidad y velocidad de onda P en el sitio donde se ubica la estación respectivamente.

Para realizar el cálculo del  $TPEF$ , se siguió la metodología descrita por (Sáez and Ruiz (2018)), resumida a continuación:

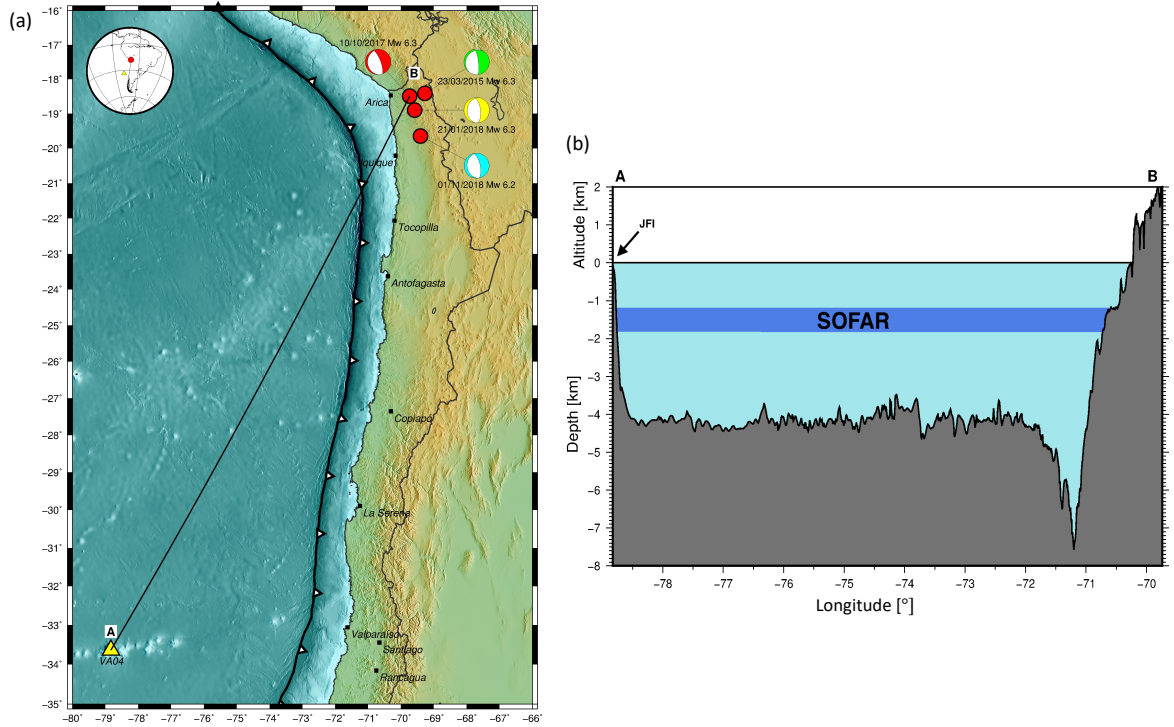


Figura 4.2: (a) Mapa de ubicación: el triángulo amarillo corresponde a la estación VA04 ubicada en la Isla Juan Fernández, los puntos rojos son los eventos de 2015, 2017 y 2018. Se indican además sus mecanismos focales reportados por el USGS, fechas y magnitudes. (b) Batimetría del perfil A-B indicado en (a).

1. Se filtra el registro usando un filtro pasa banda Butterworth con frecuencias esquina de 2 y 8 Hz.
2. Se calcula el tiempo de llegada teórico de las fases T a la estación VA04. Para ello, se consideran los tiempos de viaje de las ondas P y S desde el hipocentro al talud continental y los tiempos de viajes de las fases T en el canal SOFAR. Se usan velocidades promedio de 8, 4.6 y 1.484 km/s respectivamente (Talandier and Okal, 1998).
3. Considerando el tiempo de llegada de la fase T a la estación VA04, se selecciona visualmente la ventana temporal que contiene dicha fase.
4. Se divide el registro obtenido en el punto anterior en ventanas de 1 segundo, y para cada ventana se calcula su error medio cuadrático (RMS), generando una curva de RMS.
5. Se normaliza la curva de RMS usando su máximo valor, y luego se suaviza usando una media móvil de 5 puntos.
6. Se calcula el  $TPEF$  usando la Ecuación (4.7), considerando como duración  $W$  la zona en que la amplitud del RMS normalizado es mayor o igual a 0.6. Finalmente, los valores calculados de  $TPEF$  se normalizan por  $\rho$  y  $\alpha$ , dado que se trata de la misma estación.

### 4.3. Resultados

En la Figura 4.3 se muestra la comparación entre los valores observados de  $PGA$  para los seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio, y los valores obtenidos a partir de las ecuaciones de predicción. En general, se observa que para todos los eventos, los valores de  $PGA$  observados siguen la tendencia de la curva de predicción con cierta dispersión. No obstante, no se observa una diferencia clara entre el evento que ocurre en el plano superior (evento de 2017) y los eventos que ocurren en el plano inferior de la DZS. Por otro lado, se observa que para distancias superiores a 330 km, los valores registrados de  $PGA$  superan en su totalidad a los valores predichos por las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo para la zona de subducción de Chile propuestas por Idini et al. (2017).

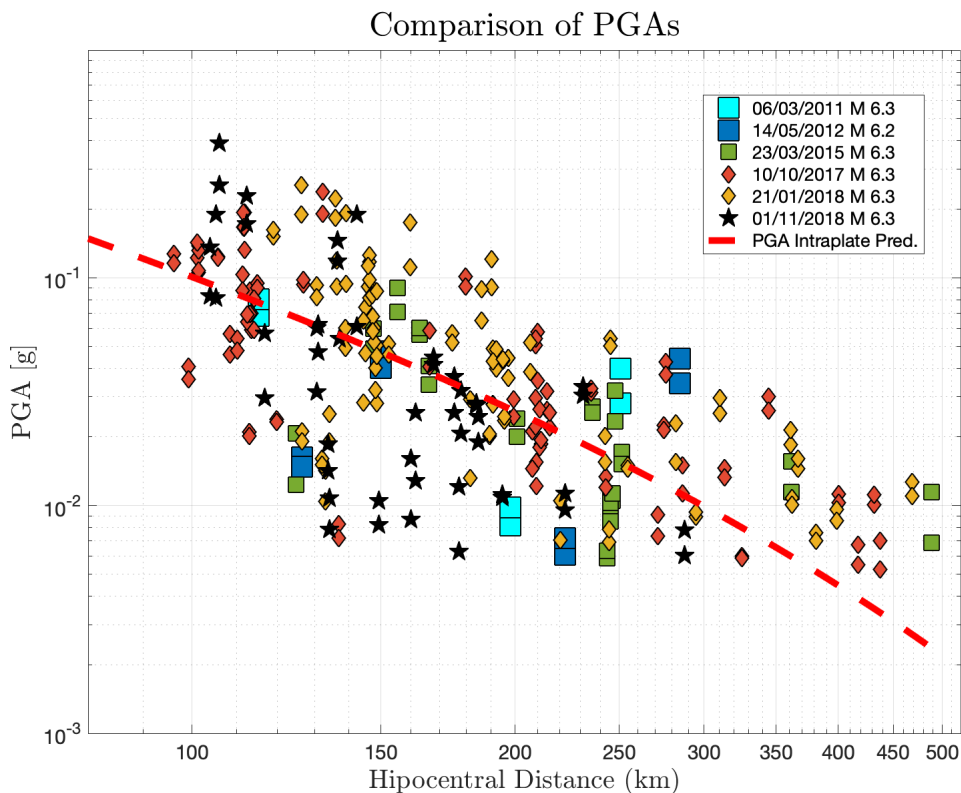


Figura 4.3: Comparación entre los valores de  $PGA$  observados para los 6 eventos intraplaca en estudio (cuadrados, rombos y estrella), y los valores predichos por las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (línea roja segmentada) para la zona de subducción de Chile (Idini et al., 2017). Los registros continuos fueron filtrados entre 0.04 y 30 Hz antes de extraer los valores de  $PGA$ , para evitar ruido instrumental.

