



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

**MODELADO DE FUENTE SÍSMICA
MEDIANTE INVERSIÓN DE FORMA DE ONDA.
APLICACIÓN EN TIERRA DEL FUEGO**

María Celeste Bollini

Directora

Dra. Nora C. Sabbione

Tesis presentada para optar por el grado de
DOCTORA EN GEOFÍSICA

La Plata
- Marzo de 2021 -

Modelado de fuente sísmica mediante inversión de forma de onda. Aplicación en Tierra del Fuego.

María Celeste Bollini

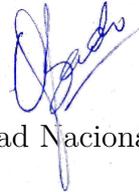
Directora

Dra. Nora C. Sabbione

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata.

Tribunal examinador

Dra. Gabriela Badi (presidente del Tribunal)



Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata.

Dra. Diana Comte

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

Dra. Silvina Nacif

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.

Marzo de 2021

*“Los verdaderos viajes empiezan
cuando se acaban los caminos.”*

J. Lacan

A Gerardo y Federico

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi directora Nora, por haber confiado en mí durante estos años y haberme transmitido su experiencia, por los consejos, las charlas, la paciencia y el cariño, por su preocupación en mi crecimiento profesional y personal, y por el estímulo continuo para finalizar esta etapa, siempre con una actitud afectuosa.

A Jiří Zahradník, quien de manera informal cumplió el rol de codirector. Por su disposición permanente, por transmitirme su vitalidad y optimismo, por su cariño y reconocimiento, y por haberme dado la oportunidad de aprender que cuando hay verdadero interés, no importa la distancia.

A la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, por haberme brindado una formación de excelencia durante todos mis años de carrera.

A CONICET, por financiar parte de esta Tesis.

A la Estación Astronómica Río Grande, por proveer los datos para esta Tesis. A José Luis Hormaechea, por abrirme las puertas para continuar mi desarrollo profesional.

Al INPRES, por proveer los datos de la estación USHA que usé en este trabajo.

Al CSN, Universidad de Chile, por proveer el modelo de corteza que usé en el estudio del evento chileno.

A Efthimios Sokos, por responder siempre a mis consultas sobre el uso del software ISOLA.

A Silvana Spagnotto, amiga y colega, por darme algún consejo profesional siempre que lo necesité.

A mis compañeros y amigos del Departamento de Sismología y Meteorología, que me han acompañado a lo largo de estos años: Laura, Gabriela, Augusto, Horacio, Pablo, Leticia, Néstor, Irina, Federico, Jose y Martín. A todos, gracias por las charlas, los almuerzos compartidos y por hacer los días de trabajo más llevaderos.

A la gente del Departamento de Geofísica de la Facultad de Física y Matemática de la Universidad Carolina, en Praga, por haberme abierto las puertas para que pudiera hacer mi estadía allá, haciendo que me sienta como en casa. A mis compañeros de oficina, Míša, Vojta y Kačka por las charlas y el buen humor, que trasciende cualquier idioma.

A todos mis amigos. Los de toda la vida y los que fui haciendo a lo largo de estos últimos años, dentro y fuera de la Facultad. Gracias por el aguante, el cariño y ser parte de mi sostén emocional.

A Vanesa, amiga incondicional y confidente, por escucharme y acompañarme siempre.

A Marisa, por su paciente escucha y su deseo de que progrese en mis proyectos vitales.

A Estela, mi mamá, por apoyarme incondicionalmente, por darme ese consejo certero que me tranquiliza en momentos difíciles, y por transmitirme siempre ese impulso vital para seguir adelante. A la memoria de mi papá, Oscar, por haberme transmitido muchos de los valores que hoy me definen... desde donde esté sigue guiándome. A mis hermanos, Gustavo y Blanca, por ser mis primeros compañeros de vida, y por haberme dado unos sobrinos maravillosos: Nahuel, Valentina, Nicolás y Santiago.

Por último, a mis amores, Gerardo y Federico. A Gerardo por ser mi compañero y mi pilar. Por haberme dado la oportunidad de ser mamá y formar mi propia familia, por transmitirme su calma y sabiduría. Por su amor, paciencia y apoyo permanentes para que pudiera terminar esta etapa, que sin su ayuda hubiese sido imposible. A Federico, por haber venido a iluminar mi vida en este último tiempo y por enseñarme lo que es el amor incondicional. Por hacer de mí una persona mejor.

Celeste

Marzo de 2021

Resumen

Tierra del Fuego (TdF) se encuentra atravesada por un sistema de fallas geológicas activas que generan una actividad sísmica continua. Si bien la mayor parte de los sismos son de baja magnitud, TdF tiene una sismicidad histórica que incluye dos eventos de carácter destructivo ocurridos el 17 de diciembre de 1949 con magnitudes estimadas 7.5 y 7.8, posicionando a la Isla Grande de TdF en un nivel de peligrosidad sísmica entre moderada y alta según el Instituto Nacional de Prevención Sísmica. La determinación de modelos de fuente de terremotos es importante no sólo para entender mejor la física asociada a los procesos que los generan, sino también para poder llevar adelante estudios de riesgo sísmico, que son fundamentales para planificar las construcciones y para diseñar planes de mitigación de posibles desastres. Esto fue lo que motivó esta Tesis, cuyos objetivos son el cálculo de nuevos mecanismos focales en TdF y la evaluación de la potencialidad que tendría una red de acelerómetros para el estudio de fuente de futuros grandes terremotos en la región. Para cumplir estos objetivos aplicamos diversos modelados de fuente sísmica con técnicas de inversión de forma de onda a tres sismos: uno de gran magnitud cercano a nuestra zona de estudio, que nos permitió validar el uso de las técnicas de inversión en la región; otro de magnitud moderada dentro de la Isla Grande de TdF sin soluciones de mecanismo focal calculadas previamente; y un sismo de magnitud muy grande fuera de nuestra zona de estudio para el cual hicimos un modelado de fuente finita usando un conjunto de datos de acelerómetros. Como resultado obtuvimos un mecanismo focal para el evento en TdF, lo cual es de gran importancia ya que, excluyendo el terremoto de 1949, es el primer resultado de este tipo obtenido para un sismo dentro de la Isla Grande de TdF. Otro resultado alcanzado fue la evaluación satisfactoria de la potencialidad de la red de acelerómetros en el estudio de fuente de un sismo de gran magnitud, ya que su modelado nos permitió obtener los parámetros generales que caracterizan al proceso de fuente, mostrando que una red de acelerómetros puede ser útil por sí misma para estudiar procesos de ruptura en un amplio rango de magnitudes. Esto último es especialmente útil en eventos de magnitud moderada que no tienen soluciones publicadas por agencias internacionales. Este resultado representa una fuerte motivación para ampliar la red de acelerómetros en TdF cubriendo el territorio argentino de la Isla, ya que actualmente hay solo un instrumento perteneciente a la red chilena. Estas aplicaciones nos permitieron además concluir que, dada la alta recurrencia de eventos de baja magnitud evidenciada por la sismicidad detectada desde hace más de 10 años en TdF, un estudio sistemático de los mecanismos focales requeriría de una red de sismómetros banda ancha más densa que la actual, por lo que la instalación de acelerómetros debería hacerse como complemento a la densificación de la red existente de sismómetros en el territorio argentino de la Isla. La necesidad de buscar sitios apropiados para la instalación de instrumental, que garanticen la obtención de registros con buena señal-ruido, puede ser la motivación de futuros estudios en TdF.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Motivación del estudio	1
1.2. Estructura de la tesis	3
1.3. Zona de estudio. Contexto geológico y tectónico	4
1.4. Sismicidad histórica y actual. Red sismológica TdF	6
1.5. Antecedentes de estudios de fuente en la región	9
1.6. Otros antecedentes	11
1.7. Códigos computacionales utilizados	12
2. Marco teórico	13
2.1. Mecanismo focal y campo de desplazamientos	13
2.2. Modelo de fuente puntual	15
2.3. El tensor momento y su descomposición	16
2.4. La geometría del plano de falla y el momento sísmico escalar	20
2.5. Patrón de radiación y representación gráfica del mecanismo focal	21
3. Modelado de fuente de un solo punto	23
3.1. Introducción	23
3.2. Método de inversión de forma de onda	24
3.2.1. Problema inverso	24
3.2.2. Selección de las frecuencias de inversión. La relación señal-ruido	26
3.2.3. Índices para evaluar la confiabilidad de la solución	27
3.3. Método de inversión de envolventes	29
3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia	31
3.4.1. Selección de los datos	31
3.4.2. Modelo de velocidades	31
3.4.3. Parámetros de inversión y pre-procesamiento	33
3.4.4. Resultados y discusión	36
3.4.5. Conclusiones	44
3.5. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento mb 4.2, Isla Grande de TdF	45
3.5.1. Selección de los datos	45
3.5.2. Localización y modelos de velocidades	46
3.5.3. Inversión de forma de onda	48
3.5.3.1. Parámetros de inversión	48
3.5.3.2. Resultados y discusión	51
3.5.4. Inversión de envolventes	54
3.5.4.1. Parámetros de inversión	54

3.5.4.2. Resultados y discusión	54
3.5.5. Conclusiones	58
4. Modelado de fuente de múltiples puntos	61
4.1. Introducción	61
4.2. Metodología	63
4.2.1. Inversión por deconvolución iterativa para varios subeventos (ID) . . .	63
4.2.2. Inversión conjunta de pares de fuentes (NNLS)	63
4.3. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia	65
4.3.1. Parámetros de inversión	65
4.3.2. Resultados y discusión	66
4.3.3. Conclusiones	70
4.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile	71
4.4.1. Descripción general	71
4.4.2. Parámetros básicos del terremoto	72
4.4.3. Datos y modelo de velocidades	74
4.4.4. Parámetros de inversión	75
4.4.5. Resultados y discusión de la inversión ID	76
4.4.6. Resultados y discusión de la inversión NNLS	82
4.4.7. Conclusiones	82
5. Modelado de fuente finita	85
5.1. Introducción	85
5.2. Modelo de parche uniforme equivalente (EUP)	86
5.3. Modelo de parches elípticos (EGF)	87
5.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile	89
5.4.1. Antecedentes de estudio	89
5.4.2. Datos	90
5.4.3. Resultados del modelado EUP	91
5.4.4. Resultados del modelado EGF	94
5.5. Discusión y conclusiones	97
Conclusiones	101
Referencias	105
Lista de abreviaturas	115
Apéndice	117
A.1. Estaciones sismológicas	117
A.2. F-Test en el modelado MPS	117
A.3. Funciones Temporales Aparentes de la fuente (ASTFs)	118
A.4. Técnica de retroproyección	120

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación del estudio

Tierra del Fuego (TdF) (Figura 1.1) se encuentra atravesada por un sistema de fallas geológicas activas, cuya manifestación es una actividad sísmica continua, que se traduce en la producción de terremotos. Si bien la mayor parte de estos eventos son de baja magnitud e imperceptibles para la población, de vez en cuando algún evento se hace sentir, poniendo en alerta a los habitantes de la región. Quienes conocen la Isla Grande de Tierra del Fuego saben que se trata de una región llena de paisajes atractivos, pero el ojo experto del geólogo y el geofísico es capaz de leer en el paisaje los signos de un escenario tectónico complejo, modelado en los últimos millones de años por la interacción de las placas tectónicas Sudamericana y de Scotia, cuya única manifestación continental se da en Tierra del Fuego, en el sistema de fallas transformantes conocido como Sistema de Fallas Magallanes - Fagnano. Tierra del Fuego es entonces uno de los pocos lugares del planeta donde se pueden observar las características geológicas superficiales y subsuperficiales relacionadas con un límite de placas transformante continental. Esto hace de la región un escenario único para estudiar este tipo de bordes de placa, pero al mismo tiempo es una de las regiones menos conocidas o estudiadas debido a su lejanía y las dificultades de acceso a gran parte de su territorio. Aunque, como hemos mencionado, la mayor parte de su sismicidad es de baja a mediana magnitud, la Isla tiene una sismicidad histórica que incluye dos eventos de carácter destructivo ocurridos el 17 de diciembre de 1949 con magnitudes estimadas 7.5 y 7.8 respectivamente, con epicentro unos 100 km al noroeste de Ushuaia (Jaschek *et al.*, 1982), lo que posiciona a la Isla en un nivel de peligrosidad sísmica entre moderada y alta, según el mapa de zonificación sísmica elaborado por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES, 2021). Por ejemplo, si ocurriera un sismo similar al del año 1949, pero ubicado sobre la falla Magallanes-Fagnano en la longitud geográfica de la ciudad de Ushuaia, tendría una distancia epicentral de aproximadamente 28 km, y habría que esperar para la ciudad y alrededores una intensidad de IX en la escala Mercalli Modificada (Coronato *et al.*, 1995). Si un sismo similar ocurriera en la ciudad de Tolhuin, provocaría un gran impacto, ya que se vería afectado el gasoducto que pasa por esa zona. Además la ruta 3, única conexión entre la ciudad de Ushuaia y el resto de las ciudades, se vería afectada dejando a Ushuaia aislada sin energía eléctrica ni calefacción.

En una zona sísmicamente activa como lo es TdF, es importante estar preparados ante la ocurrencia de terremotos y poder evaluar un plan de contingencia. En este sentido, la determinación de modelos de fuente de terremotos es importante no sólo para entender mejor la física asociada a los procesos que los generan, sino también para poder llevar adelante estudios de riesgo sísmico, que son fundamentales para planificar las construcciones y para diseñar planes de mitigación de posibles desastres (Hutchings *et al.*, 2018). La determinación

1. Introducción

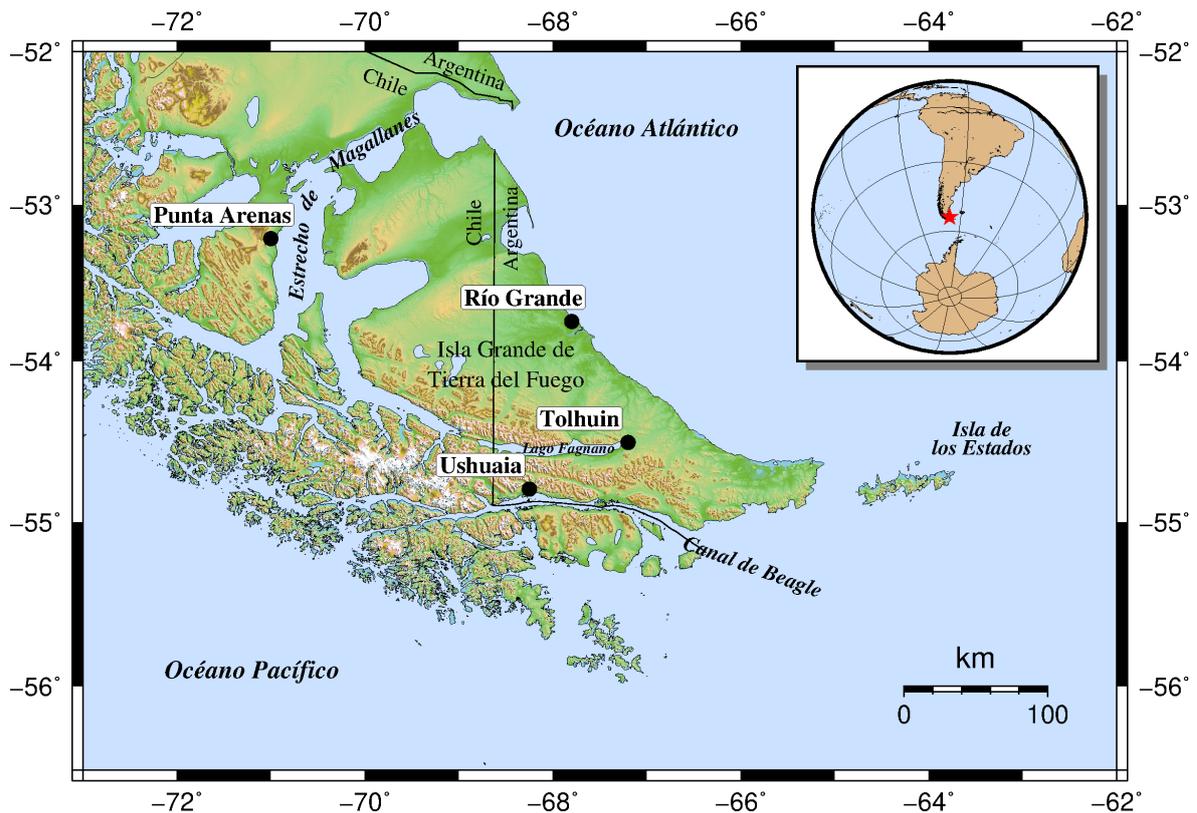


Figura 1.1. Ubicación geográfica de Tierra del Fuego. Las ciudades principales en el sector argentino de la Isla son Río Grande, Tolhuin y Ushuaia, y se indican con círculos negros.

de mecanismo focal de eventos débiles en redes de estaciones poco densificadas es un gran desafío (Fojtíková y Zahradník, 2014) y este es el caso de TdF. Un estudio sistemático de los mecanismos focales requeriría de una red de sismómetros banda ancha mucho más densa que la actual, ya que esto permitiría tener no sólo una mejor cobertura acimutal, sino también distancias epicentrales más cortas mejorando así la relación señal-ruido en los sismogramas, haciendo estos registros aptos para el cálculo de parámetros de fuente. Sin embargo, sabemos que las densificaciones de este tipo de instrumental se suelen hacer de manera bastante gradual, debido a su costo económico. Pensamos entonces en la potencialidad de las redes de acelerómetros para el estudio de fuente sísmica, que si bien son instrumentos con capacidades de registro más limitadas que los sismómetros banda ancha, tienen la ventaja de ser más económicos que éstos, además de ser apropiados para el registro de sismos de gran magnitud. Considerando los antecedentes de terremotos de gran magnitud en la Isla, nos parece que vale la pena evaluar la potencialidad de las redes de acelerómetros en el estudio de fuente de grandes eventos, con una mirada prospectiva a la densificación en la Isla de este tipo de instrumental.

Esto fue lo que motivó el trabajo de Tesis, cuyos objetivos fueron el cálculo de nuevos mecanismos focales en TdF y la evaluación de la potencialidad que tendría una red de acelerómetros para el estudio de fuente de futuros grandes terremotos en la región.

1.2. Estructura de la tesis

Esta Tesis se divide en cinco capítulos:

- En el Capítulo 1 hacemos una introducción general a la zona de estudio, con su contexto geológico y tectónico, además de su sismicidad y red de estaciones sismológicas en el sector argentino. Repasamos también los antecedentes más importantes de estudios de fuente en la región y otros antecedentes de relevancia. Finalmente detallamos el software que usamos a lo largo de toda la Tesis para alcanzar los resultados que presentamos en los siguientes capítulos.
- En el Capítulo 2 desarrollamos el marco teórico sobre el cual se apoyan las técnicas aplicadas en los siguientes capítulos. Definimos conceptos básicos relacionados a la sismología y más específicamente a la fuente sísmica, presentando las ecuaciones más importantes que describen los fenómenos estudiados.
- El Capítulo 3 está dedicado al modelado más simple de fuente sísmica, consistente en una única fuente puntual. Revisamos las condiciones necesarias para poder asumir este tipo de modelado, explicamos los métodos para su implementación y lo aplicamos a dos eventos sobre el límite de placas Sudamericana-Scotia: un evento de gran magnitud sobre el mar de Scotia, cerca de nuestra zona de estudio, que cuenta con solución previa publicada por agencias internacionales y que nos permite comparar nuestros resultados validando en la región las técnicas usadas; el otro dentro de nuestra zona de estudio, sin soluciones publicadas previamente, para el cual obtenemos resultados originales de mecanismo focal.
- El Capítulo 4 trata sobre el modelado de fuente de múltiples puntos, que es la continuación natural al tipo de modelado desarrollado en el capítulo anterior. Aplicamos las técnicas al mismo evento sobre el mar de Scotia, con la finalidad de hacer un aporte original a su estudio de fuente. Luego, hacemos una aplicación a un megaevento que cuenta con datos de una red de acelerógrafos, iniciando así la evaluación de la potencialidad de este tipo de datos en los estudios de fuente sísmica.
- En el Capítulo 5 presentamos el modelado de falla finita, que es el paso siguiente en complejidad de modelado respecto a lo desarrollado en los Capítulos 3 y 4. Desarrollamos los dos modelados más simples y los aplicamos al megaevento estudiado en el Capítulo 4, completando así el estudio de ese evento. Comparamos nuestros resultados con los de otros autores y obtenemos conclusiones respecto a la potencialidad de las redes de acelerómetros en lo que respecta a estudios de fuente sísmica.

Finalmente presentamos las conclusiones generales y las perspectivas de trabajos futuros.

1.3. Zona de estudio. Contexto geológico y tectónico

La zona de estudio de esta Tesis es el archipiélago de Tierra del Fuego (TdF), particularmente la Isla Grande de Tierra del Fuego. En esta región encontramos la única manifestación en tierra del límite de placas Sudamericana-Scotia (SS), de especial interés geodinámico y tectónico.

La Isla Grande de Tierra del Fuego es la isla más grande de Sudamérica. Con una superficie de aproximadamente 48.000 km², está delimitada al norte por el Estrecho de Magallanes, al sur por el canal de Beagle, al este por el océano Atlántico y al oeste por el océano Pacífico (Figura 1.1). A su vez, se encuentra dividida en dos partes por el meridiano 68°34' O que constituye la frontera internacional, correspondiendo el sector oriental a territorio argentino, y el sector occidental a territorio chileno. El sector argentino de la Isla forma la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur, cuya capital es la ciudad de Ushuaia, habiendo también otras dos ciudades: Río Grande y Tolhuin.

Los rasgos geológicos principales del archipiélago de Tierra del Fuego se desarrollaron durante el ciclo orogénico andino del Mesozoico-Cenozoico, como consecuencia de la interacción de las placas Sudamericana, Antártica y Scotia (Figura 1.2). En la evolución tectónica de esta región pueden distinguirse al menos tres fases: una fase extensional en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (~160-140 Ma), una fase compresional durante el Cretácico - Eoceno (~120-40 Ma) y una fase de movimiento transformante a partir del Oligoceno (≤ 30 Ma). Geológicamente, la Isla Grande de TdF se encuentra dividida en tres zonas estructurales (de noreste a sudoeste): la cuenca de Magallanes, la faja plegada y corrida de Magallanes y los Andes Fueguinos. Esta última representa el extremo sur de la Cordillera de los Andes (Menichetti *et al.*, 2008; Olivero y Martinioni, 2001).

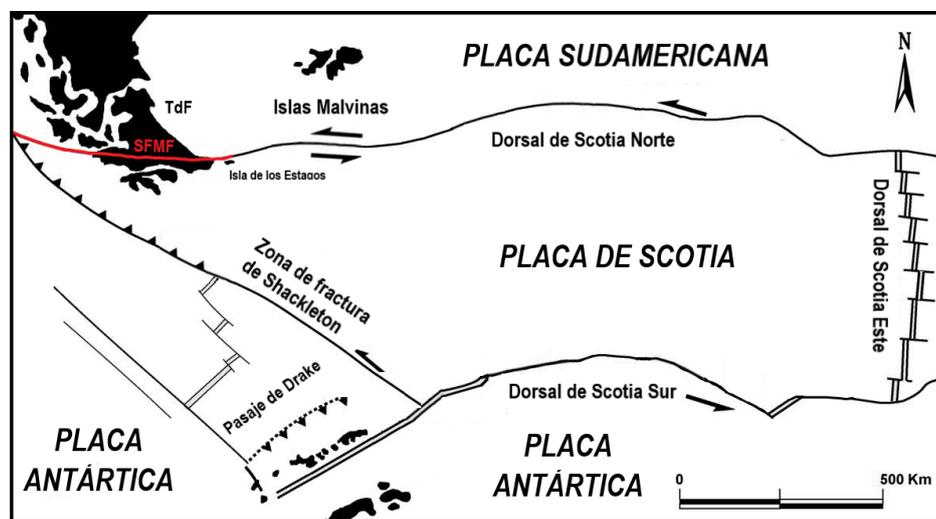


Figura 1.2. Ubicación geográfica de las placas Sudamericana, Antártica y Scotia. En color rojo se destaca el Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (imagen extraída y modificada de Giner-Robles *et al.* (2003)).

El límite entre las placas Sudamericana y de Scotia se manifiesta en TdF a través de un sistema de fallas transformantes conocido como Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano (SFMF). El SFMF se extiende desde la fosa chilena, en el oeste del estrecho de Magallanes, hasta el extremo oeste de la dorsal de Scotia Norte, al norte de la Isla de los Estados (Dalziel y Brown, 1989; Fuenzalida, 1972). El ambiente tectónico actual de TdF está controlado principalmente por el SFMF (Lodolo *et al.*, 2003).

1.4. Sismicidad histórica y actual. Red sismológica TdF

Sismicidad histórica

Los testimonios de actividad sísmica en TdF se remontan al año 1879, con un evento de magnitud estimada entre 7.0 y 7.8 ocurrido el 2 de febrero a las 03:30 hs local. La intensidad se estimó en un valor de 7 para la ciudad de Punta Arenas (Chile) y fue fuertemente sentido en Tierra del Fuego (intensidad ~ 8) (Lomnitz, 1970).

El 17 de diciembre de 1949 ocurrieron dos grandes sismos de magnitudes estimadas 7.5 y 7.8 (Jaschek *et al.*, 1982), de los cuales existen testimonios registrados de los habitantes de la región respecto del impacto y los daños provocados (Buffoni, 2008). Los daños económicos no fueron importantes, dado que la mayor parte de las casas estaban construidas en madera y los servicios públicos en esa época era bastante simples (Febrer *et al.*, 2000). Al día siguiente se registraron 24 réplicas. Ocurrieron deslizamientos de terreno a lo largo de la costa oeste de TdF, particularmente en San Nicolás, Seno Almirantazgo y a lo largo de los bancos del Lago Fagnano, provocando tres muertes. También se observaron grandes olas y corrientes anormalmente grandes en Porvenir y Seno Almirantazgo (Lomnitz, 1970). El epicentro se localizó cerca del estrecho de Magallanes. A raíz de este terremoto, en Punta Arenas se comenzaron a aplicar las normas chilenas de construcción antisísmica (Cisternas y Vera, 2008). Modelados preliminares de mecanismo focal para estos dos grandes eventos indican un régimen de desplazamiento de rumbo (Costa *et al.*, 2006; Santibáñez *et al.*, 2018).

En un exhaustivo trabajo elaborado a partir de catálogos sismológicos internacionales, Jaschek *et al.* (1982) relocalizaron aproximadamente 1200 terremotos ocurridos en territorio argentino entre 1920 y 1963, de los cuales 6 están en nuestra zona de estudio: los dos sismos destructivos del 17 de diciembre de 1949 junto con dos réplicas del mismo día; un evento con fecha 13 de julio de 1930 y otro con fecha 30 de enero de 1950. Los autores de este artículo obtuvieron nuevas determinaciones de latitud, longitud, hora origen, y en los casos que fue posible, también profundidad. Destacan además, que las localizaciones de los sismos del año 1949 en TdF publicadas por los centros internacionales presentaban inconsistencias, las cuales fueron resueltas en ese trabajo, haciendo un aporte significativo al estudio de la sismicidad en la región. Además, de un análisis de sismicidad histórica, se tiene conocimiento de la ocurrencia de sismos importantes en los años 1930, 1944, 1949 y 1970, incluyendo precursores y réplicas de los grandes sismos del 17 de diciembre de 1949 (Sabbione *et al.*, 2007).

Red sismológica TdF

Por iniciativa de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) la instrumentación en el territorio argentino de TdF comenzó a densificarse a partir del año 1999.

Comenzamos mencionando la primera estación que funcionó en TdF y que perteneció al Instituto Antártico Argentino. Fue instalada en 1995 y se llamó USHU por su cercanía a la ciudad de Ushuaia. Estuvo equipada con un sensor banda ancha Güralp CMG-3T, remplazado luego por un Güralp 40T, y funcionó hasta 2005. La estación perteneció a la red ASAIN (Antartic Seismology Argentine Italian Network). ASAIN es una red de estaciones sismológicas argentino-italiana de banda ancha que funciona desde 2001 y forma parte de convenios entre instituciones argentinas: el Instituto Antártico Argentino y la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) con el Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) de Trieste, Italia.

A continuación damos una breve descripción de las estaciones instaladas a partir de 1999 que dependen total o parcialmente de la UNLP, y que forman lo que llamamos la red sismológica TdF.

En junio de 1999 se instaló la estación DSPA (Despedida) a partir de la colaboración

1.4. Sismicidad histórica y actual. Red sismológica TdF

Tabla 1.1. Estaciones de la red sismológica TdF. Para las estaciones que funcionan actualmente, el sensor en funcionamiento es el último que se detalla.

Nombre	Período de funcionamiento	Sensores	Latitud (°N)	Longitud (°E)
DSPA	1999 - ACTUALMENTE	Lennartz LE-3Dlite/Güralp CMG-3T	-53.954	-68.267
TRVA	ene. 2003 - ACTUALMENTE	Lennartz LE-3Dlite/Güralp 40T/Güralp CMG-3T	-54.680	-67.339
IDEA	nov. 2003 - ene. 2004	Lennartz LE-3Dlite	-53.811	-64.370
BETA	oct. 2006 - ACTUALMENTE	Lennartz LE-3Dlite/Güralp 40T	-54.595	-68.271
EARG	2001 - ACTUALMENTE	Lennartz LE-3Dlite	-53.786	-67.751
SARA	jun. 2012 - dic. 2012	Lennartz LE-3Dlite	-53.431	-68.183
ELCA	oct. 2007 - abr. 2011	Güralp 40T	-54.368	-67.904

entre la UNLP y el Programma Nazionale di Ricerche in Antartida (PNRA), en el marco de un proyecto para el estudio de la geofísica y geodinámica de la isla de Tierra del Fuego. La estación está ubicada en la estancia Despedida, 50 km al sudoeste de la ciudad de Río Grande. Estuvo equipada inicialmente con un sensor de corto período Lennartz LE-3Dlite de 1 Hz con convertor analógico-digital de 16 bits con registro continuo a 25 mps y una PC para la operación, control y almacenamiento de los datos. El primer evento registrado por DSPA ocurrió el 9 de junio de 1999 y correspondió a un sismo cuyo epicentro se localizó a 750 km al este de las Islas Malvinas. En noviembre de 2002, la estación DSPA debió ser ampliada para alojar un nuevo sensor de banda ancha Güralp 3T el cual fue provisto por el OGS. Los registros sísmicos obtenidos fueron analizados desde junio de 1999 hasta marzo del 2002 y se localizaron más de 60 eventos que fueron correlacionados con el ambiente tectónico de Tierra del Fuego y zonas aledañas (Plasencia *et al.*, 2002).

En enero de 2003 se instaló una nueva estación en Termas de Río Valdez, con el nombre TRVA, funcionando por tres meses con el sismómetro Lennartz que había estado antes en DSPA. Luego se retiró el instrumento para el funcionamiento de una estación temporaria, IDEA, en la Isla de los Estados (noviembre de 2003 a enero de 2004). En febrero de 2004 el instrumento volvió a instalarse en TRVA, y en 2005 fue reemplazado por el sensor Güralp 40T proveniente de la estación USHU. En febrero de 2006 se reemplazó el instrumento por un Güralp 3T provisto por la UNLP.

En octubre de 2006 se instaló una nueva estación en Bahía El Torito, a orillas del Lago Fagnano, denominada BETA. Esta estación estuvo equipada con un sensor de corto período, Lennartz 3D-lite, hasta febrero de 2011. Desde noviembre de 2011 y hasta la fecha, BETA se encuentra equipada con el sensor Güralp 40T.

En 2011 se instaló el sismómetro Lennartz 3D-lite en las instalaciones de la Estación Astronómica Río Grande, creándose la estación sismología EARG que funciona actualmente.

El sensor Lennartz fue instalado temporalmente en una nueva estación denominada SARA, desde junio a diciembre de 2012 con el fin de registrar la sismicidad local.

En octubre de 2007 se instaló la estación sismológica ELCA situada en la estancia Los Cerros, que estuvo equipada con un sensor Güralp 40T y funcionó hasta abril de 2011.

Actualmente las estaciones que se encuentran en funcionamiento y cuya operación, logística y mantenimiento está a cargo del personal de la Estación Astronómica Río Grande son: DSPA, TRVA, BETA y EARG.

Fuera de la red TdF está la estación sismológica permanente denominada USHA, en las cercanías de la ciudad de Ushuaia, perteneciente a la red de la Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) y cuyo responsable local es el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). Mediante un convenio firmado entre

1. Introducción

el INPRES y la UNLP, esta última dispuso durante un período de tiempo de los datos de esta estación. Además, en los últimos 10 años, el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad Nacional de Chile ha ido equipando el territorio chileno de la isla con nuevos instrumentos sismológicos.

El detalle de las estaciones de la red TdF se encuentra en la Tabla 1.1 y en la Figura 1.4 puede verse su ubicación geográfica.

Sismicidad actual

Gracias a la existencia de la red TdF, se ha podido registrar la sismicidad asociada al SFMF, con resultados publicados en diversos artículos.

Uno de los primeros trabajos publicados con datos de la red fue el de Febrer *et al.* (2000), que les permitió detectar y localizar 41 eventos en TdF, entre junio de 1998 y junio de 1999. De este trabajo los autores concluyeron que los epicentros son consistentes con las localizaciones de los terremotos históricos y zonas de fractura relacionadas de la región, y que la mayor parte de la sismicidad registrada está claramente relacionada al movimiento de deslizamiento de rumbo que caracteriza al borde de placas Sudamericana-Scotia. Además, observaron que la liberación de energía se da en forma continua a través de eventos de baja magnitud.

Sabbione *et al.* (2007) realizaron un nuevo estudio de sismicidad encontrando una distribución de epicentros tanto en la región continental de Tierra del Fuego como en áreas oceánicas circundantes. En esa zona, y para el período comprendido entre junio de 1999 y abril de 2006, identificaron aproximadamente 350 eventos con magnitud coda entre 2.0 y 3.7. Los autores además destacan que desde la instalación de la estación TRVA, el número de sismos registrados se ha incrementado notablemente, y que un número importante de eventos se relaciona con la FMF y la Cordillera de Darwin.

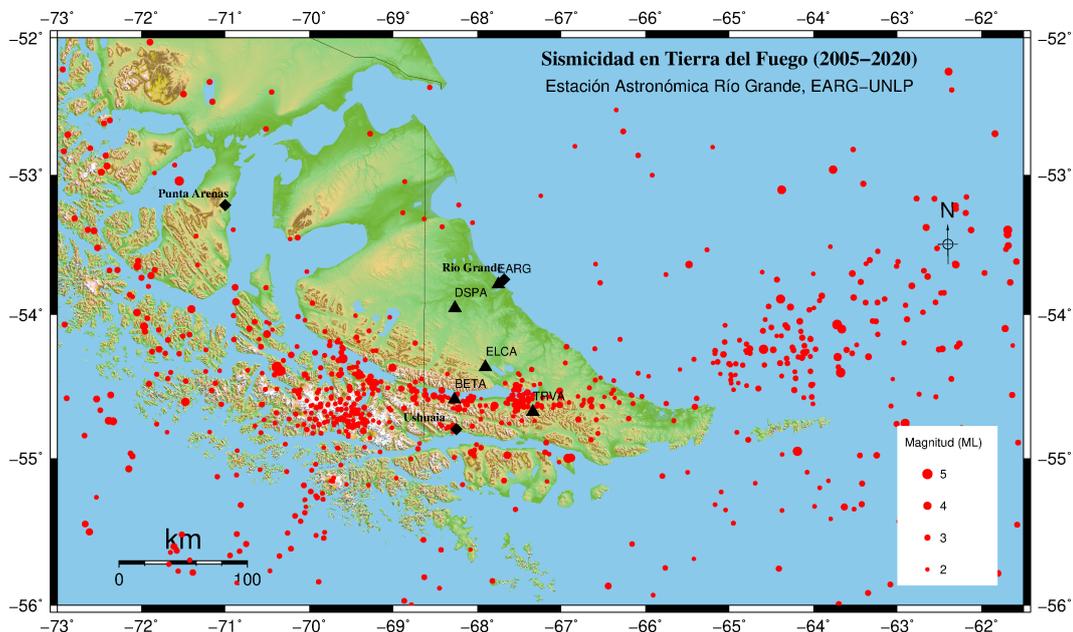


Figura 1.4. Sismicidad de TdF para el período 2005-2020 (magnitud local). Los triángulos representan las estaciones sismológicas de la red TdF usadas para la localización.

En el trabajo de Buffoni *et al.* (2009) los autores determinaron la localización hipocentral y la magnitud de 185 eventos ocurridos durante el año 2007, encontrando que más de la mitad de ellos tienen profundidades inferiores a los 10 km, y que en su mayoría son de baja magnitud ($2 < m_b < 4$). Además, observaron una distribución de sismos sobre y en las

cercanías de la falla Magallanes-Fagnano, una concentración de epicentros en el área de la Cordillera de Darwin y en los alrededores de la placa de Scotia, manifestando indicios de una alta correlación con el ambiente geotectónico de TdF.

La Estación Astronómica Río Grande (EARG) calcula diariamente los parámetros hipocentrales y magnitudes de sismos en la región, elaborando catálogos sismológicos, mapas de sismicidad e informes que se publican periódicamente en su página web (EARG, 2020). La Figura 1.4 es un mapa de sismicidad para el período 2005-2020, en una región que comprende la Isla Grande de Tierra del Fuego. Puede observarse que los eventos tienen magnitudes locales $2 < ML < 5$, teniendo en la mayoría de los casos $ML < 4$. A modo de comparación, una búsqueda en el catálogo sismológico del International Seismological Centre (ISC) en la misma región y para el mismo período de tiempo, da un resultado de sólo 36 eventos localizados ($2.4 < ML < 4.2$), que es un número muy pequeño comparado con los aproximadamente 785 eventos de la Figura 1.4. La baja magnitud de los eventos explica porqué la mayor parte de la sismicidad no es registrada por otras redes, lo cual pone en evidencia la importancia de la existencia de la red TdF.

1.5. Antecedentes de estudios de fuente en la región

Los trabajos más exhaustivos referentes a los mecanismos de fuente en la placa de Scotia son los de Forsyth (1975) y Pelayo y Wiens (1989).

Para la época en que Forsyth (1975) publicó su trabajo, aún se consideraba que el Mar de Scotia formaba parte de la placa Antártica. El autor determinó los parámetros de fuente de 46 terremotos en el Atlántico Sur, Mar de Scotia y al sur de Chile, entre los años 1963 y 1973. A partir de los mecanismos focales obtenidos calculó vectores de desplazamiento que le permitieron corregir modelos previos de movimiento entre las placas Sudamericana, Antártica y Africana. Los mecanismos focales fueron calculados a partir de primeros arribos de onda P y ángulos de polarización de onda S, usando registros en largo período de estaciones pertenecientes a la red global World-Wide Standard Seismograph Network (WWSSN). Para algunos terremotos el autor hizo un análisis más detallado usando los patrones de radiación de ondas superficiales que permitió una mejor determinación de los vectores de desplazamiento. De los eventos estudiados, uno se encuentra próximo a TdF, al norte de la Isla de los Estados, y dos se encuentran sobre la traza del SFMF, cerca de la fosa chilena (eventos n° 27, 28 y 29 en la Figura 1.5, respectivamente). El mecanismo focal del evento n° 27 le permitió especular acerca del movimiento del Mar de Scotia respecto de la placa Sudamericana, lo cual le condujo a postular la existencia de una placa con movimiento independiente entre la Sudamericana y la Antártica, que es la placa de Scotia, para la cual además esbozó un modelo preliminar.

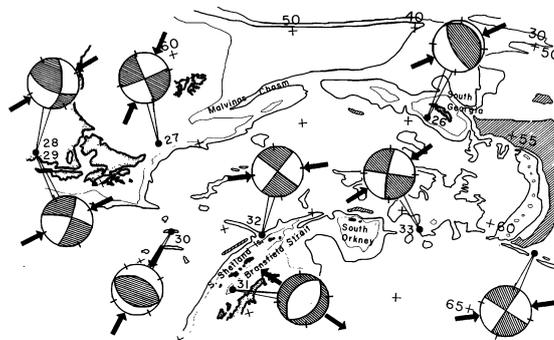


Figura 1.5. *Mecanismos focales obtenidos por Forsyth (1975) en la región del Mar de Scotia, entre los años 1963 y 1973 (imagen extraída del trabajo citado).*

1. Introducción

Posteriormente, (Pelayo y Wiens, 1989) obtuvieron el primer modelo cinemático cuantitativo de la placa de Scotia a partir del cálculo de mecanismo focal de un conjunto de terremotos. Primero, relocalizaron 27 eventos previos al año 1963, constatando que las localizaciones se hallaban alrededor del Mar de Scotia, lo cual confirmó la existencia de una placa con cinemática independiente a las placas Sudamericana y Antártica. Entre los eventos relocalizados se encontraban los dos eventos $M_w \sim 7.8$ del 17 de diciembre de 1949 en TdF. Luego, calcularon los parámetros de fuente (ángulos de rumbo, inclinación y deslizamiento del plano de falla, y momento sísmico) de 20 terremotos en la región de Scotia entre los años 1962 y 1986 (Figura 1.6), para lo cual aplicaron una técnica iterativa de descomposición en valores singulares, buscando el mejor ajuste entre sismogramas sintéticos y formas de onda observadas P y SH telesísmicas. También obtuvieron la profundidad y función temporal de la fuente. De los eventos estudiados, 4 de ellos se ubicaron sobre la dorsal de Scotia Norte,

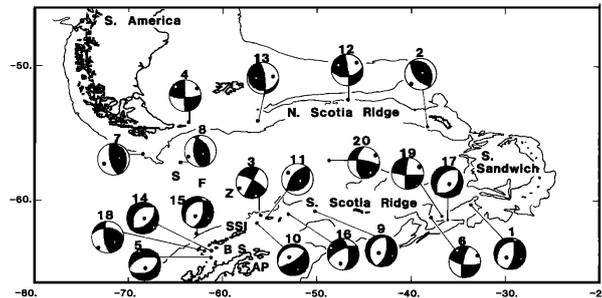


Figura 1.6. Mecanismos focales obtenidos por Pelayo y Wiens (1989) entre los años 1962 y 1986 (imagen extraída del trabajo citado).

siendo uno de ellos (el n° 4 en la Fig.1.6) un recálculo del evento n° 27 estudiado previamente por Forsyth (1975). También presentaron una lista de eventos en la región con cálculo de mecanismo focal publicados anteriormente por la Universidad de Harvard (método CMT de Dziewonski *et al.* (1981)), para los cuales intentaron sin éxito ajustar los parámetros de fuente usando sus técnicas de inversión de onda. Adjudicaron la imposibilidad en el ajuste a la mala relación señal-ruido en los datos, por lo que consideraron más confiables las soluciones CMT de eventos de mayor magnitud ($m_b > \sim 5.8$). Los resultados de este trabajo mostraron, para la dorsal de Scotia Norte, un movimiento de desplazamiento de rumbo sinistral con una componente de compresión, con una velocidad de 5 mm/año; mientras que para la dorsal de Scotia Sur, un movimiento de desplazamiento de rumbo sinistral con una componente de extensión, con una velocidad de 10 mm/año.

Actualmente, las agencias internacionales United States Geological Survey (USGS) y el Global Centroid Moment Tensor (GCMT) muestran muy pocas soluciones en la región del SFMF. Tomando un área igual a la abarcada en la Fig. 1.1, encontramos sólo dos soluciones de mecanismo focal sobre el SFMF, uno del año 1996 y otro del año 1979 (Figura 1.7).

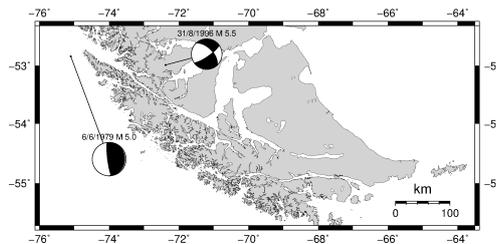


Figura 1.7. Mecanismos focales publicados por el USGS y el GCMT para el período 1976 - 2020 en la zona de estudio.

1.6. Otros antecedentes

Además de los trabajos de Del Cogliano *et al.* (2000) y Smalley Jr. *et al.* (2003), existen estudios más recientes que utilizan datos satelitales para medir el desplazamiento en la FMF.

Mendoza *et al.* (2011) usaron datos de GPS en un análisis de deformación de las componentes horizontales de velocidad, obteniendo como resultado una faja de deformación de 30 km de ancho centrada en la FMF. Esta faja está limitada al norte (placa Sudamericana) y al sur (placa de Scotia) por zonas geodinámicamente estables, que se mueven horizontalmente con una velocidad relativa promedio de 4.4 ± 0.6 (este) y -0.3 ± 0.4 (norte) mm/año (bloque sur respecto del bloque norte). Adjudican esta deformación al límite transformante con orientación este-oeste (Figura 1.8, izquierda).

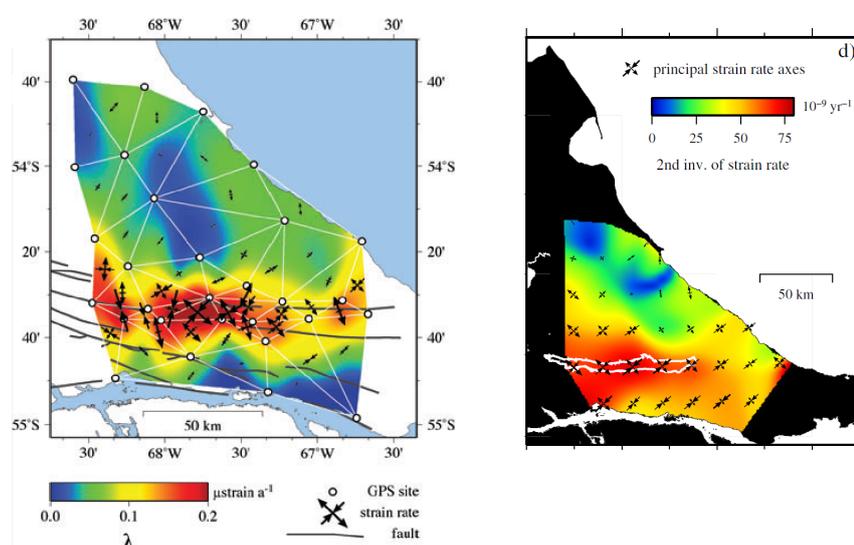


Figura 1.8. Tasa de deformación principal (izquierda) y deformación superficial (derecha) de la FMF obtenidas en los trabajos de Mendoza *et al.* (2011) y Mendoza *et al.* (2015).

En otro trabajo más reciente, Mendoza *et al.* (2015) calculan deformación superficial (Figura 1.8, derecha) y utilizan un modelo de bloques y velocidades derivadas de datos satelitales para inferir la tasa de deslizamiento, profundidad de cierre e inclinación de fallas activas en la FMF. El estudio dio como resultado un modelo de falla con deslizamiento de rumbo sinistral a una tasa de 5.9 ± 0.2 mm/año a lo largo de la FMF, con una inclinación de $66 \pm 5^\circ$ y una profundidad de cierre de 11 ± 5 km, que es consistente con los modelos geológicos de la FMF.

Respecto a los modelos corticales en TdF, el trabajo más reciente es el de Buffoni *et al.* (2019), en el cual los autores usan datos telesísmicos y técnicas de función de receptor y de curvas de dispersión para obtener modelos de velocidades y profundidad de las discontinuidades de Mohorovicic (Moho). Los resultados dan un espesor cortical entre 25 y 39 km aproximadamente, observando además que la profundidad de la Moho en el sector oriental de TdF aumenta de norte a sur. En esta Tesis utilizamos modelos de velocidades basados en los resultados del trabajo citado, cuyos detalles se encuentran en la Tabla 3.8.

1.7. Códigos computacionales utilizados

Para los modelados de centroide y de múltiples puntos que se desarrollan en los Capítulos 3 y 4, usamos el paquete de software ISOLA (Sokos y Zahradník, 2008; Zahradník y Sokos, 2018b). Este paquete ha sido desarrollado para invertir sismogramas completos a distancias entre locales y regionales. Es de acceso libre y de código abierto, y desde que fue presentado en el año 2003 viene siendo continuamente actualizado, por lo que hoy en día puede considerarse un código bien establecido, aplicado por usuarios en diversas partes del mundo. Los trabajos publicados que han usado este software estudian sismos en un rango de magnitudes muy amplio: desde microeventos con magnitudes tan bajas como M_w 0.3 (Benetatos *et al.*, 2013) hasta megaeventos como el terremoto M_w 9 de Tohoku, Japón, en 2011 (Zahradník *et al.*, 2011), pasando por eventos que presentan rupturas complejas, como es el caso de las fallas segmentadas (Gallovíč y Zahradník, 2012; Hicks y Rietbrock, 2015b; Sokos *et al.*, 2020, 2016; Zahradník *et al.*, 2005), e incluso con complejidades como retro-propagación de la ruptura (Hicks *et al.*, 2020). También hay aplicaciones a eventos débiles en regiones poco instrumentadas, usando las formas de onda (Fojtíková y Zahradník, 2014) o sus envolventes (Carvalho *et al.*, 2019). En Zahradník y Sokos (2018b) se encuentra una extensa lista con varias de las aplicaciones del código.

Si bien existen otros códigos como por ejemplo el desarrollado por Cesca *et al.* (2010) que permite calcular modelos de un sólo punto (centroide), este software es aplicable a distancias regionales, no locales, y depende además de bases de datos de funciones de Green pre-calculadas. Por estas razones elegimos ISOLA como un software más apropiado para el trabajo abordado en esta Tesis, ya que además permite al usuario definir una amplia cantidad de parámetros para diseñar la inversión, dando también un conjunto de índices que posibilitan evaluar la calidad de la solución. Comparado con otros softwares, es un código ‘todo en uno’ que permite hacer el procesamiento a partir de los datos crudos, que además utiliza un entorno gráfico, simplificando la interpretación de los resultados.

ISOLA está basado en el método de deconvolución iterativa de Kikuchi y Kanamori (1991) y fue adaptado para ser aplicado a eventos con distancias epicentrales regionales y locales, no sólo telesísmicas. A diferencia de los métodos de rayos que son aplicables a telesismos, este método utiliza las formas de onda completas. ISOLA calcula las funciones de Green incluyendo los términos de campo cercano, intermedio y lejano usando el método de número de onda discreto (código AXITRA de Bouchon (1981) y Coutant (1990)). El código ha sido además automatizado en base a métodos Bayesianos (ISOLA ObsPy, Vackář *et al.* (2017)).

En el Capítulo 5 usamos algunos de los códigos de ISOLA para llevar a cabo una parte del modelado de fuente finita.

Para la localización del evento estudiado en la Sección 3.5 utilizamos el código HYPO-CENTER (Lienert *et al.*, 1986; Lienert y Havskov, 1995) que se encuentra incluido en el paquete SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999).

Para la elaboración de los mapas usamos el paquete Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel *et al.*, 2013).

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Mecanismo focal y campo de desplazamientos

La fuente sísmica es la región del interior terrestre donde se generan diversos fenómenos físicos como el fallamiento tectónico, explosiones, colapsos de minas (implosiones), intrusiones magmáticas, erupciones volcánicas, entre otros. La descripción de lo que sucede en la fuente durante estos procesos es lo que se conoce como mecanismo focal y es lo que estudiaremos en este trabajo.

Nos dedicaremos en particular al estudio de los terremotos tectónicos que son procesos que ocurren casi invariablemente sobre fallas. En este contexto, podemos definir el *mecanismo focal* como la geometría del fallamiento durante la ocurrencia de un terremoto (Stein y Wysession, 2009). La obtención del mecanismo focal nos permitirá conocer diversos aspectos relacionados al proceso de ruptura, como son la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento relativo entre los bloques. A su vez, nos enfocaremos también en estudiar otros aspectos del proceso de fuente, como por ejemplo la historia temporal de la liberación de energía.

Para conocer el mecanismo focal debemos analizar el efecto producido por las fuerzas que actúan en la fuente sísmica durante la ocurrencia de un terremoto. Las fuerzas actuantes en la fuente producen un campo de desplazamientos que es lo que observamos cuando analizamos las formas de onda de un sismograma. Esto significa que podemos conocer el mecanismo focal a través del estudio de los sismogramas registrados durante un terremoto.

Consideremos a la fuente como una región limitada de volumen V en el interior terrestre donde se producen fuerzas de volumen \mathbf{f} que dan origen al fenómeno físico. El campo de desplazamientos producido por estas fuerzas está dado por el teorema de representación (Aki y Richards, 2002, ec. 2.41) que, tomando en cuenta sólo las fuerzas de volumen, podemos expresar como

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint_V f_i(\boldsymbol{\xi}, \tau) G_{in}(\boldsymbol{\xi}, t - \tau; \mathbf{x}) dV \quad (2.1)$$

donde los subíndices toman los valores 1, 2 y 3 según los tres ejes de un sistema cartesiano y la variable $\boldsymbol{\xi}$ representa las coordenadas de los puntos dentro de V . Vemos que la n -ésima componente del campo de desplazamientos $u_n(\mathbf{x}, t)$ observado en la posición \mathbf{x} y el tiempo t resulta de integrar en todo V la densidad de las fuerzas de volumen $f_i(\boldsymbol{\xi}, \tau)$ aplicadas en tiempos τ , multiplicadas por $G_{in}(\boldsymbol{\xi}, t - \tau; \mathbf{x})$ que es lo que se conoce como funciones de Green y representan la respuesta elástica del medio a la presencia de fuerzas elementales. Las funciones de Green forman un tensor de segundo orden que es simétrico y cumple con propiedades de reciprocidad espacial y temporal, por lo que pueden también expresarse como

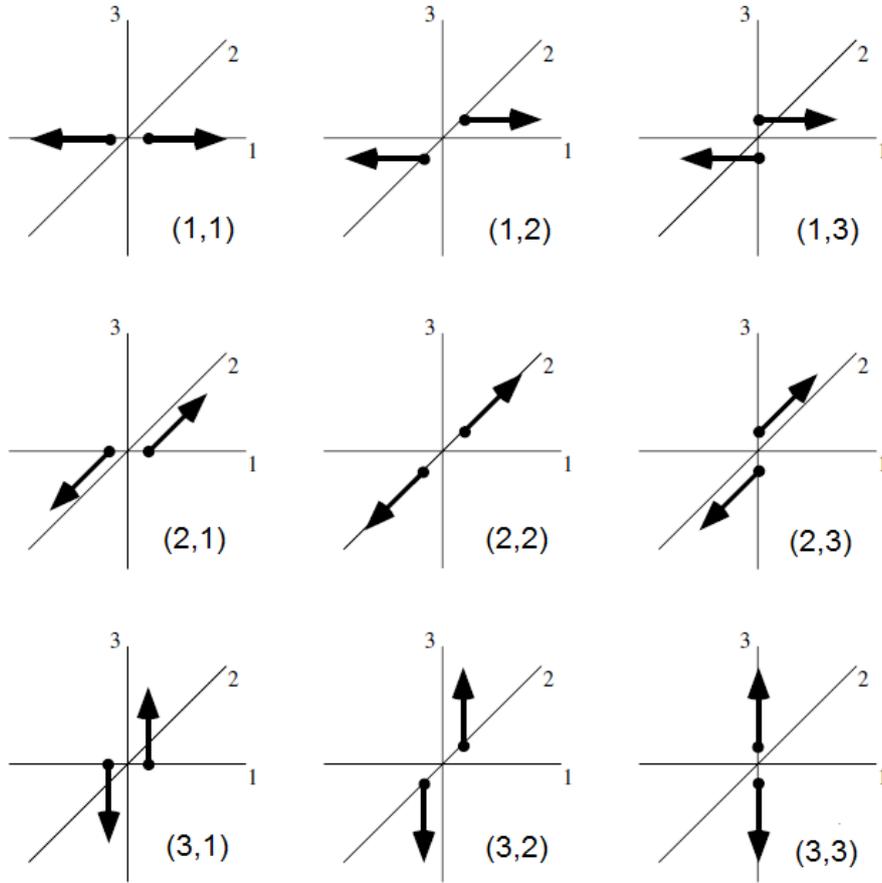


Figura 2.1. Nueve cuplas de fuerzas que permiten obtener las fuerzas equivalentes en la fuente. Los índices indican dirección y brazo de palanca de las fuerzas, respectivamente. (modificado de Aki y Richards (2002, fig. 3.7).

$G_{ni}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi})$. La integral en la variable temporal τ representa un producto de convolución, por lo que podemos expresar la ecuación (2.1) como

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \iiint_V f_i(\boldsymbol{\xi}, t) * G_{ni}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}) dV \quad (2.2)$$

Las fuerzas de volumen están aplicadas en cada punto $\boldsymbol{\xi}$ y las funciones de Green representan la componente n -ésima del desplazamiento observado en la posición \mathbf{x} y el tiempo t debido a la aplicación en $\boldsymbol{\xi}$ de una fuerza unitaria con función temporal $\delta(t)$ apuntando en la dirección i -ésima.

Para cualquiera de los fenómenos descriptos más arriba, las fuerzas de volumen presentes en la fuente producen una dislocación del material que podemos imaginar como una discontinuidad del campo de desplazamientos a uno y otro lado de una superficie Σ contenida dentro de V . Esta superficie puede pensarse como la representación de una falla y el campo de desplazamientos en la ecuación (2.2) se puede obtener a partir de la dislocación sobre esa superficie. La dislocación puede representarse a su vez a partir de una distribución de fuerzas sobre Σ que se denominan fuerzas equivalentes y que están completamente determinadas por la combinación de nueve cuplas de fuerzas con brazos de palanca y direcciones sobre los tres ejes coordenados (Figura 2.1). Son los momentos de estas nueve cuplas quienes nos dan el

efecto de las fuerzas actuantes en la fuente, y dado que las cuplas están distribuidas sobre Σ , la integral de volumen se reduce a una integral de superficie, de manera que la ecuación (2.1) toma la forma (Aki y Richards, 2002, ec. 3.20)

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq}(\boldsymbol{\xi}, t) * G_{np,q}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}) d\Sigma \quad (2.3)$$

donde $m_{pq}(\boldsymbol{\xi}, t)$ es un tensor simétrico que contiene los momentos por unidad de superficie de las cuplas y se conoce como tensor densidad de momento sísmico; $G_{np,q}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi})$ son las derivadas espaciales de las funciones de Green, y el símbolo $*$ representa el producto de convolución.

Es importante destacar que las nueve cuplas de fuerzas permiten representar cualquiera de los procesos de fuente mencionados al inicio de este capítulo. Sin embargo, en los terremotos tectónicos que son los casos que nos interesan y de lo que nos ocuparemos de aquí en adelante, las cuplas se combinarán para formar las fuerzas equivalentes que corresponden, en la mayoría de los casos, a esfuerzos de corte sobre el plano de falla.

2.2. Modelo de fuente puntual

Cuando el tamaño de la fuente es mucho menor que la distancia a la cual hacemos las observaciones y que las longitudes de onda que analizamos, podemos asumir un modelo de fuente puntual (Figura 2.2). En general, las funciones de Green dependen de las trayectorias entre los puntos que forman la fuente (puntos de coordenadas $\boldsymbol{\xi}$ sobre Σ) y el receptor (en la posición \mathbf{x}), pero cuando hacemos una aproximación de fuente puntual esas trayectorias son prácticamente idénticas para todos los puntos. Esto significa que la dependencia de las funciones de Green con la variable $\boldsymbol{\xi}$ es despreciable y podemos entonces reemplazar esa variable por una constante $\boldsymbol{\xi}_0$ que representa la posición de la fuente puntual.

De esta manera, en la ecuación (2.3) las funciones de Green salen de la integral y lo que se termina integrando es la densidad de momento sísmico, dando como resultado el tensor momento sísmico

$$M_{pq}(t) = \iint_{\Sigma} m_{pq}(\boldsymbol{\xi}, t) d\Sigma \quad (2.4)$$

La ecuación (2.3) queda entonces expresada como

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq}(t) * G_{np,q}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}_0) \quad (2.5)$$

En el modelo de fuente puntual vemos entonces que el campo de desplazamientos depende de las funciones de Green obtenidas para la fuente ubicada en el punto $\boldsymbol{\xi}_0$ y del tensor momento sísmico. Las funciones de Green reflejan el efecto de la trayectoria recorrida por la energía liberada desde la fuente hasta el punto de observación, y el tensor contiene la información sobre lo que sucede en la fuente, es decir la geometría de la ruptura y la historia temporal de la liberación de energía.

El tensor momento sísmico, como lo hemos definido hasta aquí, depende del tiempo. La dependencia temporal describe la liberación de energía a lo largo del proceso de ruptura. En el modelo de fuente puntual esa dependencia temporal es la misma para todas las componentes del tensor y se la representa con una función $s(t)$ llamada *función temporal de la fuente*, que puede extraerse como factor común del tensor momento sísmico

$$M_{pq}(t) = M_{pq} s(t) \quad (2.6)$$

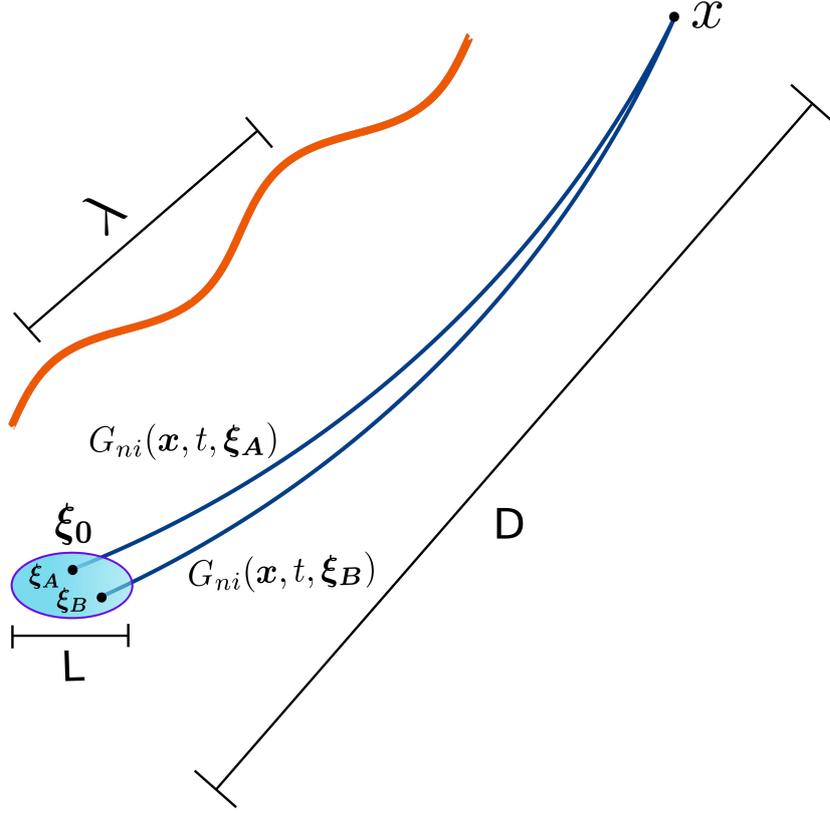


Figura 2.2. Cuando $D \gg L$ y $\lambda \gg L$ podemos asumir un modelo de fuente puntual.

De esta manera el tensor queda separado en dos partes: una que involucra sólo el aspecto temporal del proceso de fuente, representado por $s(t)$, y otra que representa el aspecto geométrico de la ruptura, representado por un tensor M_{pq} . A este último es a lo que en la mayor parte de la literatura sismológica se le llama tensor momento sísmico o simplemente *tensor momento*, y se lo encuentra abreviado como MT (por la sigla en inglés de Moment Tensor). Introduciendo la ecuación (2.6) en la (2.5) obtenemos para el campo de desplazamientos

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq} [G_{np,q}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}_0) * s(t)] \quad (2.7)$$

es decir, el campo de desplazamientos resulta de multiplicar el tensor momento por el producto de convolución entre las funciones de Green y la función temporal de la fuente.

2.3. El tensor momento y su descomposición

Los tensores momento son simétricos, por lo cual seis de sus componentes son independientes. Esto significa que podemos expresar cualquiera de ellos como combinación lineal de seis tensores simétricos linealmente independientes. A estos últimos los llamaremos *tensores momento elementales*, y nuestro tensor momento quedará entonces expresado como

$$M_{pq} = \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^i \quad (2.8)$$

donde a_i representan los coeficientes de la combinación y M_{pq}^i son los tensores elementales en coordenadas cartesianas. La elección los tensores elementales no es única, y en este trabajo

Tabla 2.1. *Mecanismos focales elementales y su representación gráfica.*

Nro	Rumbo (°)	Inclinación (°)	Deslizamiento (°)	Representación gráfica
1	0	90	0	
2	270	90	-90	
3	0	90	90	
4	90	45	90	
5	0	45	90	
6	-	-	-	

usamos el siguiente conjunto (Křížová *et al.*, 2013):

$$\begin{aligned}
 \mathbf{M}^1 &= \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} & \mathbf{M}^2 &= \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix} \\
 \mathbf{M}^3 &= \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix} & \mathbf{M}^4 &= \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \\
 \mathbf{M}^5 &= \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} & \mathbf{M}^6 &= \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}
 \end{aligned} \tag{2.9}$$

La Tabla 2.1 muestra para cada tensor elemental la representación gráfica del mecanismo focal (Sección 2.5) y la orientación de uno de sus planos nodales, según los ángulos de rumbo, inclinación y deslizamiento.

Los seis tensores elementales que utilizamos para invertir M_{pq} (es decir, para hallar la combinación lineal de ellos que mejor se ajuste a los datos observados) no deben confundirse con los tensores que se obtienen al descomponer M_{pq} para su interpretación física.

La interpretación física del tensor momento, que sirve para comprender mejor el proceso de fuente, se puede hacer mediante una descomposición según las direcciones en las que actúan los esfuerzos principales. Para esta descomposición, primero deben hallarse los autovalores y autovectores del tensor. Por su naturaleza (matriz real y simétrica) sus autovectores son ortogonales y definen tres ejes: T, el eje de tensión, correspondiente al mayor autovalor (λ_1); P, el eje de presión, correspondiente al menor autovalor (λ_3) y N, el eje nulo, correspondiente al autovalor intermedio (λ_2). Por ejemplo, cuando en una región tenemos que el eje P es vertical, el plano de falla tiene una inclinación de 45° y da lugar a un mecanismo de falla normal. Si en cambio T es el eje vertical, el mecanismo será de falla inversa (como en los

2. Marco teórico

casos 4 y 5 de la Tabla 2.1). Finalmente, si N es el eje vertical (y por lo tanto los ejes P y T son horizontales) el mecanismo será de falla transcurrente (caso 1 de la Tabla 2.1).

En el sistema de coordenadas formado por los tres autovectores, el tensor momento es diagonal. Si \mathbf{M} representa el tensor ya diagonalizado (con λ_1 , λ_2 y λ_3 en su diagonal), este puede descomponerse de manera única en una parte isotrópica (ISO) más otra deviatórica (DEV) (Jost y Herrmann, 1989):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^{ISO} + \mathbf{M}^{DEV} \quad (2.10)$$

es decir,

$$\begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E & 0 & 0 \\ 0 & E & 0 \\ 0 & 0 & E \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \lambda_1 - E & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 - E & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_3 - E \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

donde $E = \frac{\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3}{3} = tr(\mathbf{M})/3$ es un tercio de la traza de \mathbf{M} . Se observa que $tr(\mathbf{M}) = tr(\mathbf{M}^{ISO}) = 3E$

La componente isotrópica (también llamada volumétrica) representa la parte del proceso de fuente en la que se generan cambios de volumen, y corresponde a procesos como las explosiones ($tr(\mathbf{M}) = tr(\mathbf{M}^{ISO}) > 0$) e implosiones ($tr(\mathbf{M}) = tr(\mathbf{M}^{ISO}) < 0$). La componente deviatórica tiene autovalores $\lambda_i^* = \lambda_i - E$ y representa la parte del proceso donde no se generan cambios de volumen, lo cual puede verificarse observando que $tr(\mathbf{M}^{DEV}) = 0$.

La matriz \mathbf{M}^{DEV} puede a su vez descomponerse como suma de matrices de traza nula (sin cambio de volumen), pero esta descomposición no es única. La manera más habitual que se halla en la literatura sísmológica, debido a que es la que tiene más relevancia en cuanto a la interpretación geológica de cada componente (Dahm y Krüger, 2012), está dada por

$$\mathbf{M}^{DEV} = \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD} \quad (2.12)$$

donde \mathbf{M}^{DC} es una componente doble cupla maximizada y \mathbf{M}^{CLVD} es una componente que representa una parte del mecanismo sin cambio de volumen pero que no corresponde a una doble cupla. La sigla CLVD se debe a su nombre en inglés 'Compensated Linear Vector Dipole' (vector dipolo lineal compensado), dado que se obtiene al combinar mecanismos que corresponden a dipolos (pares de fuerzas de la forma (i, i) en la Fig. 2.1), dando como resultado una deformación en un eje que es compensada por una deformación sobre el plano perpendicular a este (Figura 2.3). Ambas matrices son diagonales y los valores en su diagonal están definidos por los autovalores λ_i^* . La componente DC tiene dos valores no nulos en su diagonal (dos cuplas que representan dipolos en el sistema de referencia de los ejes principales) y la componente CLVD tiene las tres componentes no nulas en su diagonal, siendo una de ellas el doble de las otras dos y cambiada de signo (Stein y Wysession, 2009, cap. 4, ec. 48). En esta descomposición del tensor deviatórico, el tamaño relativo entre sus autovalores λ^* define la proporción entre DC y CLVD.

De las ecuaciones (2.10) y (2.12) tenemos entonces que el tensor queda descompuesto en su forma más habitual en tres partes elementales, como fue propuesto inicialmente por Knopoff y Randall (1970):

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^{ISO} + \mathbf{M}^{DC} + \mathbf{M}^{CLVD} \quad (2.13)$$

Esta descomposición es la más usada porque las fuentes generadas por procesos tectónicos están asociadas a esfuerzos de cizalla sobre el plano de falla, lo que corresponde a mecanismos de doble cupla. Idealmente un terremoto tectónico tendría sólo componente DC, en cuyo caso se observaría que $\lambda_1 = -\lambda_3$ y $\lambda_2 = 0$, y en la descomposición del tensor momento sólo habría

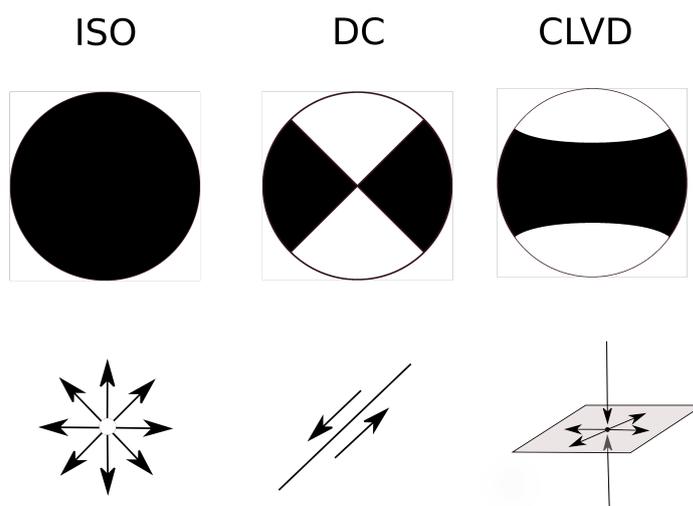


Figura 2.3. Las figuras superiores representan los diagramas de los tres tipos de mecanismo en que queda descompuesto el tensor momento, las figuras inferiores muestran el movimiento de partículas que generan (modificado de Halló (2018, fig. 1.5)).

componente DC y serían nulas las componentes ISO y CLVD.

La aparición de las componentes no DC en mecanismos asociados a terremotos tectónicos puede interpretarse de diversas maneras. Por ejemplo, la componente CLVD puede estar asociada a un mecanismo de esfuerzos de cizalla sobre una falla que no es plana. Sin embargo en muchos casos estas componentes son despreciables y la componente DC es una muy buena aproximación al mecanismo del terremoto. Por otra parte, la componente CLVD se puede observar en eventos asociados a una erupción volcánica. Más detalles sobre la interpretación física de las componentes puede hallarse, por ejemplo, en el trabajo de Vavryčuk (2015). En la Fig. 2.3 observamos la relación entre las componentes ISO, DC y CLVD con el diagrama de mecanismo focal (Sec. 2.5) y el movimiento de partículas.

Para los tensores elementales dados en la ecuación (2.9), tenemos que el tensor \mathbf{M}^6 corresponde a una fuente isotrópica, mientras que $\mathbf{M}^1, \dots, \mathbf{M}^5$ son fuentes doble cupla (en \mathbf{M}^4 y \mathbf{M}^5 las cuplas son dipolos). La componente CLVD se puede obtener combinando \mathbf{M}^4 y \mathbf{M}^5 .

Queremos destacar que, respecto a los terremotos tectónicos, la existencia de la componente ISO suele ser un efecto del método de inversión usado, no teniendo en la mayoría de los casos una interpretación física. Esto hace que el cálculo de tensor completo sólo se justifique en algunos casos muy específicos en los cuales además debe considerarse un conjunto de soluciones acompañadas de un análisis estadístico completo (J. Zahradník, comunicación personal). Por estas razones, en las aplicaciones de esta Tesis no abordaremos el cálculo del tensor completo, sino que calcularemos las componentes CLVD y DC (consideraremos la componente ISO igual a cero).

2.4. La geometría del plano de falla y el momento sísmico escalar

Una medida de la energía liberada durante un terremoto está dada por un parámetro llamado ‘momento sísmico’ que puede representarse como función de parámetros geométricos asociados a la falla. Estos parámetros son el coeficiente de rigidez μ del material, el área A de la falla y el deslizamiento D producido sobre la superficie de falla (Figura 2.4). Dado que el proceso de fallamiento es complejo, el deslizamiento es variable durante el proceso de ruptura, por lo que podemos considerarlo como función del tiempo. Esto significa que el momento sísmico también es una función del tiempo (*función momento sísmico*) y está dado por

$$M(t) = \mu D(t)A \quad (2.14)$$

Considerando el deslizamiento promedio \bar{D} sobre la falla (dislocación), tenemos un valor mucho más usado en sismología que es el *momento sísmico escalar* M_0 (también *momento sísmico*, M_0 ó simplemente *momento escalar*) que es la mejor medida del tamaño del terremoto desde el punto de vista de su energía total liberada. M_0 está dado por (Aki y Richards, 2002, ec. 3.16)

$$M_0 = \mu \bar{D}A \quad (2.15)$$

La derivada temporal de la función momento sísmico, $\dot{M}(t)$, es lo que se conoce como *función tasa de momento sísmico* que representa la tasa o rapidez con la cual el momento es liberado en la fuente y se relaciona con la función temporal de la fuente $s(t)$ (ec. (2.6)) por un factor de escala que es M_0 (Stein y Wysession, 2009, sec. 4.2.3)

$$\dot{M}(t) = M_0 s(t) \quad (2.16)$$

De las ecuaciones (2.14) y (2.16) se deduce que la función temporal de la fuente es proporcional a la derivada del deslizamiento. Vemos que $\dot{M}(t)$ y $s(t)$ representan la misma función excepto por un factor de escala. Esto implica que, gráficamente, el área bajo la curva de $\dot{M}(t)$ es igual al momento total liberado M_0 , mientras que el área bajo la curva de $s(t)$ es igual a 1.

La relación entre M_0 y el tensor momento M_{pq} es que M_0 es la norma euclídea del tensor (Silver y Jordan, 1982), dada por

$$M_0 = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 (M_{pq})^2}{2}} \quad (2.17)$$

A su vez, el momento sísmico determina la magnitud del evento (magnitud momento M_w) mediante la fórmula (Aki y Richards, 2002)

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad (2.18)$$

En la Fig. 2.4 se observa cómo el plano de falla y el movimiento relativo entre los bloques quedan definidos por tres ángulos: rumbo, inclinación y deslizamiento. Por sus nombres en inglés (strike/dip/rake), a lo largo de este trabajo usaremos frecuentemente la sigla $s/d/r$.

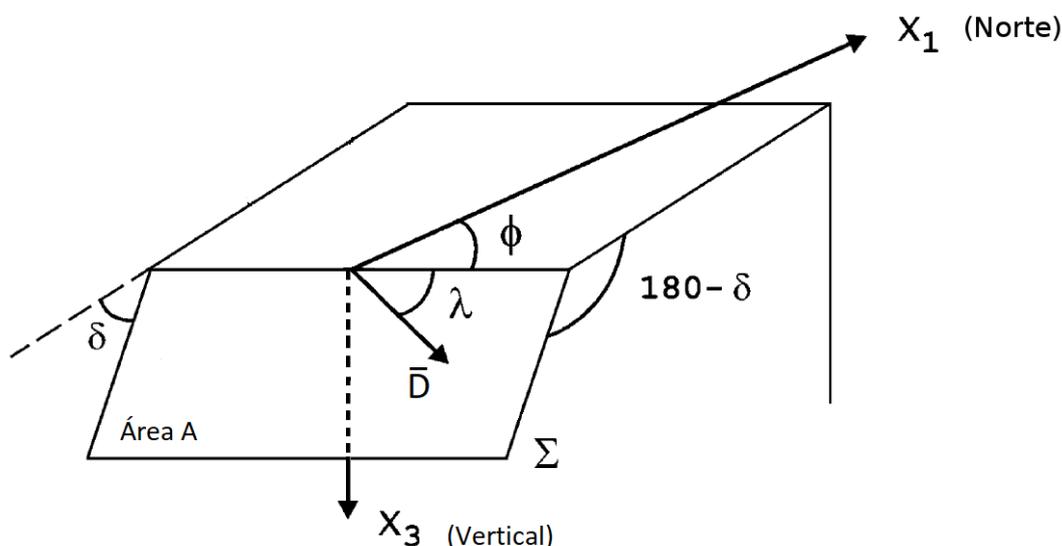


Figura 2.4. Representación del plano de falla Σ de área A , con el deslizamiento promedio \bar{D} y los ángulos de rumbo ϕ , inclinación δ y deslizamiento λ . El sistema de coordenadas se orienta de manera que los ejes X_1 , X_2 y X_3 apunten hacia el norte, este y vertical hacia abajo, respectivamente (modificado de Udías, 1999, fig. 15.1).

2.5. Patrón de radiación y representación gráfica del mecanismo focal

La forma de onda que observamos en una estación sismológica está determinada por el mecanismo focal del terremoto. Si para una posición de la fuente y una distribución dada de estaciones consideramos planos de falla con diferentes orientaciones y diferentes movimientos relativos entre bloques, la polaridad del primer arribo y la forma de onda observadas en cada estación cambiarán según el caso. Esto conduce al concepto de patrón de radiación, que es una descripción geométrica de las amplitudes de las ondas según la dirección de observación. Estudiando el patrón de radiación podemos conocer el mecanismo focal del terremoto.

Para conocer el patrón de radiación debemos observar los desplazamientos que ocurrirían en una esfera imaginaria de radio infinitesimal centrada en la fuente, denominada *esfera focal* (Figura 2.5). Si contamos con una buena cantidad de datos, del patrón de radiación es suficiente considerar la polaridad del primer arribo (onda P) para conocer el mecanismo focal. Según el primer arribo cause un movimiento de compresión, dilatación o nulo sobre cada punto de la esfera, las polaridades observadas serán positivas, negativas o nulas. Dado que las observaciones se hacen en estaciones sobre la superficie terrestre a ciertas distancias finitas desde la fuente, es necesario convertir las observaciones en las estaciones a hipotéticas observaciones sobre la esfera focal. Para ello es necesario calcular el camino de los rayos sísmicos desde la fuente hasta las estaciones, lo cual puede hacerse conociendo un modelo de velocidades de propagación de las ondas como por ejemplo el modelo global PREM (Dziewonski y Anderson, 1981) o modelos regionales. Una vez calculado el camino de los rayos sísmicos, estos se recorren en sentido inverso, es decir de vuelta hacia la fuente, quedando proyectados sobre algún punto de la esfera focal, según su ángulo de salida respecto de la vertical y el azimut de la estación. El punto proyectado representará entonces una compresión o dilatación

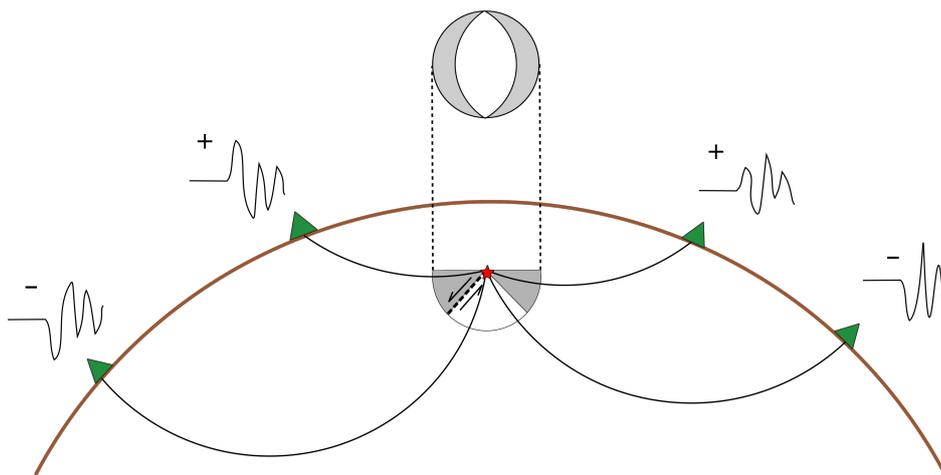


Figura 2.5. Esfera focal y polaridades de primeros arribos. La proyección horizontal de la semiesfera inferior es la representación gráfica del mecanismo focal.

sobre la esfera. Una representación plana de la esfera focal puede obtenerse proyectando uno de sus hemisferios sobre la horizontal, y por convención el que se proyecta es el hemisferio inferior. Lo que se obtiene es un diagrama plano de la distribución de polaridades alrededor de la fuente, conocido como diagrama de mecanismo focal o *beachball* en la literatura en inglés. Este diagrama es el que usamos para representar el mecanismo focal del terremoto. Con una cantidad suficiente de polaridades proyectadas, es posible trazar dos planos ortogonales, llamados *planos nodales*, que separan los cuadrantes con polaridades positivas y negativas, es decir, los cuadrantes de compresión y dilatación (regiones sombreadas y sin sombreadar en la Fig. 2.5, respectivamente), estando las polaridades nulas sobre los planos. El plano de falla coincidirá con alguno de los planos nodales.