Finalmente, en la Figura 4.4 se muestran los resultados del  $TPEF$  para los cuatro eventos considerados. Para todos los casos es posible observar la llegada de onda P, onda S y fase-T. Es claro que el evento de 2017, que ocurre en el plano superior de la doble zona, presenta mayores amplitudes en la  $T$ -Phase, lo que se manifiesta en un mayor  $TPEF$ , dando cuenta de mayores amplitudes en el rango de alta frecuencia estudiado (2-8 Hz).

## VA04 Station

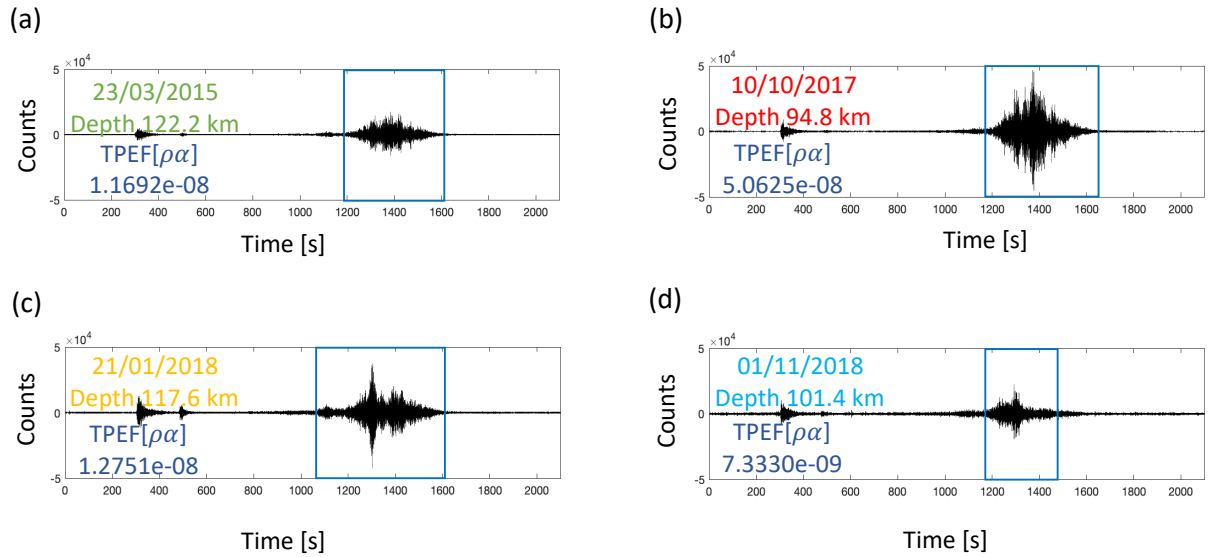


Figura 4.4: Resultados del  $TPEF$  calculado, con registros en igual escala, y filtrados entre 2 y 8 Hz. a) Evento del 23/03/2015. b) Evento del 10/10/2017. c) Evento del 21/01/2018. d) Evento del 01/11/2018. Adicionalmente, se indica los valores obtenidos para el  $TPEF$  normalizados por la densidad y velocidad de onda P. Los colores de los textos que indican fechas y profundidad, están de acuerdo a los colores de cada evento en la Figura 4.2. El recuadro azul indica el rango de tiempo en que se registra la fase-T.

## 4.4. Conclusiones

Se estudió el contenido de alta frecuencia de los eventos intraplaca considerando  $PGA$  y  $TPEF$ . En el primer caso, para los seis eventos no se observan diferencias ni algún tipo de patrón en sus valores de  $PGA$ . Estos además siguen la tendencia predicha por las curvas de atenuación de Idini et al. (2017) hasta distancias hipocentrales de aproximadamente 330 km. A partir de ahí, la curva de predicción subestima los valores de  $PGA$  observados, probablemente porque al construirla, la cantidad de registros considerados a esas distancias es mucho menor que a distancias cortas ( $< 200 - 300$  km). Por otra parte, sí se observa diferencia entre el  $TPEF$  del evento ocurrido en la parte superior de la DZS y aquellos ocurridos en el plano inferior (eventos de 2015 y 2018). Considerando que las trayectorias seguidas por las ondas para todos los casos son iguales dada su cercanía, sus diferencias podrían estar asociadas a una diferencia en el contenido de frecuencia generado por su proceso de ruptura o porque estas ondas quedan atrapadas en el canal de subducción.

# Capítulo 5

## Modelo térmico

### 5.1. Introducción

Finalmente, dado que algunos autores han observado la relación entre las dobles zonas sísmicas y el estado termal de la placa que las contiene (Brudzinski et al. 2007; Wei et al. 2017; Sippl et al. 2018), mostrando por ejemplo que, la distancia o espaciamento entre el plano superior e inferior de sismicidad en placas frías y viejas es mayor que en placas jóvenes (Brudzinski et al., 2007), se realiza un análisis entre la ubicación de los eventos intraplaca de profundidad intermedia y un modelo térmico del norte de Chile desarrollado por Mancini et al., (2019).

### 5.2. Datos y métodos

Para realizar el análisis, se superpone la ubicación de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia en estudio con un modelo térmico, que se desarrolla usando la técnica de elemento finito, resolviendo las ecuaciones de conducción-difusión y de Stokes considerando un bajo número de Reynolds ( $R_e$ ) (Mancini et al., 2019), el que depende de la densidad, viscosidad, velocidad y dimensión típica de un flujo, e indica la relación entre las fuerzas inerciales y las fuerzas viscosas presentes en un fluido.

### 5.3. Resultados

Como se observa en la Figura 5.1 y Figura 5.2, el evento de 2017 ubicado en el plano superior, y sus réplicas, no sobrepasan profundidades mayores a las de la isoterma de  $400^{\circ}C$ , aproximadamente la temperatura a partir de la cual el cuarzo se transforma en dúctil, en concordancia con lo presentado por (Sippl et al., 2018). Además, el resto de eventos ubicados en el plano inferior de la DZS ocurren en torno a los  $600^{\circ} - 650^{\circ}C$ , donde se ha observado

que la sismicidad del plano inferior, comúnmente relacionada a descomposición de antigorita dentro de manto serpentizado (Peacock, 2001), se orienta de forma paralela a estas isoterma (Sippl et al., 2018), ya que corresponden a temperaturas a las que se ha demostrado que la descomposición de antigorita ocurre (Plümper et al. 2016; Rüpke et al. 2004).

Es también interesante destacar que, el evento del plano superior que presenta un gran número de réplicas y los eventos ubicados en el plano inferior que no presentan (o presentan muy pocas) réplicas catalogadas, están localizados sobre y bajo la isoterma de los  $400^{\circ}\text{C}$  respectivamente, aproximadamente la temperatura en que el cuarzo pasa a ser dúctil. Sin embargo, la zona de transición de frágil a dúctil es dependiente además de la edad de la placa oceánica (Ruiz and Contreras-Reyes 2015; Carrasco et al. 2019).