La obtención de una solución de mecanismo focal utilizando polaridades de primer arribo está limitada por la cantidad y distribución de los datos. Es decir, obtendremos una buena solución siempre que contemos con abundantes lecturas de polaridades y con una buena distribución azimutal de las estaciones. Cuando no nos encontramos en esa situación, debemos aumentar la cantidad de datos y una manera de hacerlo es no considerar solamente la polaridad del primer arribo del patrón de radiación, sino la forma de onda en su totalidad, tanto de las ondas internas (P y S) como de las ondas superficiales.

Utilizando la forma de onda completa, mediante técnicas de inversión calculamos el tensor momento y a partir de éste los ejes de presión (P), tensión (T) y eje nulo (N) (Sec. 2.3) que definen los planos nodales de manera única (los ejes P y T pasan a 45° de los planos nodales, y el eje N coincide con la intersección de los planos). Si el mecanismo es puramente DC, observaremos que todas las polaridades se ajustarán perfectamente según los cuadrantes de compresión y dilatación. Si el mecanismo tiene componentes no DC (ISO, CLVD), entonces habrá puntos cuyas polaridades no se ajustan a los cuadrantes definidos por los planos nodales, y veremos que las regiones sombreadas y sin sombreadar sobrepasan las líneas definidas por los planos. Sin embargo, los terremotos tectónicos tienen en su mayoría su componente DC dominante, por lo cual este efecto suele ser muy pequeño o nulo.

Para la obtención del mecanismo focal usando la forma de onda completa se requiere de la aplicación de métodos de inversión que serán desarrollados en los siguientes capítulos.

Capítulo 3

Modelado de fuente de un solo punto

3.1. Introducción

En la Sección 2.2 hemos visto que cuando hacemos una aproximación de fuente puntual, asociamos el tensor momento a un único punto. Este tipo de aproximación equivale a observar la fuente como un todo y se obtiene mediante el análisis de sismogramas de largo período.

El punto que representa a la fuente se conoce como *centroide*. Podemos definir el centroide como la localización promedio en tiempo y espacio de la liberación de energía (Stein y Wyssession, 2009). Es importante no confundir el centroide con el hipocentro, que representa el punto en espacio y tiempo donde comienza la ruptura y se determina a partir de los tiempos de arribo de fases tales como P, S y otras. Si bien la ruptura comienza en el hipocentro, no necesariamente este punto representa el lugar promedio de liberación de momento. Para comprender mejor el significado físico del centroide, podemos hacer una analogía entre hallar el centroide en una región de fuente (que podemos pensar como una región donde hay una distribución de momento liberado durante el terremoto) y hallar el centro de masa en un cuerpo con densidad variable. También es importante destacar que para obtener el centroide es necesario invertir las bajas frecuencias, ya que invirtiendo frecuencias altas no se obtienen buenos ajustes debido a que las altas frecuencias son sensibles a las heterogeneidades de la fuente y no permiten ver a la misma como un todo. El punto ξ_0 que consideramos en la Sección 2.2 corresponde entonces a la posición del centroide.

Los parámetros que publican agencias internacionales como el Global Centroid Moment Tensor (GCMT) (Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012) y el United States Geological Survey (USGS) corresponden al centroide. En eventos de baja magnitud la región de fuente es pequeña por lo que la posición del centroide suele coincidir con la del hipocentro.

El modelo de fuente puntual se obtiene mediante la resolución de un problema inverso, usando como dato las formas de onda registradas en los sismogramas. En algunos casos, cuando el modelado de las formas de onda no da resultados satisfactorios, es posible también modelar su envolvente. A continuación describimos dos técnicas para la resolución del problema inverso, usando la forma de onda o su envolvente, estando ambas incluidas en el paquete ISOLA (Sección 1.7).

3.2. Método de inversión de forma de onda

La inversión de forma de onda nos permite obtener el tensor momento y el momento sísmico M_0 (que nos da la magnitud del evento), mientras que la posición y el tiempo del centroide se obtienen mediante la exploración de una grilla espacio-temporal.

Para el cálculo del tensor momento, podemos optar por hacer la inversión para obtenerlo en modo completo, deviatórico o doble cupla (Sección 2.3). En el modo completo no se impone ninguna restricción al problema y se obtiene el tensor \mathbf{M} de la ecuación (2.10) con sus seis componentes independientes. En el modo deviatórico se impone al tensor la restricción de tener traza igual a cero, es decir que estamos resolviendo la componente \mathbf{M}^{DEV} de la misma ecuación. Por último, el modo restringido doble cupla impone a la solución tener su componente DC igual a 100 %, y se obtiene la componente \mathbf{M}^{DC} de la ecuación (2.12). Existe también la opción de prescribir un mecanismo fijo (se fijan los ángulos s/d/r/ de alguno de los planos nodales), en cuyo caso sólo se calcula el momento sísmico M_0 .

3.2.1. Problema inverso

El tensor momento es calculado por mínimos cuadrados. Supongamos que la fuente puntual está situada en una posición dada. Combinando las ecuaciones (2.5) y (2.8) y usando la notación de sumatoria obtenemos

$$u_i(t) = \sum_p \sum_q \left(\sum_{j=1}^6 a_j M_{pq}^j(t) \right) * G_{ip,q}(t) \quad (3.1)$$

y reordenando las sumatorias, tenemos

$$u_i(t) = \sum_{j=1}^6 a_j \left(\sum_p \sum_q M_{pq}^j(t) * G_{ip,q}(t) \right) = \sum_{j=1}^6 a_j E_i^j(t) \quad (3.2)$$

donde \mathbf{E}^j con $j = 1, \dots, 6$ es lo que llamamos *sismogramas elementales*, es decir, son los desplazamientos dados por los tensores momento elementales. En esta última expresión los coeficientes a_j son únicos para cada tensor momento. En estas ecuaciones hemos asumido una función temporal de la fuente $s(t)$ (ec. (2.6)) conocida, que será una función elemental (delta de Dirac o triángulo de duración prescrita).

Llevando la última expresión a notación vectorial, obtenemos

$$\mathbf{u} = \mathbf{E} \mathbf{a} \quad (3.3)$$

La obtención del tensor momento queda entonces determinada por la resolución del problema inverso lineal dado por la ecuación (3.3). En la práctica, el vector \mathbf{u} corresponde a las observaciones y está formado por las muestras temporales de las tres componentes (N, E, Z) de todas las estaciones involucradas, por lo tanto será un vector de N componentes, siendo $N = n^2$ de estaciones $\times 3 \times n^2$ de muestras por componente. La matriz \mathbf{E} es de $N \times 6$, sus columnas tienen el mismo formato que el vector \mathbf{u} pero corresponden a los sismogramas elementales y se calcula numéricamente mediante el cálculo de las funciones de Green. El vector \mathbf{a} tiene los coeficientes a_1, \dots, a_6 que representan las incógnitas del problema.

El sistema está sobredeterminado, por lo cual se resuelve por el método de mínimos cuadrados obteniendo una solución óptima dada por

$$\mathbf{a}_{\text{opt}} = (\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1} \mathbf{E}^T \mathbf{u} \quad (3.4)$$

Una vez resuelto el sistema, se tienen los coeficientes que permiten obtener el tensor momento que mejor ajusta a los datos observados. Los sismogramas sintéticos asociados a la solución obtenida de esta manera se calculan como

$$\mathbf{s} = \mathbf{E} \mathbf{a}_{\text{opt}} \quad (3.5)$$

Particularmente, cuando se quiere obtener la componente deviatorica (DEV) del tensor, se impondrá la condición de que $a_6 = 0$, es decir, se anula la componente isotrópica del tensor. Para resolver la componente doble cupla (DC) se impone la condición no lineal de que el determinante del tensor momento sea nulo (Zahradník y Sokos, 2018b).

Respecto a la posición y el tiempo del centroide, la búsqueda de los mismos se hace mediante una grilla espacio-temporal. Estos parámetros están ocultos dentro de la matriz \mathbf{E} , ya que esta depende de las funciones de Green, que son función (entre otros parámetros) de la posición y el tiempo de la fuente. Por lo tanto se resuelve sistemáticamente la ecuación (3.3) para cada matriz \mathbf{E} correspondiente a cada punto de la grilla buscando los parámetros que maximicen la correlación entre los sismogramas observados (u) y sintéticos (s), dada por

$$corr = \frac{\int us}{\sqrt{\int u^2 s^2}} \quad (3.6)$$

donde $\int us = \sum_i \int u_i(t) s_i(t) dt$ y la suma se hace sobre todas las estaciones y componentes. En la práctica, cuando trabajamos con muestras temporales de los sismogramas, la integral se reemplaza con la suma sobre todas las muestras.

La coincidencia entre el sismograma observado y sintético puede medirse mediante el desajuste (misfit) por norma L2

$$misfit = \int (u - s)^2 \quad (3.7)$$

o por medio de la reducción de varianza (VR) definida por

$$VR = 1 - \frac{misfit}{\int u^2} \quad (3.8)$$

Cuando el sismograma sintético es obtenido por ajuste de mínimos cuadrados, como es nuestro caso, la correlación y la reducción de la varianza están relacionadas por (Křížová *et al.*, 2013)

$$corr^2 = VR \quad (3.9)$$

De esta manera se halla entonces la posición y tiempo de la fuente puntual que optimizan el ajuste entre el sismograma observado y el sintético. Respecto al tiempo, éste se refiere al valor en el cual estará centrada la función temporal $s(t)$.

Es importante destacar que la obtención de los parámetros de la fuente puntual no depende de la determinación hipocentral. Independientemente de los parámetros del hipocentro, las funciones de Green dependen del camino fuente-receptor, y las fuentes están sobre la grilla espacial que diseñamos según nuestra preferencia. También el tiempo se busca independientemente en la grilla temporal, y el momento sísmico M_0 queda determinado a partir del tensor momento obtenido.

3.2.2. Selección de las frecuencias de inversión. La relación señal-ruido

Para aplicar las metodologías descriptas, los datos deben ser filtrados en rangos de frecuencias adecuados según las características del evento estudiado (magnitud) y los registros disponibles (distancia epicentral, tipo de instrumento, etc.). Esto permite asegurarnos de que realmente estamos invirtiendo la señal (y por lo tanto extrayendo información sobre el evento), y no señales espurias (ruido) que no están relacionadas con el evento y por lo tanto distorsionarían nuestro estudio de la fuente. A su vez, debemos buscar rangos de frecuencias apropiados según el tipo de modelo que queremos obtener: para modelado de centroide usaremos frecuencias más bajas en relación a las que usaremos para los modelos de múltiples puntos (Cap. 4).

Previo a la inversión, las formas de onda son filtradas con un filtro pasa-banda definido por cuatro valores: f_1 , f_2 , f_3 y f_4 . El filtro se aplica tanto a los registros reales como sintéticos, siendo plano ($= 1$) entre f_2 y f_3 y en forma de función coseno, entre f_1 y f_2 , y entre f_3 y f_4 . Principalmente interesa discutir cómo determinar f_1 y f_4 (mínima y máxima frecuencia de inversión).

La frecuencia f_1 está fundamentalmente vinculada a la relación señal-ruido de los registros (SNR, por la sigla en inglés de Signal-to-Noise Ratio), dado que el nivel de ruido (ya sea natural o instrumental) limita la utilización de bajas frecuencias. A su vez, f_4 depende de nuestro conocimiento de la estructura terrestre, es decir, está limitado por la resolución de los modelos de velocidades, y también por la distancia epicentral (Sokos y Zahradník, 2013).

Para determinar f_1 el software ISOLA (Sec. 1.7) permite hacer un análisis espectral de la señal, del cual puede calcularse la SNR. Para esto, se procede de la siguiente manera. Se toman dos ventanas de tiempo contiguas de igual longitud, una que abarca sólo el registro previo al arribo de la onda P, es decir que contiene sólo ruido, y otra que abarca parte del registro a partir del arribo de esa onda, es decir que contiene a la señal (Figura 3.1a). Para cada una de las ventanas de tiempo de ruido y de señal, se obtiene el espectro de amplitudes mediante Transformada de Fourier (Figura 3.1b). La frecuencia f_1 se elegirá como la más baja para la cual el espectro de la señal sea considerablemente mayor que el del ruido, es decir que ambas curvas estén visiblemente separadas. Para facilitar la obtención de la frecuencia, se calcula el cociente señal/ruido de los espectros, obteniéndose las curvas de SNR (Figura 3.1c). Deberá determinarse algún valor umbral a partir del cual consideramos que la SNR es suficientemente buena, y obtener así el valor de la frecuencia f_1 . Observamos que para aplicar la técnica es necesario tener registrado suficiente tiempo previo al arribo de la onda P y que ese registro de ruido no esté afectado por señales de otros eventos.

Por otra parte, hay que destacar que siempre que la magnitud del evento aumente, la SNR mejora, ya que la energía de la señal es mayor y puede superar más fácilmente al ruido. Esto significa que, si analizáramos dos eventos con diferentes magnitudes pero a igual distancia (y utilizando los mismos instrumentos), el evento de mayor magnitud mejoraría su SNR y podríamos invertir en frecuencias menores, es decir el valor de f_1 podría ser más bajo.

Para la obtención de la frecuencia f_4 no hay una regla específica, sino que es un valor estimado a partir de la magnitud del evento y de las distancias epicentrales de las estaciones. En base a la experiencia, Sokos y Zahradník (2013) proponen algunas frecuencias máximas de inversión basadas en la distancia y en el conocimiento limitado que tenemos de la estructura terrestre. Sugieren frecuencias del orden de 1 Hz para estaciones cercanas ($< \sim 1$ km), del orden de 0.1 Hz para estaciones entre cercanas y regionales (~ 100 km) y del orden de 0.01 Hz para estaciones regionales (~ 1000 km). Observamos que al aumentar la distancia, las frecuencias disminuyen, en concordancia con el hecho conocido de que a mayores distancias las altas frecuencias se atenúan más. Es importante destacar que estos valores son sólo orientativos, requiriéndose un análisis cuidadoso en cada caso. A su vez, debe tenerse en cuenta que los

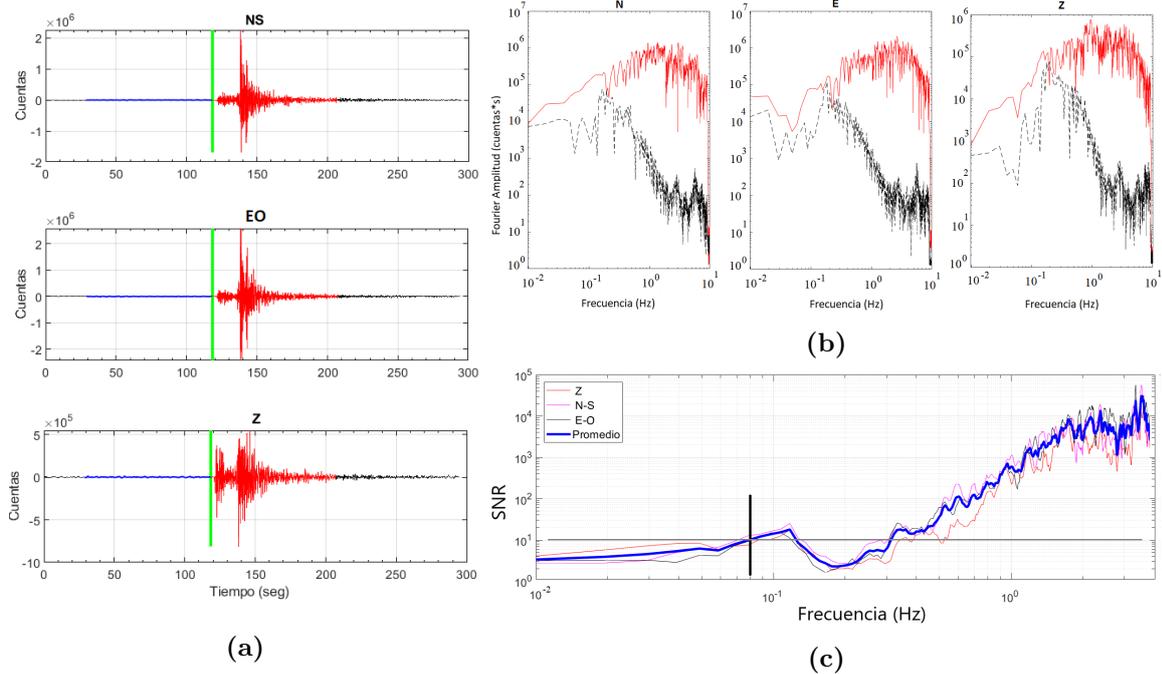


Figura 3.1. Obtención de la mínima frecuencia de inversión f_1 mediante análisis espectral de la señal. (a) La línea verde vertical separa la ventana de tiempo del ruido del registro (en color azul) de la ventana de tiempo de la señal (en color rojo). (b) Espectros de amplitud de la señal (curva roja) y del ruido (curva negra) para las tres componentes del registro. (c) Curvas de relación señal-ruido (SNR) para las tres componentes, y curva promedio. A modo de ejemplo, se tomó $SNR = 10$ como valor umbral (línea gris horizontal). La línea negra vertical marca la frecuencia $f_1 = 0.08\text{Hz}$ que es donde la curva promedio alcanza ese umbral.

eventos de mayor magnitud tienen frecuencias de corte f_0 menores que los eventos de menor magnitud, es decir que si observamos su espectro, encontraremos menor contenido de señal en altas frecuencias. Esto también nos da una idea de la relación de f_4 con la magnitud, ya que si el evento es de magnitud mayor, posiblemente debemos elegir un valor de f_4 menor que la frecuencia de corte, ya que por encima de f_0 la energía de la señal disminuye.

En términos generales, el rango de frecuencias apropiado para la inversión es uno de los parámetros más críticos a determinar y requiere de varias pruebas.

3.2.3. Índices para evaluar la confiabilidad de la solución

Si bien los métodos usados para la obtención del mecanismo focal se basan en la inversión de onda, no es correcto considerar únicamente el ajuste entre sismogramas sintéticos y observados para evaluar la calidad de la solución obtenida. Según Sokos y Zahradník (2013) hay inversiones en las cuales, si se utiliza una cantidad muy limitada de sismogramas, el ajuste de ondas puede ser excelente mientras que el mecanismo focal puede ser completamente incorrecto. Por esa razón en el trabajo citado se presenta un conjunto de indicadores que permiten una evaluación mucho más completa de la solución. Estos indicadores están incluidos en el paquete ISOLA y los usaremos en la evaluación de nuestras soluciones. A continuación describimos cada uno de los índices y damos los valores de referencia que se usaron en el trabajo citado, que tomaremos como valores orientativos para nuestras aplicaciones.

- **Relación señal-ruido (Signal-to-Noise Ratio, SNR):** Este índice está basado en el espectro de amplitud de los registros que fue descrito en la Sección 3.2.2. Para cada estación se calcula el espectro de amplitud en las ventanas de señal y de ruido para todas las componentes, y se obtienen las curvas de SNR. Una vez elegido el rango de frecuencias en que se invertirán los datos de la estación, se promedian las muestras de las curvas dentro de ese rango, obteniéndose un valor representativo de la SNR para la estación. Finalmente se promedian los valores obtenidos para todas las estaciones involucradas en la inversión, obteniendo el valor de SNR global que usamos para evaluar la calidad de la solución. Siempre es conveniente que ese número sea alto, y el valor de referencia que tomamos es $\text{SNR} > 5$.
- **Reducción de la Varianza (Variance Reduction, VR) y Número de Condición (Condition Number, CN):** El índice VR fue definido en la ecuación (3.8) y el valor de referencia que tomamos es $\text{VR} > 0.6$. Aunque VR es una medida global del ajuste de ondas, es un parámetro que puede estar sesgado por las estaciones con mayor amplitud, que son aquellas que suelen ser mejor ajustadas. Esto significa que en algunos casos podría llegar a obtenerse un valor alto de VR a pesar de que en algunas componentes el ajuste sea muy pobre. Por esta razón el valor de VR debe usarse junto con otro indicador, como por ejemplo el número de condición.

El número de condición (CN) que se usa es el correspondiente a la matriz \mathbf{E} de la ecuación (3.3). Dado que \mathbf{E} se obtiene mediante el cálculo de las funciones de Green, su número de condición mide la confiabilidad de la inversión desde el punto de vista de la configuración fuente-estación, rango de frecuencias y modelo de corteza utilizados. Un CN muy grande representa un problema mal condicionado, mientras que un CN bajo (cercano a 1) representa un problema bien condicionado. El valor de referencia considerado es $\text{CN} < 10$.

- **Índice de Variabilidad del Mecanismo Focal (Focal-Mechanism Variability Index, FMVAR):** Este índice cuantifica la variabilidad del mecanismo focal en las vecindades de la solución óptima (la de mayor correlación para el ajuste de trazas en la grilla espacio-temporal). Supongamos que MaxCorr es la correlación de la solución óptima y que establecemos un umbral de correlación, por ejemplo $0.9 \times \text{MaxCorr}$ de manera que consideramos como soluciones aceptables al conjunto de soluciones cuya correlación está entre $0.9 \times \text{MaxCorr}$ y MaxCorr . El mecanismo de cada una de estas soluciones se compara con el de la solución óptima, mediante el llamado ángulo de Kagan (Kagan, 1991) (K-ángulo, de aquí en adelante), que se define como el mínimo ángulo de rotación entre dos mecanismos focales. Construyendo un histograma de los K-ángulos para todas las soluciones aceptables, se define el índice FMVAR como la media del histograma. Se espera que FMVAR sea un valor pequeño, porque eso indicaría que las soluciones aceptables tienen un mecanismo similar al de la solución óptima, mostrando estabilidad en la inversión respecto al mecanismo focal (podemos ver este índice como un control interno de la inversión). El valor de referencia es $\text{FMVAR} < 30^\circ$.
- **K-ángulo:** En caso de contar con una solución de referencia confiable, como por ejemplo una publicada por alguna agencia, puede calcularse el K-ángulo entre la solución óptima y la de referencia. Esto representa un control externo de la solución. Si el ángulo es pequeño, significa que nuestra solución es cercana a la de referencia. $\text{K-ángulo} < 15^\circ$ representa una solución excelente, pero se consideran aceptables las soluciones con $\text{K-ángulo} < 30^\circ$ (J. Zahradník, comunicación personal).

- **Índice de Variabilidad Espacio-Temporal (Space-Time Variability Index, STVAR):** Mide el tamaño de la región espacio-temporal correspondiente al conjunto de las soluciones aceptables (para el umbral de correlación establecido), independientemente de la variación del mecanismo focal. Se define STVAR como el área de la región espacio-temporal ocupada por esas soluciones, normalizada por el área total de la región espacio-temporal analizada. Lo favorable es tener un valor de STVAR pequeño, pues eso significa buena resolución espacio-temporal de las soluciones. El valor de referencia es $STVAR < 0.3$.

3.3. Método de inversión de envolventes

Cuando tenemos que estudiar mecanismos focales de eventos superficiales de baja magnitud (M_w 4 o menores) que ocurren en regiones poco instrumentadas y donde el conocimiento de la estructura cortical es limitado, nos encontramos con que las técnicas de inversión de forma de onda presentadas previamente frecuentemente fallan. En las condiciones que acabamos de describir, se deben usar estaciones relativamente distantes cuyas formas de onda en frecuencias altas son difíciles de modelar debido a las imprecisiones de los modelos de velocidades, y donde al intentar modelar frecuencias más bajas nos encontramos con una mala relación señal-ruido. Estos problemas han sido resueltos por Tan y Helmberger (2007) invirtiendo mecanismos focales simultáneamente con desplazamientos temporales de las trazas o incluyendo correcciones de tiempo y amplitud usando eventos de calibración. Otros autores han invertido el mecanismo focal usando modelos de corteza dependientes del camino fuente-estación (Dias *et al.*, 2016). También Halló y Gallovič (2016) han aplicado técnicas estadísticas para estimar las incertidumbres en el mecanismo focal a partir de las incertidumbres en los modelos de velocidades.

El problema se vuelve aún más complicado porque la información en los metadatos (amplificación, polaridad, orientación de los sensores, correcciones de tiempo) no siempre está disponible, correcta y/o completa. Esta situación plantea entonces la necesidad de sustituir las formas de onda por alguna característica de la señal que sea más robusta y que aún contenga información sobre el mecanismo focal y la magnitud del evento. La técnica que cumple con estos requerimientos es la de inversión de envolventes de forma de onda (Zahradník y Sokos, 2018a), y está incluida en el paquete ISOLA (Sec. 1.7). Esta técnica, que permite modelar tanto altas como bajas frecuencias, ha sido probada para eventos de magnitudes ML entre 2.6 y 4.5 en el trabajo citado. También Carvalho *et al.* (2019) aplicaron la técnica con 4 estaciones y una sola polaridad a eventos de magnitud M_w 4.3.

El método permite obtener modelos de fuente de un sólo punto (centroide) con mecanismo puramente doble cupla (DC). La metodología es similar a la descrita en la Sec. 3.2.1 pero con la diferencia de que en lugar de usarse el sismograma (integrado para tener desplazamiento y filtrado en el rango de frecuencias de la inversión), se utiliza su envolvente calculada a partir de la transformada de Hilbert y normalizada por amplitud en cada estación. Este método provee la posición (mediante búsqueda en grilla espacial), pero no el tiempo del centroide.

La metodología de aplicación es la siguiente: para una grilla espacial se calculan las funciones de Green y se convolucionan con cinco tensores momento doble cupla independientes, obteniendo los sismogramas elementales (que se integran y filtran de la misma manera que los sismogramas reales). La inversión se lleva a cabo recorriendo una grilla que, con un determinado paso, recorre todos los valores para los ángulos de rumbo, inclinación y deslizamiento (s/d/r). Para cada posición y cada combinación s/d/r se calculan los sismogramas sintéticos como combinación de los sismogramas elementales, considerando un valor unitario de momento sísmico y se calculan las envolventes sintéticas (de la misma manera que las envolventes

reales). Las envolventes reales y sintéticas se comparan en términos de su ajuste por mínimos cuadrados, pero a diferencia de la inversión de formas de onda, se permiten desplazamientos en tiempo de las envolventes sintéticas dentro de un valor máximo preestablecido para mejorar su correlación cruzada. Estos desplazamientos se aplican independientemente a cada estación y componente.

Existe una ambigüedad de 180° en el ángulo de deslizamiento que la envolvente no puede resolver, por lo que el método requiere de un chequeo de polaridades posterior, usando al menos una polaridad de primer arribo (aunque pueden usarse más, y restringir más el conjunto de soluciones), para descartar las soluciones que no satisfacen las polaridades. De las soluciones que quedan, la solución óptima es la de menor desajuste. Existe también la posibilidad de restringir las soluciones previo al proceso de inversión, tomando sólo aquellas combinaciones s/d/r para las cuales se satisfacen las polaridades, mediante la implementación del software FOCMEC (Snoke, 2003).

Dado que la solución verdadera puede diferir de la solución óptima, es importante considerar no sólo esta última, sino el conjunto de soluciones que ajustan igualmente bien a los datos. El desajuste entre trazas observadas y sintéticas está dado por $misfit = R/D$, siendo R la suma de los cuadrados de los residuales (datos observados menos sintéticos) y D la suma de los cuadrados de los datos. La relación entre el desajuste y la correlación es

$$corr^2 = 1 - misfit \quad (3.10)$$

que en términos de la reducción de varianza definida en la ecuación (3.9) puede escribirse como

$$VR = 1 - misfit \quad (3.11)$$

La solución óptima es la que tiene el menor desajuste ($MinMisfit$). El conjunto que ajusta igualmente bien a los datos se define a partir de un umbral para el desajuste. Por ejemplo, si tomamos un umbral de 10%, estaremos considerando el conjunto de las soluciones cuyo valor de desajuste es menor o igual a $0.1 \times MinMisfit$. La solución verdadera puede no corresponder a la de mínimo desajuste, pero es esperable que esté dentro de ese conjunto. Una vez fijado el umbral y definido el conjunto, los planos nodales de todas las soluciones se grafican en la esfera focal y se observa su dispersión. En la práctica, la mejor situación que podemos tener es que, tomando un umbral relativamente alto, encontremos que nuestro conjunto presenta poca dispersión, de manera que cualquier solución que elijamos como nuestra solución final tenga un margen de incertidumbre relativamente bajo. El hecho de tomar un umbral relativamente alto agranda nuestro conjunto y aumenta las probabilidades de que la solución verdadera esté contenida ahí. La definición del umbral que elegimos está relacionada con un análisis estadístico del problema y no existe un valor único, pero los que se usan habitualmente son umbrales de 10%, 3% y 1%. El umbral que necesitemos tomar para tener poca dispersión de las soluciones nos dirá cuán precisa es nuestra determinación de la solución.

Una vez elegida la solución, se re-normalizan las envolventes (reales y sintéticas) y a partir de sus amplitudes se estima el escalar momento sísmico M_0 , con el cual se calcula la magnitud momento M_w (ec. (2.18)).

3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

En esta sección analizamos un evento de gran magnitud cercano a nuestra zona de estudio, que cuenta con mecanismo focal publicado por agencias internacionales. Nuestro objetivo para este trabajo fue probar la técnica de inversión de forma onda (Sec. 3.2) y, mediante la comparación de nuestros resultados con los de referencia, validar su uso en la región para luego aplicarla en sismos dentro de nuestra zona de estudio sin soluciones previamente publicadas.

3.4.1. Selección de los datos

Hicimos una búsqueda de eventos sobre el Mar de Scotia usando el catálogo del ISC en la región del límite de placas Sudamericana-Scotia entre los años 2010 y 2020. Hallamos un evento de magnitud Mw 6.9 con epicentro 329 km al sudeste de Islas Malvinas, correspondiente al día 25 de noviembre de 2013. La localización según el ISC se puede ver en la Tabla 3.1, y se obtuvo con un error medio cuadrático (RMS) de 1.4 s a partir de los registros de 392 estaciones con distancias epicentrales entre 333 y 19000 km, y una cobertura azimutal con un gap máximo de 21°. Este evento tiene también mecanismo focal calculado por el GCMT (Tabla 3.4, segunda columna). En la Figura 3.2 pueden verse la ubicación del epicentro, del centroide y el diagrama de mecanismo focal.

Observamos que el evento se encuentra ubicado en una región oceánica, en el hemisferio sur, donde hay menos cobertura de estaciones y las distancias epicentrales son mayores que en regiones continentales. Sin embargo pudimos analizar este evento debido a su gran magnitud. Para la obtención del mecanismo focal en este trabajo utilizamos sismogramas de 11 estaciones con distancias epicentrales entre 300 y 1900 km aproximadamente (Figura 3.2, Tabla 3.3). Los datos que usamos fueron sismogramas de instrumentos banda ancha, y fueron descargados de la página web de IRIS, al igual que las respuestas instrumentales para todas las estaciones.

Tabla 3.1. Localización hipocentral publicada por el ISC para el evento del día 25 de noviembre de 2013 sobre el Mar de Scotia.

Hora Origen (hh:mm:ss)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (M_w)
06:27:33.08	-53.9790	-54.9000	10	6.9

3.4.2. Modelo de velocidades

Dada la ubicación del hipocentro y las estaciones, la mayor parte de los recorridos de las ondas sísmicas se dan en corteza oceánica, por lo que fue necesario contar con un modelo de velocidades apropiado para la región. Para eso calculamos un modelo a partir del modelo global CRUST1.0 (Laske *et al.*, 2013). Este último proporciona valores de velocidad de ondas P, ondas S y densidad de la corteza sobre una grilla de resolución $1^\circ \times 1^\circ$ sobre toda la superficie de la Tierra. En cada celda de la grilla el modelo es 1D (los parámetros varían sólo con la profundidad) y consta de 8 capas en corteza (agua, hielo, 3 capas de sedimento y 3 capas de corteza cristalina) y el manto que se extiende como un semiespacio por debajo de la discontinuidad de Moho.

Para obtener nuestro modelo, consideramos la región entre las latitudes -65° y -40° y las longitudes -75° y -35° , que abarca el recorrido de las ondas para todas las estaciones. Dentro de esta región hicimos un promedio entre todas las celdas para cada uno de los parámetros: profundidad de techo de capa, velocidades de onda P y S, y densidad. El modelo obtenido,

3. Modelado de fuente de un solo punto

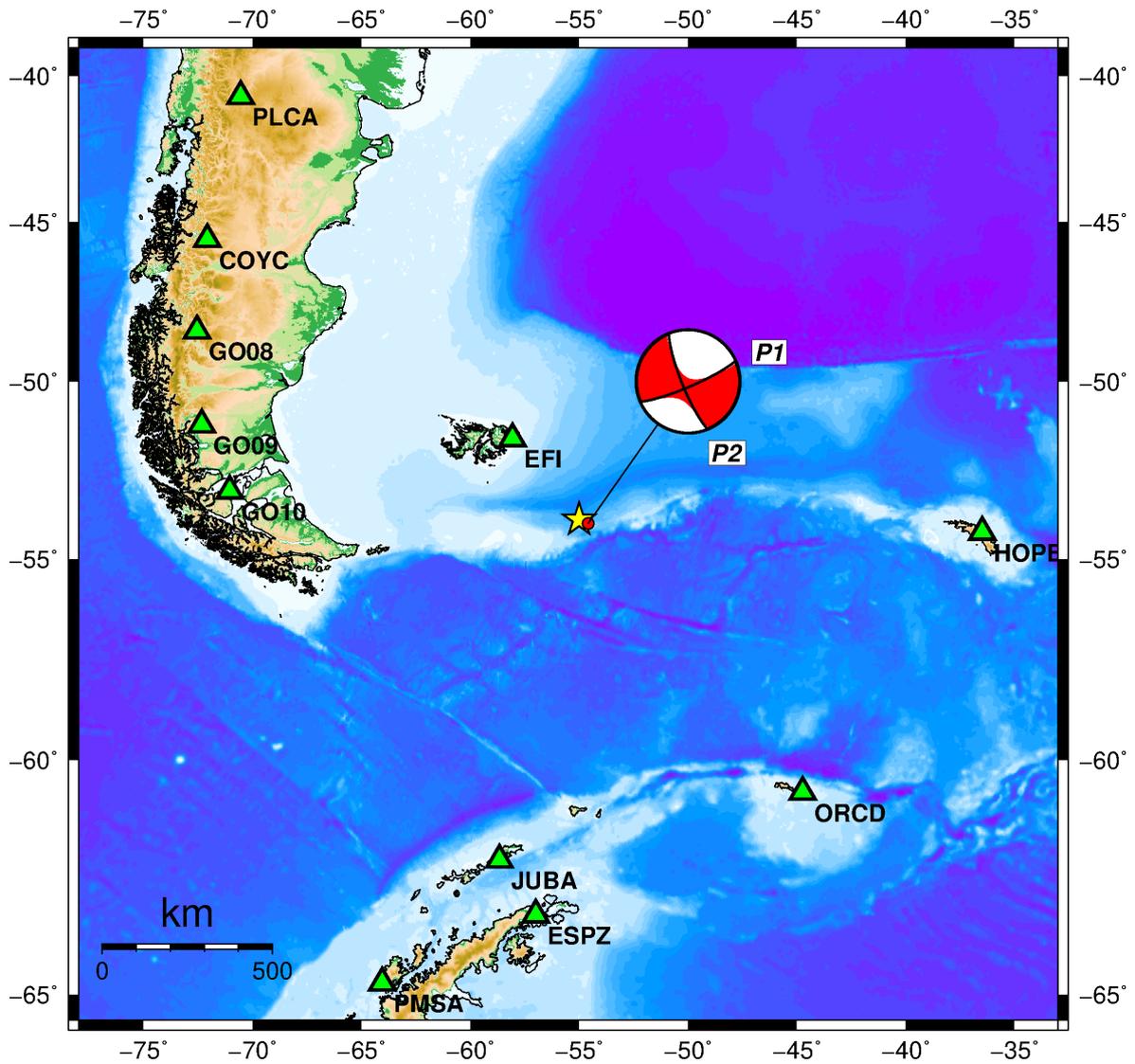


Figura 3.2. Localización del evento de magnitud M_w 6.9 sobre el Mar de Scotia. La estrella amarilla indica la localización del epicentro según el ISC, el mecanismo focal es el publicado por el GCMT y el punto rojo indica la posición del centroide calculada por la misma agencia. P1 y P2 indican los planos nodales. Los triángulos verdes representan las estaciones sísmológicas utilizadas para nuestro cálculo de mecanismo focal.

3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

dentro de las primeras 5 capas, resultó tener algunas capas muy delgadas (<1 m) que no tendrían sentido físico, por lo que decidimos promediarlas en una única capa que resultó tener un espesor acorde al resto de las capas más profundas. De esta manera conseguimos nuestro modelo final 1D (Tabla 3.2), que consiste en 4 capas en corteza, y el manto por debajo de la discontinuidad de Moho, estando ésta a una profundidad de 17.57 km, lo cual es un valor razonable tomando en cuenta que la mayor parte de la región considerada para la obtención de este modelo está en corteza oceánica. La Figura 3.3 muestra las velocidades de ondas P y S como función de la profundidad.

Tabla 3.2. Modelo de velocidades para la región oceánica entre las latitudes -65° y -40° y las longitudes -75° y -35° , calculado a partir del modelo global CRUST1.0. La discontinuidad de Moho se encuentra a 17.57 km de profundidad.

Prof. techo de capa (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Densidad (gr/cm ³)
0.00	3.16	1.44	1.74
3.78	5.40	3.02	2.62
7.10	6.52	3.73	2.85
11.20	7.11	4.04	3.03
17.57	8.04	4.47	3.31

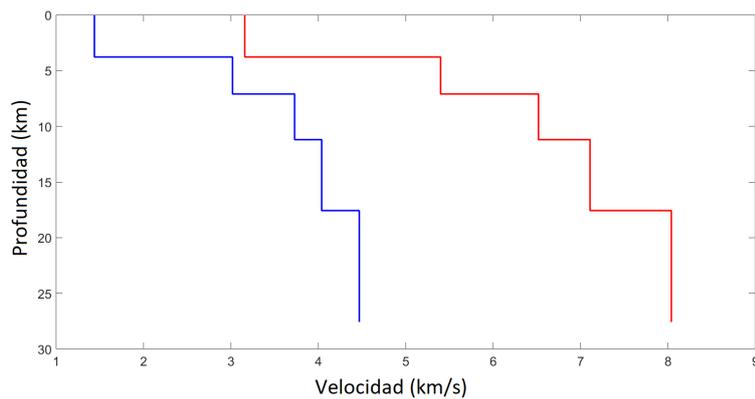


Figura 3.3. Modelo de velocidades de la Tabla 3.2 para la región oceánica entre las latitudes -65° y -40° y las longitudes -75° y -35° , calculado a partir del modelo global CRUST1.0. La curva azul representa velocidad de onda S y la roja velocidad de onda P.

3.4.3. Parámetros de inversión y pre-procesamiento

- **Grilla espacio-temporal:** Construimos una grilla tridimensional a partir de un conjunto de grillas planas horizontales, abarcando una región alrededor del hipocentro. Consta de 6 grillas horizontales (Figura 3.6), separadas entre sí por 5 km, ubicadas a profundidades entre 6 y 31 km. Cada una tiene 9 fuentes en la dirección norte-sur y 11 fuentes en la dirección este-oeste, separadas por 5 km en ambas direcciones, abarcando una extensión de 40 km y 50 km en cada dirección, respectivamente. Todas las grillas se ubican en el espacio de manera que la latitud y longitud del epicentro coincide con una de las fuentes (la número 25). En el caso de la grilla a 11 km de profundidad, esa fuente coincide con el hipocentro.

La grilla temporal la construimos entre 0 y 20 s, con un paso de 0.5 s.

3. Modelado de fuente de un solo punto

- **Frecuencias de inversión:** Seleccionamos las frecuencias de inversión a partir de varias pruebas y siguiendo los criterios desarrollados en la Sección 3.2.2.

Para la máxima frecuencia f_4 probamos valores del orden de 0.01 Hz, y tomamos en cuenta las distancias epicentrales de las estaciones. La estación EFI que está a una distancia de 326 km es la más cercana, lo cual nos permitió tomar valores de f_4 más altos que el resto de las estaciones, que se ubican a distancias de más de 900 km. Para EFI elegimos la frecuencia $f_4 = 0.03$ Hz y para el resto de las estaciones la frecuencia $f_4 = 0.02$ Hz.

La mínima frecuencia f_1 la elegimos observando las curvas SNR para cada estación. Según estas curvas, todas las estaciones presentan una buena SNR (mayor a 10 para frecuencias entre 0.003 y 0.1 Hz). En la Figura 3.4 pueden verse las curvas para EFI y JUBA que son las estaciones que mostraron tener, respectivamente, el mayor y menor valor del índice SNR en el intervalo de frecuencias mencionado (el cálculo fue hecho según lo descrito en la Sec. 3.2.3 para cada estación). Luego de algunos ensayos logramos el mejor ajuste para la frecuencia $f_1 = 0.004$ Hz.

La Tabla 3.3 resume los rangos de frecuencias usados.

Tabla 3.3. Estaciones usadas para el cálculo del centroide del evento M_w 6.9 en el Mar de Scotia. Se muestran las distancias epicentrales y las frecuencias de inversión usadas.

Estación	Distancia epicentral (km)	Rango de frecuencias (Hz)
EFI	326	0.004 - 0.03
JUBA	948	
ORCD	975	
ESPZ	1059	
GO10	1065	
HOPE	1207	
GO09	1208	0.004 - 0.02
PMSA	1308	
GO08	1365	
COYC	1536	
PLCA	1873	

- **Función temporal de la fuente:** Trabajamos con dos funciones temporales de la fuente $s(t)$ (ec. (2.6)).

La primera es un triángulo de duración 14 s (Figura 3.5) que diseñamos tomando como referencia el resultado publicado por Vallée y Douet (2016) para este evento y que fue obtenido por el método SCARDEC (GEOSCOPE, 2015; Vallée *et al.*, 2011). SCARDEC es una técnica en tiempo casi real para la determinación rápida y robusta de los parámetros de fuente de terremotos grandes a partir de ondas P y S telesísmicas, incluida la función temporal. Según los resultados para este evento, la mayor parte del momento sísmico se libera entre los 8 y los 22 s posteriores a la hora origen del evento, es decir que su duración es de aproximadamente 14 s. El tiempo en el cual está centrada la función temporal corresponde al tiempo del centroide (CT, por la sigla en inglés de Centroid Time, medido desde la hora origen) y es un parámetro a obtener mediante la

3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

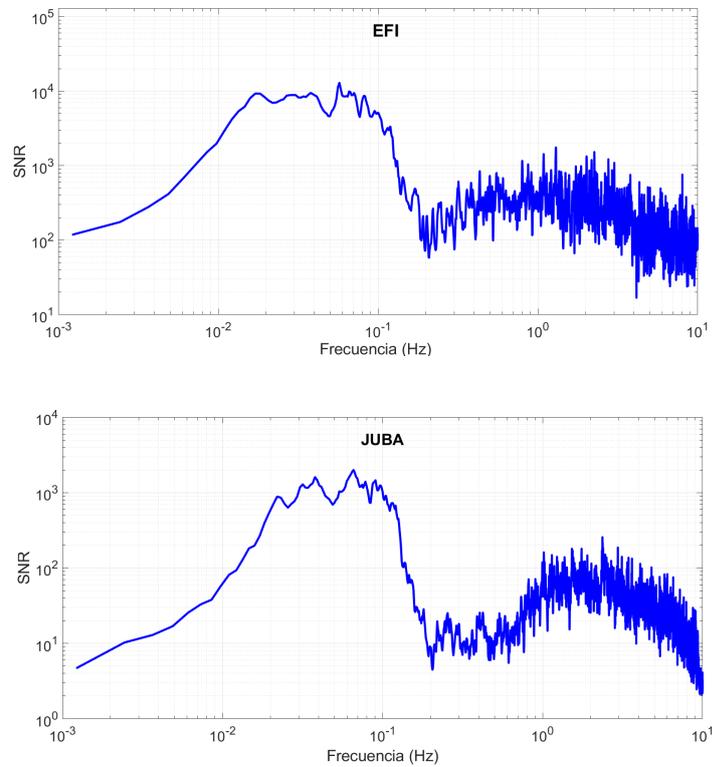


Figura 3.4. Relación señal-ruido promedio para las estaciones *EFI* y *JUBA*, que presentan la mayor y menor relación señal-ruido, respectivamente.

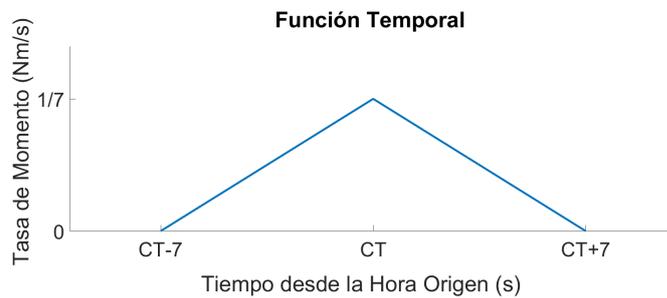


Figura 3.5. Función temporal de la fuente $s(t)$ de área unitaria. La función está centrada en el tiempo del centroide (CT), que es un parámetro a obtener en la inversión (los ejes no están a escala).

inversión dentro de la grilla temporal que definimos. La altura del triángulo es tal que su área es igual a 1 (ec. (2.16)), y dado que la base del triángulo es igual a 14, la altura resulta ser igual a $1/7$.

La segunda es una función temporal en forma de delta, que es el tipo de función que usaríamos en cualquier caso en el que no contáramos con ninguna información sobre la duración de la función temporal.

- **Tipo de inversión:** Elegimos una inversión de tensor momento en modo deviatorico (Sec. 2.3) para obtener las componentes DC y CLVD. La razón de esta elección es hacer una comparación de nuestro resultado con el publicado por el GCMT, que calcula sus mecanismos del mismo modo (Ekström *et al.*, 2012), es decir restringiendo a cero la componente ISO.
- **Pre-procesamiento de los datos:** Previo al proceso de inversión, efectuamos un pre-procesamiento de los datos para adaptarlos a los requerimientos del software ISOLA, que consta de los siguientes pasos:
 - Transformación de los sismogramas del formato SEED al formato ASCII.
 - Cálculo de archivos de polos y ceros a partir de las respuestas instrumentales.
 - Remoción de la respuesta instrumental en todos los registros mediante archivos de polos y ceros.
 - Alineación de los registros a la hora origen del evento, integración para pasar de velocidad a desplazamiento, remuestreo.
 - Chequeo de las trazas y remoción de componentes con mala SNR. Las componentes eliminadas de la inversión resultaron ser JUBA-E y HOPE-E.
 - Cálculo de las Funciones de Green entre cada par fuente-estación para las diferentes grillas espaciales y para frecuencias hasta 0.05 Hz, valor por encima de la máxima frecuencia de inversión (0.03 Hz)

3.4.4. Resultados y discusión

Los resultados que presentamos a continuación fueron obtenidos con la función temporal de la fuente de la Figura 3.5. En la Figura 3.6 se observan gráficos de correlación entre las trazas observadas y sintéticas como función de la posición de la fuente sobre cada grilla horizontal. El valor de correlación se representa con una paleta de colores según la escala adjunta en el gráfico. En cada grilla, la fuente donde se encuentra la correlación máxima está representada con un punto de mayor tamaño. Observamos que para casi todas las profundidades el máximo está ubicado alrededor de la fuente 67. Este resultado es un indicador de estabilidad de la posición horizontal (latitud y longitud), ya que al movernos en distintas profundidades la posición no cambia aleatoriamente de un punto a otro, sino que se mantiene en una región acotada. Es interesante también observar cómo la distribución de estaciones se ve reflejada en la forma del gráfico de correlación, ya que la posición del centroide está mejor definida en la dirección NO-SE (dirección con mejor cobertura de estaciones) que en la dirección NE-SO. Respecto de la profundidad, vemos que las máximas correlaciones se alcanzan entre los 16 y 21 km, con valores ligeramente por encima de 0.87. Notamos, sin embargo, que la resolución en profundidad es menor que en la horizontal, ya que en el rango de profundidades investigado, las curvas de máxima correlación varían sólo entre los valores de 0.85 y 0.87.

La solución óptima, que corresponde al máximo de correlación ($\text{MaxCorr} = 0.87$), se da en la fuente número 67 (latitud = -54.08° , longitud = -54.62°), a la profundidad de 21 km. Los gráficos que se muestran a continuación corresponden a esa profundidad.

3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

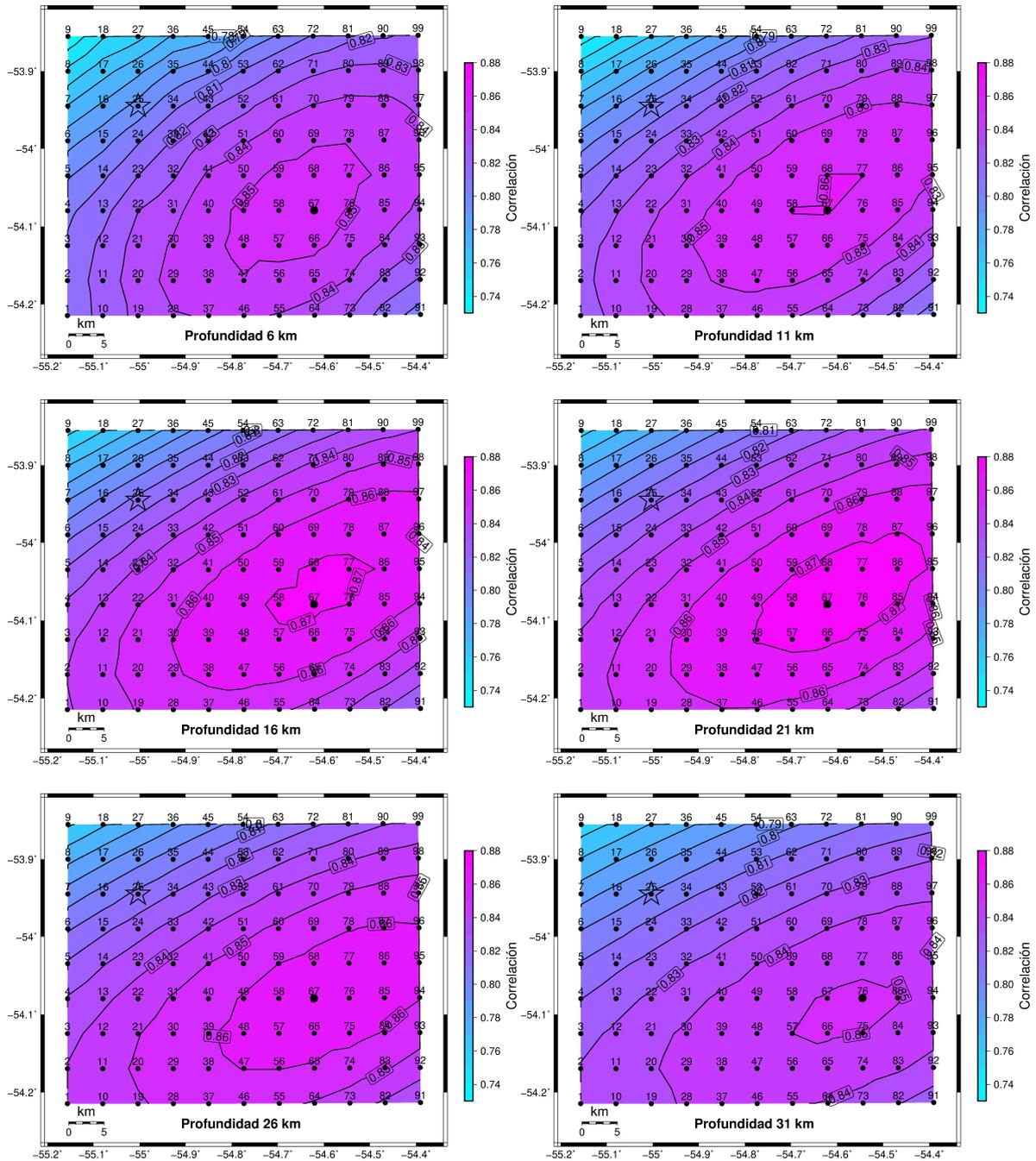


Figura 3.6. Correlación como función de la posición de la fuente. Cada grilla es un plano horizontal a la profundidad indicada en el gráfico. Cada fuente está representada por un punto negro, y su número está indicado arriba. Las líneas representan curvas de igual correlación, estando su valor indicado dentro del cartel rectangular. En cada grilla, la fuente para la cual se tiene la mayor correlación está indicada por un punto de mayor tamaño. La estrella representa la posición (en latitud y longitud) del hipocentro. La máxima correlación entre todas las grillas se da para la fuente número 67 a 21 km de profundidad, con un valor de correlación superior a 0.87.

3. Modelado de fuente de un solo punto

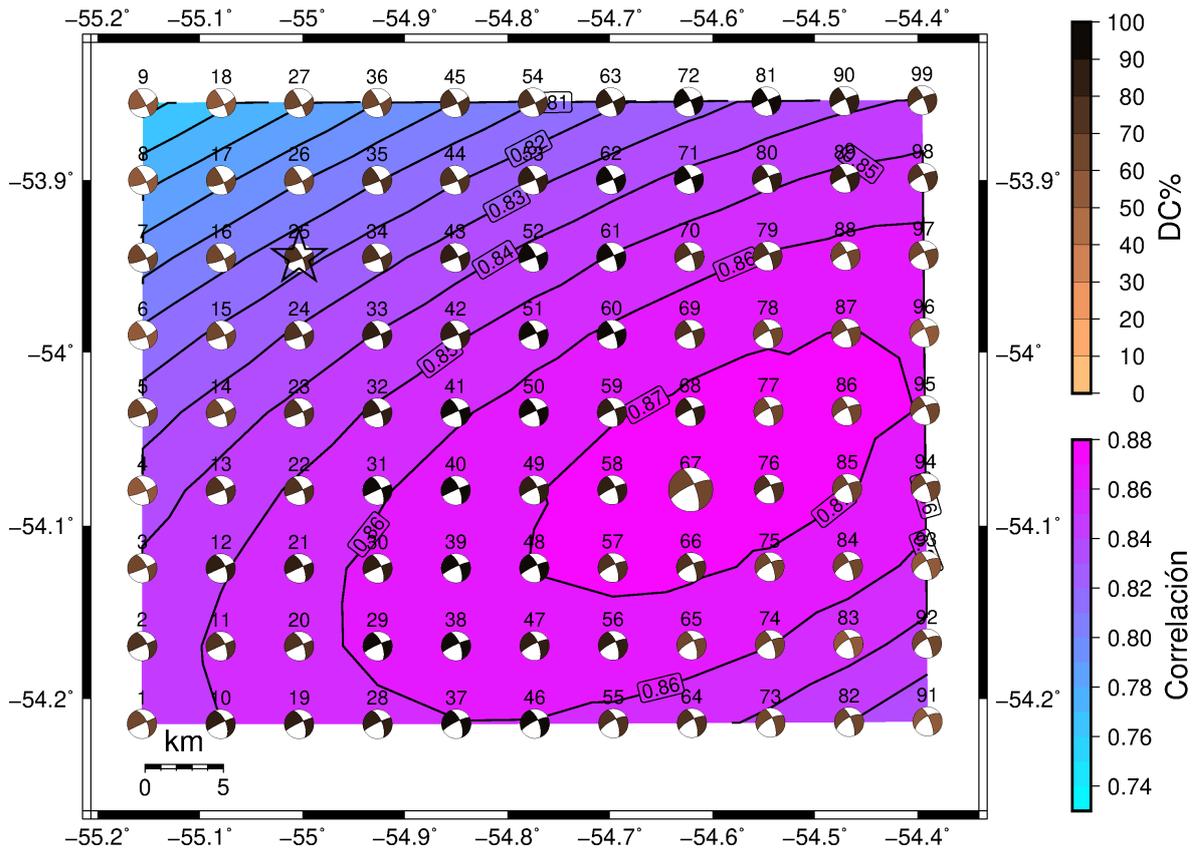


Figura 3.7. Soluciones de mecanismo focal para la grilla espacial a 21 km de profundidad. El porcentaje DC % está graficado según la escala adjunta. La solución óptima corresponde a la fuente 67, con un valor DC % de 70 % y su diagrama de mecanismo focal tiene un tamaño mayor para resaltarse en el gráfico.

En la Figura 3.7 están representados los mecanismos focales para todas las fuentes de la grilla espacial en el valor de tiempo donde se alcanza la máxima correlación. El porcentaje de doble cupa (DC %) está representado según la escala adjunta en el gráfico y la solución óptima tiene un tamaño mayor para resaltarse en la figura.

La Figura 3.8 muestra la correlación como función del tiempo para la grilla temporal de la fuente 67, estando también representados los mecanismos focales de las soluciones. Observamos que la solución óptima se alcanza 9 s después de la hora origen del evento. Los planos nodales tienen los valores s/d/r siguientes: plano 1 = 244/76/-19, plano 2 = 339/71/-165, y su valor DC % es de 70 %. El momento sísmico es $M_0 = 3.85 \times 10^{19}$ N m, lo que equivale a una magnitud M_w 7.0

La Figura 3.9 muestra el ajuste de sismogramas para la solución óptima. Vemos que la estación EFI tiene sismogramas de mayor amplitud que el resto (observar el factor de escala encima de cada gráfico), lo cual es normal ya que su distancia epicentral es la menor de todas las estaciones. Dado que el tensor momento se obtiene por ajuste de mínimos cuadrados, las estaciones de mayor amplitud normalmente tienen mejor ajuste, lo cual podemos verificar en este caso viendo las trazas de EFI. Sin embargo, el resto de las estaciones tuvo también un buen ajuste, incluso las de menor amplitud (componentes N y Z de PLCA), lo cual significa que todas las estaciones contribuyeron significativamente a la obtención de la solución (Zahradník y Sokos, 2018b). Esta situación es favorable, ya que significa que la solución no está sesgada por los datos de una sola estación, sino que es contribución de todas ellas.

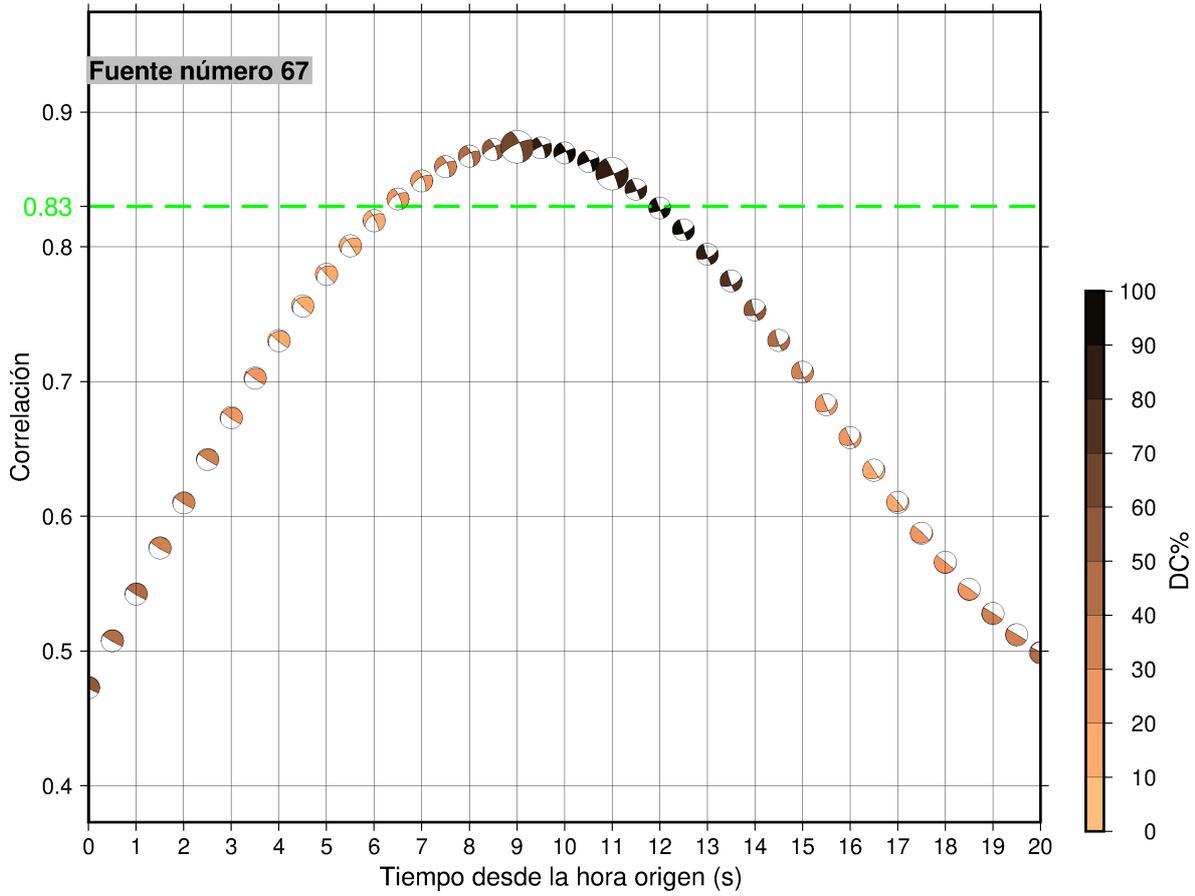


Figura 3.8. Correlación como función del tiempo para la fuente número 67 a 21 km de profundidad. Los mecanismos focales de todas las soluciones están representados con una escala de colores según su DC%. La línea punteada verde marca el límite de las soluciones que están por encima del 95% de la correlación máxima. Las soluciones resaltadas con diagramas de mayor tamaño corresponden a la solución óptima (máxima correlación) y la solución elegida en este trabajo.

A continuación evaluamos cuáles de los parámetros obtenidos para la solución óptima son apropiados para caracterizar el centroide.

Para determinar si la posición horizontal de la solución óptima puede ser considerada como nuestra determinación de la latitud y longitud del centroide, hicimos una prueba de estabilidad para este parámetro. Para esto aplicamos la técnica de jackknife por componentes, que consiste en repetir la inversión eliminando sistemáticamente una componente cada vez. En el histograma de la Figura 3.10 vemos que las posiciones 67 y 76, que están una al lado de la otra, tienen las mayores frecuencias, siendo dominante la posición 67. Vemos además que el histograma tiene muy poca dispersión, lo cual nos da mayor certeza en la determinación de este parámetro. Fijamos entonces la fuente 67 como nuestra determinación de la posición horizontal del centroide.

El resto de los parámetros los evaluamos en forma conjunta usando los índices descritos en la Sec. 3.2.3. Tomando un umbral de correlación de $0.90 \times \text{MaxCorr}$, obtuvimos índices $\text{STVAR} = 0.28$ y $\text{FMVAR} = 23^\circ$. El ajuste de sismogramas lo obtuvimos con un valor de $\text{VR} = 0.77$. Para nuestra configuración fuentes-estaciones, modelo de corteza y rango de frecuencias, el número de condición resultó ser $\text{CN} = 3.3$. La relación señal ruido fue $\text{SNR} = 1502$. Considerando el mecanismo de GCMT como referencia (ver Tabla 3.4), obtuvimos un

3. Modelado de fuente de un solo punto

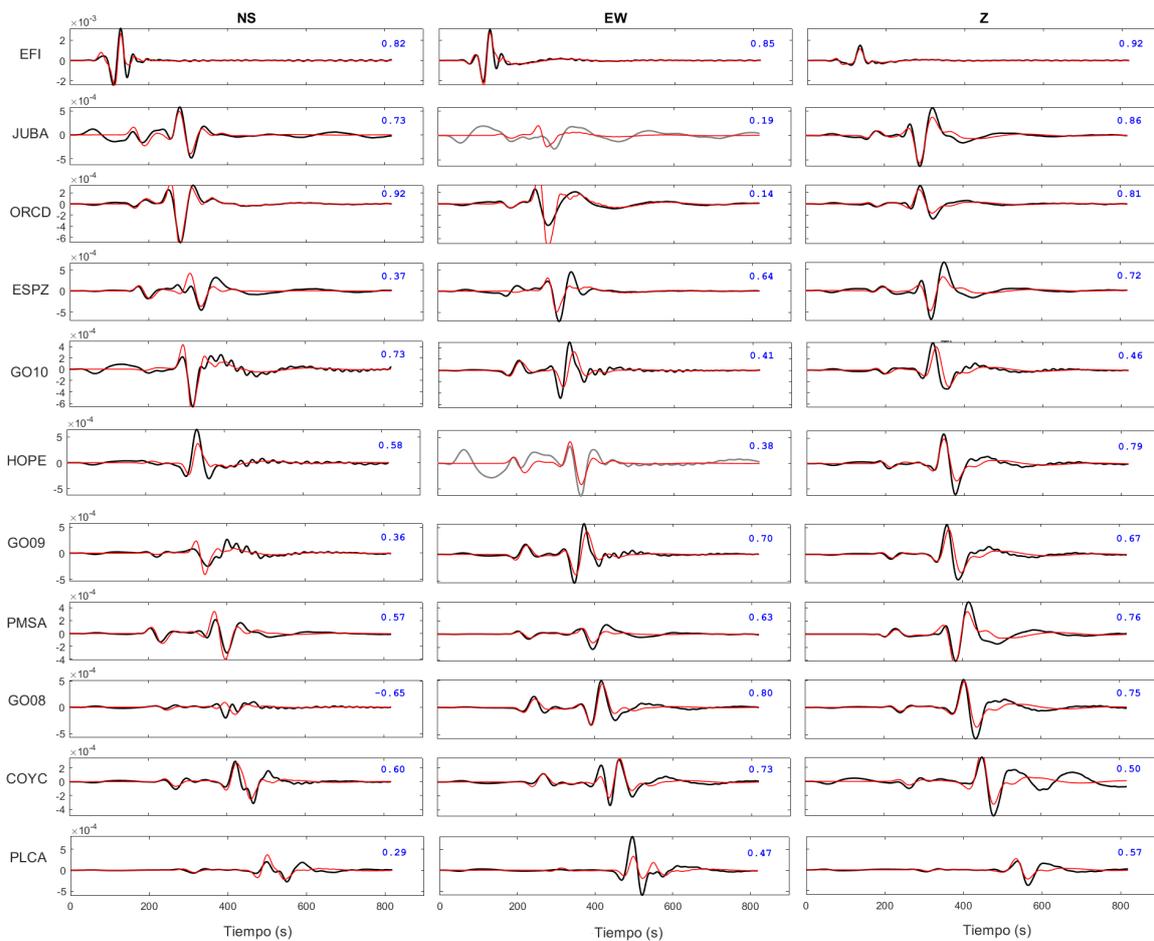


Figura 3.9. Ajuste de formas de onda observadas (negro) y sintéticas (rojo) para la solución óptima. Las componentes, JUBA-E y HOPE-E fueron removidas de la inversión por presentar mala relación señal-ruido (SNR). Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente.

K-ángulo = 37° . Según los valores de referencia dados en la sección citada (ver también Tabla 3.5), todos los índices están dentro de los esperados para una solución aceptable, excepto el K-ángulo. El valor hallado es mayor a lo esperado, lo que indica que los planos nodales no tienen una orientación lo suficientemente cerca de nuestra solución de referencia. Esta situación nos llevó a explorar soluciones cercanas a la óptima, en busca de un mejor ajuste de los planos nodales.

Como soluciones cercanas a la óptima consideramos aquellas que teniendo la latitud y longitud fijas en los valores determinados para el centroide (fuente número 67), están dentro de un cierto porcentaje de la correlación máxima. Para este trabajo elegimos un porcentaje de 95 %, es decir, consideramos el conjunto de soluciones con valores de correlación mayores que $0.87 \times 95\% = 0.83$. Dentro de este conjunto, buscamos alguna solución que tuviera un K-ángulo $< 15^\circ$. En el plano a profundidad en 21 km, esto implica explorar soluciones con valores de tiempo alrededor 9 s en la Fig. 3.8. Observamos que para tiempos entre 6 y 12 s la correlación está por encima de 0.83. Encontramos que la solución que cumple con las condiciones impuestas (que llamaremos ‘solución elegida’), es la correspondiente al tiempo 11 s con un K-ángulo de 13° , lo cual resulta ser una solución excelente para la orientación de

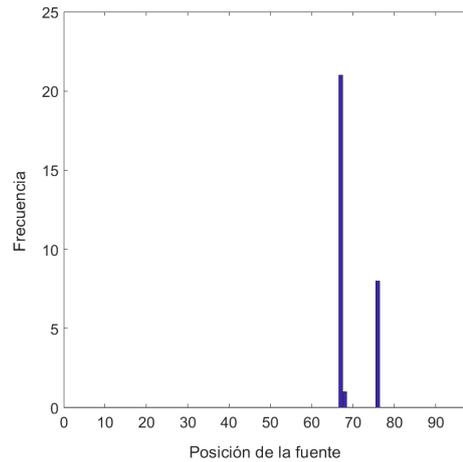


Figura 3.10. *Histograma para la posición horizontal de la fuente obtenido aplicando la técnica de jackknife por componentes para la profundidad de 21 km. La mayor frecuencia corresponde a la posición número 67 lo cual indica que la posición horizontal (latitud y longitud) es un rasgo estable de la inversión.*

los planos nodales, según el criterio de la Sec. 3.2.3. Esta solución tiene un valor de correlación de 0.86 (difiere de la óptima en sólo 0.01), que equivale a un $VR=0.74$. El mecanismo hallado tiene los valores s/d/r siguientes: plano 1 = 67/83/6, plano 2 = 336/83/173, y su porcentaje DC % es de 86 %. El momento sísmico es $M_0 = 3.57 \times 10^{19}$ N m, lo que equivale a una magnitud M_w 7.0. Para validar nuestra determinación de la profundidad, exploramos las grillas a otras profundidades y seleccionamos soluciones bajo los mismos criterios descriptos más arriba. Los resultados fueron muy similares y con correlaciones por encima de 0.85 para las profundidades de 6, 11 y 16 km, lo cual confirma la baja resolución en la determinación de este parámetro, aunque formalmente la máxima correlación se obtuvo a los 21 km, resultando ser esta la profundidad elegida para el centroide.

En la Figura 3.11 se muestran los histogramas resultantes de aplicar jackknife por componentes para la fuente en la posición de la solución elegida (latitud, longitud y profundidad), de manera de evaluar la estabilidad de los ángulos de rumbo, inclinación, deslizamiento (s/d/r) y DC % de esa solución. Vemos que los histogramas tienen muy poca dispersión, con mayores frecuencias en los valores de la solución elegida, lo cual también se observa en la poca dispersión del gráfico de planos nodales. El K-ángulo también muestra máxima frecuencia alrededor de 13° .

Los parámetros que obtuvimos para la solución elegida son entonces los que caracterizan al centroide y se resumen en la Tabla 3.4. Estos resultados muestran que el centroide que calculamos está 4 km al oeste del obtenido por GCMT, 5 km más profundo y con un tiempo que difiere por menos de 1 s. La diferencia en magnitud es de solo 0.1. El porcentaje de DC difiere en solo un 9 % del valor de GCMT y representa la mayor parte del tensor, como era de esperarse en un terremoto tectónico. En cuanto a los planos nodales, ambos están orientados de manera muy similar a los de GCMT (Figura 3.12) y con igual mecanismo de deslizamiento (de rumbo, sinistral para P1 y dextral para P2).

Finalmente, en la Tabla 3.5 mostramos los parámetros de calidad de la solución (Sec. 3.2.3) junto con los valores de referencia de la sección citada.

Los resultados usando la función temporal delta mostraron ser muy similares a los obtenidos con la función triangular. La solución óptima se encontró en la fuente 76 (5 km al este de la hallada previamente), a la misma profundidad de 21 km y a un tiempo de 8.5 s

3. Modelado de fuente de un solo punto

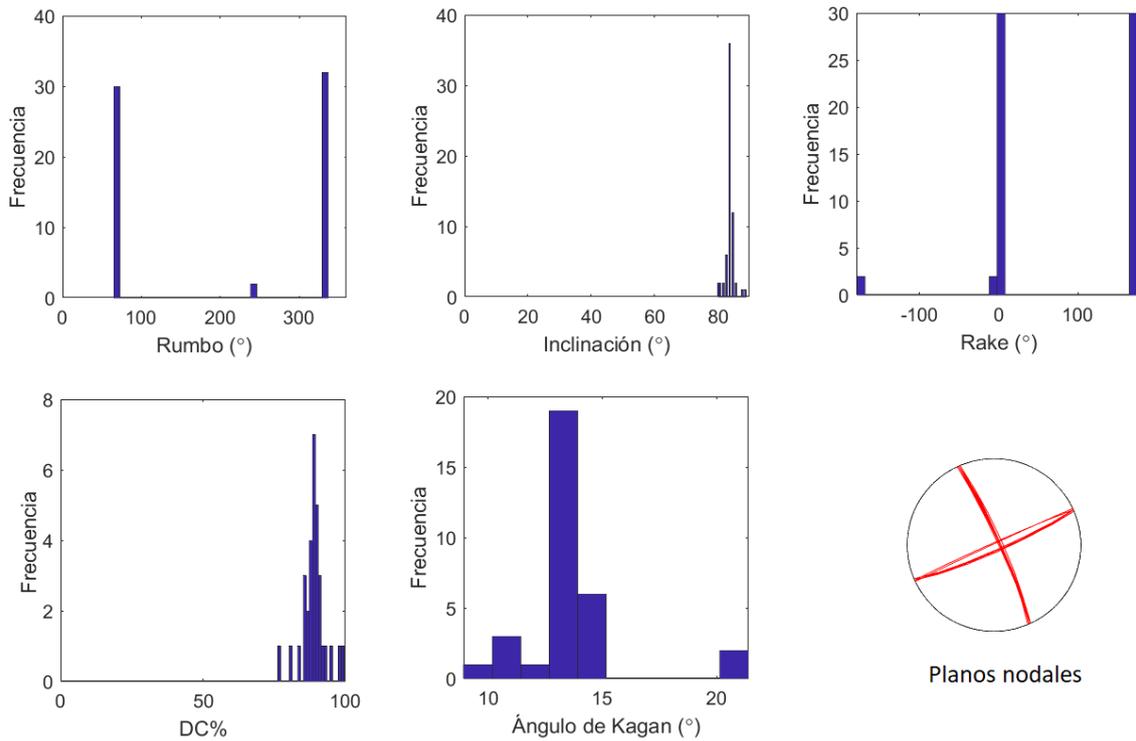


Figura 3.11. Histogramas para los ángulos $s/d/r/$, $DC\%$ y K -ángulo (respecto de $GCMT$) de la solución elegida, obtenidos aplicando *jackknife* por componentes. Se representa también el conjunto de todos los planos nodales.

después de la hora origen, con una correlación de 0.86. El K -ángulo resultó ser de 36° , por lo que procedimos de la misma manera que antes, analizando las soluciones dentro del 95% de la máxima correlación. Los parámetros de la solución elegida se muestran en la Tabla 3.6 junto con los obtenidos anteriormente usando la función temporal triangular, para su comparación. Los índices de calidad de la solución son: $VR = 0.69$, $SNR = 1502$, $CN = 3.1$, $FMVAR = 22$, $STVAR = 0.30$ y K -ángulo = 10° .

Es importante observar que eran de esperarse resultados similares con ambas funciones temporales, por la siguiente razón. Trabajando hasta una frecuencia máxima f_{max} , el modelo es sensible sólo a períodos mayores que $T_{mín} = 1/f_{max}$. En nuestro caso, $f_{max} = 0.04 \text{ Hz}$ con lo cual $T_{mín} = 25 \text{ s}$ por lo que el modelo no es sensible a ninguna función temporal de duración menor que ese valor. Es decir, el efecto de la forma de la función temporal no es reflejado en la forma de onda para el rango de frecuencias utilizado. Esto nos habilita a trabajar con función delta cuando no contamos con ninguna información sobre la duración de la función temporal, que es lo que sucede en muchos eventos que no son de magnitudes tan grandes como el que estudiamos en esta sección.

3.4. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

Tabla 3.4. *Parámetros del centroide calculados en este trabajo (solución elegida) y los publicados por el GCMT.*

	GCMT	Solución elegida
Latitud (°)	-54.05	-54.08
Longitud (°)	-54.59	-54.62
Profundidad (km)	16	21
Tiempo desde Ho (s)	11.7	11.0
M_0 (Nm)	3.06×10^{19}	3.57×10^{19}
M_w	6.9	7.0
DC %	77	86
CLVD %	23	14
P1 (s/d/r)	67/81/-10	67/83/6
P2 (s/d/r)	158/80/-171	336/83/173

Tabla 3.5. *Índices de calidad de la solución calculada para el evento Mw6.9 en el Mar de Scotia y valores de referencia para una buena solución, según Sokos y Zahradník (2013).*

Índice	Valor	Valor de referencia
VR	0.74	> 0.6
FMVAR	23°	< 30°
STVAR	0.28	< 0.3
CN	3.3	< 10
SNR	1502	> 5
K-ángulo	13°	< 15°

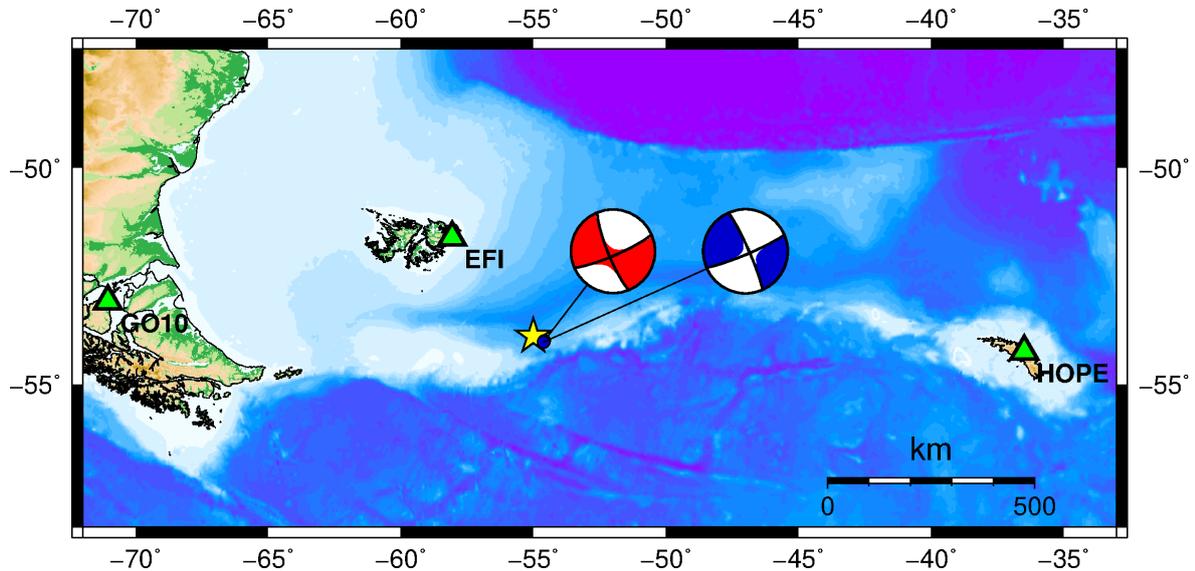


Figura 3.12. *Solución de mecanismo focal de GCMT y solución obtenida en este trabajo para el evento estudiado (diagramas de mecanismo focal rojo y azul, respectivamente). La estrella amarilla indica la posición del epicentro y las posiciones de ambos centroides están representadas por el punto azul (su distancia es de sólo 4 km, por lo que aparecen superpuestos en la figura).*

3. Modelado de fuente de un solo punto

Tabla 3.6. Comparación entre las soluciones obtenidas para las funciones temporales delta y triangular. Se observa la similitud entre ambos resultados, validando el uso de la función delta cuando no se cuenta con información sobre la duración de la función temporal.

	F. Temp. delta	F. Temp. triángulo
Latitud (°)	-54.08	-54.08
Longitud (°)	-54.55	-54.62
Profundidad (km)	21	21
Tiempo desde Ho (s)	11.0	11.0
M_0 (Nm)	3.22×10^{19}	3.57×10^{19}
M_w	6.9	7.0
DC %	92	86
CLVD %	8	14
P1 (s/d/r)	68/80/1	67/83/6
P2 (s/d/r)	338/89/170	336/83/173

3.4.5. Conclusiones

Calculamos los parámetros de fuente mediante el método de inversión de onda para este evento de gran magnitud sobre el límite de placas Sudamericana-Scotia. Usamos un modelo de velocidades 1D que calculamos para este trabajo a partir del modelo global CRUST1.0, que abarca toda la región cubierta por las estaciones. El cubrimiento azimutal de las estaciones usadas no fue óptimo debido a la localización del evento en región oceánica y a la distribución de estaciones, pero el método de inversión de onda utilizado tiene la ventaja de ser menos exigente en este aspecto comparado con otros métodos.

En la inversión para obtener el centroide hallamos una solución que resultó ser satisfactoria, tanto por la evaluación de calidad que hicimos usando índices para su medición, como por la comparación con los parámetros publicados por el GCMT, que tomamos como solución de referencia. Los resultados mostraron, en concordancia con la solución de referencia, que el mecanismo es de desplazamiento de rumbo. Respecto al plano de falla, no podemos decir cuál es a partir de los resultados de este trabajo, pero por el contexto tectónico y por la información dada por otras agencias (USGS) es posible decir que es el plano P1, de rumbo NE-SO, con mecanismo de desplazamiento de rumbo sinistral. Como es de esperar en un terremoto tectónico, la mayor parte del tensor momento corresponde a un mecanismo de doble cupla. A su vez, comparando las soluciones obtenidas con dos funciones temporales diferentes, observamos que, dentro del rango de frecuencias usado, los resultados no dependen de la función utilizada, lo cual nos permitió probar que no es necesario contar con esa información para obtener los parámetros del centroide.

Habiendo probado el método de inversión de manera satisfactoria, consideramos apropiada su aplicación al evento que estudiaremos en la siguiente sección.

3.5. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento mb 4.2, Isla Grande de TdF

Resultados preliminares de este trabajo fueron publicados en el siguiente artículo:

Bollini, C. y Sabbione, N. (2014). Moment tensor solution for a M 4.2 event in Tierra del Fuego. *Earth Sciences Research Journal*, 18:170–171.

3.5.1. Selección de los datos

Para esta aplicación utilizamos el catálogo sismológico elaborado por la EARG para el período 2005-2020 (Sec. 1.4), que cuenta con localizaciones de los eventos y cálculo de magnitud. El mapa de la Figura 1.4 muestra la sismicidad para este período, en una región que comprende la Isla Grande de Tierra del Fuego. Puede observarse que los eventos tienen magnitudes locales $2 < ML < 5$, siendo en la mayoría de los casos $ML < 4$. Esto fue observado también en el trabajo de Buffoni *et al.* (2009) para eventos del año 2007, donde además se destaca que, dada la baja magnitud de los sismos, son muy pocos los eventos de la región que han sido también registrados por redes y reportados por centros internacionales como el USGS o el ISC, por lo que su determinación hipocentral y magnitud pudo obtenerse gracias a la existencia de la red TdF.