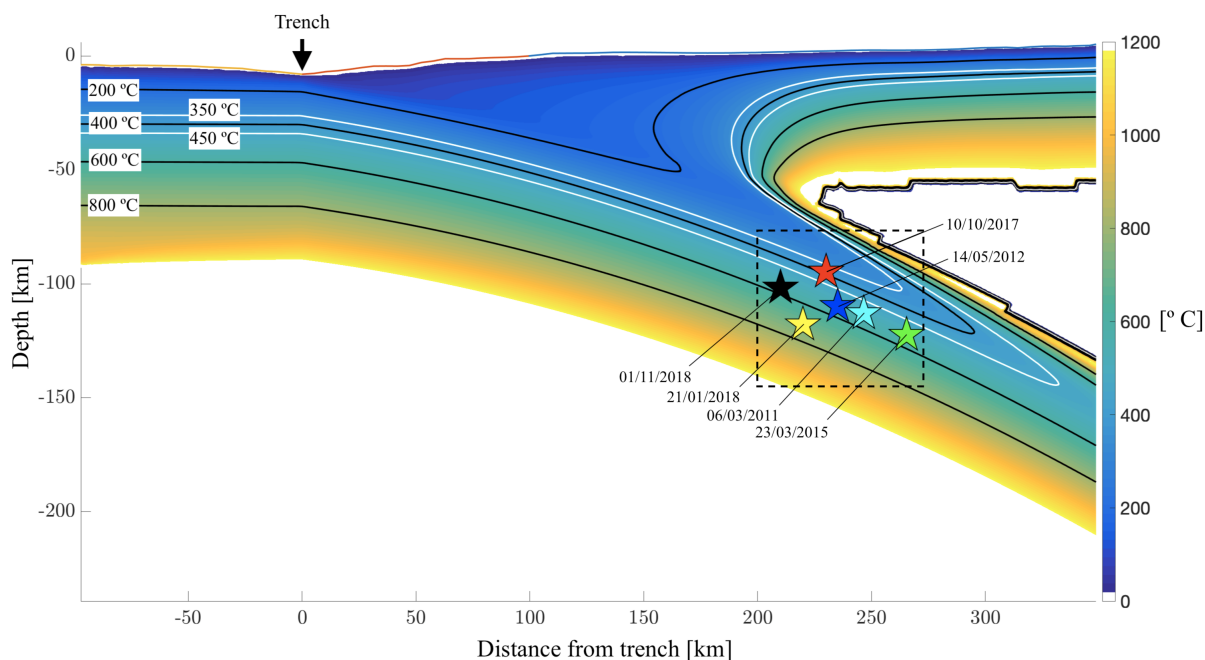


Figura 5.1: Modelo Térmico desarrollado por Mancini et al., (2019), junto a la ubicación de los eventos intraplaca en estudio (estrellas de colores). Se indican las isoterma de  $200^{\circ}\text{C}$ ,  $400^{\circ}\text{C}$ ,  $600^{\circ}\text{C}$  y  $800^{\circ}\text{C}$  como líneas continuas negras, y las de  $350^{\circ}\text{C}$  y  $450^{\circ}\text{C}$  como líneas continuas blancas. Se indica además la ubicación de la fosa (*trench*), y las distancias con respecto a esta. El recuadro en línea segmentada se presenta con mayor detalle en la Figura 5.2. Este perfil Oeste-Este de izquierda a derecha, corresponde a una proyección del perfil C-C' indicado en la Figura 1.2.

## 5.4. Conclusiones

Mediante la comparación anteriormente expuesta, se observa una relación entre las isoterma modeladas para el norte de Chile, y la ubicación de los eventos que no presentan o presentan muy pocas réplicas luego de su nucleación, ubicados en el plano inferior de la DZS, y el evento que si presenta gran cantidad de réplicas ubicado en el plano superior. Por un lado el evento de 2017 observado dentro del plano superior de la DZS junto con sus réplicas,



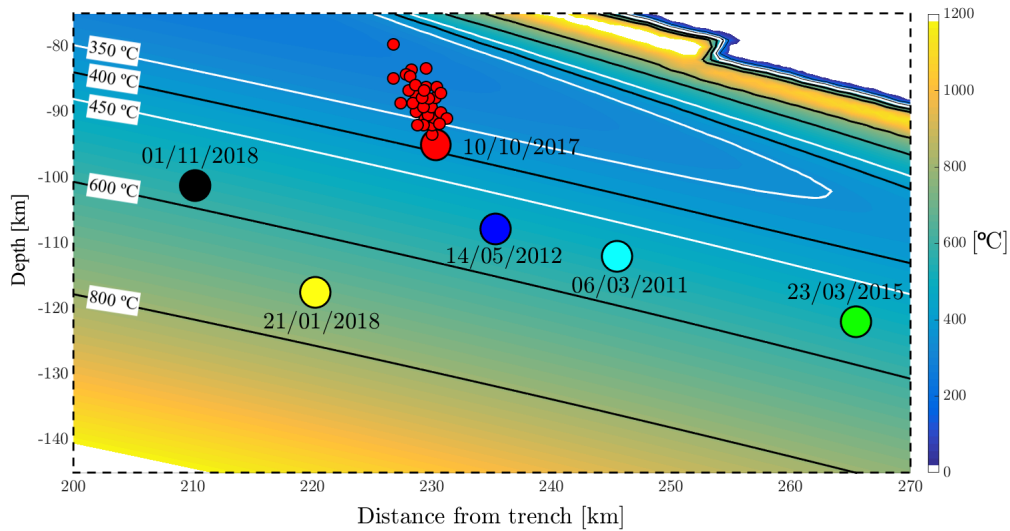


Figura 5.2: Vista en detalle del modelo Térmico desarrollado por Mancini et al., (2019), junto a la ubicación de los eventos intraplaca en estudio y las réplicas del evento de 2017 (círculos con colores). Se indican las isothermas de  $400^{\circ}\text{C}$ ,  $600^{\circ}\text{C}$  y  $800^{\circ}\text{C}$  como líneas continuas negras, y las de  $350^{\circ}\text{C}$  y  $450^{\circ}\text{C}$  como líneas continuas blancas. Se indica además la ubicación de la fosa (*trench*), y las distancias con respecto a esta. Este perfil Oeste-Este de izquierda a derecha, corresponde a una proyección del perfil C-C' indicado en la Figura 1.2.

ocurre a temperaturas inferiores a  $400^{\circ}\text{C}$ , mientras que los eventos pertenecientes al plano inferior de la DZS ocurren a temperaturas del orden de  $600 - 650^{\circ}\text{C}$ , lo que podría explicar su diferente comportamiento en la eficiencia de réplicas, asociado además a cambios en las propiedades del cuarzo y antigorita (Rüpkke et al. 2004; Plümper et al. 2016; Sippl et al. 2018).

# Conclusión

Se realizó el estudio de seis terremotos intraplaca de profundidad intermedia ocurridos al interior de la placa de Nazca entre 2011 y 2018, de tipo normal y magnitudes en torno a 6.3, en un sector donde se genera una doble zona sísmica (Comte and Suárez 1994; Marot et al. 2014; Sippl et al. 2018; Florez and Prieto 2019), para los que se compararon diferentes observaciones y parámetros.

A partir del uso de *template matching*, se observa una diferencia en la eficiencia de réplicas entre el evento de 2017 que ocurre en el plano superior de la DZS, y el evento de 21/01/2018. Dicha diferencia, puede ser observada solo revisando el catálogo del CSN, pero se acentúa mucho más al detectar 683 nuevos eventos a partir de un catálogo de 29 *templates* en el caso de 2017 (aproximadamente 23 veces más), y solo 3 nuevas detecciones a partir de un catálogo de igual tamaño para el caso de 2018.

Con respecto a las geometrías de las rupturas y sus parámetros cinemáticos, no es posible observar diferencias con la metodología de inversión cinemática. Los tamaños de las elipses obtenidas son de similar orden, al igual que los deslizamientos máximos y *stress drop*. Algo llamativo, son las velocidades de ruptura obtenidas, las que, a pesar que existe poca resolución con respecto a ellas por las profundidades de los eventos y distribución de estaciones en campo cercano, podrían dar una idea de rupturas discipativas con poca eficiencia sísmica. Sin embargo, se hace necesario llevar a cabo trabajo futuro para estudiar parámetros como la energía radiada y eficiencia sísmica para obtener resultados más concluyentes en este punto.

Otro aspecto en el que se observan diferencias entre el evento de 2017 y los eventos de 2015 y 2018, es al comparar el *TPEF* registrado en la Isla de Juan Fernandez, donde el evento de 2017 presenta el mayor valor (aprox. un orden de magnitud mayor), lo que indicaría una posible diferencia en el contenido de alta frecuencia (entre 2 a 8 Hz) radiado por la fuente. No obstante, es necesario realizar un mayor análisis con respecto a la trayectoria seguida entre fuente-receptor para los diferentes casos. Por otro lado, a partir de la comparación de valores de *PGA*, no es posible encontrar diferencias o tendencias entre los 6 eventos. Cabe mencionar, que hasta distancias de 330 km, los valores observados concuerdan con los predichos por las ecuaciones de Idini et al. (2017).

También, se observan diferencias en cuanto a las temperaturas esperadas en las zonas de

nucleación de los diferentes terremotos. Por una parte, el plano superior donde se encuentra el evento de 2017 se ubica alineado aproximadamente con la isoterma de los  $400^{\circ}C$ , mientras que el plano inferior lo hace con las isotermas de  $600 - 650^{\circ}C$ . Todo lo anteriormente expuesto, sumado a la diferencia en la eficiencia de réplicas y contenido de frecuencia observada, indicaría que las condiciones termales de la placa ejercen un control sobre las rupturas que ocurren en la doble zona sísmica. Factores como la temperatura a partir de la cual el cuarzo se transforma en dúctil (Sippl et al., 2018) o la temperatura a la cual se espera descomposición de antigorita dentro de manto serpentizado (Peacock, 2001), podrían estar condicionando diferentes rupturas de acuerdo a la ubicación del hipocentro dentro de la doble zona sísmica en el norte de Chile.

# Bibliografía

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4):1561–1568.
- Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *pure and applied geophysics*, 160(3):635–676.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green’s functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4):959–971.
- Brudzinski, M. R., Thurber, C. H., Hacker, B. R., and Engdahl, E. R. (2007). Global prevalence of double benioff zones. *Science*, 316(5830):1472–1474.
- Burridge, R. and Knopoff, L. (1964). Body force equivalents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A):1875–1888.
- Carrasco, S., Ruiz, J. A., Contreras-Reyes, E., and Ortega-Culaciati, F. (2019). Shallow intraplate seismicity related to the illapel 2015 mw 8.4 earthquake: Implications from the seismic source. *Tectonophysics*.
- Comte, D. and Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern chile and southern peru seismic gaps. *Natural hazards*, 4(1):23–44.
- Comte, D. and Suárez, G. (1994). An inverted double seismic zone in chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science*, 263(5144):212–215.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., and Carrizo, D. (2012). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north chile. *Nature Geoscience*, 5(5):342.
- Coutant, O. (1989). Programme de simulation numérique axitra: Lgit.
- Delouis, B. and Legrand, D. (2007). Mw 7.8 tarapaca intermediate depth earthquake of 13

- june 2005 (northern chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 34(1).
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4):297–356.
- Ferrand, T. P., Hilairet, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., Renner, J., Wang, Y., Green II, H. W., and Schubnel, A. (2017). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature communications*, 8:15247.
- Florez, M. and Prieto, G. (2019). Controlling factors of seismicity and geometry in double seismic zones. *Geophysical Research Letters*.
- Frank, W. B., Poli, P., and Perfettini, H. (2017). Mapping the rheology of the central chile subduction zone with aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 44(11):5374–5382.
- Frohlich, C. (2006). *Deep Earthquakes*. Cambridge University Press.
- GFZ (2006). Ipc seismic network.
- Gibbons, S. J. and Ringdal, F. (2006). The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation. *Geophysical Journal International*, 165(1):149–166.
- Green, H. W. and Houston, H. (1995). The mechanics of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1):169–213.
- Green II, H. W., Chen, W.-P., and Brudzinski, M. R. (2010). Seismic evidence of negligible water carried below 400-km depth in subducting lithosphere. *Nature*, 467(7317):828.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., and Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2017). Seismic imaging of slab metamorphism and genesis of intermediate-depth intraslab earthquakes. *Progress in Earth and Planetary Science*, 4(1):12.
- Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978). Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern japan arc. *Tectonophysics*, 47(1-2):43–58.
- Havskov, J. and Ottemoller, L. (1999). Seisan earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5):532–534.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410):58–61.
- Herrera, C., Ruiz, S., Madariaga, R., and Poli, P. (2017). Dynamic inversion of the 2015 Jujuy earthquake and similarity with other intraslab events. *Geophysical Journal International*,

209(2):866–875.

- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., and Asch, G. (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3):687–701.
- Idini, B., Rojas, F., Ruiz, S., and Pastén, C. (2017). Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(5):1853–1880.
- Jung, H., Green Ii, H. W., and Dobrzhinetskaya, L. F. (2004). Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, 428(6982):545.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, 65(5):1073–1095.
- Kanamori, H., Anderson, D. L., and Heaton, T. H. (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, 279(5352):839–842.
- Kato, A., Fukuda, J., Kumazawa, T., and Nakagawa, S. (2016a). Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.2 earthquake. *Scientific reports*, 6:24792.
- Kato, A., Fukuda, J., Nakagawa, S., and Obara, K. (2016b). Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*, 43(17):8945–8953.
- Kausel, E. (1986). Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3(1):8–13.
- Kausel, E. and Campos, J. (1992). The  $M_s = 8$  tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72(3):220 – 235.
- Kirby, S. (1995). Interslab earthquakes and phase changes in subducting lithosphere. *Reviews of Geophysics*, 33(S1):287–297.
- Kita, S. and Katsumata, K. (2015). Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(2):552–562.
- Korenaga, J. (2017). On the extent of mantle hydration caused by plate bending. *Earth and Planetary Science Letters*, 457:1–9.
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3):938–960.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3):639–666.

- Mancini, R., Contreras-Reyes, E., Osses, A., Cabrera, L., and Ruiz, S. (2019). Modelo 2-d térmico de la subducción chilena, mediante el método de elementos finitos. *Inverse Problems Methods, Applications and Synergies*, 1:1.
- Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., and Pardo, M. (2014). Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-d regional travelttime tomography and petrological modelling of central chile and western argentina (29–35 s). *Geophysical Journal International*, 199(3):1633–1654.
- Maruyama, T. (1964). Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42:289–368.
- McGuire, J. J. and Wiens, D. A. (1995). A double seismic zone in new britain and the morphology of the solomon plate at intermediate depths. *Geophysical Research Letters*, 22(15):1965–1968.
- Mirwald, A., Cruz-Atienza, V. M., Díaz-Mojica, J., Iglesias, A., Singh, S. K., Villafuerte, C., and Tago, J. (2019). The 19 september 2017 (mw7.1) intermediate-depth mexican earthquake: A slow and energetically inefficient deadly shock. *Geophysical Research Letters*, 46(4):2054–2064.
- Momeni, S. M., Aoudia, A., Tatar, M., Twardzik, C., and Madariaga, R. (2019). Kinematics of the 2012 Ahar–Varzaghan complex earthquake doublet (Mw6.5 and Mw6.3). *Geophysical Journal International*, 217(3):2097–2124.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).
- Ohuchi, T., Lei, X., Ohfuji, H., Higo, Y., Tange, Y., Sakai, T., Fujino, K., and Irifune, T. (2017). Intermediate-depth earthquakes linked to localized heating in dunite and harzburgite. *Nature Geoscience*, 10(10):771.
- Okal, E. A., Alasset, P.-J., Hyvernaud, O., and Schindelé, F. (2003). The deficient T waves of tsunami earthquakes. *Geophysical Journal International*, 152(2):416–432.
- Okazaki, K. and Hirth, G. (2016). Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588):81.
- Peacock, S. M. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4):299–302.
- Peng, Z. and Zhao, P. (2009). Migration of early aftershocks following the 2004 parkfield earthquake. *Nature Geoscience*, 2(12):877.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabalier, J. B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Necessian, A., Charade, O., Patau, G., Clévéde, E., Kausel, E., Bernard, P., and Vilotte, J.-P. (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. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Plümper, O., John, T., Podladchikov, Y. Y., Vrijmoed, J. C., and Scambelluri, M. (2016). Fluid escape from subduction zones controlled by channel-forming reactive porosity. *Nature Geoscience*, 10:150.
- Poli, P., Prieto, G., Yu, C., Florez, M., Agurto-Detzel, H., Mikesell, T., Chen, G., Dionicio, V., and Pedraza, P. (2016). Complex rupture of the m 6.3 2015 march 10 bucaramanga earthquake: Evidence of strong weakening process. *Geophysical Journal International*, 205(2):988–994.
- Prieto, G. A., Beroza, G. C., Barrett, S. A., Lopez, G. A., and Florez, M. (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570-571:42 – 56.
- Prieto, G. A., Froment, B., Yu, C., Poli, P., and Abercrombie, R. (2017). Earthquake rupture below the brittle-ductile transition in continental lithospheric mantle. *Science Advances*, 3(3).
- Reynard, B., Nakajima, J., and Kawakatsu, H. (2010). Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double wadati-benioff zones. *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- Rietbrock, A. and Waldhauser, F. (2004). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Ross, Z. E., Trugman, D. T., Hauksson, E., and Shearer, P. M. (2019). Searching for hidden earthquakes in southern california. *Science*, 364(6442):767–771.
- Ruiz, J. A. and Contreras-Reyes, E. (2015). Outer rise seismicity boosted by the maule 2010 mw 8.8 megathrust earthquake. *Tectonophysics*, 653:127–139.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2011). Determination of the friction law parameters of the mw 6.7 michilla earthquake in northern chile by dynamic inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2013). Kinematic and dynamic inversion of the 2008 northern iwate earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2A):694–708.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169.
- Rüpke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M., and Connolly, J. A. (2004). Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1):17 – 34.



- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2):479–494.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662):37–42.
- Senobari, N. S., Funning, G. J., Keogh, E., Zhu, Y., Yeh, C.-C. M., Zimmerman, Z., and Mueen, A. (2018). Super-efficient cross-correlation (sec-c): A fast matched filtering code suitable for desktop computers. *Seismological Research Letters*, 90(1):322–334.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133):305.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., and Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5):4063–4087.
- Steketee, J. A. (1958). On volterra’s dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2):192–205.
- Sáez, M. and Ruiz, S. (2018). Controls on the t phase energy fluxes recorded on juan fernandez island by continental seismic wave paths and nazca bathymetry. *Geophysical Research Letters*, 45(6):2610–2617.
- Talandier, J. and Okal, E. A. (1998). On the mechanism of conversion of seismic waves to and from t waves in the vicinity of island shores. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2):621–632.
- Tassara, A. and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1):161–168.
- Thorp, W. H. (1965). Deep-ocean sound attenuation in the sub- and low-kilocycle-per-second region. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 38(4):648–654.
- Twardzik, C., Das, S., and Madariaga, R. (2014). Inversion for the physical parameters that control the source dynamics of the 2004 parkfield earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(9):7010–7027.
- Ulrich, T. and Aochi, H. (2015). Rapidness and robustness of finite-source inversion of the 2011 mw 9.0 tohoku earthquake by an elliptical-patches method using continuous gps and acceleration data. *Pure and Applied Geophysics*, 172(12):3439–3453.
- Vallée, M. and Bouchon, M. (2004). Imaging coseismic rupture in far field by slip patches. *Geophysical Journal International*, 156(3):615–630.
- Wei, S. S., Wiens, D. A., van Keken, P. E., and Cai, C. (2017). Slab temperature controls on the tonga double seismic zone and slab mantle dehydration. *Science Advances*, 3(1).
- Zhang, F., Lin, J., and Zhan, W. (2014). Variations in oceanic plate bending along the

mariana trench. *Earth and Planetary Science Letters*, 401:206–214.

# Apéndice A

## Anexo 1: Catálogo inicial 2017

N°	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	Mag.
1	2017	10	10	6	32	20.8	-18.494	-69.738	94.8	6.3
2	2017	10	10	6	49	17.6	-18.487	-69.783	81.7	3.1
3	2017	10	10	6	52	58.3	-18.602	-69.732	83.1	3.2
4	2017	10	10	7	4	46.2	-18.538	-69.766	85.5	4.5
5	2017	10	10	7	21	43.4	-18.557	-69.731	84.6	4.9
6	2017	10	10	7	26	30.7	-18.499	-69.779	85	3
7	2017	10	10	8	3	22.4	-18.538	-69.762	86.6	3
8	2017	10	10	8	16	37.7	-18.541	-69.751	87.6	3.6
9	2017	10	10	8	39	56.5	-18.551	-69.747	86.3	3.5
10	2017	10	10	8	57	38.6	-18.502	-69.739	87	2.4
11	2017	10	10	8	57	38.7	-18.508	-69.757	85.4	2.6
12	2017	10	10	9	10	53	-18.575	-69.737	84.3	3.2
13	2017	10	10	9	15	59	-18.549	-69.751	85.5	3.3
14	2017	10	10	9	22	1.1	-18.61	-69.751	84.5	2.5
15	2017	10	10	10	3	44.8	-18.507	-69.801	81.6	2.6
16	2017	10	10	10	7	34.1	-18.533	-69.782	81.9	2.9
17	2017	10	10	10	41	11.9	-18.496	-69.775	87.9	2.4
18	2017	10	10	11	21	51	-18.507	-69.753	87.4	3.3
19	2017	10	10	11	29	0.1	-18.539	-69.762	80.6	2.8
20	2017	10	10	11	33	34.7	-18.541	-69.747	86.8	2.5
21	2017	10	10	11	38	57.2	-18.476	-69.755	85.5	3
22	2017	10	10	11	43	51.7	-18.496	-69.748	85.6	3.5
23	2017	10	10	13	14	29.4	-18.532	-69.734	85.9	3.3
24	2017	10	10	14	41	8.8	-18.501	-69.791	84.3	2.7
25	2017	10	10	15	9	11	-18.505	-69.755	86.3	3.4
26	2017	10	10	15	16	25	-18.47	-69.77	86.1	3.3
27	2017	10	10	20	14	22.7	-18.532	-69.783	80.9	2.7
28	2017	10	11	0	22	59.3	-18.53	-69.747	86.5	2.3

Tabla A.1: Catálogo de *templates* usado para el evento del 10/10/2017.

# Apéndice B

## Anexo 2: Catálogo inicial 2018

N°	Año	Mes	Día	Hora	Minuto	Segundo	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	Mag.
1	2018	1	21	1	6	42.3	-18.901	-69.586	117.6	6.3
2	2018	1	21	1	50	5.2	-18.901	-69.586	117.6	-
3	2018	1	21	22	45	56.7	-18.901	-69.586	117.6	-

Tabla B.1: Catálogo de *templates* usado para el evento del 21/01/2018.