La distancia epicentral, magnitud del evento, SNR y cantidad y distribución de estaciones son parámetros que determinan si es posible invertir exitosamente los registros de un evento en búsqueda de su mecanismo focal. Al evaluar la factibilidad de la inversión con nuestros datos, observamos que en general éstos no presentaban una buena SNR, lo cual imposibilitó la inversión de eventos de baja magnitud ($ML \sim 3$) por lo que nuestra búsqueda se limitó a eventos de magnitud $ML > 4$. A su vez, usamos un criterio de cantidad de estaciones a invertir no menor a 4. Si bien existen trabajos en los cuales se hacen inversiones con una cantidad muy limitada de registros, las condiciones de aplicación son muy específicas. Por ejemplo, el trabajo de Fojtíková y Zahradník (2014) es un caso límite de utilización de una única estación para inversión de onda, pero los sismogramas que usan tienen una excelente SNR. Respecto a la cobertura azimutal en la Isla Grande de TdF, esta mejora recién a partir del año 2011 que es cuando comienza a haber datos disponibles de los sismógrafos pertenecientes a la red sismológica chilena (Sec. 1.4), que vienen a cubrir el lado oeste de la Isla. Sin embargo, el método de inversión de onda es menos exigente en cuanto a cobertura azimutal que otros métodos como por ejemplo polaridad de primeros arribos, amplitudes de ondas P y S o su cociente (Zahradník y Sokos, 2018b), lo cual nos permitió considerar eventos previos al año 2011.

El resultado de esta búsqueda dentro de la Isla fue un sismo de baja magnitud ($m_b 4.2$) ocurrido en el año 2009 en las cercanías de la Falla Magallanes-Fagnano (FMF). El evento no cuenta con mecanismo focal publicado por agencias internacionales ni por otros autores, por lo que no tenemos solución de referencia como en el evento estudiado en la Sección 3.4.

Los datos que usamos para analizar este evento fueron los registros banda ancha de las estaciones DSPA, USHA, ELCA y TRVA (Tabla 1.1), y usamos los registros de la estación BETA para lectura de polaridad de primer arribo. Para estaciones más lejanas hicimos una búsqueda y encontramos que los registros no son utilizables ya que la SNR es demasiado baja debido a la poca energía del evento.

3.5.2. Localización y modelos de velocidades

El evento estudiado dentro de la Isla fue un sismo de magnitud m_b 4.2 (magnitud de ondas internas) ocurrido el 6 de noviembre de 2009, ubicado a 40 km al noreste de la Falla Magallanes-Fagnano (FMF) en territorio chileno, según la localización del ISC (Figura 3.14). Esta agencia utilizó para la localización registros de 24 estaciones, estando sólo una de ellas dentro de la Isla (USHA), a 100 km de distancia epicentral. Las restantes están a distancias entre 800 y 18000 km (Figura 3.13).

Para este trabajo llevamos a cabo una localización propia (código HYPOCENTER, Sec. 1.7) usando los datos de la red TdF (localización UNLP en la Figura 3.14) y el modelo de velocidades que utilizan diariamente en la EARG para la confección del catálogo sismológico, que fue obtenido para la región de la Isla y Patagonia sur (Adarós Cárcamo, 2003), y consta de dos capas en corteza, estando el Moho a una profundidad de 32 km. Localizamos el evento a partir de los datos de las estaciones TRVA, ELCA, USHA, BETA y DSPA, abarcando distancias epicentrales entre 100 y 170 km, y agregamos además las lecturas de las estaciones EFI, PLCA y PMSA, publicadas en el catálogo del ISC a efectos de mejorar la cobertura azimutal. La cobertura resultó ser deficiente hacia el oeste por la falta de estaciones en esa dirección en la fecha de ocurrencia del evento, pero vemos que la localización del ISC refleja, en este sentido, el mismo problema, ya que para su cálculo cuenta sólo con una fase de onda superficial en una estación al oeste de la Isla (RAO). Determinamos la hora origen del evento, su latitud, longitud y magnitud con un error medio cuadrático (RMS) de 1.03. La profundidad mostró ser un parámetro muy inestable, y optamos por usar la misma profundidad fija en 10 km que usó el ISC. En la Figura 3.14 se observa que nuestra determinación ubica el sismo sobre la FMF, quedando a 40 km de distancia de la publicada por el ISC.

La Tabla 3.7 resume los parámetros de ambas localizaciones, y en la Figura 3.15 puede verse el registro del evento para dos estaciones (DSPA y USHA) con los picados de fases P y S usados en nuestra localización.

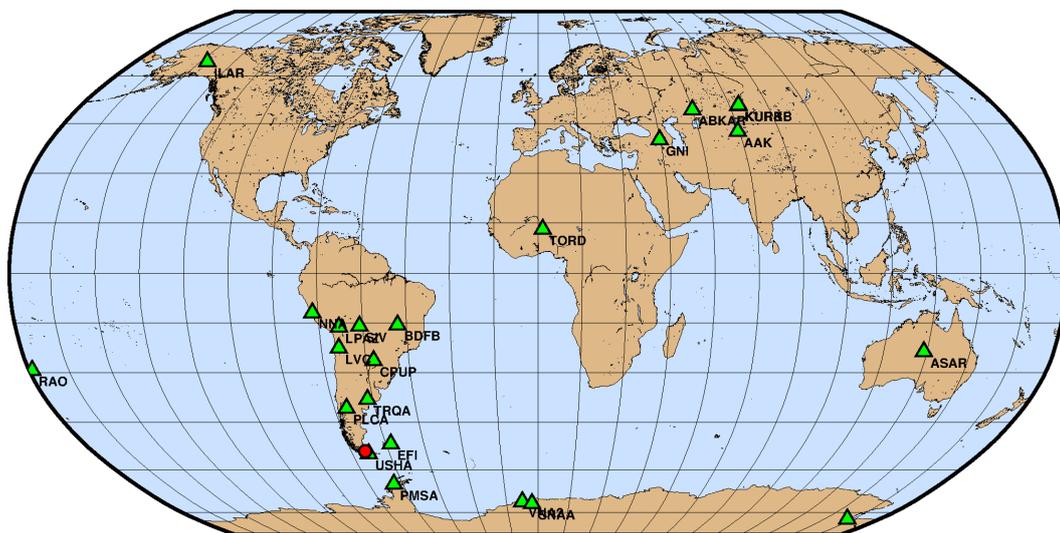


Figura 3.13. Estaciones globales usadas por el ISC para la localización del evento m_b 4.2 en TdF.

Para la inversión de mecanismo focal de este evento usamos 9 modelos de velocidades basados en los resultados del trabajo de Buffoni (2017), que caracteriza la estructura cortical de la Isla Grande de Tierra del Fuego utilizando dos metodologías: la técnica de funciones de receptor, que describe la estructura de la corteza debajo de cada estación y la técnica

3.5. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento m_b 4.2, Isla Grande de TdF

Tabla 3.7. Localizaciones para el evento m_b 4.2 en TdF del 6 de noviembre de 2009 publicadas por el ISC y la calculada en este trabajo (UNLP).

Agencia	Hora origen (UTC)	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Profundidad (km)	Magnitud	RMS
ISC	03:37:41.80	-54.004	-69.393	10 (fija)	4.2 (m_b)	1.74
UNLP	03:37:42.00	-54.203	-69.863	10 (fija)	5.0 (M_L)	1.03

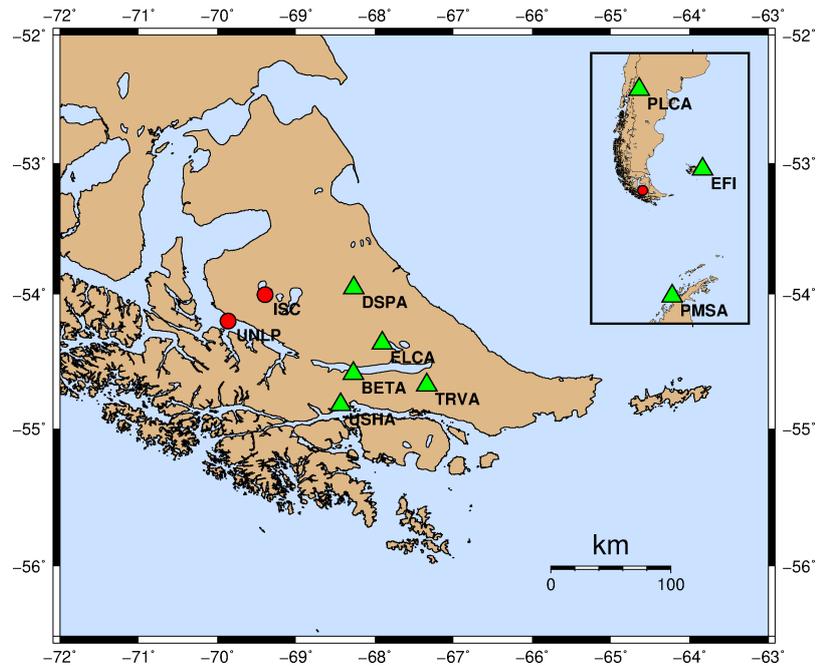


Figura 3.14. Localizaciones para el evento m_b 4.2 en TdF, publicada por el ISC y calculada en este trabajo (UNLP). Para la localización UNLP se utilizaron los datos de la red TdF (Sec. 1.4) y además los de las estaciones USHA, EFI, PLCA y PMSA.

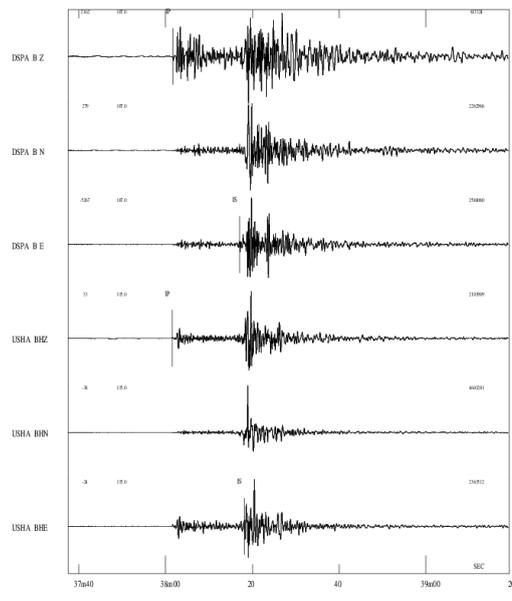


Figura 3.15. Registro de las estaciones DSPA y USHA para el evento estudiado, con picados de las fases P y S usados para la localización UNLP.

3. Modelado de fuente de un solo punto

Tabla 3.8. Modelos de velocidades usados en este trabajo para la obtención de mecanismo focal, basados en los resultados de Buffoni (2017) para la estructura cortical de TdF. El número de capas incluye el manto por debajo del Moho.

Modelo	Nº de capas	Prof. Moho (km)	Método	Estructura cortical representada
MVdt	6	32	Curvas de Dispersión	entre estaciones DSPA y TRVA
MVde	7	30	”	entre estaciones ELCA y TRVA
MVdu	7	32	”	entre estaciones DSPA y USHA
MVet	8	29	”	entre estaciones ELCA y TRVA
MVtu	7	31	”	entre estaciones TRVA y USHA
MVd	4	25	Funciones de Receptor	bajo la estación DSPA
MVu	5	34	”	bajo la estación USHA
MVe	5	28	”	bajo la estación ELCA
MVt	5	37	”	bajo la estación TRVA

de curvas de dispersión que caracteriza la estructura cortical entre pares de estaciones. Los modelos que usamos en este trabajo los calculamos a partir las tablas de resultados obtenidas en el trabajo citado (C. Buffoni, comunicación personal). La Tabla 3.8 muestra los modelos y sus principales características. El número de capas incluye el manto por debajo del Moho. Vemos que, comparado con el modelo que usamos para la localización que consta de sólo dos capas en corteza, estos modelos describen la estructura cortical en mayor detalle.

3.5.3. Inversión de forma de onda

3.5.3.1. Parámetros de inversión

- **Grilla espacio-temporal:** la grilla espacial la fijamos sobre una línea vertical justo por debajo del epicentro que calculamos para este trabajo (localización UNLP en la Fig. 3.7). Tomamos 30 fuentes, con una separación entre ellas de 2 km, con profundidades desde 1 km hasta 59 km.

La grilla temporal la fijamos alrededor de la hora origen del evento (OT, por la sigla en inglés de Origin Time), entre los valores -3 y 3 s con un paso de 0.3 s (OT corresponde al valor 0 s de la grilla). Consideramos valores negativos ya que por tratarse de un evento moderado el tiempo del centroide (CT) estará cerca de OT, y tomando en cuenta posibles errores en la determinación de este último, el CT podría eventualmente quedar desplazado hacia valores negativos (esto no significaría que CT sea menor que OT, sino que este último tendría un error mayor que el intervalo entre ambos valores de tiempo).

- **Frecuencias de inversión:** probamos diversos rangos de frecuencia siguiendo los criterios desarrollados en la Sección 3.2.2. Dado que las distancias epicentrales están entre los 100 y 200 km, tomamos valores cercanos a 0.1 Hz para la máxima frecuencia de inversión f_4 .

Para la obtención de la mínima frecuencia f_1 podemos observar la Figura 3.16 donde se grafican las curvas de SNR promedio para las estaciones DSPA, USHA, ELCA y TRVA. La estación que tiene la más baja SNR es DSPA. Tomamos como referencia el trabajo de Sokos y Zahradník (2013) donde consideran SNR=10 como un buen valor (Fig. 3.1c). Sin embargo, en nuestro caso, este valor limita demasiado los rangos de frecuencias y los datos a utilizar. Por eso es que bajamos el valor umbral hasta 6, de

manera de mantener una SNR suficientemente buena a la vez que rangos de frecuencia más amplios para la inversión. Para este umbral obtuvimos las siguientes frecuencias: DSPA: $f_1 = 0.06$ Hz, USHA: $f_1 = 0.03$ Hz, ELCA: $f_1 = 0.05$ Hz y TRVA: $f_1 = 0.02$ Hz.

Dado que en el rango de frecuencias $0.06 - 0.11$ Hz se cumple que todas las estaciones tienen una SNR promedio mayor al valor umbral, y la máxima frecuencia es cercana al valor estimado en función de las distancias epicentrales, llevamos a cabo las inversiones en ese rango para todas las estaciones. En la Tabla 3.9 se resumen las distancias epicentrales de las estaciones y las frecuencias de inversión.

Tabla 3.9. Estaciones usadas para la obtención de los parámetros del centroide del evento en TdF y frecuencias de inversión. Las distancias epicentrales corresponden a la localización del evento obtenida en este trabajo (UNLP en la Figura 3.14).

Estación	Distancia epicentral (km)	Rango de frecuencias (Hz)
DSPA	111	0.06 - 0.11
USHA	113	
ELCA	129	
TRVA	172	

- **Función temporal de la fuente:** dado que no tenemos información sobre la duración temporal de la fuente para este evento, usamos una función delta. La razón de nuestra elección es que, según lo observado al final de la Sección 3.4.4 y considerando que trabajamos con una frecuencia máxima $f_{max} = 0.11$ Hz, el modelo sólo será sensible a períodos mayores que $T_{min} = 1/0.11$ Hz = 9 s, es decir que nuestro modelado no será sensible a ninguna función de duración menor que este tiempo, en particular la función delta.
- **Tipo de inversión:** llevamos a cabo dos tipos de inversión: deviatórica y mecanismo restringido 100% DC.

Pre-procesamiento de los datos: Los registros incluidos en la inversión fueron sismogramas banda ancha de las estaciones DSPA, USHA, ELCA y TRVA. De la estación BETA usamos la componente vertical para la lectura de polaridad del primer arribo.

En total pudimos leer el primer arribo claramente para cuatro estaciones: BETA, USHA, DSPA y TRVA, teniendo las dos primeras polaridades positivas (compresión), y las dos últimas polaridades negativas (dilatación).

Inspeccionando los registros observamos que la componente ELCA-Z tiene mala SNR en el rango de frecuencias elegido, por lo que decidimos eliminarla de la inversión.

Efectuamos un pre-procesamiento similar al descrito en la Sección 3.4.3. Calculamos las funciones de Green para cada par fuente-estación en todos los modelos de velocidades de la Tabla 3.8 y para frecuencias hasta 0.3 Hz, valor por encima de la máxima frecuencia de inversión (0.11 HZ).

3. Modelado de fuente de un solo punto

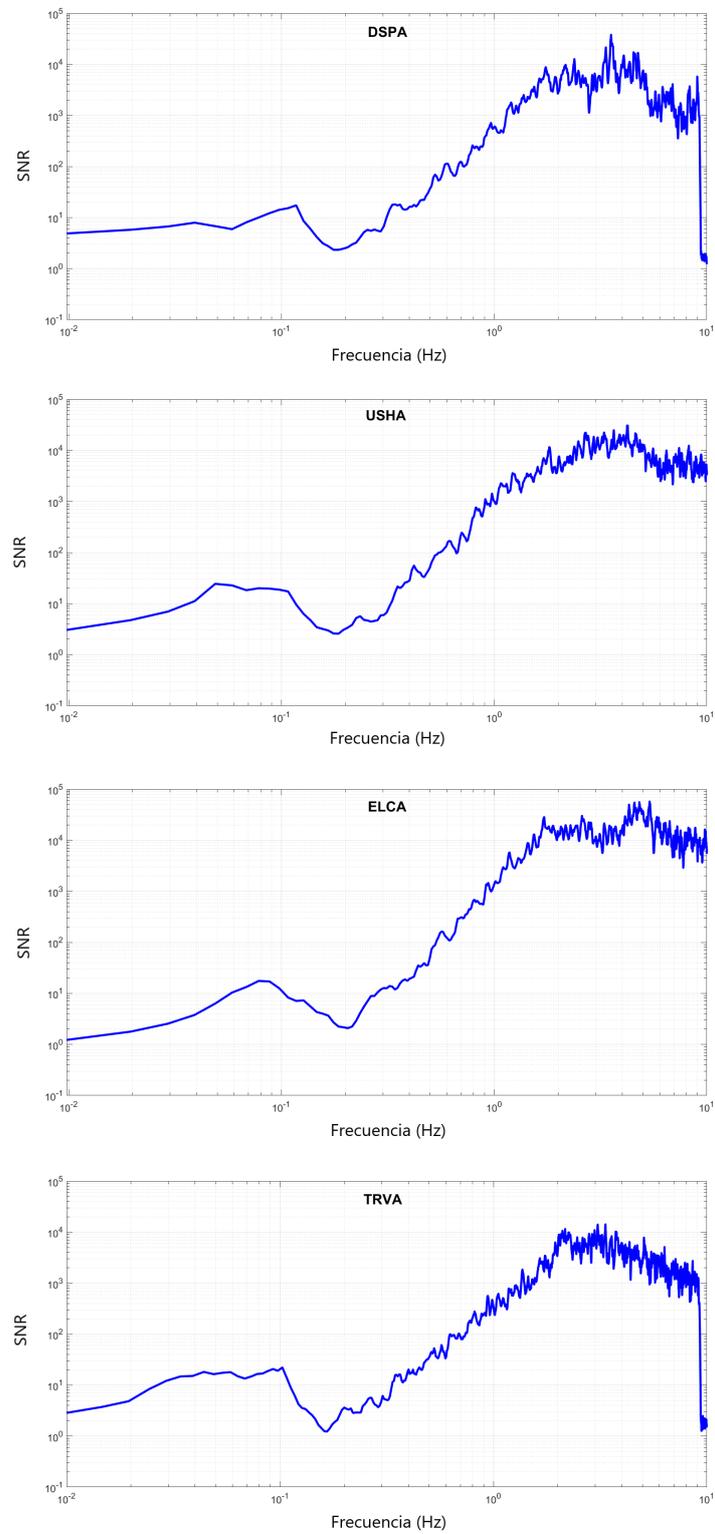


Figura 3.16. Relación señal-ruido promedio del evento para las cuatro estaciones usadas en la inversión.

3.5.3.2. Resultados y discusión

En primera instancia hicimos inversión deviatórica para todos los modelos de la Tabla 3.8. A continuación mostramos, como ejemplo, los resultados para el modelo MVdt.

La Figura 3.17 es un gráfico de correlación entre las trazas observadas y sintéticas como función de la posición y el tiempo de la fuente. El valor de correlación se representa con una paleta de colores según la escala adjunta en el gráfico. En cada punto de la grilla espacio-temporal se grafica también la solución de mecanismo focal, con un color según su porcentaje DC % dado por la escala adjunta. Vemos que la solución de máxima correlación (solución óptima) está a una profundidad de 7 km y para un tiempo de 1.05 s. Su mecanismo focal está representado con un tamaño mayor para destacarse en el gráfico y presenta un DC % = 12 % que es un valor muy bajo. Es interesante observar también cómo la correlación disminuye al aumentar la profundidad, lo cual, de manera independiente a las técnicas de localización, pone de manifiesto que la solución se encuentra a profundidades someras. Esto es consistente con nuestra suposición de que el centroide debe estar a poca profundidad, cercano al hipocentro.

La Figura 3.18 muestra el ajuste de sismogramas para la solución óptima. Las trazas de mayor amplitud, con valores aproximadamente entre 1 y 2×10^{-5} m, son las componentes NS de todas las estaciones, más la componente DSPA-E. De esos sismogramas, vemos un ajuste pobre en las siguientes componentes: USHA-N y DSPA-E debido al desfasaje en tiempo y diferencia de amplitudes entre las trazas real y sintética, y TRVA-N debido al desfasaje entre traza real y sintética. Los sismogramas mejor ajustados son DSPA-N y ELCA-N. El resto de las componentes tienen menor amplitud y aportan en menor medida al ajuste total, pero su contribución es importante, ya que la obtención del mecanismo correcto depende en buena medida del ajuste en las tres direcciones. De estos sismogramas, el mejor ajuste lo tiene USHA-Z y en menor medida USHA-E. En resumen, pudieron ajustarse bien: dos trazas en la dirección NS, una en la dirección EO y una en la dirección Z. En términos generales, el ajuste global de sismogramas se logró con una correlación de 0.71 (VR=0.5). Aunque hicimos diversas pruebas en varios rangos de frecuencias para intentar conseguir un mejor ajuste, obtuvimos resultados similares, teniendo siempre desfasajes en tiempo y diferencias de amplitud muy marcados para varias componentes, especialmente en la dirección NS, que tiene mayor peso en el ajuste global.

Para los demás modelos los resultados mostraron las mismas características generales: ajuste de trazas con desfasajes marcados en al menos una de las componentes de mayor amplitud (NS); valores DC % bajos, no superando el 60 %; y correlación disminuyendo marcadamente al aumentar la profundidad. El bajo valor DC % es un rasgo que no esperamos en un evento tectónico de baja magnitud, ya que no es probable que presente alguna complejidad en el proceso de fuente que justifique la existencia de componentes no DC. En sismos tectónicos la causa más probable de componentes no DC es la segmentación de la falla, y para sismos con magnitudes del orden de M_w 4.5 se estima una longitud de la ruptura del orden de 1 km (Wells y Coppersmith, 1994), por lo que es muy poco probable que presente una segmentación. Consideramos entonces que el bajo valor de DC % es muy probablemente un efecto de la inversión, que no tiene una interpretación física, y que la inversión deviatórica no es apropiada en este caso, siendo conveniente restringir la solución a un mecanismo 100 % doble cupla.

Repetimos las inversiones prescribiendo un mecanismo 100 % DC. En términos generales las correlaciones globales se mantuvieron relativamente bajas, y el ajuste de sismogramas presentó problemas similares a los observados en la Figura 3.18. Sin embargo, los modelos MVtu, MVd y MVt alcanzaron valores de VR=0.6 y tuvieron buen ajuste de todas las componentes NS, y al menos una componente EO y una Z, por lo que las consideramos las mejores soluciones. Los mecanismos en los tres modelos son muy similares y ajustan correctamente tres de

3. Modelado de fuente de un solo punto

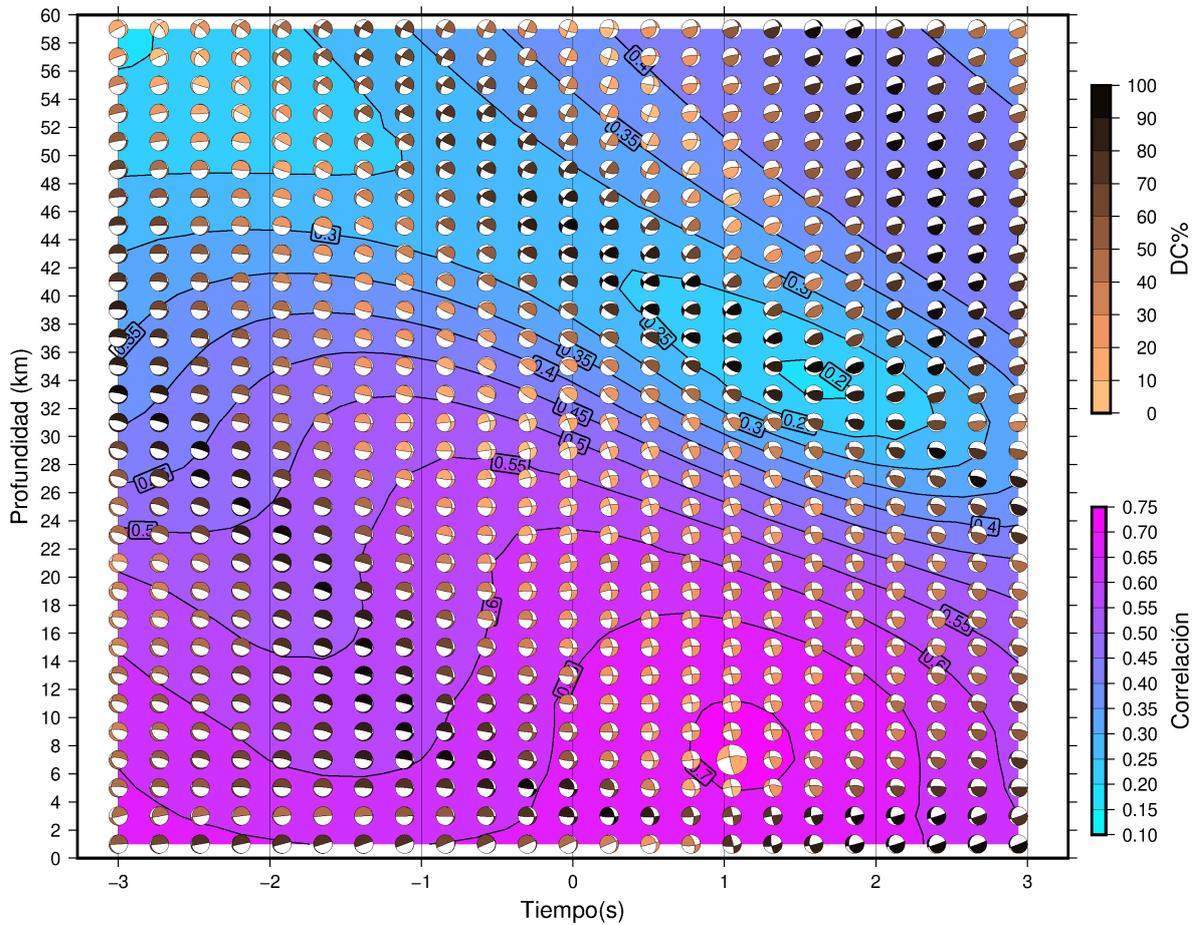


Figura 3.17. Correlación como función de la posición y el tiempo para el modelo de velocidades MVdt (Tabla 3.8) obtenido por inversión deviatórica. El tiempo es relativo a la hora origen del evento. Para cada punto se muestra la solución de mecanismo focal con color según su porcentaje de componente doble cupla. La solución óptima (de máxima correlación, representada con un diagrama de mayor tamaño) está a la profundidad de 7 km y a tiempo 1.05 s, y presenta un valor DC % bajo. Observamos además que las mayores correlaciones se dan a profundidades someras, en concordancia con la profundidad hipocentral.

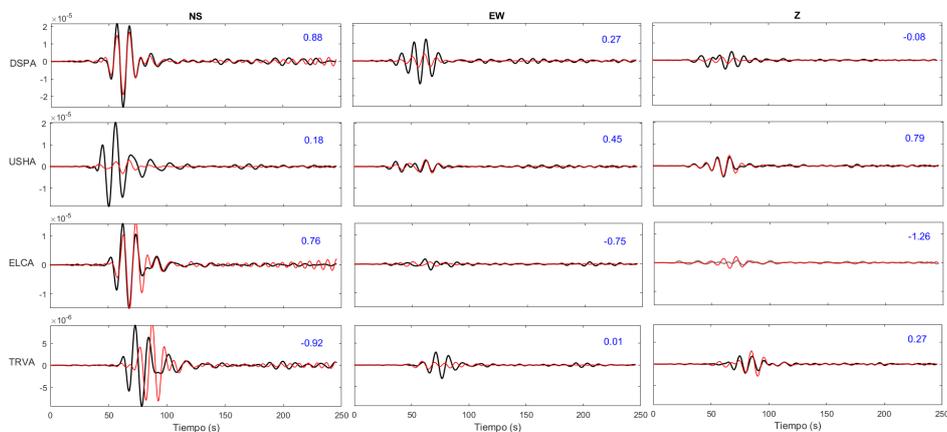
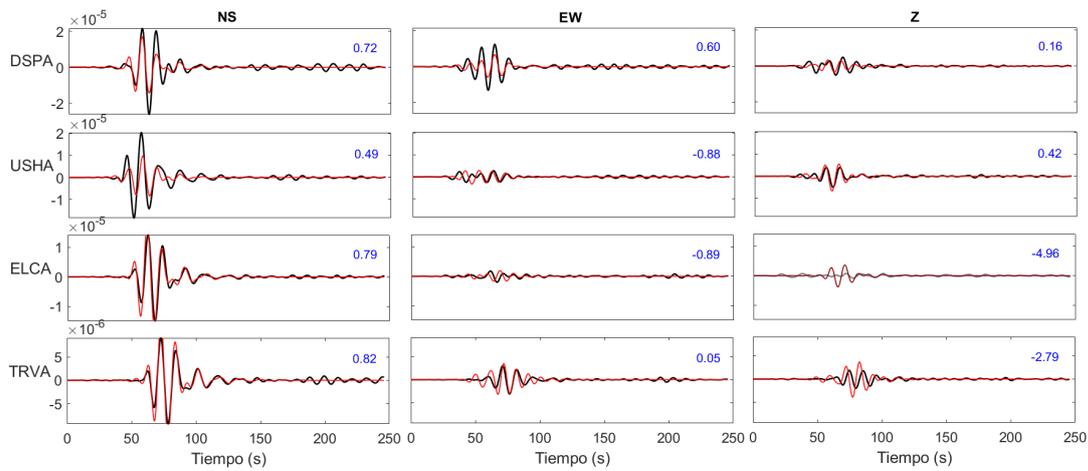
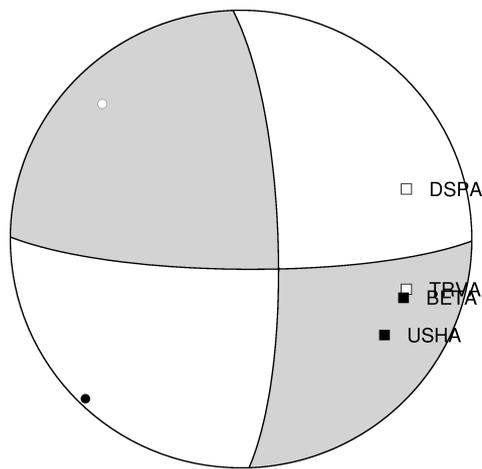


Figura 3.18. Ajuste de formas de onda observadas (negro) y sintéticas (rojo) usando el modelo de velocidades MVdt y una inversión con mecanismo deviatórico.



(a)



(b)

Figura 3.19. Inversión de formas de onda con mecanismo 100 % DC para el modelo MVt. (a) Ajuste de sismogramas. (b) Diagrama de mecanismo focal. Las polaridades se satisfacen correctamente para las estaciones USHA, BETA y DSPA.

las polaridades leídas. La profundidad del centroide para las tres soluciones está entre 9 y 11 km, valores que son cercanos a la profundidad asumida para el hipocentro. Los tiempos desde la hora origen están entre 7.5 y 8.5 s, que parecen ser valores demasiado altos considerando la cercanía del centroide al hipocentro, por lo cual confiamos menos en la determinación de este parámetro. La Figura 3.19 muestra los resultados para el modelo MVt. El mecanismo focal es predominantemente de desplazamiento de rumbo, con una pequeña componente de falla inversa. Los planos tienen rumbo este-oeste (plano 1) y norte-sur (plano 2), ambos con inclinaciones altas ($> 70^\circ$), y con desplazamiento sinistral para el plano 1 y dextral para el plano 2.

3.5.4. Inversión de envolventes

Las dificultades para ajustar los sismogramas mediante la inversión de formas de onda motivaron la búsqueda de otra estrategia para analizar este evento. Con una cantidad limitada de estaciones, y a distancias epicentrales relativamente grandes para la magnitud del sismo, las características de este evento encuadran dentro de las descritas en la Sección 3.3 para la aplicación de la técnica de inversión de envolventes. A su vez, esta técnica nos permite agregar las polaridades de primeros arribos como información adicional para restringir el conjunto de soluciones.

3.5.4.1. Parámetros de inversión

- **Grilla espacial:** usamos una grilla espacial vertical debajo del epicentro, con cuatro fuentes a profundidades de 5, 8, 11, 14 km. Dado que esta inversión no provee información sobre el tiempo del centroide, no diseñamos una grilla temporal.
- **Frecuencias de inversión:** consideramos el mismo rango de frecuencias 0.06 - 0.11 Hz que para la inversión de formas de onda.
- **Otros parámetros:** el desplazamiento máximo en tiempo permitido para los sismogramas sintéticos fue fijado en 15 s. Según Zahradník y Sokos (2018a) se han visto desplazamientos de esa duración entre curvas reales y sintéticas en el modelado directo de envolventes.

Utilizamos las mismas polaridades observadas que en la Sección 3.5.3 (USHA y BETA positivas, TRVA y DSPA negativas) para restringir las soluciones.

La grilla s/d/r se recorrió para $0^\circ < \text{rumbo} < 360^\circ$, $0^\circ < \text{inclinación} < 90^\circ$ y $-90^\circ < \text{deslizamiento} < 90^\circ$ con un paso de 10° . Esto suma 7030 soluciones calculadas para cada profundidad, lo cual representa un total de $7030 \times 4 = 28120$ soluciones calculadas para cada modelo de velocidades.

El umbral para la obtención de los conjuntos de soluciones lo tomamos igual al 10 % del mínimo desajuste, usando el mismo valor para todos los casos de manera que todos los conjuntos sean comparables.

3.5.4.2. Resultados y discusión

La Figura 3.20 muestra el ajuste de trazas y las soluciones de mecanismo focal para todos los modelos de la Tabla 3.8. En cada caso, aplicamos una restricción de polaridades *a posteriori*. Aunque con sólo una polaridad ya se resuelve la indeterminación de 180° del ángulo de deslizamiento, usamos más polaridades para agregar más información al problema, dada la baja cantidad de sismogramas que tenemos para la inversión. Las trazas sintéticas están desplazadas en el valor de tiempo que minimiza el desajuste. Vemos que para todos los modelos de velocidades el ajuste de sismogramas en la componente norte-sur es excelente en todas las estaciones, y en general muy bueno para el resto de las componentes. Para todos los modelos las correlaciones globales fueron muy altas, con valores por encima de 0.94. Esto se debió al buen ajuste de las formas y amplitudes de las trazas, pero también debido al alineamiento obtenido a través de su desplazamiento en tiempo.

Respecto del desplazamiento temporal, en general no más de dos trazas necesitaron ser desplazadas más de 10 s para cada modelo. Las trazas que necesitaron mayores desplazamientos, superando los 10 s (en valor absoluto) fueron, según el modelo de velocidades, las componentes DSPA-N, DSPA-E, TRVA-N y TRVA-E. Estos corrimientos podrían explicarse

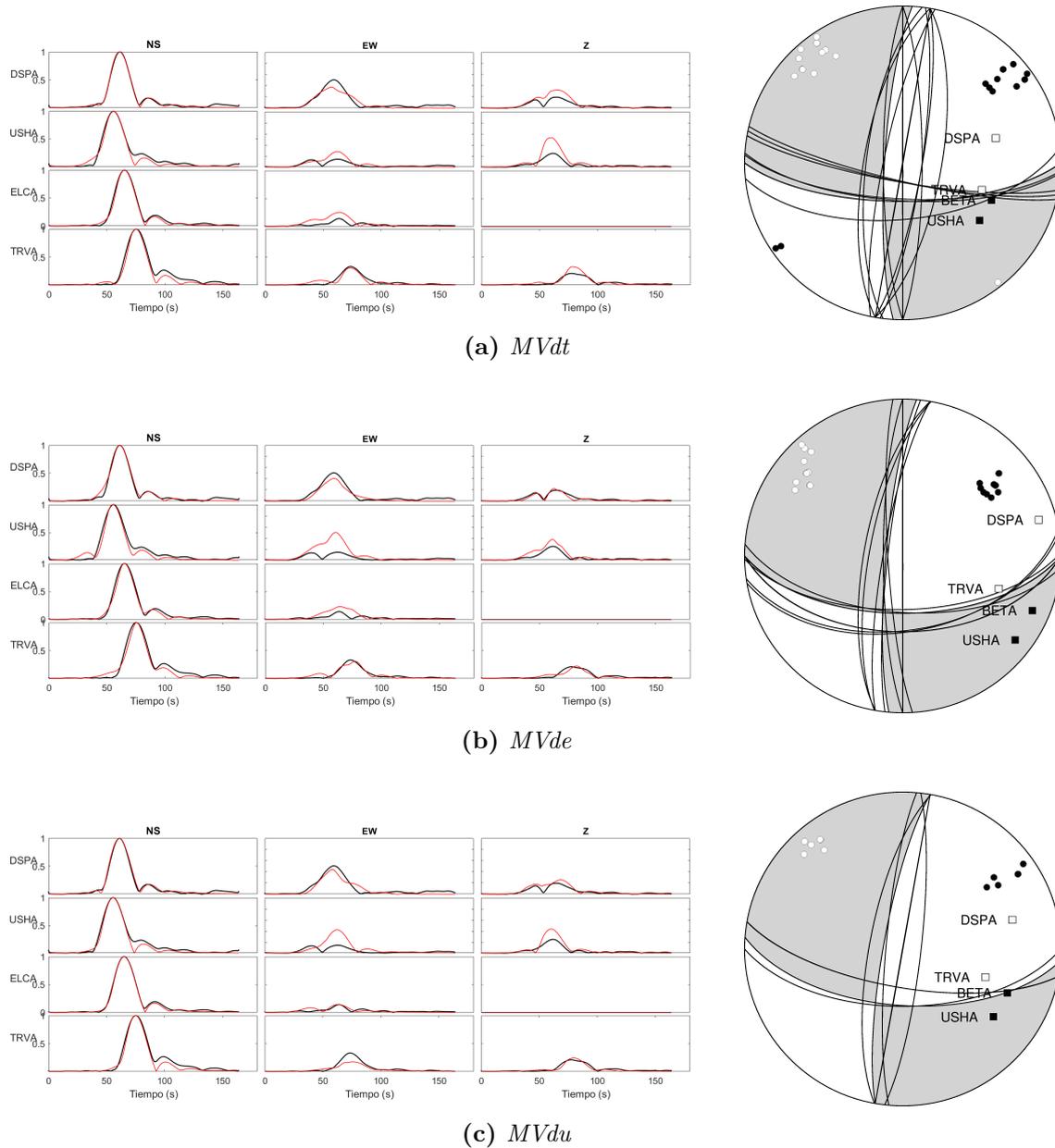


Figura 3.20. Resultados de la inversión de envolventes. ((a) - (i)) Debajo de cada subfigura se indica el nombre del modelo de velocidades usado (Tabla 3.8). A la *izquierda* se muestra el ajuste de sismogramas observado (línea negra) y sintéticos (línea roja) para la solución de menor desajuste (misfit) en términos de mínimos cuadrados, satisfaciendo las polaridades leídas en las estaciones DSPA, USHA, BETA y TRVA (solución óptima). A la *derecha* se muestra el conjunto de soluciones de mecanismo focal dentro de un umbral del 10 % de desajuste de la solución óptima. Todas las soluciones satisfacen las polaridades (los cuadrados blancos son polaridades negativas o de dilatación, y los cuadrados negros son polaridades positivas o de compresión). Los círculos blancos y negros representan los ejes de tensión (T) y presión (P) para todas las soluciones, respectivamente. En cada figura, la solución óptima es la que delimita los cuadrantes de tensión y compresión.