## Apéndice C

Anexo 3: *Templates* usados para el evento de 10/10/2017

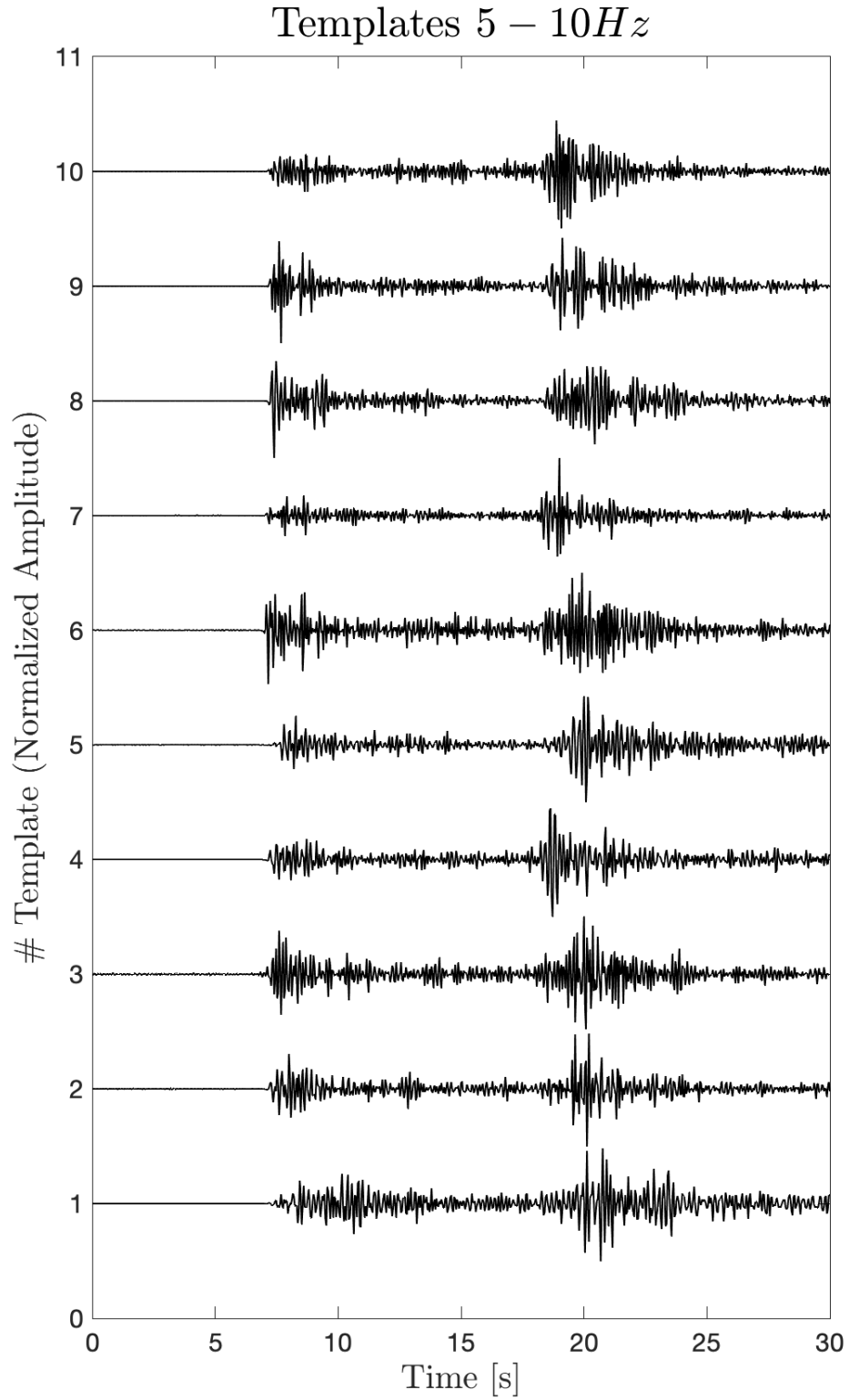


Figura C.1: Ejemplo de *templates* (1 al 10) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud.

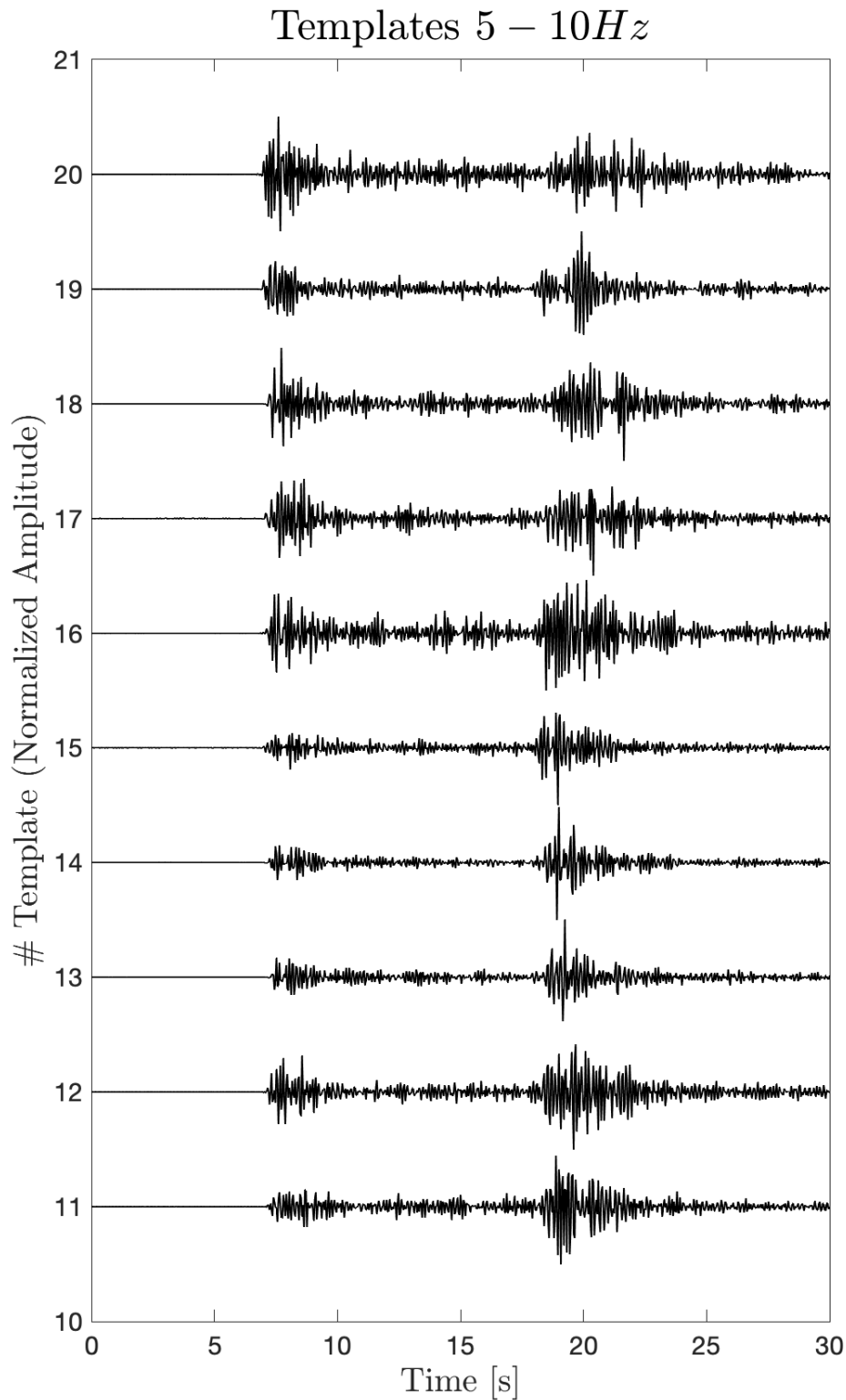


Figura C.2: Ejemplo de *templates* (11 al 20) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud.

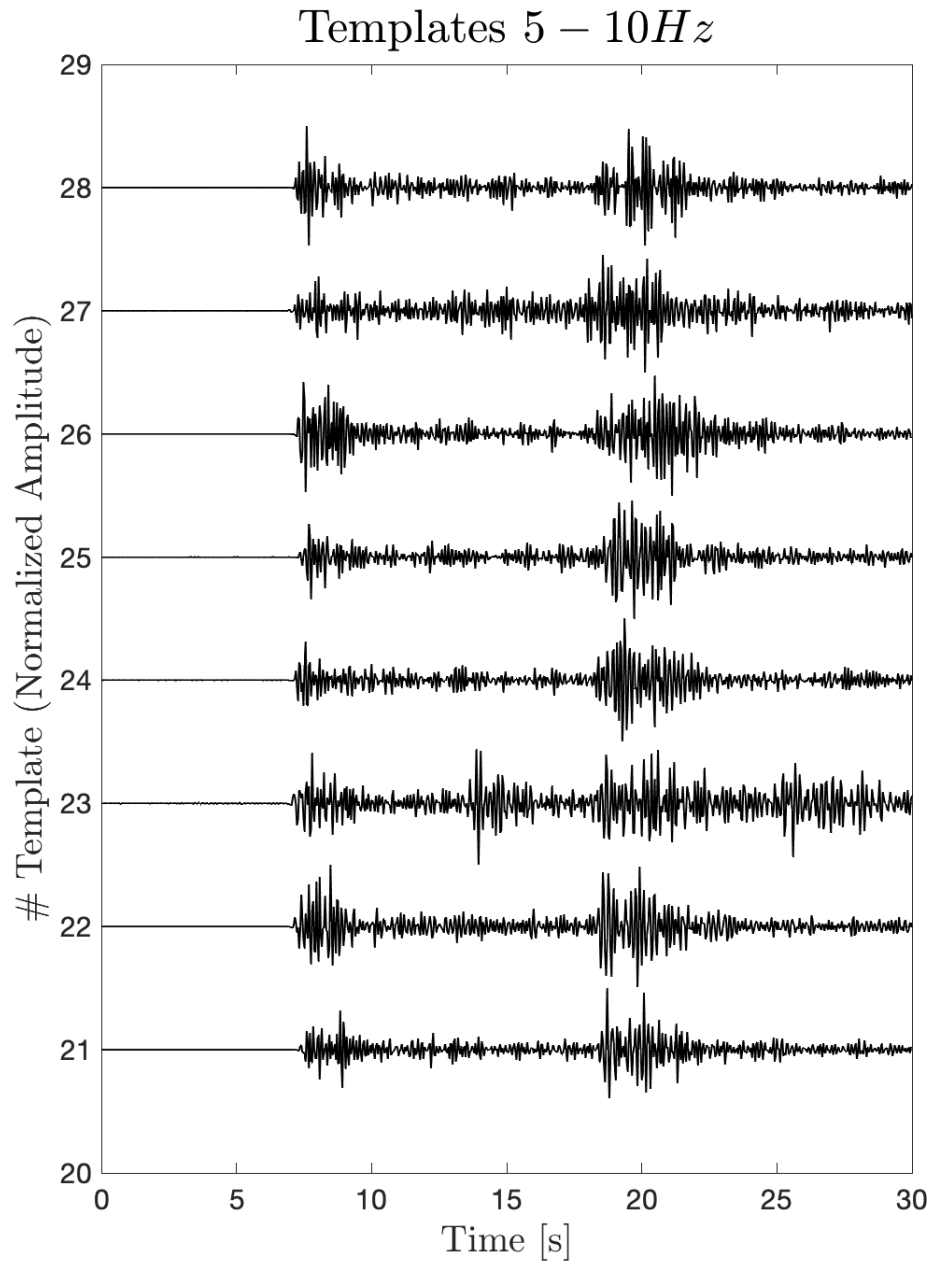


Figura C.3: Ejemplo de *templates* (21 al 28) usados para el evento de 2017, correspondientes a la componente vertical de la estación PB16. Los registros están filtrados entre 5-10 Hz y normalizados por su máxima amplitud.



# Apéndice D

## Anexo 4: Otros resultados de inversiones cinemáticas

Evento	$a$ (km)	$b$ (km)	$\alpha$ (rad)	$x_o$ (km)	$y_o$ (km)	$D_{max}$ (m)	$V_r$ km/s
<b>03/06/2011</b>	4.12	6.58	-2.80	5.18	0.23	0.73	1.51
<b>14/05/2012</b>	4.88	6.11	-6.72	6.86	0.29	0.60	2.20
<b>23/03/2015</b>	5.05	6.16	-5.04	-4.90	0.21	1.12	0.67
<b>10/10/2017</b>	3.67	5.68	-3.08	4.06	0.50	0.94	1.19
<b>21/01/2018</b>	3.43	6.40	6.72	6.30	0.01	0.95	0.80
<b>01/11/2018</b>	4.70	3.90	0.98	0.84	0.73	0.73	1.22
<b>Valor mínimo</b>	3	3	0	-7.00	-7.00	0.5	0.1
<b>Valor máximo</b>	7	7	6.28	7.99	7.00	4.0	5.0

Tabla D.1: Valores de los siete parámetros invertidos considerando el segundo plano de falla (mayor *misfit*), los cuales definen el modelo de ruptura cinemático. Las coordenadas  $(x_o, y_o)$  son las distancias medidas desde el hipocentro  $(x_h, y_h)$ , el cual es el origen del sistema. Las dos últimas filas definen los intervalos de búsqueda de cada parámetro.

Evento	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
<b>03/06/2011</b>	335	75	-111
<b>14/05/2012</b>	316	82	-111
<b>23/03/2015</b>	215	16	-49
<b>10/10/2017</b>	339	73	-96
<b>21/01/2018</b>	352	65	-97
<b>01/11/2018</b>	176	24	-82

Tabla D.2: Plano de falla usado en las inversiones obtenidas en la tabla D.1

<b>Evento</b>	<b>Misfit</b>	<b><math>M_o</math> (Nm)</b>	<b>Magnitud (Mw)</b>	<b>Stress Drop (MPa)</b>
<b>03/06/2011</b>	0.376	$2,8776 \cdot 10^{18}$	6.24	9.85
<b>14/05/2012</b>	0.504	$2,4958 \cdot 10^{18}$	6.20	8.13
<b>23/03/2015</b>	0.372	$5,1211 \cdot 10^{18}$	6.41	14.34
<b>10/10/2017</b>	0.436	$2,8528 \cdot 10^{18}$	6.24	14.67
<b>21/01/2018</b>	0.322	$3,1837 \cdot 10^{18}$	6.27	14.05
<b>01/11/2018</b>	0.482	$2,0139 \cdot 10^{18}$	6.14	12.80

Tabla D.3: Parámetros adicionales calculados para los seis eventos en estudio, a partir de los modelos obtenidos en D.1.

# Apéndice E

## Anexo 5: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA

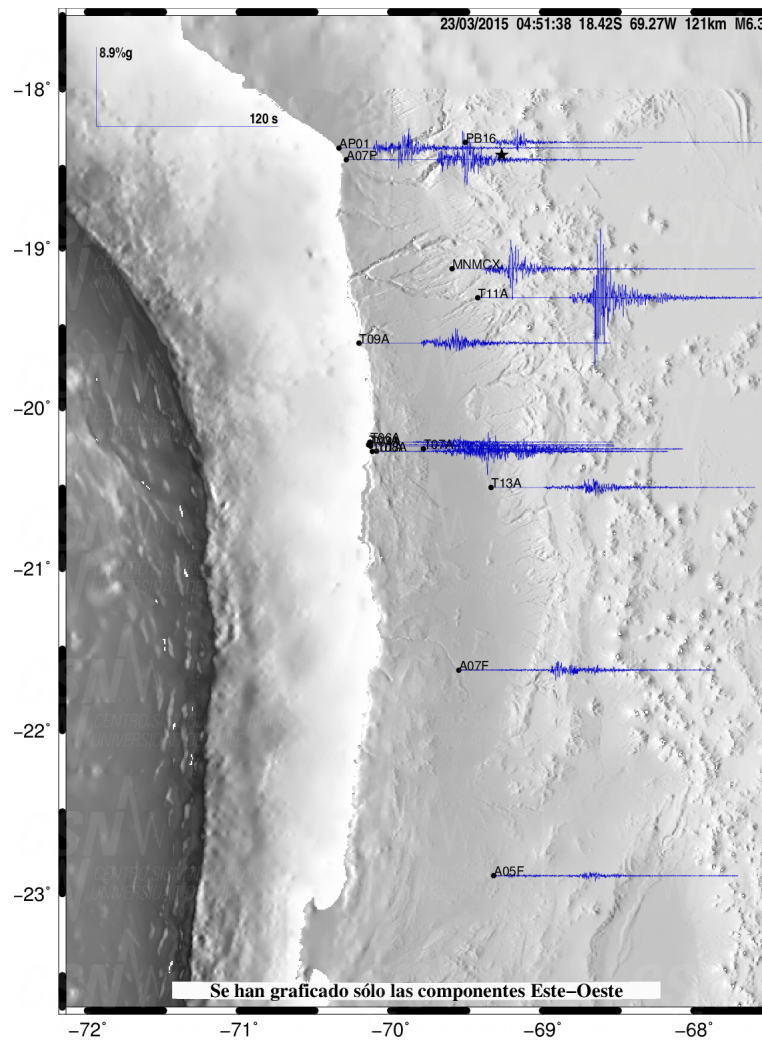


Figura E.1: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 23/03/2015. Obtenido de <http://evtdb.csn.uchile.cl>, fecha de ingreso 12/06/2019.