3. Modelado de fuente de un solo punto

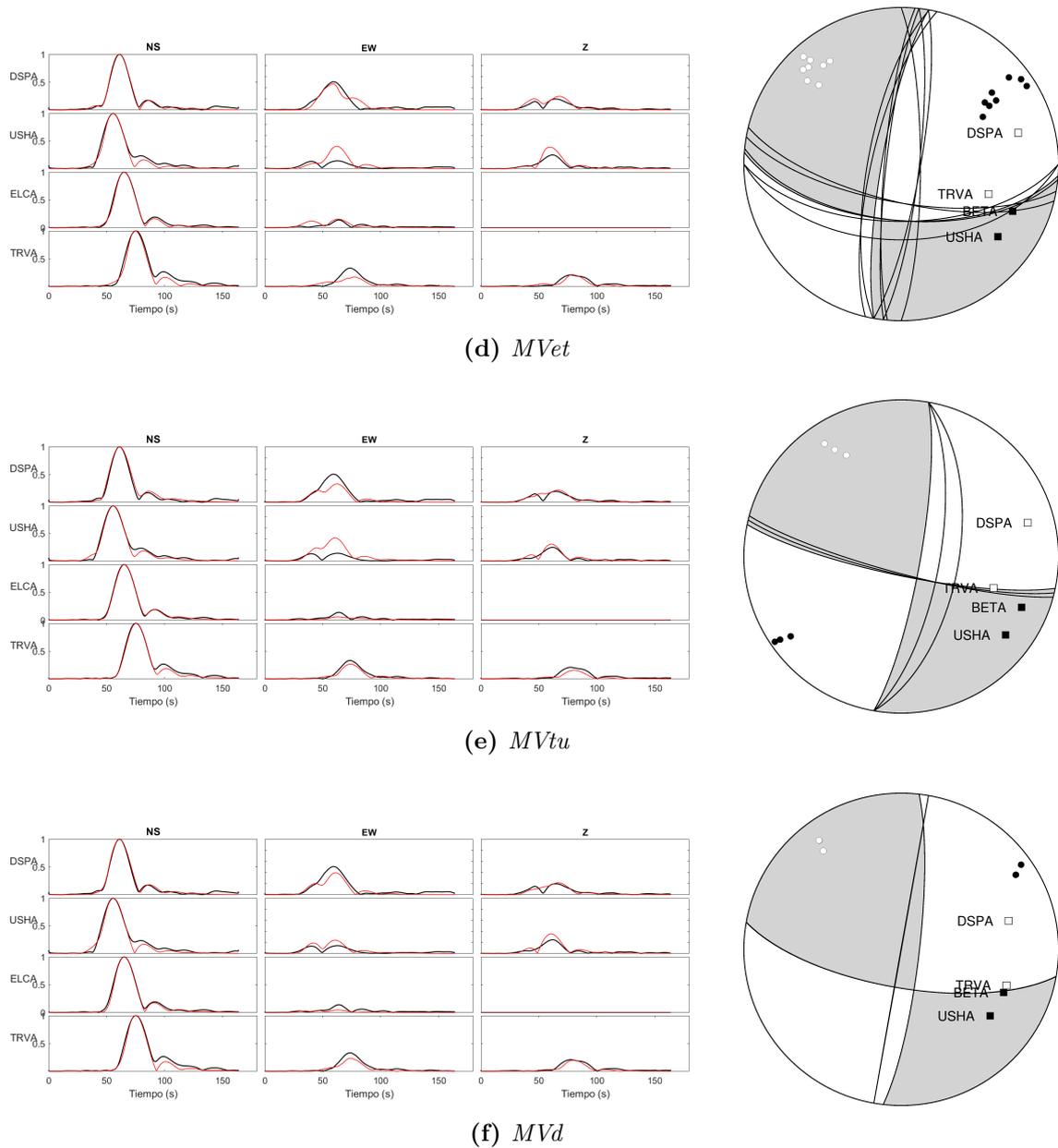


Figura 3.20. Resultados de la inversión de envolventes (continuación).

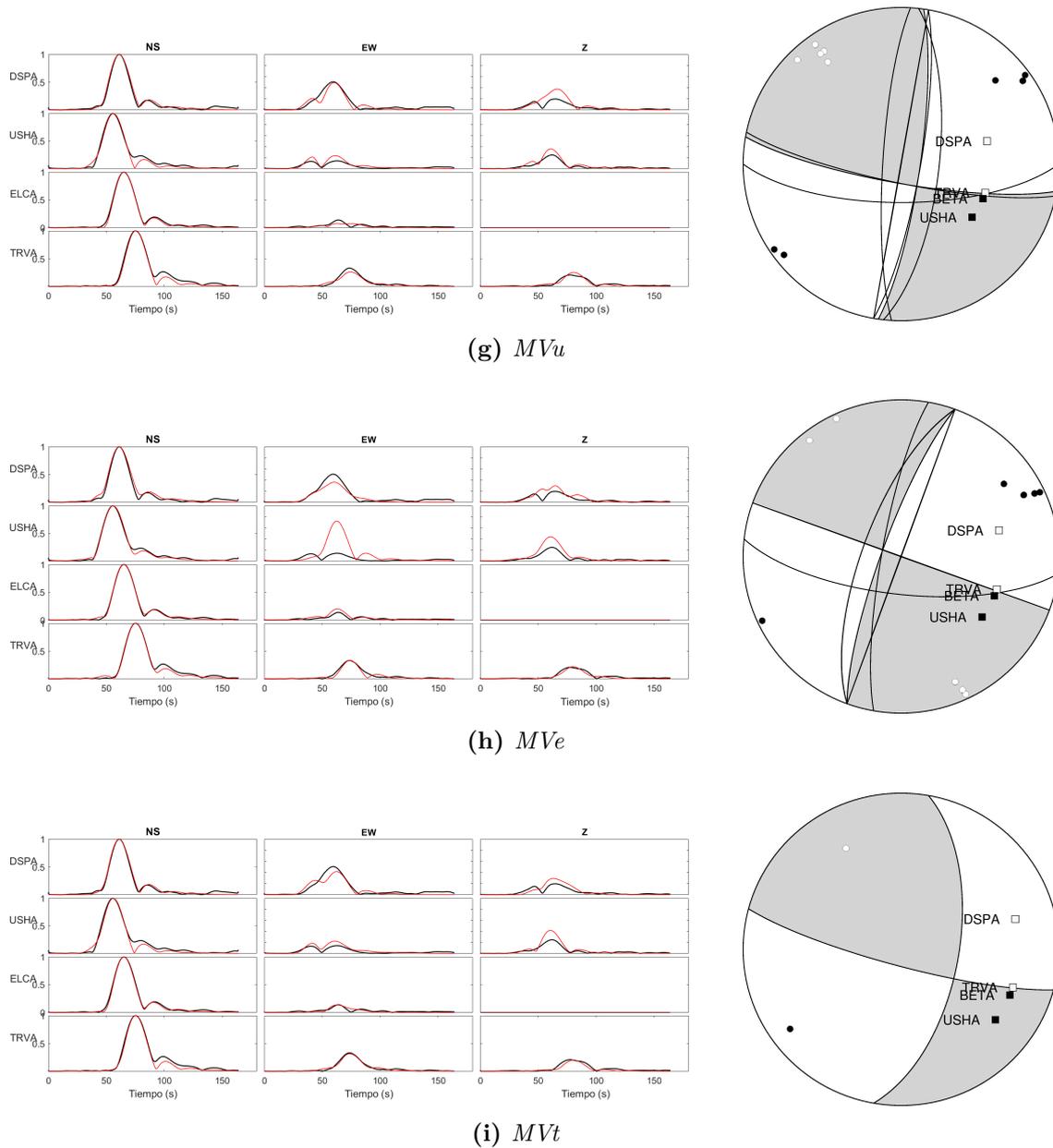


Figura 3.20. Resultados de la inversión de envolventes (continuación).

3. Modelado de fuente de un solo punto

por el hecho de que la estructura cortical dentro de la Isla es muy compleja (Sec. 1.3). Los modelos de velocidades que serían más apropiados para el cálculo de las funciones de Green son aquellos que describen la estructura cortical entre cada par fuente-estación, es decir los modelos obtenidos por curvas de dispersión. En nuestro caso, las fuentes que elegimos (por debajo del epicentro) tienen caminos fuente-estación que no están contemplados por ninguno de los modelos usados, ya que el epicentro está localizado fuera del área cubierta por las estaciones. Las imprecisiones en los modelos de corteza podrían entonces justificar la necesidad de estos corrimientos relativamente altos en algunas componentes.

En la Figura 3.20 vemos también que, para cada modelo de velocidades, el conjunto de soluciones de mecanismo focal para un umbral del 10 % de desajuste presenta poca dispersión, lo cual resulta ser muy favorable, según lo explicado en la Sección 3.3. Observamos además que todos los conjuntos presentan características similares: los planos nodales tienen rumbos que no se apartan por más de $\sim 20^\circ$ de las direcciones este-oeste (plano 1) y norte-sur (plano 2), con inclinaciones altas para ambos planos (en su mayoría por encima de 70°), lo cual describe en la mayoría de las soluciones mecanismos predominantemente de desplazamiento de rumbo sinistral para el plano 1 y dextral para el plano 2. La componente que no corresponde a desplazamiento de rumbo es pequeña y varía de modelo a modelo. Observando sólo las soluciones óptimas de cada modelo, esta componente es de falla normal para los modelos MVdt, MVde, MVdu, MVet y MVe, y de falla inversa para los modelos MVtu, MVd, MVu, MVt.

En la Figura 3.21 están graficados todos los conjuntos de soluciones en un mismo diagrama. Tomando en cuenta que todas las soluciones corresponden a una correlación por encima de 0.94, es decir que están igualmente bien ajustadas, y que además presentan poca dispersión, consideramos que tiene sentido tomar el mecanismo promedio como solución representativa de este análisis. El mecanismo promedio está graficado con líneas gruesas y también están indicados los cuadrantes de dilatación (blanco) y compresión (gris), siendo un mecanismo principalmente de desplazamiento de rumbo sinistral para el plano 1 y dextral para el plano 2, con una componente pequeña de falla normal.

La Tabla 3.10 resume los resultados para todos los modelos (solución óptima) y la solución promedio. Las magnitudes (M_w) varían entre 4.3 y 4.7 y las profundidades no superan los 11 km, siendo la profundidad de 5 km la más repetida.

3.5.5. Conclusiones

La inversión de formas de onda con mecanismo deviatórico para este evento dio como resultado una componente doble cupla muy baja (menor que 60 %) independientemente del modelo de velocidades usado, lo cual es una situación poco probable para un evento tectónico de baja magnitud. Consideramos que esta situación es posiblemente un efecto de la inversión deviatórica, no siendo apropiada para este caso. A su vez, las correlaciones obtenidas en el ajuste fueron relativamente bajas.

La inversión con mecanismo focal 100 % DC mostró mejores resultados para tres de los modelos de velocidades: MVtu, MVd y MVt, que describen la estructura cortical entre las estaciones TRVA y USHA, debajo de DSPA y debajo de TRVA, respectivamente. Para estos modelos los ajustes de sismogramas no sólo se obtuvieron con valores de VR más altos (0.6) sino que se logró eliminar el desajuste por desfase en tiempo que aparecía para algunas de las componentes de mayor amplitud (componentes NS), que son las que tienen más peso en el ajuste global. Las profundidades para el centroide obtenidas con los tres modelos (~ 10 km) son acordes a la profundidad del hipocentro, aunque el tiempo del centroide tiene valores que consideramos altos (alrededor de 8 s), por lo cual no confiamos demasiado en la determinación de este parámetro. Los mecanismos focales para las tres soluciones son muy

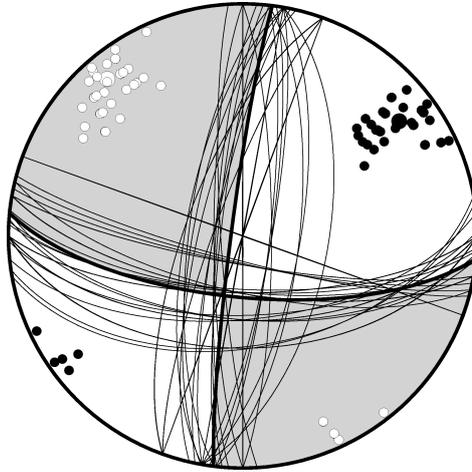


Figura 3.21. Conjunto de todas las soluciones de la Figura 3.20 y solución promedio (líneas gruesas).

Tabla 3.10. Resultados de la inversión de envolventes para los modelos de velocidades de la Tabla 3.8. Los parámetros corresponden a la solución de mínimo desajuste (solución óptima) para cada modelo, y el promedio corresponde al conjunto de todas las soluciones dentro del 10 % del mínimo desajuste.

Modelo	M_w	Prof. fuente (km)	s/d/r (plano 1)
MVdt	4.4	5	90/70/-10
MVde	4.3	5	90/60/-10
MVdu	4.4	5	94/61/-12
MVet	4.5	5	94/61/-12
MVtu	4.6	8	102/80/10
MVd	4.7	8	100/70/10
MVu	4.7	8	100/80/10
MVe	4.4	5	10/90/-10
MVt	4.7	11	105/81/30
Promedio	4.5	7	98/70/-2

3. Modelado de fuente de un solo punto

similares: desplazamiento de rumbo sinistral para un plano de rumbo este-oeste y desplazamiento dextral para un plano de rumbo norte-sur, ambos planos con alta inclinación. Para los tres mecanismos se satisfacen tres de las polaridades de primeros arribos.

Al aplicar el método de envolventes logramos ajustes excelentes para todas las componentes NS y muy buenos para el resto de las componentes. Los conjuntos de soluciones presentan poca dispersión para todos los modelos de velocidades, y a su vez los mecanismos focales presentan en su mayoría características similares, por lo que consideramos que el mecanismo promedio es una buena representación del resultado de este método. Este mecanismo es muy similar al obtenido por inversión de formas de onda: un plano de rumbo este-oeste (plano 1) con desplazamiento sinistral, y otro con rumbo norte-sur (plano 2) y desplazamiento dextral, ambos con con alta inclinación. La profundidad más repetida en las soluciones fue de 5 km.

Respecto a la profundidad del centroide, los resultados de ambas técnicas lo posicionan entre los 5 y 10 km, lo cual es un rango de valores consistente con la profundidad asumida para el hipocentro. El tiempo del centroide no pudimos determinarlo, ya que para la inversión de formas de onda el valor no fue confiable y para la inversión de envolventes este parámetro no se calcula. La magnitud da en promedio un valor de M_w 4.5.

Tomando en cuenta que el plano 1 tiene una orientación y un sentido de desplazamiento similares a los que caracterizan a la FMF (Sec. 1.3) y que nuestra localización ubica al evento sobre la FMF, consideramos que este plano se trataría del plano de falla.

Capítulo 4

Modelado de fuente de múltiples puntos

4.1. Introducción

El modelo más simple de fuente sísmica que estudiamos en el Capítulo 3 es aquel en el cual el área de ruptura se aproxima por un único punto, y para su estudio observamos las bajas frecuencias en los registros. Sin embargo, el área de falla puede presentar heterogeneidades de menor tamaño que el área de ruptura y que podemos detectar al analizar longitudes de onda más cortas. Estas heterogeneidades pueden representarse como puntos y esta representación es la que da origen a los modelos de fuente de múltiples puntos (MPS, por la sigla en inglés de Multiple-Point Source). Dado que necesitamos observar longitudes de onda más cortas, este modelado requiere del análisis de sismogramas de frecuencias más altas en comparación con el modelado del centroide. El modelado MPS nos permite una mirada en mayor detalle de lo que ocurre durante el proceso de ruptura en un terremoto.

Para entender los modelos de múltiples puntos, partimos de los modelos de barreras y asperezas que nos permiten comprender el rol que cumplen las heterogeneidades sobre la falla en el proceso de ruptura (Figura 4.1).

En el modelo de barreras (Das y Aki, 1977) se asume que la ruptura ocurre sobre la falla en condiciones de tensión uniforme. Las barreras corresponden a zonas con alta resistencia que dificultan o impiden la propagación de la fractura. Estas zonas pueden ser, por ejemplo, un contacto entre dos tipos de roca. Cuando el frente de ruptura alcanza una zona de barreras, la fractura puede detenerse o continuar luego de las mismas. Una vez que ha terminado el proceso sobre toda el área de la falla, la tensión se ha relajado en las zonas fracturadas y se ha acumulado en las barreras, dando como resultado un campo de tensiones no uniforme. Para un terremoto grande, algunas de las barreras que no pudieron romperse durante el evento principal pueden hacerlo posteriormente, siendo ésta una explicación para la existencia de réplicas.

El modelo de asperezas (Kanamori y Stewart, 1978; Madariaga, 1979) consiste en una falla con una distribución heterogénea de tensiones en su superficie, con zonas de valores altos y bajos. Las zonas de valores bajos corresponden a lugares donde la tensión se ha relajado en terremotos previos, mientras que las zonas que no se han roto anteriormente son las que presentan valores altos de tensión acumulada. Estos últimos puntos representan las asperezas, y cuando un valor suficientemente alto de tensión se ha acumulado, éstas se rompen dando lugar a la ocurrencia del evento principal, produciéndose en esas zonas la mayor caída de esfuerzo. El resultado final es un campo de tensiones uniforme sobre toda la falla. En este modelo la complejidad de la fuente está dada por la fractura de varias asperezas durante la

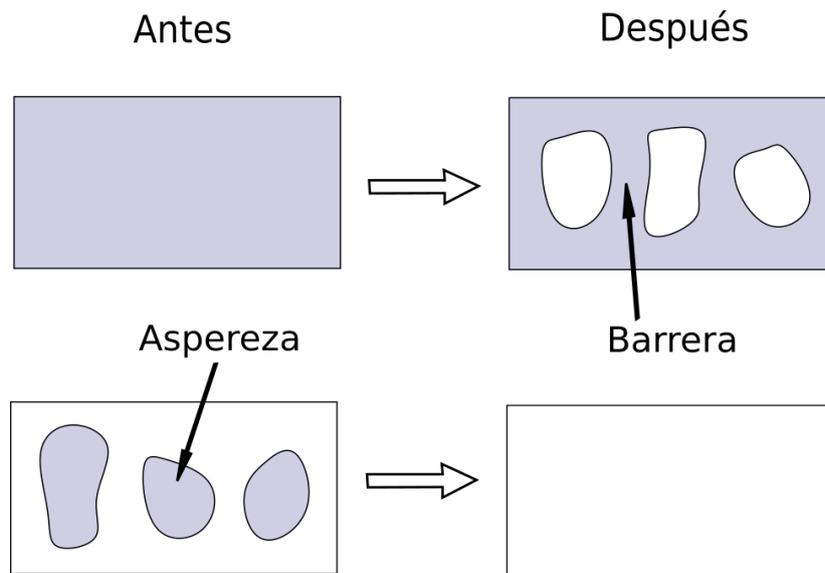


Figura 4.1. Modelo de barreras (arriba) y asperezas (abajo). En el modelo de barreras la tensión es uniforme antes de la ruptura y en el modelo de asperezas lo es después (modificado de Udías, 1999, fig. 18.16)

ocurrencia del sismo.

Los modelos mixtos son los que permiten explicar la existencia tanto de precusores como de réplicas. Para estos modelos las barreras son zonas que permanecen sin romperse luego del evento principal y las asperezas son aquellas zonas que se rompen durante el evento dando lugar a una gran relajación de tensiones. La distribución de tensiones es heterogénea antes y después del evento principal. De esta manera es como podemos tener precusores que rompen las zonas débiles antes del evento principal y réplicas que rompen posteriormente las barreras que no se han roto. La complejidad de la fuente se debe a la distribución heterogénea de las tensiones que se concentran en las asperezas y a la resistencia variable en las barreras.

Como nos interesa describir lo que sucede durante el evento principal, nos enfocaremos en las asperezas. A partir del modelo de asperezas surge el modelado MPS que aproxima cada aspereza por un punto de liberación de energía. A estos puntos se los denomina *subeventos*. El tiempo en el que se libera esa energía suele llamarse tiempo de ruptura, porque se asocia a la ruptura de una aspereza. Dado que el momento sísmico es proporcional a la energía, hablaremos de liberación de momento o liberación de energía, de manera indistinta. También usaremos la palabra ‘tamaño’ para referirnos a la cantidad de energía liberada; por ejemplo diremos que un subevento tiene mayor tamaño (o simplemente que es mayor) que otro subevento cuando libera una mayor cantidad de energía. Cada subevento estará entonces caracterizado por su posición, tiempo de ruptura, momento sísmico y mecanismo asociado. En la siguiente sección describiremos la metodología para obtener esos parámetros.

4.2. Metodología

4.2.1. Inversión por deconvolución iterativa para varios subeventos (ID)

La inversión por deconvolución iterativa (ID, por la sigla en inglés de Iterative Deconvolution) se hace siguiendo el método de Kikuchi y Kanamori (1991) y permite hallar varios subeventos de manera *consecutiva*. Para un modelo de N subeventos el sismograma observado u se representa por la suma de los sismogramas sintéticos s_i de cada subevento, es decir, $u = s_1 + s_2 + \dots + s_N$. Cada sismograma sintético está asociado a una posición, a un tiempo y a un tensor momento que deben ser hallados. Sin embargo, todos los tensores momento tienen la misma función temporal dada por una función elemental $E(t)$ que será una delta o un triángulo de duración prescrita y centrada en el tiempo del subevento. La función temporal del modelo es la suma de las funciones temporales de todos los subeventos.

En la primera iteración el vector u que corresponde al dato observado (sismograma real) se invierte para hallar el primer subevento (S1). La posición, tiempo y tensor momento se obtienen como se detalló en la Sección 3.2.1. Como regla, este primer subevento es el que tiene mayor momento sísmico, y los subsiguientes van decreciendo en valor de momento. El sismograma sintético s_1 se resta del dato, generando un sismograma residual $u_1 = u - s_1$ que es el ‘nuevo dato’. En la segunda iteración se invierte u_1 para obtener el segundo subevento (S2), el sismograma sintético s_2 se resta nuevamente obteniendo $u_2 = u_1 - s_2$, y así sucesivamente.

Existen varios criterios para determinar cuándo detener la iteración (Zahradník y Sokos, 2018b): (i) el subevento $k + 1$ no debe ser mucho menor (por ejemplo, la quinta parte) que el subevento k . (ii) el momento acumulativo de los subeventos (suma de los momentos individuales) debe ser creciente, y si se cuenta con un valor confiable de momento total obtenido por otros métodos (por ejemplo el obtenido por el GCMT), no debería exceder ese valor. (iii) si se calculan los mecanismos focales en modo completo y se observa que varían mucho de un subevento a otro, es probable que la solución no tenga significado físico. En este caso, se debe prescribir el mecanismo focal (usando por ejemplo el obtenido para el centroide invirtiendo en bajas frecuencias), e invertir sólo para hallar posición y tiempo de los subeventos. (iv) la reducción de varianza acumulativa del subevento $k + 1$ (el valor VR obtenido considerando todos los subeventos hasta el $k + 1$) debería ser razonablemente mayor que la correspondiente al subevento k . Esto último debe medirse mediante la significancia estadística aplicando F-Test (Sec. A.2).

El resultado final es el conjunto de N subeventos que mejor ajustan a los datos observados. Respecto a la numeración de los subeventos, la misma está asociada al orden en que fueron calculados (cada paso en la iteración), y suele coincidir con su tamaño, es decir que se van achicando a medida que su número crece, pero no está relacionado con su progresión temporal.

4.2.2. Inversión conjunta de pares de fuentes (NNLS)

Este método (Zahradník y Sokos, 2013), más reciente que el método de deconvolución iterativa (ID), también se basa en una representación de la fuente por múltiples puntos, pero a diferencia del método ID, aquí se asumen conocidos los mecanismos focales de las fuentes, siendo estos además 100% DC. Es posible además fijar el momento sísmico total, de manera que los momentos de todos los subeventos sumen ese valor. La posición de los subeventos puede asumirse fija o también puede buscarse en una grilla espacial. Este último caso permite un modelado para dos subeventos, y es el que aplicaremos en este trabajo, por lo que explicaremos su metodología a continuación.

Conocido el mecanismo focal del evento, que puede obtenerse por ejemplo invirtiendo en bajas frecuencias para un solo punto o a partir de la solución dada por alguna agencia

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

de cálculo de mecanismo focal, se genera una grilla espacial coincidente con el plano de falla. Sobre la grilla se inspeccionan sistemáticamente todos los pares posibles de fuentes asumiendo que ambos subeventos tienen el mecanismo focal dado, pero considerando que sus funciones temporales ya no son funciones elementales como en el caso de ID sino que son una combinación de funciones elementales. La inversión consiste en hallar las funciones temporales de ambas fuentes *simultáneamente* para todos los pares posibles de fuentes.

Para resolver este problema suponemos que el sismograma observado puede modelarse como la suma de sismogramas sintéticos dados por un par de subeventos, es decir que $u = s_1 + s_2$, teniendo ambos el mismo mecanismo focal prescrito (100 % DC). La función temporal de cada subevento se modela como una suma de J funciones temporales elementales $E(t)$ que consisten en triángulos de duración prescrita y equiespaciados, siendo sus pesos los coeficientes a hallar. Usando notación vectorial podemos escribir el tensor momento (ecuación (2.6)) del i -ésimo subevento como

$$\mathbf{M}_i(t) = \mathbf{M}_i \sum_{j=1}^J n_j^i E(t - t_j^i) \quad (4.1)$$

donde \mathbf{M}_i es su tensor momento unitario conocido, las funciones $E(t)$ son triángulos centrados en tiempos t_j^i prescritos y equidistantes y los coeficientes n_j^i son sus pesos, que son las incógnitas a hallar. Llamando \mathbf{H} a los siguientes productos de convolución:

$$\mathbf{M}_i E(t - t_j^i) * \mathbf{G}_i(t) = \mathbf{H}(t - t_j^i) \quad (4.2)$$

e introduciendo la ecuación (4.1) en la ecuación (2.5), nos queda expresada la relación entre el sismograma y la fuente como

$$\mathbf{u} = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^J n_j^i \mathbf{H}(t_j^i) \quad (4.3)$$

Aquí \mathbf{u} y \mathbf{H} son conocidos, con lo cual invertimos \mathbf{u} para obtener los coeficientes n_j^i . Lo que tenemos es un problema lineal con $2 \times J$ incógnitas que se resuelve por mínimos cuadrados. Sin embargo, el problema tiene una restricción y es que todos los coeficientes deben ser positivos. Esto se debe a que la función temporal debe ser positiva ya que representa la relajación de momento sísmico en la fuente y valores negativos de momento no tienen significado físico. Para asegurar que esto suceda, los coeficientes deben ser $n_j^i \geq 0$. Por esta razón, el método que se usa para invertir este problema lineal es el método de mínimos cuadrados no negativos (NNLS por la sigla en inglés de Non-Negative Least Squares)(Lawson y Hanson, 1974).

Una vez resuelto el problema para todos los pares de fuentes sobre la grilla (cada solución está dada por un par S1, S2), se obtiene una familia de pares de fuentes dentro de un valor umbral para el mejor ajuste, y sus funciones temporales. A diferencia del método ID, la numeración de los subeventos no guarda relación con su tamaño relativo ni orden de cálculo, ya que se obtienen simultáneamente, pudiendo ser cualquiera de ambos mayor al otro.

4.3. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

Retomamos el estudio de este sismo que presentamos en la Sección 3.4 con dos objetivos. Primero, aplicar las técnicas de modelado de múltiples puntos, aprovechando que dentro de nuestra región de interés este sismo tiene una magnitud lo suficientemente grande como para hacer posible este tipo de modelado. Segundo, para investigar si es posible introducir una mejora en algunos de los parámetros publicados por las agencias para este gran evento.

Los resultados que obtuvimos en la Sección 3.4.4 para el centroide mostraron un valor de DC% alto, de acuerdo a lo que esperábamos para un terremoto tectónico. Sin embargo, el porcentaje de mecanismo que no es de doble cupla sugiere que el proceso de fuente podría tener alguna complejidad, como por ejemplo, podría tratarse de una falla segmentada como la que analizan Sokos *et al.* (2020). Para investigar esta posibilidad, hicimos un modelado de múltiples puntos aplicando el método ID de la Sección 4.2.1, que se presenta a continuación.

4.3.1. Parámetros de inversión

- **Cantidad de subeventos:** dos subeventos, que es el modelo MPS más simple.
- **Tipo de inversión:** para ambos subeventos invertimos la componente doble cupla (DC%=100%), por el método ID.
- **Grilla espacio-temporal:** diseñamos la grilla espacial tomando en cuenta los resultados que obtuvimos para el centroide en la Sección 3.4.4 (Tab. 3.4). Asumiendo el plano P1 como el más probable de ser el de falla, construimos la grilla sobre un plano con rumbo = 67° e inclinación = 83° . Esta consiste en 9 fuentes en la dirección de rumbo y 9 fuentes en la dirección de inclinación, separadas por 5 km, abarcando una extensión de 40 km en cada dirección, y un rango de profundidades entre 6 y 46 km (Figura 4.2). La grilla está ubicada en el espacio de manera que la fuente número 32 coincide con el centroide que obtuvimos previamente. La grilla temporal es la misma que usamos en el cálculo del centroide, entre 0 y 20 s, con un paso de 0.5 s

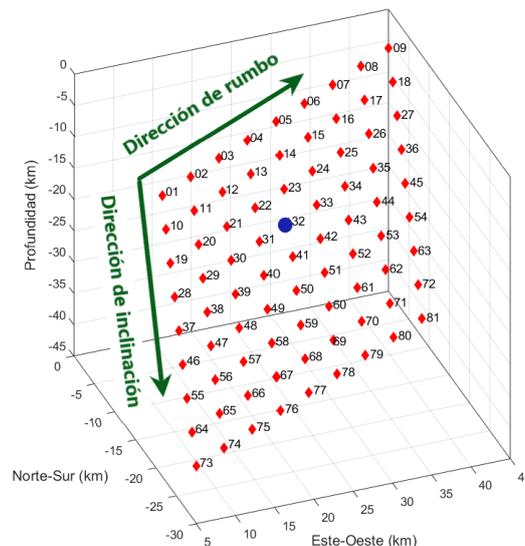


Figura 4.2. Grilla espacial para la búsqueda de 2 subeventos, orientada con rumbo e inclinación hallados para el centroide (Sec. 3.4.4). La fuente 32 coincide con el centroide.

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

- **Frecuencias de inversión:** elegimos las frecuencias a partir del rango que usamos para obtener el centroide (Tabla 3.3). Mantuvimos la misma frecuencia mínima y aumentamos la máxima, quedando los siguientes rangos: $0.004 - 0.04 \text{ Hz}$ para la estación EFI y $0.004 - 0.03 \text{ Hz}$ para el resto de las estaciones.
- **Función temporal de la fuente:** delta, para ambos subeventos.

4.3.2. Resultados y discusión

En la Figura 4.3 se ve la proyección de la grilla espacial sobre el plano del mapa, por lo que las distancias en la dirección de inclinación se encuentran acortadas debido a su alto ángulo (83°). Sobre la grilla están representados ambos subeventos (solución óptima) con círculos cuyo centro está en la posición hallada, con un radio proporcional a su momento sísmico y con un color según la escala de tiempo de ruptura medido desde la hora origen, lo cual permite ver su progresión en el tiempo. El subevento 1 (S1) está en la posición de la fuente 33, a profundidad de 21 km, a un tiempo de 10 s, con un momento de $M_0 = 2.539 \times 10^{19} \text{ N m}$ que equivale a una magnitud de M_w 6.9 y un mecanismo muy similar al de la solución óptima para el centroide de la Sección 3.4.4 (Fig. 3.7). El subevento 2 (S2) se halló en la posición número 18. Con un momento de $M_0 = 7.338 \times 10^{18} \text{ N m}$, S2 resultó ser menor (en términos de su momento sísmico) que la tercera parte de S1. Esto es un indicador de que S2 no es significativo, es decir su adición a S1 no aporta una mejora considerable en el ajuste de las formas de onda. De hecho, el ajuste de ondas obtenido considerando sólo a S1 tiene un

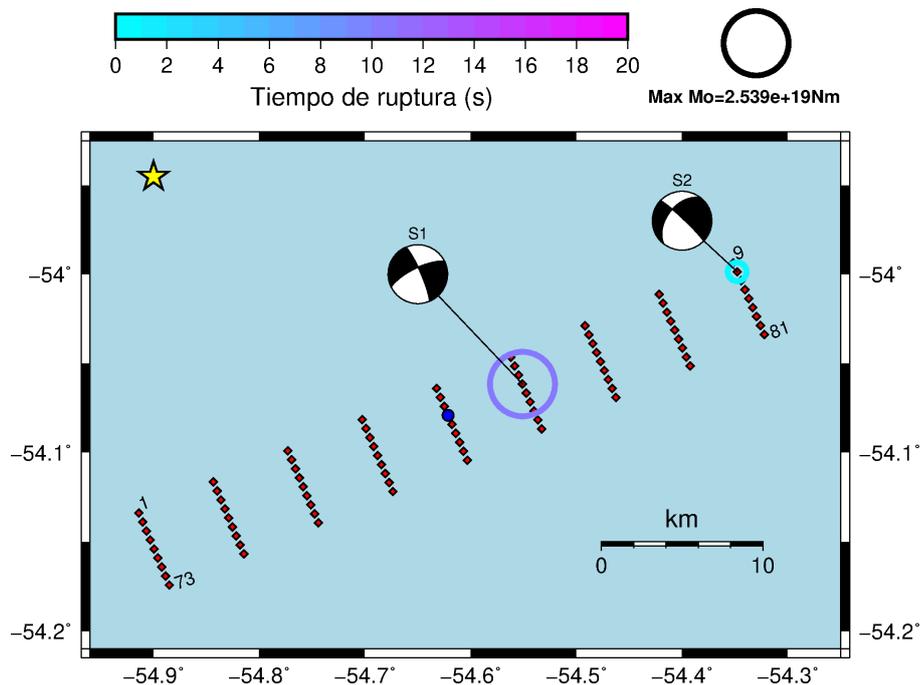


Figura 4.3. Posición, tiempo y mecanismo de los dos subeventos obtenidos por deconvolución iterativa. Los círculos están centrados en la posición de la fuente de cada subevento, su radio es proporcional al momento sísmico liberado y su color indica el tiempo respecto de la hora origen, según las escalas sobre el gráfico. El primer subevento (S1), que es el de mayor liberación de momento sísmico, está en la fuente número 33 y a un tiempo de 10 s. El segundo subevento (S2), con menor liberación de energía, está en la fuente número 18 y a un tiempo de 0 s. La estrella amarilla representa el epicentro y el círculo azul, en la fuente número 32, representa el centroide hallado en la Sección 3.4.4. Los números sobre la grilla indican sólo las fuentes de los vértices, para mayor claridad en la figura.

4.3. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

VR=0.51, y al agregar S2 el valor aumentó a 0.58, es decir, tuvo un incremento menor al 15%. Por otra parte, S2 tiene un tiempo de 0 s, que está muy alejado del tiempo de S1, lo cual da indicios de que este parámetro no está bien determinado para S2.

Para evaluar la estabilidad de los parámetros de ambos subeventos, aplicamos la técnica de jackknife por componentes, que dio como resultado un conjunto de 33 soluciones (ya que son diez estaciones con tres componentes, eliminadas una a una en cada inversión) que se describen a continuación.

La Figura 4.4a muestra los resultados para S1. Varias soluciones están superpuestas porque corresponden a la misma fuente de la grilla. Todas tienen tamaños similares, correspondientes a momentos entre 2.471 y 2.890×10^{19} N m. Los tiempos toman valores entre 8.5 y 10 s, es decir que abarcan un rango de 1.5 s, lo cual indica que hay muy buena resolución en la determinación de este parámetro. La posición de las soluciones tiene mayor resolución en la dirección de inclinación que de rumbo, ya que se extienden abarcando un ancho de 10 y 15 km en cada dirección, respectivamente. En este punto notamos que el rumbo es aproximadamente coincidente con la dirección NE-SO, por lo que la baja resolución se debe a la falta de estaciones en esa dirección, como ya se había observado en los gráficos de correlación para el centroide (Fig. 3.6). Las profundidades están entre los 21 y 31 km, es decir abarcan un rango de 10 km. Los mecanismos de todas las soluciones resultaron ser muy similares al hallado para la solución óptima de la Sección 3.4.4. La estabilidad de las soluciones se puede ver también en la Figura 4.4b, donde observamos que todos los parámetros tienen histogramas con muy poca dispersión y el gráfico de los planos nodales muestra muy poca variabilidad de los mecanismos. El histograma de K-ángulo toma como referencia el mecanismo de la solución con mayor correlación (solución óptima para S1, descrita en el párrafo anterior), y vemos que todas las soluciones se apartan en menos de 12° de la de referencia.

En la Figura 4.5a observamos los resultados de jackknifing para S2. Como en el caso anterior, varias soluciones están superpuestas por corresponder a la misma fuente. Los tamaños de los subeventos están entre 0.775 y 1.279×10^{19} N m, lo que significa que el cociente S2/S1 está entre 0.3 y 0.5, es decir que el tamaño de S2 es la mitad o menos que S1. No hay resolución de la posición en la dirección de rumbo (las soluciones abarcan toda la grilla en esa dirección), pero sí en la dirección de inclinación, y las profundidades abarcadas van de los 6 a los 16 km. En tiempo tampoco hay resolución, habiendo soluciones para todo el rango entre 0 y 20 s. El mecanismo tiene una gran variabilidad, lo que indica que es un rasgo muy inestable de la inversión. Los histogramas de la Figura 4.5b presentan dispersión, especialmente los correspondientes a los ángulos de rumbo, inclinación y deslizamiento, lo que se traduce en K-ángulos con valores en su mayoría por encima de 20° , habiendo algunos incluso $> 60^\circ$.

La Figura 4.6 muestra el ajuste de sismogramas para la obtención de la solución óptima de los dos subeventos. Eliminamos de la inversión las componentes JUBA-EO y HOPE-EO debido a la presencia de ruido al comienzo de los sismogramas. Obtuvimos los resultados con los índices dados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Índices de calidad de la solución para la inversión de dos subeventos del evento Mw 6.9 en el Mar de Scotia.

Índice	S1	S2
VR	0.51	0.58 (S1+S2)
FMVAR	6°	34°
STVAR	0.28	0.28
CN	2.2	2.2
SNR	2160	2160

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

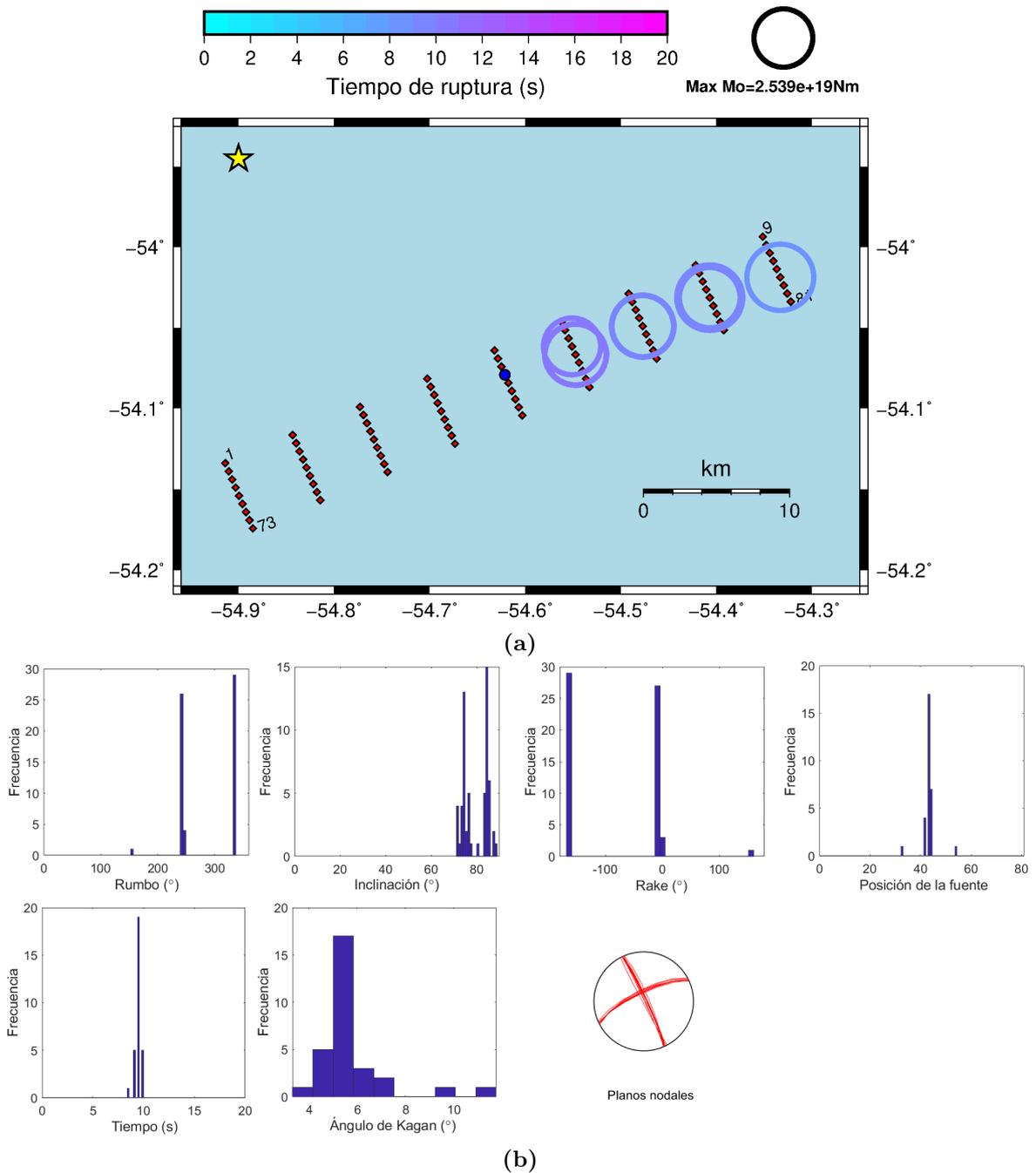


Figura 4.4. Resultados de la aplicación de jackknifing al primer subevento (*S1*). (a) Los círculos están centrados en la posición de la fuente de cada subevento, su radio es proporcional al momento sísmico liberado y su color indica el tiempo según las escalas sobre el gráfico. Son 33 soluciones en total, estando varias de ellas superpuestas. Observamos que los tiempos de todas las soluciones son muy similares lo cual indica estabilidad en ese parámetro, y que la posición está mejor definida en la dirección de inclinación que en la de rumbo. (b) Histogramas mostrando la estabilidad de los parámetros calculados. Para la orientación de los planos nodales (rumbo, inclinación y deslizamiento) observamos siempre dos valores bien definidos, uno para cada plano, mostrando muy baja dispersión, lo cual se confirma en el diagrama de esfera focal y también en el histograma para el *K*-ángulo, con un valor bajo, predominante alrededor de 6°.

4.3. Aplicación al límite de placa Sudamericana-Scotia. Evento Mw 6.9, Mar de Scotia

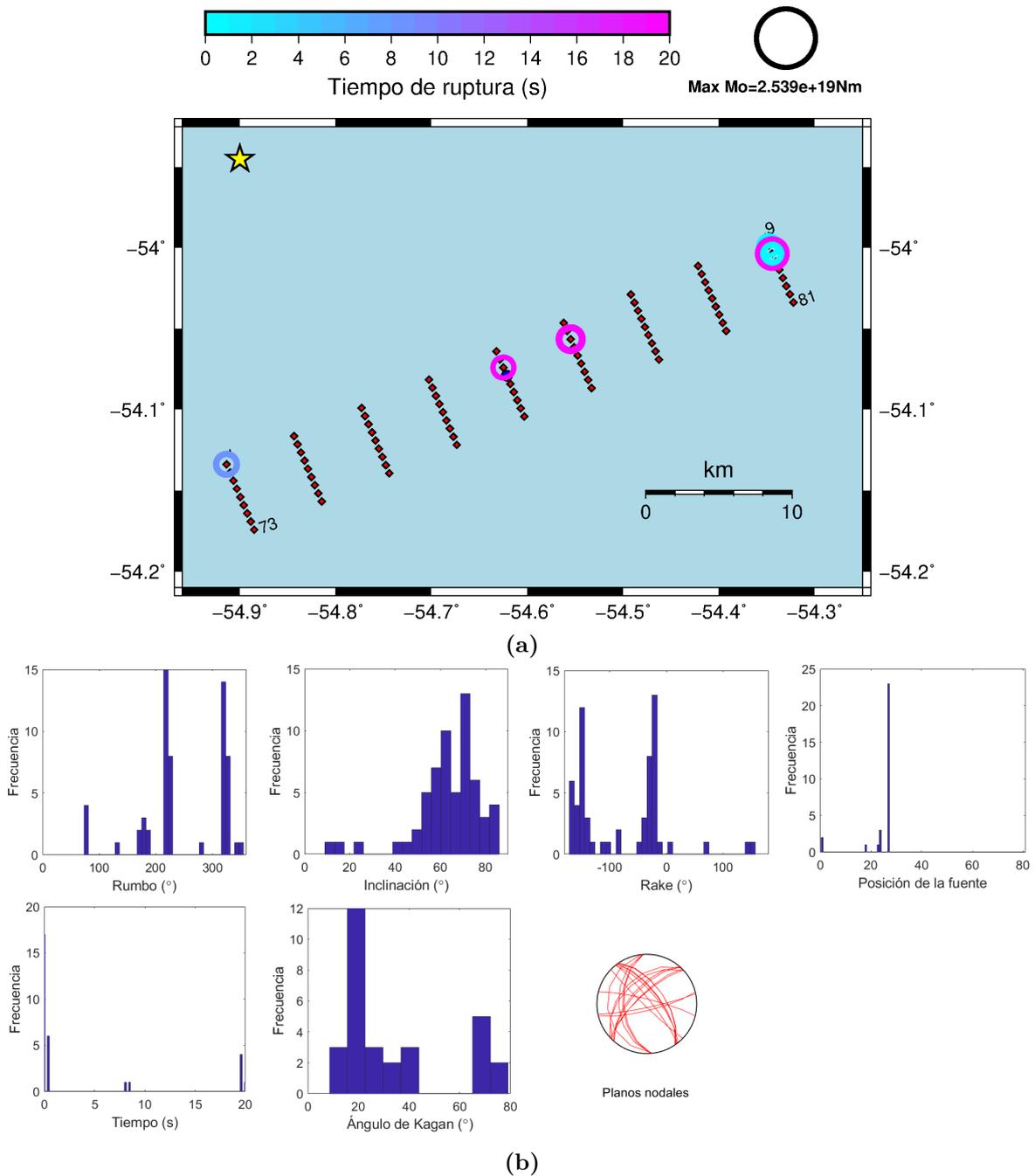


Figura 4.5. Resultados de la aplicación de jackknifing al segundo subevento (S_2). (a) Los círculos están centrados en la posición de la fuente de cada subevento, su radio es proporcional al momento sísmico liberado y su color indica el tiempo según las escalas sobre el gráfico. Son 33 soluciones en total, estando varias de ellas superpuestas. El tiempo del subevento es poco estable, variando en todo el rango de 0 a 20 s. La posición está mejor definida en la dirección de la inclinación, y en la dirección de rumbo no tiene resolución, abarcando toda la grilla. (b) Histogramas mostrando la estabilidad de los parámetros calculados. Para la orientación de los planos nodales (rumbo, inclinación y deslizamiento) observamos bastante dispersión, situación que se ve reflejada en el diagrama de esfera focal y también en el histograma de K-ángulo, con un valor dominante alrededor de 20° , y algunas soluciones superando los 60° .

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

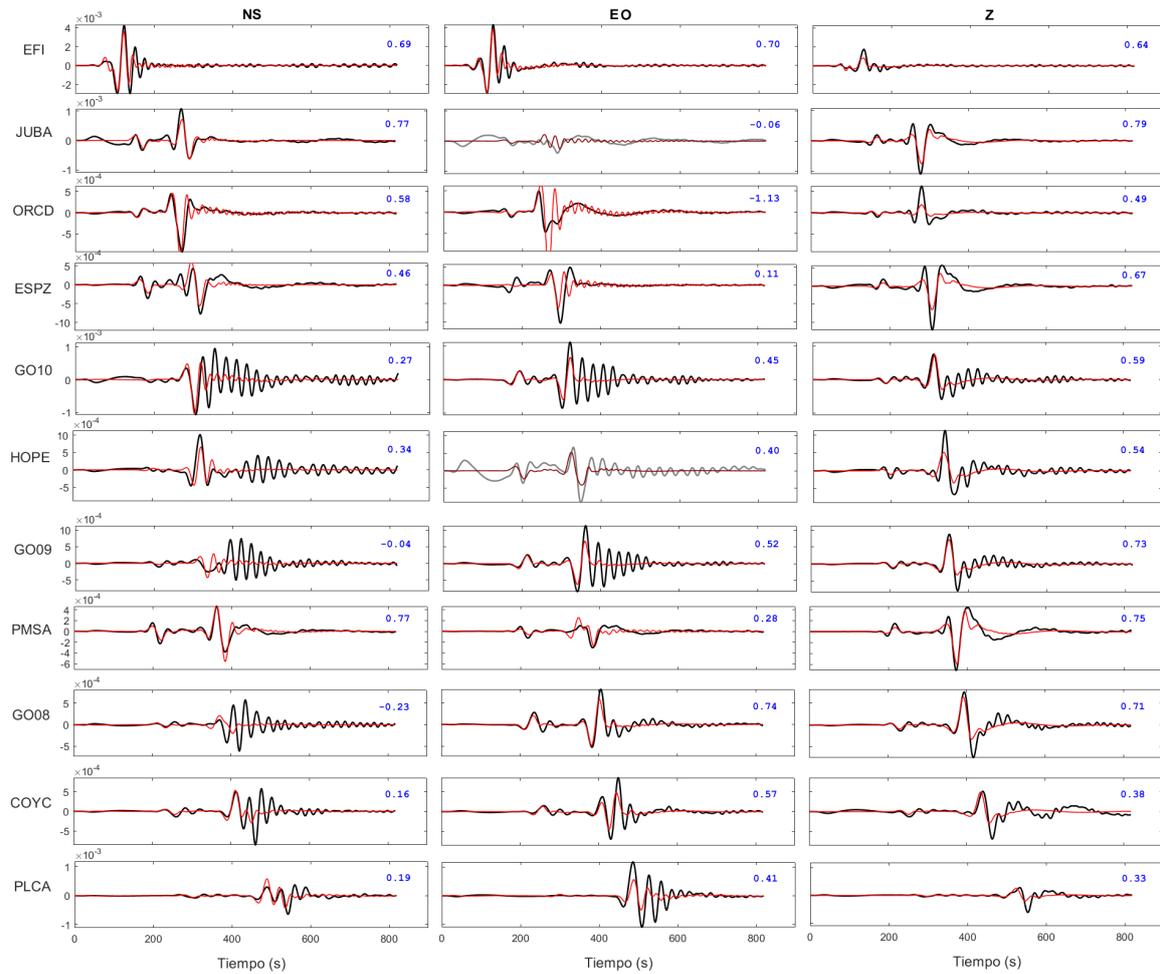


Figura 4.6. Ajuste de formas de onda para el modelo de dos subeventos. Las líneas negras son los sismogramas reales, y las rojas los sintéticos. Las componentes JUBA-EO y HOPE-EO fueron removidas de la inversión por presentar mala relación señal-ruido. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente.

4.3.3. Conclusiones

La existencia de una componente no doble cúpula en el mecanismo focal del centroide nos motivó a investigar sobre una posible complejidad de la fuente, como podría ser el caso de una falla segmentada. En un rango de frecuencias más alto, la inversión para dos subeventos mostró que S2 es despreciable por su tamaño comparado con S1, además de que su adición a S1 no mejora significativamente el ajuste de ondas. Por otra parte, S2 mostró inestabilidad en la mayoría de sus parámetros. De este modo hemos encontrado que para un rango de frecuencias más alto la inversión modela también un solo subevento. También hemos demostrado en este caso que, al ser las frecuencias más altas más difíciles de ajustar, la correlación global es más baja que la obtenida para el centroide.

Podemos entonces concluir que si el evento presenta alguna complejidad, su modelado con más de un subevento requeriría de datos de estaciones más cercanas (excepto EFI, todas las estaciones usadas están a distancias mayores que 900 km), para poder contar con frecuencias más altas que las que usamos en este trabajo.

4.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile

En esta sección estudiamos un evento de magnitud muy grande (M_w 8.4) que se encuentra en la zona de subducción del borde de placas Sudamericana-Nazca. Iniciaremos su análisis en este capítulo, y lo completaremos con técnicas más avanzadas en el capítulo siguiente. Aunque este evento ha sido ampliamente estudiado por otros autores, con conjuntos de datos y técnicas muy amplios y variados, nuestro objetivo fue aplicar las técnicas presentadas en este capítulo y en el próximo a un conjunto de datos mucho más limitado (provenientes de una red de acelerómetros) para evaluar la potencialidad de este tipo de datos y estas técnicas en la obtención de los parámetros más generales del proceso de ruptura de grandes terremotos. La razón de elegir un evento de estas características surge de la necesidad de hacer estudios piloto de sismos de gran magnitud que puedan ser aplicados a potenciales futuros eventos en TdF ya que, según vimos en la Sección 1.1, la existencia de un terremoto destructivo en la región, de magnitud M_w 7.8 ocurrido el 17 de diciembre de 1949, posicionan a la Isla en un nivel de peligrosidad sísmica entre moderada y alta. Dado que TdF cuenta con instrumentación sísmológica recién a partir de la década de los '90, no contamos con registros de eventos de gran magnitud en la región, lo cual justifica la elección de un sismo fuera de nuestra zona de estudio. Los resultados de este trabajo pueden ser útiles además para promover la densificación de instrumental en la Isla, particularmente de acelerómetros, que son más accesibles debido a su bajo costo.

Los resultados de este trabajo se encuentran publicados en el siguiente artículo:

Bollini, C., Sabbione, N., Plicka, V., y Zahradník, J. (2018). Low-parametric modeling of the 2015, M_w 8.3 Illapel, Chile earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 144-156.

4.4.1. Descripción general

Los grandes terremotos atraen la atención porque causan pérdida de vidas y daños materiales, pero además porque iluminan las conexiones que vinculan los procesos geodinámicos a corto y largo plazo, como por ejemplo, el fallamiento y la subducción. En particular los grandes terremotos interplaca proveen información valiosa respecto de las heterogeneidades espaciales y temporales sobre la placa que subduce (gaps sísmicos, bloqueo intersísmico, etc.) y sobre su ruptura co-sísmica (segmentación del deslizamiento). Una pregunta fundamental que podemos hacernos es si las propiedades físicas en las partes profundas de la placa subductante pueden diferir respecto de las partes someras. Un ejemplo de esto es el hecho de que las diferentes porciones de la placa pueden irradiar ondas sísmicas en diferentes rangos de frecuencia (Lay *et al.*, 2012). Con una mirada prospectiva a conocer mejor estos procesos, observamos que Chile forma parte de uno de los pocos lugares del mundo en el que podemos estudiar este tipo de fenómenos (Cisternas *et al.*, 2005; Vigny *et al.*, 2009).

El 16 de septiembre de 2015 ocurrió un terremoto de magnitud M_w 8.3 en Illapel, región central de Chile, cubriendo el gap sísmico de Coquimbo (Vigny *et al.*, 2009) y relajando el acoplamiento intersísmico de la zona (Zhang *et al.*, 2016 y referencias allí) siete años después del terremoto de Punitaqui de magnitud M_w 7.0. El terremoto causó un movimiento del suelo significativo, ~ 1 g, y un tsunami con una altura de 11 m (Melgar *et al.*, 2016). Ambos efectos fueron causados probablemente por la combinación de ruptura en un parche de deslizamiento profundo (~ 30 km) y en uno somero (~ 15 km), indicando una segmentación de la falla a lo

largo de su dirección de inclinación (Melgar *et al.*, 2016).

A partir de las primeras evaluaciones rápidas del evento (solución SCARDEC y modelo de falla finita de USGS) se sabe que el proceso de fuente duró aproximadamente de 80 a 120 s. A su vez, el modelo de USGS muestra un parche de deslizamiento ($\sim 150 \times 50$ km, deslizamiento ~ 5 m) a una profundidad relativamente superficial de aproximadamente 10 km (GEOSCOPE, 2015; USGS, 2015)

Según el CSN (Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile), dentro de los 6 meses posteriores al evento principal se registraron 2674 réplicas de magnitud $ML > 3$, extendiéndose aproximadamente 100 km hacia el este de la fosa y a profundidades menores que 50 km (CSN, 2016). Las réplicas muestran un gap de aproximadamente 50×50 km, centrado en el punto de latitud -31° y longitud -72° (Figura 4.7). A modo de comparación, un catálogo sismológico para un período igual de tiempo, en la misma región y para el mismo rango de magnitudes pero en ausencia de un gran evento, muestra una sismicidad que es aproximadamente el 10% de la registrada luego de un evento de gran magnitud como el de Illapel.

Muchos artículos fueron publicados sobre este evento (Benavente *et al.*, 2016; Heidarzadeh *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2016; Melgar *et al.*, 2016; Okuwaki *et al.*, 2016; Tilmann *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016), presentando modelados obtenidos con una amplia variedad de datos y técnicas, como por ejemplo datos sísmicos, geodésicos, satelitales y de mareógrafos; y diversas técnicas como modelado de fuente de distribución de deslizamiento de múltiples parámetros, incluyendo análisis de retroproyección.

Si bien estos modelados complejos ofrecen detalles importantes del proceso de ruptura, requieren de conjuntos muy amplios de datos. Afortunadamente, las complejidades principales de la fuente pueden ser reveladas incluso con modelos muy simples, como lo son los modelos de múltiples puntos, que además pueden aplicarse a conjuntos de datos mucho más limitados, por ejemplo registros de acelerómetros.

La idea de modelos robustos de pocos parámetros para eventos complejos data de Vallée y Bouchon (2004). Incluso más simples son las soluciones de fuente de múltiples puntos, por ejemplo una representación de 5 puntos fue incluida en el catálogo GCMT para el terremoto de M_w 9.3 de Sumatra en 2004 (Ekström *et al.*, 2012) usando el análisis de Tsai *et al.* (2005). Más recientemente, Meng *et al.* (2012) y Duputel *et al.* (2012) construyeron un modelo de 2 puntos del terremoto M_w 8.6 de Sumatra de 2012.

En vistas de los antecedentes recién mencionados, creemos que un modelado de pocos parámetros puede ser una herramienta apropiada para el análisis del terremoto de Illapel. Específicamente aplicamos el modelado MPS como una aproximación inicial.

Queriendo tener una idea de la complejidad de la fuente, usamos estaciones cercanas, es decir, registros de acelerómetros a distancias epicentrales < 300 km. Al mismo tiempo, estando interesados en sus rasgos más generales (posición, tiempo y mecanismo de los puntos de liberación de energía, dirección de propagación de la ruptura), usamos frecuencias relativamente bajas (0.01-0.05 Hz).

4.4.2. Parámetros básicos del terremoto

Las localizaciones hipocentrales que consideramos en este trabajo fueron las determinadas por el USGS y el CSN. Ambas están en concordancia, estando a sólo 10 km de distancia entre sí, y ubicando el epicentro cerca de la costa, aproximadamente 100 km hacia el este de la fosa chilena (Fig. 4.7). A diferencia del USGS, el CSN utiliza registros a distancias regionales para localizar el evento, por lo que asumimos que la determinación hipocentral de esta agencia es la más precisa y es la que tomamos en cuenta para la mayoría de los cálculos. A su vez, tomamos como referencia la solución del tensor momento dada por el GCMT. Ambas determinaciones se muestran en la Tabla 4.2 y en la Figura 4.7.

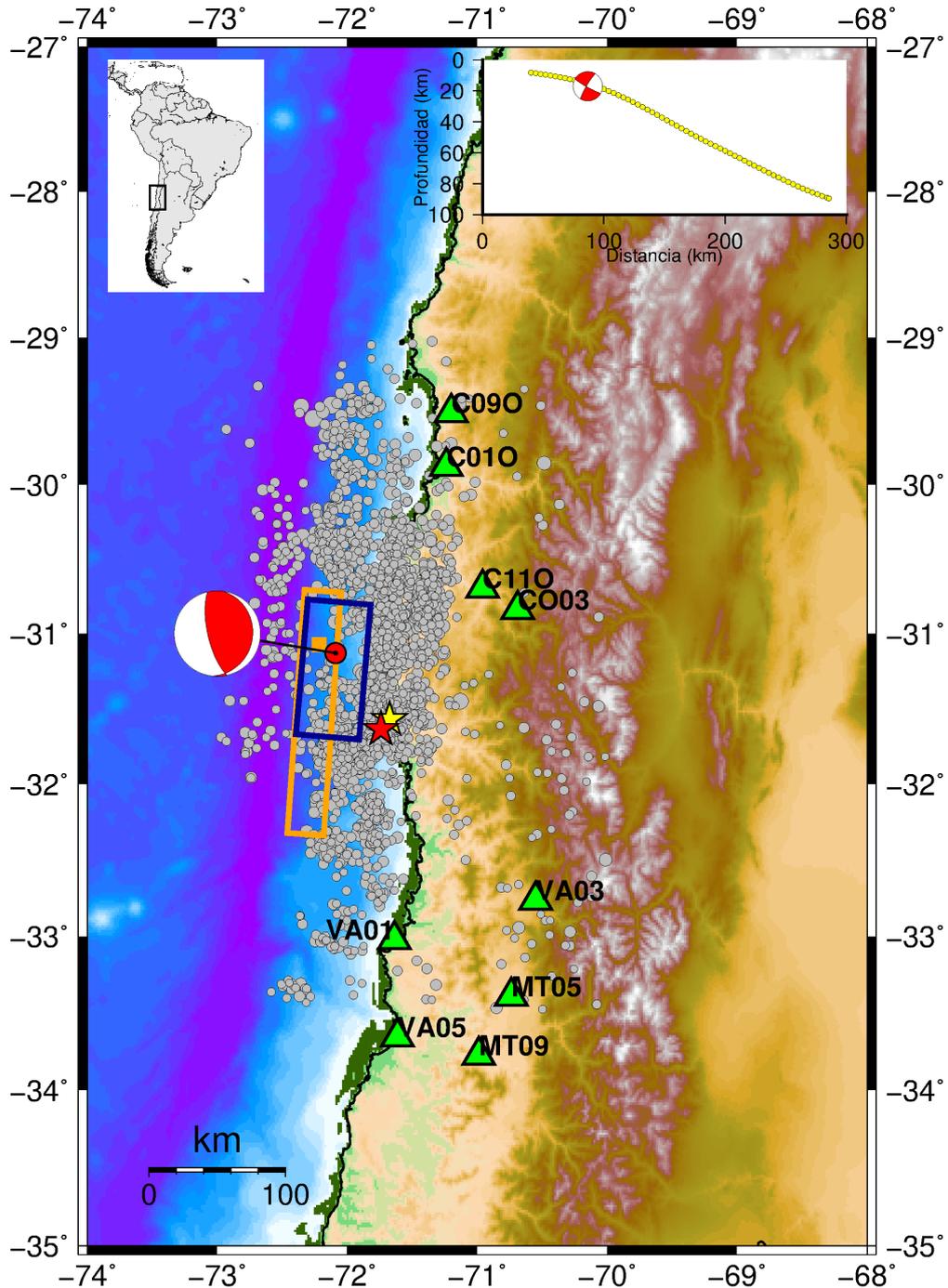


Figura 4.7. Información básica del terremoto de Illapel: epicentros de USGS y CSN (estrellas roja y amarilla, respectivamente). Posición del centroide GCMC (punto rojo) y mecanismo focal. Réplicas del catálogo del CSN para 6 meses y $ML > 3$ (puntos grises). Estaciones del CSN equipadas con acelerómetros usadas en este trabajo (triángulos verdes). Contorno de 4 m del modelo de deslizamiento de USGS y pico de deslizamiento máximo (rectángulo y cuadrado naranja). Grilla usada en este trabajo para el modelado de múltiples puntos (rectángulo azul). Arriba a la izquierda se muestra el detalle de la región geográfica abarcada por el mapa. El perfil superior derecho muestra el modelo de subducción Slab 1.0 (Hayes et al., 2012) (línea amarilla) y el centroide GCMC con su mecanismo focal (en corte transversal). El perfil está orientado en dirección este-oeste y la distancia se mide desde la fosa chilena.

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

Tabla 4.2. *Parámetros del terremoto de Illapel. (a) Localización epicentral obtenida por el CSN. (b) Parámetros del centroide publicados por el GCMT.*

Hipocentro				
Hora Origen (UTC)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	Mw
22:54:31	-31.637	-71.741	23.3	8.4

(a)

Centroide								
Tiempo (UTC)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	M ₀ (Nm)	Mw	Rumbo (°)	Incl. (°)	Desliz. (°)
22:55:22.9	-31.130	-72.090	17.4	3.234×10^{21}	8.3	7	19	109

(b)

En la Figura 4.7 están graficadas las réplicas del evento para un período de 6 meses y considerando magnitudes $ML > 3$. También graficamos la placa sudamericana subductando, a partir del modelo Slab 1.0 (Hayes *et al.*, 2012). Observando ese gráfico y el perfil de réplicas presentado en el reporte técnico de Barrientos (2016), podemos asumir que el rumbo, inclinación y deslizamiento presentados en la Tabla 4.2 corresponden al plano de falla.

Otro resultado de referencia para este trabajo fue el modelo de falla finita calculado por el USGS. La solución obtenida por esta agencia muestra un modelo de deslizamiento calculado sobre una grilla con orientación muy próxima al plano nodal dado como solución por el GCMT (Tabla 4.2b). Ese modelo muestra un valor máximo de deslizamiento bien definido en el punto de latitud -31.054° , longitud -72.172° y profundidad 10.66 km con un valor de deslizamiento máximo de 7.98 m, que se ubica aproximadamente 60 km al noroeste del epicentro. El contorno de deslizamiento correspondiente a los 4 m se extiende aproximadamente ± 100 km hacia el norte y hacia el sur del epicentro, con profundidades < 29 km y está representado esquemáticamente en la Fig. 4.7 con un rectángulo color naranja.

La función temporal de la fuente fue calculada tanto por el USGS como por el método SCARDEC, y ambas tienen características similares: alcanza un valor máximo de $6.97 \times 10^{19} \text{ Nm s}^{-1}$ alrededor de los 40 s desde la hora origen y la mayor parte ($\sim 85\%$) de la relajación de momento se produce dentro de los primeros 80 s.

4.4.3. Datos y modelo de velocidades

Los datos que usamos para este evento son registros de acelerómetros correspondientes a nueve estaciones que forman parte de la red sísmológica del CSN (Figura 4.7), con distancias epicentrales entre 130 y 260 km. Si bien originalmente contamos con datos de más estaciones, hicimos una selección de los registros que eran utilizables para el estudio. Eliminamos estaciones que estuvieran muy próximas unas de otras, para evitar dar mayor peso a los datos pertenecientes a una determinada ubicación. También detectamos y eliminamos algunos registros con perturbaciones instrumentales (Vackář *et al.*, 2015; Zahradník y Plešinger, 2005, 2010). Los datos, de acceso libre, fueron obtenidos de la base de datos del CSN (CSN, 2015). El formato en el cual estaban presentados no era apto para aplicar el software, por lo que generamos códigos para adaptarlos al formato requerido. Luego fueron corregidos por ganancia, alineados con la hora origen, remuestreados e integrados a velocidad. Posteriormente además fueron integrados una vez más para obtener desplazamiento.

El modelo de velocidades que utilizamos fue provisto por el CSN y es representativo de la región entre las latitudes -26° y -34° (Pardo *et al.*, 2002). Está compuesto por 7 capas en la corteza, y 2 capas más semiespacio por debajo del Moho, el cual se encuentra a 50 km de profundidad. Este es el modelo que utiliza el CSN para la localización de eventos en la zona y

lo obtuvieron por aplicación del programa VELEST (Kissling *et al.*, 1994) a los datos de una red local temporal en Chile y Argentina (1041 eventos localizados con RMS menor a 0.25 s). El programa VELEST permite ajustar de manera iterativa modelos de corteza mediante la minimización entre tiempos observados y calculados de fases P y S y partiendo de un modelo de velocidades inicial.

4.4.4. Parámetros de inversión

- **Frecuencias de inversión:** como vimos en aplicaciones anteriores, las frecuencias de inversión utilizables están determinadas por la calidad del modelo de velocidades, la distancia epicentral y el ruido. Luego de varias pruebas fijamos las frecuencias de inversión en el rango 0.01 – 0.05 Hz, y también consideramos subrangos dentro de éste. Las razones para elegir este rango de frecuencia se detallan a continuación.

Un problema común al trabajar con bajas frecuencias es la relación señal-ruido (SNR), principalmente cuando se usan registros de acelerómetros, cuyo ruido intrínseco en bajas frecuencias es siempre mayor que para los sismógrafos. Sin embargo, para el terremoto de Illapel podemos usar frecuencias tan bajas como 0.01 Hz debido a que es un evento de magnitud muy grande y por lo tanto la SNR mejora.

Para estimar la máxima frecuencia de inversión debemos tener en cuenta lo siguiente. Las imprecisiones del modelo de corteza causan errores en el modelado de las funciones de Green (Halló y Gallovič, 2016), lo que hace que podamos modelar correctamente sólo hasta unas pocas longitudes de onda de corte mínimas (MSW, por la sigla en inglés de Minimum Shear Wavelength). Por ejemplo, podemos considerar modelar correctamente hasta 4 MSW. Para calcular la mínima longitud de onda debemos tener en cuenta la mayor distancia epicentral. En nuestro caso, la distancia epicentral máxima es de 260 km, por lo tanto $4 \text{ MSW} = 260 \text{ km}$, con lo cual podemos tomar un valor aproximado de $\text{MSW} = 60 \text{ km}$. Ya que la frecuencia está relacionada con la longitud de onda a través de la velocidad como

$$f = \frac{V}{\lambda} \quad (4.4)$$

tenemos que la máxima frecuencia está definida por la mínima longitud de onda. Si tomamos una velocidad promedio para las ondas de corte (ondas S) en la corteza de 3 km/s, tenemos entonces que

$$f_{max} = \frac{3 \text{ km/s}}{\text{MSW}} = \frac{3 \text{ km/s}}{60 \text{ km}} = 0.05 \text{ Hz} \quad (4.5)$$

lo cual define la máxima frecuencia que podemos modelar.

Esta máxima frecuencia es adecuada para hacer una representación de la fuente según el modelo de múltiples puntos. Si consideramos para un evento de esta magnitud una longitud característica de la fuente de ~200 km (Wells y Coppersmith, 1994), y parches de deslizamiento típicos (asperezas, representadas por los subeventos) de ~50 km, podemos decir que una MSW de 60 km es lo suficientemente corta para ser sensible a la complejidad de la totalidad de la fuente, es decir, para experimentar directividad, que es el efecto que causa sobre los registros la propagación de la ruptura durante el terremoto. Al mismo tiempo, la MSW de 60 km es suficientemente larga para permitir el modelado de cada parche mayor (~50 km) como un subevento de fuente puntual. El modelado de fuente puntual también es posible debido a que las estaciones más cercanas están situadas a distancias mayores que el tamaño de los subeventos (Sec. 2.2) (Tabla 3).

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

Consideramos también una frecuencia intermedia (0.02 Hz) para analizar distintas aproximaciones de múltiples puntos de acuerdo a rangos de frecuencia diferentes. Buscamos entonces soluciones en tres rangos de frecuencia: 0.01-0.02 Hz, 0.02-0.05 Hz y el rango completo 0.01-0.05 Hz.

- **Grilla espacio-temporal:** para la búsqueda de los subeventos diseñamos una grilla espacial considerando la orientación del plano de falla. Construimos una grilla plana, con rumbo e inclinación según la solución de plano de falla dada por el GCMT y pasando a través del centroide (Tabla 4.2b). Ensayamos varias grillas con diferente cantidad de fuentes y diversos espaciamientos, y finalmente elegimos una compuesta de 11 fuentes en la dirección de rumbo y 6 fuentes en la dirección de inclinación (Figura 4.8), con un espaciamiento de 10 km en ambas direcciones, abarcando una extensión de 100 km en la dirección de rumbo y 50 km en la dirección de inclinación, siendo el centroide casi coincidente con la fuente número 29. La región abarcada por la grilla y su ubicación geográfica están también representadas esquemáticamente en la Figura 4.7 con un rectángulo azul, estando el borde izquierdo a profundidades más superficiales que el borde derecho (profundidades de 14 y 33 km respectivamente).

Elegimos la grilla temporal con una longitud de 80 s y un paso de 1 s considerando la duración de la función temporal dada por USGS y SCARDEC (Sec. 4.4.2)

- **Funciones temporales elementales:** para las funciones temporales de cada subevento probamos varias funciones, como delta y triángulos de duración fija con diferentes longitudes, observando que estas variaciones tuvieron muy poco efecto sobre los resultados en los rangos de frecuencia que estudiamos. Los resultados que presentamos son para funciones temporales elementales correspondientes a triángulos de 20 s de duración, que representa el período más corto que puede resolverse para una frecuencia máxima de 0.05 Hz.

4.4.5. Resultados y discusión de la inversión ID

Hicimos algunos ensayos preliminares para saber qué cantidad de subeventos considerar para este sismo, dada su gran magnitud. Inicialmente consideramos seis subeventos (S1, S2, ... , S6) y los resultados mostraron que los tres últimos (S4, S5 y S6) no son significativos en cuanto a su valor de momento y mejoramiento del ajuste de sismogramas, lo cual indica que no tiene ningún significado considerarlos en el modelado. Los resultados que mostramos a continuación corresponden a inversiones para los tres primeros subeventos (S1, S2 y S3) y están resumidos en la Tabla 4.3.

Sub-rango 0.01-0.02 Hz - La inversión con mecanismo deviatórico en este rango de frecuencias dio como resultado un subevento dominante (S1, fuente n° 39 en la Figura 4.8) ubicado a una distancia de aproximadamente 15 km al sur del centroide de GCMT y con un mecanismo de falla inversa similar al de GCMT. Sin embargo, los mecanismos de los subeventos S2 y S3 (fuentes n° 8 y 59) mostraron variaciones muy grandes (K -ángulo $> 42^\circ$), indicando que la inversión deviatórica es inestable, por lo que no consideramos este modelo como una buena solución y por lo tanto es conveniente fijar el mecanismo focal e invertir para buscar posición, tiempo y momento de los subeventos.

Repetimos entonces la inversión dejando fijo, para todos los subeventos, el mecanismo focal en los valores de rumbo, inclinación y deslizamiento correspondientes a la solución de GCMT (Tabla 4.2b). La posición, tiempo y tamaño de los tres subeventos resultaron ser similares a los de la solución deviatórica, lo cual indica que estos parámetros son características

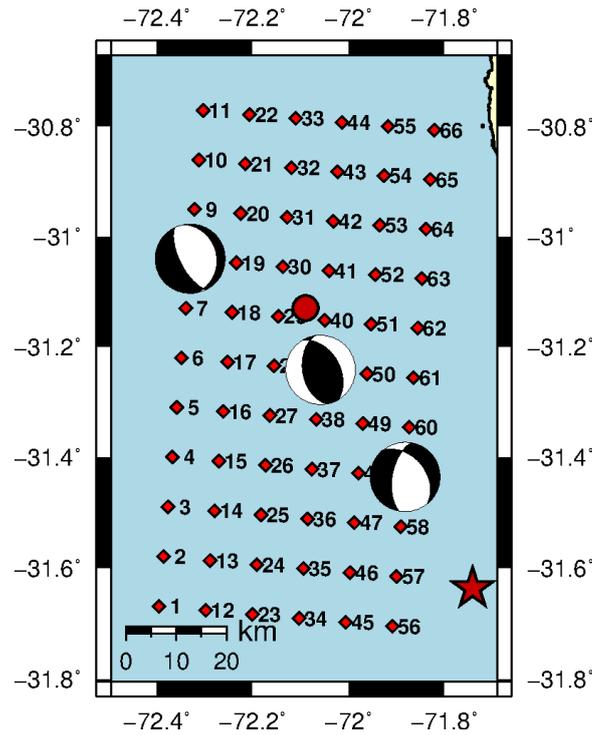


Figura 4.8. Resultado de la inversión con mecanismo focal deviatorico para el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz. Se observa la gran variabilidad en el mecanismo de los diferentes subeventos, indicando inestabilidad en la inversión. La estrella y el punto rojos representan el epicentro de CSN y el centroide GCMT, respectivamente. S1, S2 y S3 están en las fuentes n° 39, 8 y 59, respectivamente.

estables de la inversión (Figura 4.9, panel izquierdo).

Para determinar cuántos subeventos es conveniente considerar en el modelo, llevamos a cabo un test estadístico estándar (F-Test) (Sec. A.2). El objetivo fue saber cuántos eventos, además de S1, es necesario incorporar en el modelo de manera que su adición represente una mejora significativa en el ajuste de las formas de onda. El nivel de confianza que consideramos para el test fue 99 %. Los resultados para este rango de frecuencias (Tabla 4.3c) indican que el modelo más simple que alcanza ese nivel de confianza consta de tres subeventos ($n=3$), es decir, deben agregarse sólo dos subeventos (S2 y S3) a S1, lo cual confirma nuestra observación inicial sobre la insignificancia de los siguientes subeventos. A este modelo lo llamamos modelo de 3 puntos.

El modelo de 3 puntos arroja un valor de momento escalar acumulativo (suma de los momentos de los tres subeventos) de 1.29×10^{21} N m que es aproximadamente un tercio del valor de la solución de GCMT porque nuestros datos no disponen de frecuencias tan bajas como las usadas en esa solución (Quintero *et al.*, 2014), que son del orden de 0.002 Hz para eventos $M_w > 8$ (Ekström *et al.*, 2012). Este valor de momento se traduce en una magnitud M_w 8.0. El modelo ajusta los datos observados con un valor de reducción de varianza $VR=0.68$ (Tabla 4.3a). El ajuste de las formas de onda se muestra en la Figura 4.10, donde observamos que las componentes C11O-N y VA03-E fueron eliminadas de la inversión por presentar mala SNR.

Observando los resultados en la Figura 4.9 (panel izquierdo) podemos ver los tamaños relativos y la progresión temporal de los subeventos. El mayor subevento (S1, fuente n° 28) se encuentra más cerca del centroide, 10 km al sur de éste y para un tiempo de 50 s, que representa el tiempo de máxima relajación de momento. Los subeventos S2 (fuente n° 60) y

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

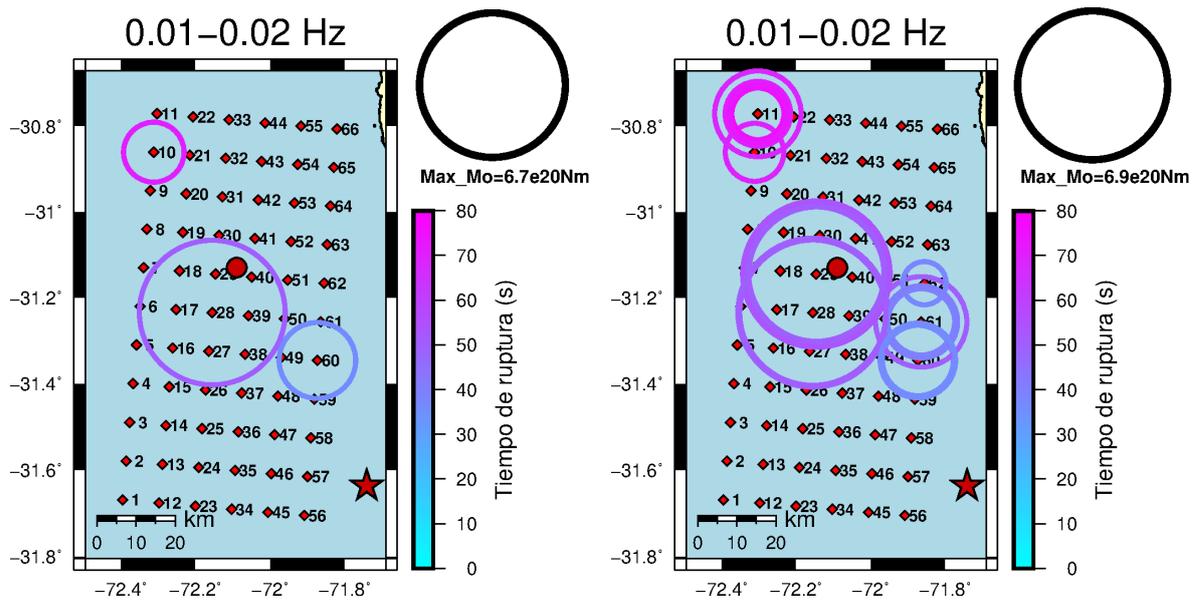


Figura 4.9. Modelo de fuente de tres puntos por inversión ID para el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz. **Panel izquierdo:** El mecanismo focal fue fijado en los valores dados por el GCMT (Fig. 4.7) para buscar posición, tiempo y momento de los subeventos. El modelo da un subevento dominante (S1, fuente n^o 28) cerca del centroide y a un tiempo de 50 s, y dos subeventos más pequeños: S2 (fuente n^o 60) más temprano y S3 (fuente n^o 10) más tardío, resultando en una progresión de la ruptura en dirección ascendente sobre la grilla y hacia el noroeste. **Panel derecho:** Resultados de la aplicación de la técnica de jackknifing confirmando los rasgos más generales observados en el panel izquierdo.

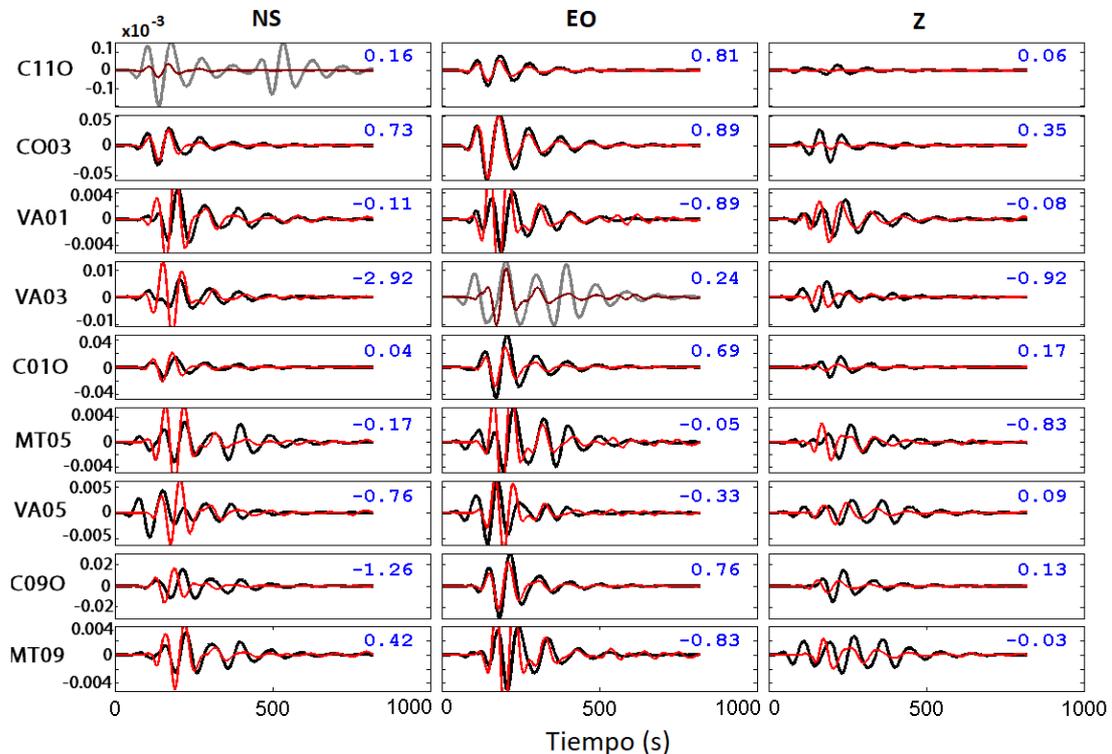


Figura 4.10. Ajuste de sismogramas para todas las estaciones obtenido por deconvolución iterativa en el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz. El ajuste global se obtuvo con un VR = 0.68.