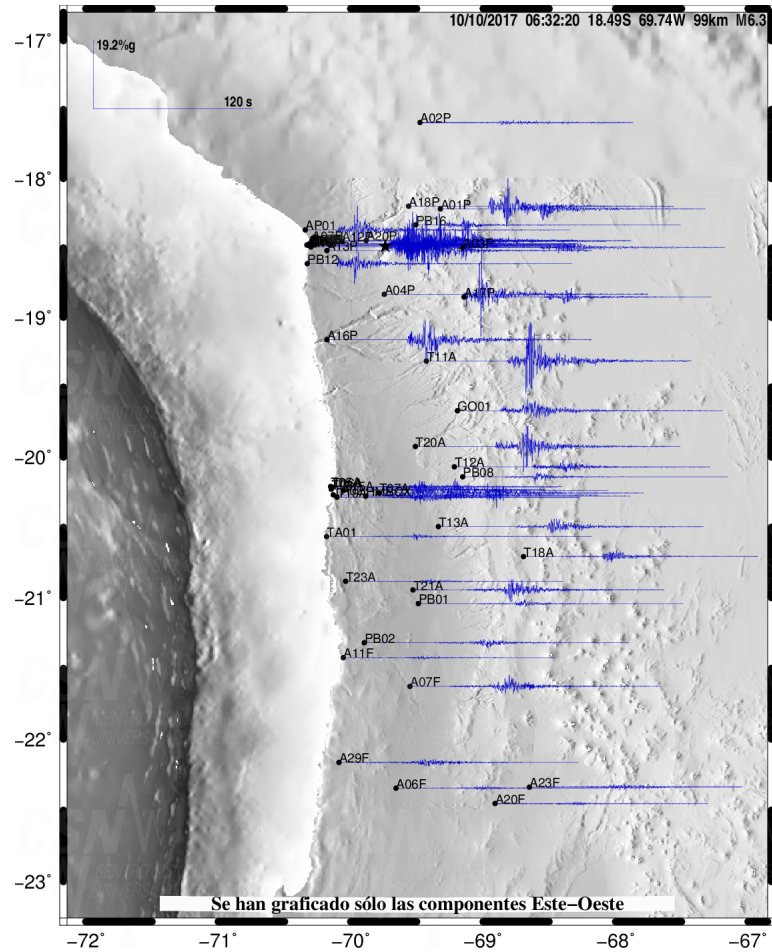


Figura E.2: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 10/10/2017. Obtenido de <http://evtdb.csn.uchile.cl>, fecha de ingreso 12/06/2019.

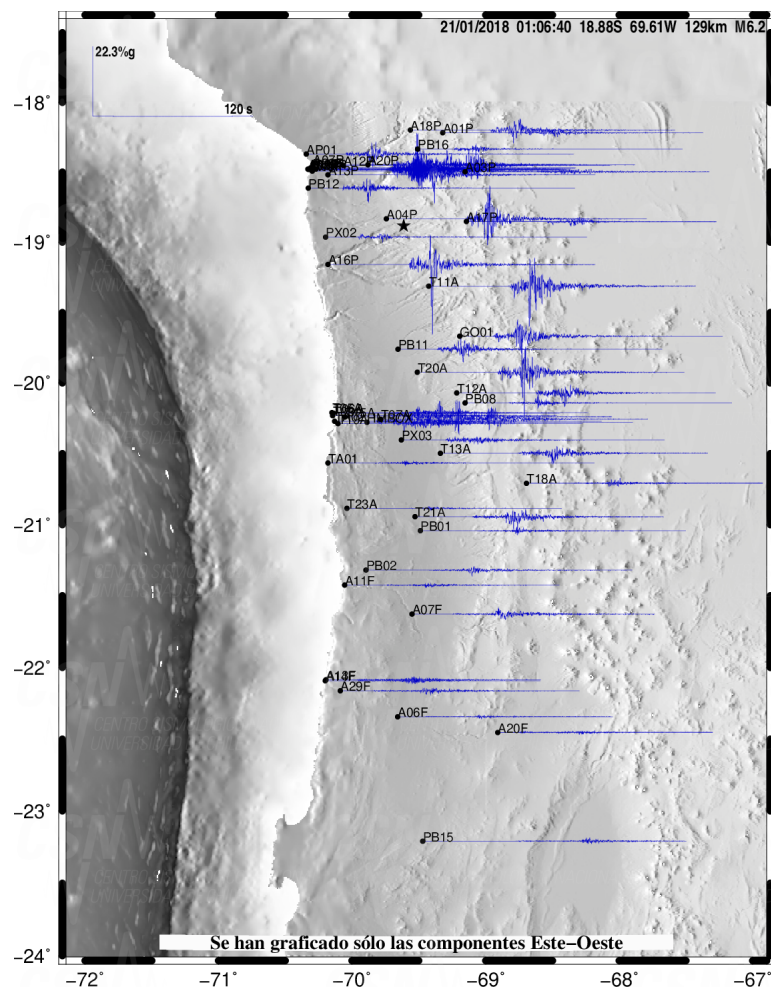


Figura E.3: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 21/01/2018. Obtenido de <http://evtdb.csn.uchile.cl>, fecha de ingreso 12/06/2019.

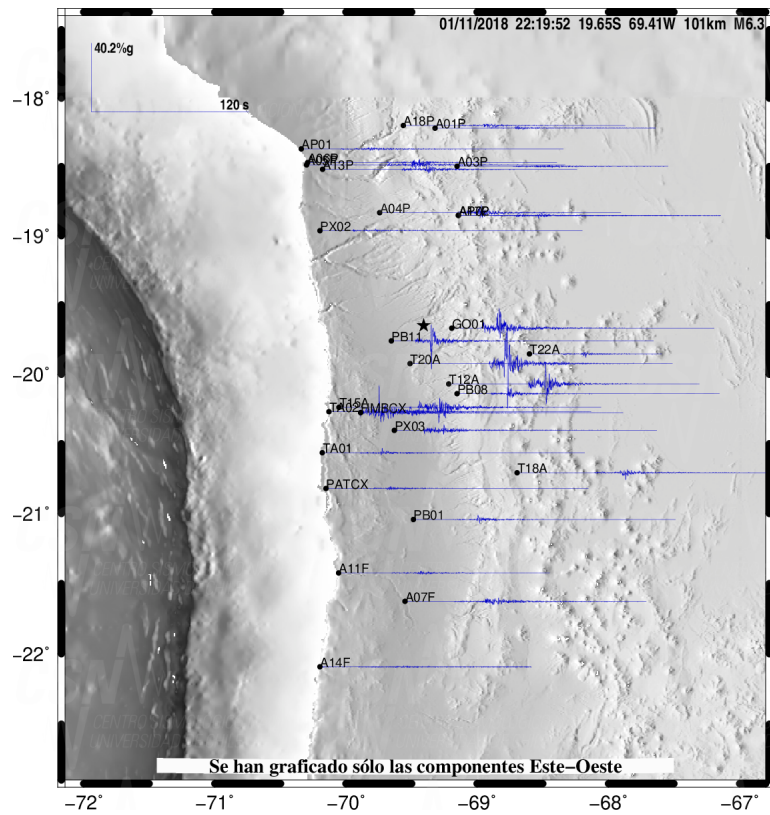


Figura E.4: Estaciones consideradas en el cálculo de PGA para el evento del 01/11/2018. Obtenido de <http://evtdb.csn.uchile.cl>, fecha de ingreso 12/06/2019.