4.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile

S3 (fuente n° 10) son más pequeños, y similares entre sí respecto de su tamaño. Un rasgo característico de este modelo es que, a medida que avanza el tiempo, los subeventos se van 'moviendo' desde la base de la grilla (borde derecho) hacia su parte superior cerca de la fosa chilena, es decir, que se van sucediendo temporalmente de manera ascendente sobre la grilla y en dirección noroeste.

Para analizar la estabilidad de nuestra solución aplicamos jackknife por estaciones (Figura 4.9, panel derecho), lo cual da 27 modelos de 3 puntos (algunas fuentes están superpuestas en la figura). Observamos que este conjunto de soluciones refleja la misma progresión en tiempo de los subeventos así como sus tamaños relativos, lo cual valida nuestro resultado. Esto demuestra la robustez de estos rasgos en los resultados, especialmente en lo que respecta a la progresión temporal ascendente sobre la placa. Sin embargo, los resultados de jackknifing muestran que tanto el subevento más temprano y profundo (S2) como el más tardío y superficial (S3) tienen sus posiciones menos definidas en la dirección del rumbo. El subevento S1 tiene su posición mejor definida tanto en la dirección de rumbo como de inclinación. Considerando los intervalos de tiempo entre las fuentes más tempranas y más tardías de este conjunto de soluciones, estimamos una duración total de la función temporal de 60 s, con un valor máximo de tasa de momento de $6.7 \times 10^{19} \text{ N m s}^{-1}$ ocurriendo 50 s después de la hora origen.

Sub-rango 0.02-0.05 Hz - Como en el caso anterior, la inversión deviatórica resultó inestable en lo que respecta al mecanismo focal de los subeventos menores, por lo tanto presentamos los resultados para la inversión con mecanismo fijo en los valores de GCMT (Figura 4.11, panel izquierdo). En este rango de frecuencias S1 presenta una dominancia aún mayor que en el caso anterior, teniendo un momento 3.5 veces mayor que los otros subeventos, comparado con la relación de 1.9 observada anteriormente (Tabla 4.3b).

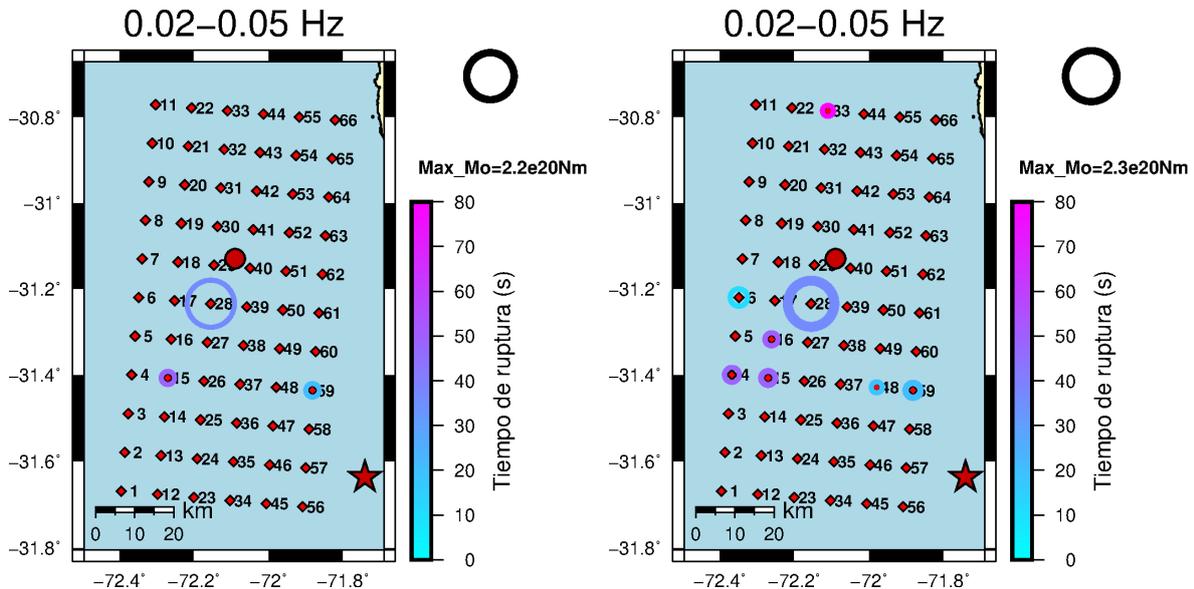


Figura 4.11. Modelo de fuente de tres puntos por inversión ID para el rango de frecuencias 0.02-0.05 Hz. **Panel izquierdo:** El mecanismo focal fue fijado en los valores dados por el GCMT (Fig. 4.7) para buscar posición, tiempo y momento de los subeventos. El subevento S1 (fuente n° 28) es fuertemente dominante respecto de S2 y S3 (fuentes n° 59 y 15) lo cual hace insignificantes a estos dos últimos. **Panel derecho:** Resultados de la aplicación de la técnica de jackknifing, mostrando los mismos rasgos vistos en el panel izquierdo.

4. Modelado de fuente de múltiples puntos

El subevento S1 se sitúa 10 km al sur del centroide GCMT. Aplicando el F-Test (Tabla 4.3c) encontramos que el nivel de confianza de 99 % nunca se alcanza, independientemente de la cantidad de subeventos que se agreguen a S1. Interpretamos este resultado como una consecuencia de la fuerte dominancia de S1. Los subeventos menores sólo generan una pequeña mejora en el ajuste de las trazas, lo que provoca formalmente un aumento en el valor de VR (Tabla 4.3a).

Como resultado para este rango de frecuencias podemos entonces quedarnos con el correspondiente a un único punto, con momento sísmico de 2.2×10^{20} Nm equivalente a una magnitud de M_w 7.5, que ajusta las trazas con un VR=0.50. Los resultados de jackknifing (Figura 4.11, panel derecho) confirman la dominancia de S1. La función temporal tiene una duración de 90 s (con su parte principal de 30 s de duración) con un valor máximo de tasa de momento de 2.2×10^{19} N m s⁻¹ a un tiempo de 40 s.

Rango 0.01-0.05 Hz - En el rango completo de frecuencias la inversión con mecanismo fijo en GCMT no dio ningún evento dominante (Figura 4.12), siendo los momentos de los tres subeventos del mismo orden de magnitud (Tabla 4.3b). El ajuste de sismogramas se caracterizó por un valor de VR más bajo que en los casos anteriores (Tabla 4.3a), con lo cual el resultado es menos confiable. Además, el F-Test no alcanza nunca el nivel de confianza de 99 % (Tabla 4.3c).

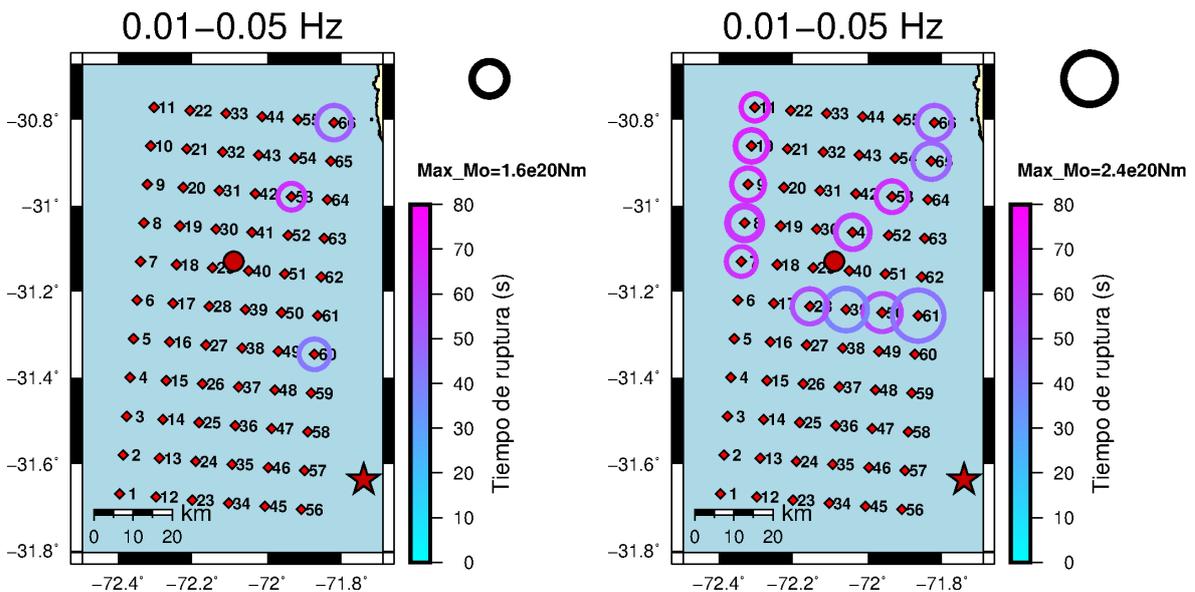


Figura 4.12. Modelo de fuente de tres puntos por inversión ID para el rango de frecuencias 0.01-0.05 Hz. **Panel izquierdo:** El mecanismo focal fue fijado en los valores dados por el GCMT (Fig. 4.7) para buscar posición, tiempo y momento de los subeventos. Los tres subeventos son similares en tamaño y relativamente pequeños. Los resultados se obtuvieron con un ajuste bajo de las formas de onda, por lo que no resulta confiable. **Panel derecho:** Resultados de la aplicación de la técnica de jackknifing, donde no se observa una tendencia temporal de los subeventos.

Tabla 4.3. Los modelos de múltiples puntos obtenidos por deconvolución iterativa y con mecanismo fijo de GCMT son comparados para un número variable de subeventos y para diferentes frecuencias. **(a)** Reducción de varianza acumulativa, $VR(n)$. **(b)** Momento escalar acumulativo, $M_0(n)$. **(c)** Nivel de confianza (CL, por la sigla en inglés de Confidence Level) calculado por F-Test. El parámetro n indica el número de eventos considerados (por ejemplo, $n=2$ significa que se consideraron los dos primeros subeventos, $S1 + S2$). El modelo mostrado en negrita corresponde al más simple en términos de cantidad de subeventos, y que a su vez alcanza el nivel de confianza de 99 %.

Rango de frec.(Hz)	VR(n)		
	n=1	n=2	n=3
0.01-0.02	0.44	0.53	0.68
0.02-0.05	0.50	0.55	0.59
0.01-0.05	0.21	0.30	0.37

(a)

Rango de frec.(Hz)	$M_0(1)/M'$ *
0.01-0.02	1.9
0.02-0.05	3.5
0.01-0.05	1.3

(b)

Rango de frec.(Hz)	Nivel de confianza, CL(n)(%) **	
	n=2	n=3
0.01-0.02	80	99
0.02-0.05	65	80
0.01-0.05	75	85

(c)

* M' es el máximo momento entre los subeventos 2 y 3, de manera que $M_0(1)/M'$ es una medida de la dominancia del primer subevento.

** El nivel de confianza CL(n) se refiere a la mejora en el ajuste de las formas de onda cuando se compara la reducción de varianza acumulativa de n subeventos, $VR(n)$, con la reducción de varianza del primer subevento, $VR(1)$.

4.4.6. Resultados y discusión de la inversión NNLS

En el rango de frecuencias 0.02-0.05 Hz encontramos que la inversión ID está caracterizada por un solo subevento dominante. Dado que la dominancia puede ser artificialmente aumentada por el método de deconvolución iterativa (Zahradník y Sokos, 2013), invertimos nuevamente usando la técnica de inversión NNLS (Sec. 4.2.2). Buscamos pares de fuentes (S1 y S2) simultáneamente, lo cual en algunos casos da mejores resultados que la deconvolución iterativa. Prescribimos el mismo mecanismo focal para ambos subeventos y el momento total, usando los resultados dados por el GCMT. Las funciones temporales fueron calculadas usando triángulos elementales de 20 s de duración, separados entre sí por 10 s. El mejor ajuste de trazas lo obtuvimos con un $VR_{opt} = 0.55$. En la Figura 4.13a están graficadas todas las soluciones en el intervalo $0.95VR_{opt} < VR < VR_{opt}$ (fuentes S1 en el panel izquierdo y S2 en el panel derecho). En el 75 % de las soluciones la razón de los momentos de ambos subeventos está entre 0.5 y 2, esto quiere decir que nunca un subevento es más que el doble del otro. De esta manera, y como era esperado, este método evita una fuerte dominancia de alguno de los subeventos, efecto que sí tuvimos en la deconvolución iterativa. Este resultado muestra que en este rango de frecuencias el método ID sesga los resultados, por lo que el método de NNLS resulta ser más confiable. La Figura 4.13a muestra que aunque la solución no es única, la mayoría de los pares arrojan las mismas características generales: un subevento temprano ocurre en la parte inferior de la falla, a un tiempo de ~ 40 s, seguido por otro subevento (comparable en tamaño) en la parte superior a un tiempo de ~ 60 s. Esto indica una evolución de la relajación de momento ascendente y hacia el noroeste. Este comportamiento es similar al obtenido por el método ID en el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz. Como ejemplo, un par solución está graficado en la Figura 4.13b junto con las funciones temporales para cada fuente y la función total (Figura 4.13c). La función temporal total tiene un valor máximo de tasa de momento de $6.3 \times 10^{19} \text{ N m s}^{-1}$ a un tiempo de 40 s.

4.4.7. Conclusiones

Modelamos este terremoto por el método ID con mecanismo deviatórico, encontrando una alta variabilidad en los mecanismos focales de los diferentes subeventos, lo cual indica que la inversión en este caso es inestable. Sin embargo, fijando el mecanismo focal en los valores publicados por alguna agencia internacional (GCMT en este caso) hemos podido hallar el tiempo, la posición y momento de los subeventos.

En el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz, el sismo aparece bien modelado como una fuente de tres puntos. Este modelo se caracteriza por un subevento dominante (S1) cercano al centroide de GCMT, situado entre puntos menores de relajación de momento, uno de ellos más temprano y profundo, y el otro más tardío y superficial, con una progresión temporal en la dirección ascendente de la inclinación de la falla, y hacia el noroeste. Este modelo estima la magnitud del evento en M_w 8.0, un poco por debajo del valor de GCMT (M_w 8.3).

A frecuencias un poco mayores, 0.02-0.05 Hz, el método ID revela sólo el subevento dominante S1. Sin embargo, la inversión NNLS muestra que incluso en este rango de frecuencias podemos detectar una progresión temporal de la ruptura como en el rango de frecuencias anterior, es decir, un episodio profundo inicial seguido luego de ~ 20 s por uno superficial, mientras que ambos episodios pueden haber liberado una comparable cantidad de momento sísmico. De esta manera vemos que el método NNLS para la inversión conjunta de pares de fuentes resulta más apropiado en este rango de frecuencias que el método ID.

Encontramos también que el método ID en el rango completo 0.01-0.05 Hz es poco eficiente determinando la progresión temporal de los subeventos, ya que no obtuvimos un buen ajuste de las trazas y los resultados no muestran una tendencia clara en la evolución temporal.

4.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile

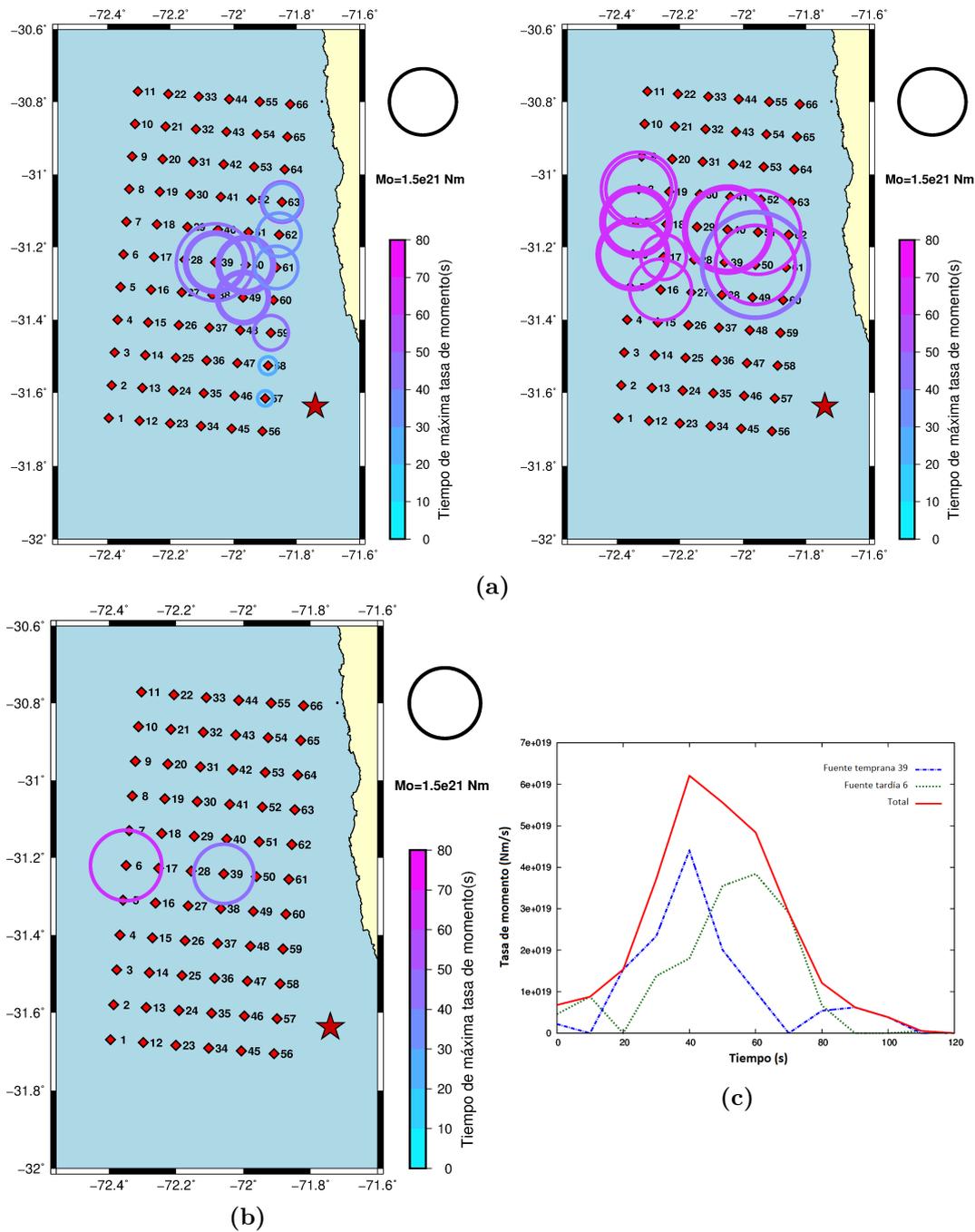


Figura 4.13. Modelo de pares de fuentes por inversión conjunta (método NNLS) en el rango de frecuencias 0.02-0.05 Hz. Cada par suma un momento total igual al de GCMT. (a) Conjuntos de todos los pares de fuentes (S1 en el panel izquierdo, S2 en el panel derecho) que ajustan igualmente bien a los datos. La mayoría de las soluciones muestran las mismas características: un subevento temprano (S1) en la parte más profunda de la grilla, seguido por un subevento tardío (y comparable en tamaño), en la parte más superficial (S2), mostrando una evolución de la ruptura ascendente sobre la grilla y en dirección noroeste. (b) Un par solución formado por las fuentes n° 6 y 39. (c) Función temporal de tasa de momento para el par solución de la figura en (b) (línea continua roja) y para cada subevento por separado (líneas punteadas azul y verde). Ambos subeventos dan valores aproximadamente iguales de momento liberado (área bajo cada curva), y la fuente más superficial (n° 6) está retrasada de la más profunda (n° 39) en ~20 s.

Capítulo 5

Modelado de fuente finita

5.1. Introducción

En términos generales, los efectos de finitud de la fuente están presentes en el campo de ondas para todas las distancias y frecuencias. Sin embargo, bajo ciertas condiciones, estos efectos se vuelven despreciables, lo cual permite simplificar la descripción del proceso de fuente en el terremoto. Para frecuencias muy bajas y a distancias mucho más grandes que el tamaño de falla, la fuente de extensión finita puede aproximarse por una única fuente puntual, el centroide, como fue estudiado en el Capítulo 3, o por un conjunto de fuentes puntuales como son los modelos MPS que estudiamos en el Capítulo 4 si las frecuencias son un poco más altas y las distancias más cortas. Sin embargo, al aumentar más las frecuencias y al acortar más las distancias, los efectos de finitud de la fuente comienzan a detectarse en el campo de ondas. Esto significa que la fuente puede aproximarse por una falla de extensión finita, y el modelo más simple que podemos considerar es un deslizamiento constante sobre la falla y una propagación radial de la ruptura. Aumentando aún más el rango de frecuencias y disminuyendo aún más la distancia a la fuente, podemos considerar modelos más complejos, compuestos por un número bajo de subfuentes de extensión finita (parches de deslizamiento).

Los modelos de fuente finita tienen la ventaja frente a los modelos de múltiples puntos de proveer una estimación sobre parámetros geométricos y físicos del proceso de ruptura, como lo es la extensión del área de ruptura sobre la falla, la velocidad de propagación de la ruptura, la caída de tensión luego de ocurrido el evento y el deslizamiento promedio sobre la falla o una distribución del deslizamiento para los modelos más complejos.

Un método para modelado de fuente finita es el método MuFEx (Multiple Finite-Extent source model) (Gallovič y Zahradník, 2012), que permite hacer inversiones con una cantidad relativamente baja de parámetros, describiendo el proceso de ruptura como la composición de deslizamientos en un conjunto formado por unas pocas subfuentes (asperezas o regiones de deslizamiento). La posición y tamaño de las subfuentes se estiman de manera independiente (por ejemplo, con el método MPS mediante deconvolución iterativa) y se asume que la amplitud del deslizamiento, velocidad de ruptura, ángulo de deslizamiento y *risetime* (tiempo de subida, ver Sec. A.3) son constantes en cada subfuente. El método invierte para obtener cuatro parámetros en cada subfuente: amplitud del deslizamiento, punto de nucleación, velocidad de ruptura y tiempo de nucleación. Los tres últimos parámetros los busca en una grilla, mientras que el primero lo invierte por mínimos cuadrados. Este método ha sido usado para estudiar el proceso de ruptura de diversos terremotos, por ejemplo el terremoto destructivo M_w 6.3 de L'Aquila en 2009. En esta tesis usaremos una versión simplificada del método, reduciendo el problema a una sola subfuente de forma circular, para estimar los parámetros que caracterizan al terremoto de Illapel, Chile.

5.2. Modelo de parche uniforme equivalente (EUP)

Es el modelo de falla finita más simple que podemos construir y consiste en suponer el área de ruptura como una superficie de forma circular (Figura 5.1) sobre la cual el deslizamiento es uniforme. Es un modelo equivalente al de múltiples puntos desde el punto de vista de que se parte de los parámetros obtenidos en ese modelado para la obtención del modelo de parche. Para su cálculo usamos una versión simplificada del método MuFEx (Gallovič y Zahradník, 2012) reduciendo el problema a una única subfuente circular y usando parte de los códigos del software ISOLA para su implementación.

La metodología de aplicación es la siguiente. Primero, se obtiene la posición del mayor subevento (S1) a partir del modelado MPS. Luego se construye un parche circular centrado en esa posición. Se asume una ruptura comenzando a la hora origen del evento (tiempo de nucleación) y en el hipocentro (punto de nucleación), propagándose radialmente con velocidad constante. En términos generales, el hipocentro puede estar ubicado dentro o fuera del parche. Los parámetros que deben fijarse para construir el modelo son el radio R del parche y la velocidad V_r de la ruptura, que puede estimarse a partir de la duración de la función temporal obtenidos en el modelado MPS. Luego el parche es discretizado en una grilla espacial.

Para cada punto de la grilla que forma parte del parche se calculan las funciones de Green y su retardo temporal debido a la propagación de la ruptura. Teniendo en cuenta esos retardos, se suman las funciones de Green de todos los puntos, obteniendo el efecto del parche completo. Esta función de Green resultante se convoluciona con los seis tensores momento elementales (ec. (2.9)) obteniendo seis sismogramas elementales (correspondientes a un momento sísmico M_0 unitario) que representan el efecto de todo el parche, como si este fuera una sola fuente puntual. Luego se prescribe un mecanismo focal fijo y se da un valor estimativo de M_0 , y se construyen los sismogramas sintéticos. El ajuste entre sismogramas reales y sintéticos proporciona un valor optimizado del momento M_0 y una corrección a los tiempos de retardo de los puntos sobre el parche. La repetición de la inversión variando el radio del círculo y la velocidad de ruptura permite la optimización de estos parámetros en términos del ajuste de formas de onda.

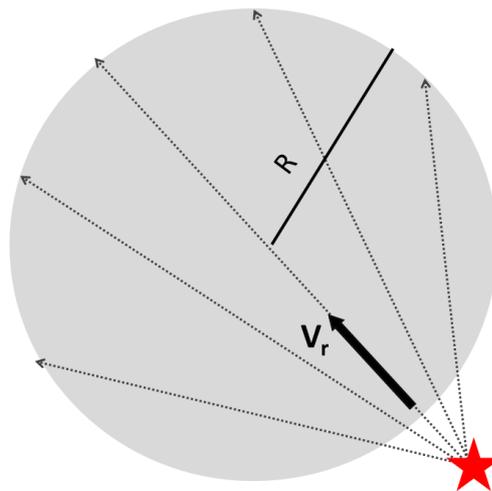


Figura 5.1. Figura esquemática del modelo de parche uniforme equivalente. La ruptura se propaga radialmente desde el hipocentro (estrella roja) con velocidad V_r , pudiendo estar éste dentro o fuera del parche.

Una vez obtenidos los parámetros finales de nuestro modelo (radio del parche, velocidad de ruptura y momento sísmico) puede estimarse la caída de tensión (diferencia de tensión sobre la falla antes y después del terremoto) como (Udías, 1999, ec.15.31)

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16R^3} M_0 \quad (5.1)$$

A su vez podemos estimar el deslizamiento promedio sobre el parche usando la ecuación (2.15). En rigor, dado que los parámetros de los materiales varían con la profundidad, el deslizamiento promedio debería obtenerse de la siguiente ecuación mediante integración:

$$M_0 = \bar{D} \int \mu dA \quad (5.2)$$

donde μ es el coeficiente de rigidez del material, que puede obtenerse del modelo de corteza para diferentes profundidades. Sin embargo, si la grilla tiene una inclinación pequeña, los puntos del parche estarán todos a una profundidad similar, de manera que la integral puede reemplazarse por el producto entre el valor promedio de μ y el área del parche. Considerando que el parche es circular, obtenemos el deslizamiento promedio como

$$\bar{D} = \frac{M_0}{\mu\pi R^2} \quad (5.3)$$

La función temporal del modelo se obtiene por superposición de las funciones temporales de cada fuente formando el parche. Estas funciones están centradas en el valor de tiempo correspondiente a su retardo temporal. Dado que la discretización del parche tiene más cantidad de puntos que la cantidad de subeventos de los modelos MPS, la función temporal que obtenemos para el parche suele ser una curva más suave que la obtenida para el modelo MPS.

5.3. Modelo de parches elípticos (EGF)

La idea de modelado de la falla a través de parches elípticos usando el campo lejano de radiación fue presentada por Vallée y Bouchon (2004). El terremoto es modelado por una baja cantidad de parches de deslizamiento elípticos, con velocidades de ruptura diferentes. Los terremotos pequeños o con un proceso de ruptura relativamente simple pueden ser modelados con un solo parche, mientras que otros terremotos requieren el agregado de un parche adicional. Es un método más sofisticado que el descrito en la Sección 5.2 porque permite conocer qué parte de la falla tuvo mayor deslizamiento, mientras que a la vez mantiene el modelado con una baja cantidad de parámetros.

Este modelado está basado en las Funciones de Green Empíricas (EGFs, por la sigla en inglés de Empirical Green Functions) que son una herramienta muy usada en sismología (Courboux *et al.*, 1997; Plicka y Zahradník, 1998, 2002; Roumelioti *et al.*, 2009). La ventaja de este método es que no se necesita tener un modelo de velocidades ni calcular las funciones de Green sintéticas. Si un evento de interés ('grande') y otro evento 'pequeño' (llamado evento EGF) son registrados en las mismas estaciones, este último puede sustituir a las funciones de Green sintéticas. Para ello, el evento EGF debe tener localización hipocentral y mecanismo focal similares al del evento de interés. La idea principal de las EGFs es que los eventos débiles, dada su extensión pequeña sobre la falla y su corta duración, traen información de las propiedades de transferencia completas del medio entre la zona focal y la estación, con efectos mínimos de fuente compleja (Plicka y Zahradník, 1998). Como regla general, es suficiente tomar la réplica con un grado de magnitud menos que el evento principal (Courboux *et al.*,

1999, 1997).

Las EGFs se usan para calcular las funciones temporales aparentes de la fuente (ASTFs, por la sigla en inglés de Apparent Source Time Functions) que describen la tasa de momento sísmico liberado por la fuente. Debido a los efectos de directividad, la duración de las ASTFs varía de una estación a otra según su azimut (Sec. A.3). Las ASTFs son calculadas de manera similar a como es explicado en Sokos *et al.* (2016, material suplementario): cada ASTF es expresada como una suma pesada de triángulos isósceles idénticos e igualmente desplazados. Los registros del evento de interés en cada estación son una combinación lineal de la convolución entre los registros de las EGFs y cada triángulo. Los coeficientes de esta combinación, que deben ser positivos por tratarse del modelado de funciones temporales, son calculados en cada estación por el método de mínimos cuadrados no negativos (NNLS) (Lawson y Hanson, 1974). El problema tiene una restricción adicional, y es que las ASTFs para todas las estaciones deben tener la misma área, que es el momento sísmico M_0 del evento principal. Esta restricción se obtiene agregando al sistema lineal una ecuación que relaciona la integral de la ASTF con el momento sísmico ya prescrito.

Finalmente las ASTFs son invertidas en modelos de dos parches elípticos de deslizamiento uniforme (Sokos *et al.*, 2016; Vallée y Bouchon, 2004). Los parámetros de cada modelo son: (i) posición del centro, longitud de los ejes y valor de deslizamiento para cada una de las elipses. (ii) velocidad de ruptura constante propagándose radialmente desde el hipocentro. Si los dos parches elípticos se superponen parcialmente, el deslizamiento en la zona de superposición es la suma de ambos. El problema inverso es no lineal y los parámetros son buscados por el algoritmo Neighborhood (Sambridge, 1999). El algoritmo provee no sólo el conjunto de parámetros que dan el mejor ajuste de las ASTFs sino una familia de lo que llamamos soluciones aceptables que ajustan las ASTFs dentro de un límite elegido.

5.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile

Continuamos el modelado del terremoto de Illapel que iniciamos en la Sección 4.4. Aplicamos técnicas de modelado de fuente finita para validar los resultados obtenidos anteriormente por modelado MPS y a su vez determinar otros parámetros del proceso de ruptura que serán comparados con los obtenidos por otros autores usando modelos más complejos y conjuntos de datos más amplios, permitiendo así evaluar la potencialidad de las técnicas y datos usados en este trabajo.

Los resultados presentados en esta sección se encuentran publicados en el siguiente artículo:

Bollini, C., Sabbione, N., Plicka, V., y Zahradník, J. (2018). Low-parametric modeling of the 2015, Mw 8.3 Illapel, Chile earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 88: 144-156.

Cabe destacar que el modelado de parches elípticos (Sección 5.4.4) fue llevado a cabo utilizando códigos que son propiedad de uno de los coautores del artículo.

5.4.1. Antecedentes de estudio

El terremoto de Illapel produjo una gran cantidad de datos que han sido ampliamente registrados y utilizados para una diversidad de modelados de fuente. Estos abarcan desde oscilaciones libres del globo (Zábránová y Matyska, 2016) hasta registros sismológicos a varias distancias y bandas de frecuencia, pasando por registros mareográficos de tsunami y datos a partir de técnicas espaciales, como GPS e InSAR.

Los resultados de retroproyección automática de IRIS (Sec. A.4) a partir de estaciones telesísmicas indican para este evento una radiación significativa en altas frecuencias (1 Hz), producida principalmente 30 s después de la hora origen, y siendo originada en un punto situado 50 km hacia el este-noreste del epicentro, a una profundidad mayor que el hipocentro (IRIS, 2015).

Ya en la Sección 4.4.1 citamos varios trabajos publicados sobre el terremoto de Illapel. Los modelos presentados, que combinan conjuntos de datos sísmicos, geodésicos y de tsunami, coinciden en la baja cantidad de parches de deslizamiento, por ejemplo un solo parche (Benavente *et al.*, 2016; Heidarzadeh *et al.*, 2016; Okuwaki *et al.*, 2016; Tilmann *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2016) o dos parches (Li *et al.*, 2016; Melgar *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016), con un pico de deslizamiento de ~10 m. Los análisis de retroproyección (Melgar *et al.*, 2016; Okuwaki *et al.*, 2016; Tilmann *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016) confirman una radiación de alta frecuencia desde la parte profunda de la zona de falla de Illapel. Otra característica común de los modelos publicados es una velocidad de ruptura relativamente baja, ~2 km/s.

De los trabajos citados, el de Melgar *et al.* (2016) es uno de los más exhaustivos, llevando a cabo una inversión cinemática conjunta de la fuente basada en una gran variedad de datos: registros GPS de alta frecuencia, registros mareográficos de tsunami, registros de acelerómetros e interferogramas satelitales (Sentinel-1A). Sus resultados muestran una ruptura resultante de la combinación de dos parches de deslizamiento: uno profundo (~30 km) y otro somero (~15 km), indicando una segmentación de la falla a lo largo de su dirección de inclinación.

5.4.2. Datos

Para los modelados EUP y EGF utilizamos los mismos registros de acelerómetros y el mismo modelo de corteza que los usados en la Sección 4.4.3. Para el modelado EGF además seleccionamos una réplica del evento principal que usamos como evento EGF. Esta réplica la elegimos según los criterios de la Sección 5.3: estar localizada cerca del evento principal, tener un mecanismo focal similar y estar registrada en las mismas estaciones que el evento principal. Al analizar el catálogo del CSN, observamos que la que cumple con esos requisitos es la mayor réplica, de magnitud M_w 7.1, ocurrida 24 minutos después del evento principal. Sus parámetros pueden verse en la Tabla 5.1. Obtuvimos sus registros de la página web del CSN y los pre-procesamos de la misma manera que los del evento principal (Sección 4.4.3). Su localización y mecanismo focal, junto con los del evento principal, se muestran en la Figura 5.2.

Tabla 5.1. Localización hipocentral y mecanismo focal de la mayor réplica, usada como evento EGF para el modelado de parches elípticos.

Localización hipocentral (CSN)				mecanismo focal (GCMT)	
Hora Origen (UTC)	Lat. (°)	Long. (°)	Prof. (km)	M_w	s/d/r
23:18:38	-31.602	-71.646	35.0	7.1	349/30/87

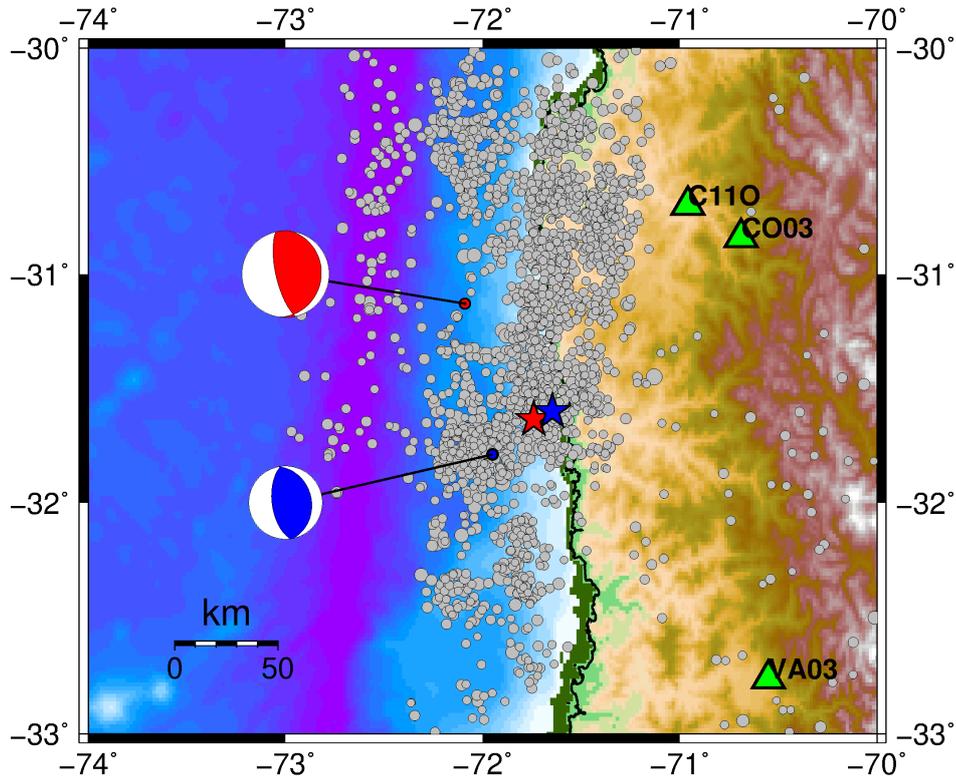


Figura 5.2. Localización y mecanismo focal del evento EGF. En color azul se muestra el epicentro (estrella), y mecanismo focal de la mayor réplica registrada para el terremoto de Illapel, que usamos como ‘evento EGF’ en el modelado de parches elípticos. Para su comparación graficamos también, en color rojo, el epicentro (estrella) y mecanismo focal del evento principal. Los puntos azul y rojo indican la posición de los respectivos centroides. Se observa la similitud entre ambos mecanismos focales y la cercanía entre los dos epicentros.

5.4.3. Resultados del modelado EUP

Aplicamos este método en el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz para estimar la extensión espacial, velocidad de ruptura, deslizamiento promedio y caída de tensión sobre un parche circular equivalente al modelo de 3 puntos obtenido por ID en la Sección 4.4.5, además de su función temporal.

La grilla espacial que usamos en este modelado (Figura 5.3a) tiene la misma orientación que la del modelado MPS pero su extensión es mayor. Consta de 78 fuentes, 13 a lo largo del rumbo y 6 a lo largo de la inclinación, espaciadas 20 km en ambas direcciones, abarcando una extensión de 240 y 100 km a lo largo de ambas direcciones. El centro de la grilla es cercano al centroide de GCMT.

Construimos el parche con centro en el punto correspondiente al mayor subevento (S1) del modelo de 3 puntos, estando ese punto en el centro de la grilla (punto negro en la Figura 5.3a). Para encontrar una velocidad de ruptura V_r y un radio R apropiados, asumimos un modelo con el hipocentro fuera del parche como el de la Figura 5.1. La duración temporal de la fuente, que fue estimada en aproximadamente 60 s (Sec. 4.4.5, frecuencias 0.01-0.02 Hz), representa el tiempo necesario para recorrer el diámetro del parche, es decir una distancia igual a $2R$. Por lo tanto la relación entre la velocidad de ruptura y el radio debe ser $2R/V_r = 60$ s. En la práctica, basta que esta relación se cumpla de manera aproximada, ya que sirve sólo a modo orientativo para la estimación de R y V_r , debiendo luego validarse esa elección observando la duración de la función temporal que obtenemos de nuestro modelo de parche.

Luego de diversas pruebas con diferentes radios y velocidades, obtuvimos los mejores ajustes de los datos usando un radio $R = 50$ km y una velocidad de ruptura $V_r = 2$ km/s. Los retardos temporales sobre la grilla se pueden ver en la Figura 5.3. Las formas de onda se ajustaron con un $VR = 0.77$.

La Figura 5.4a muestra la ubicación del parche en el mapa de la región. Observamos que su mitad izquierda aproximadamente cubre un gap de réplicas.

La función temporal (Figura 5.4b) tiene una duración de ~ 60 s (lo cual valida nuestra elección de R y V_r), con un máximo de tasa de momento sísmico de 5.7×10^{19} N m s⁻¹ a un tiempo de 45 s respecto de la hora origen, y un momento sísmico total $M_0 = 2.1 \times 10^{21}$ N m lo cual representa una magnitud M_w 8.2.

Aplicando las ecuaciones (5.1) y (5.3) encontramos que este modelo es equivalente a un deslizamiento uniforme de 5.6 m y una caída de esfuerzo de 7 MPa.

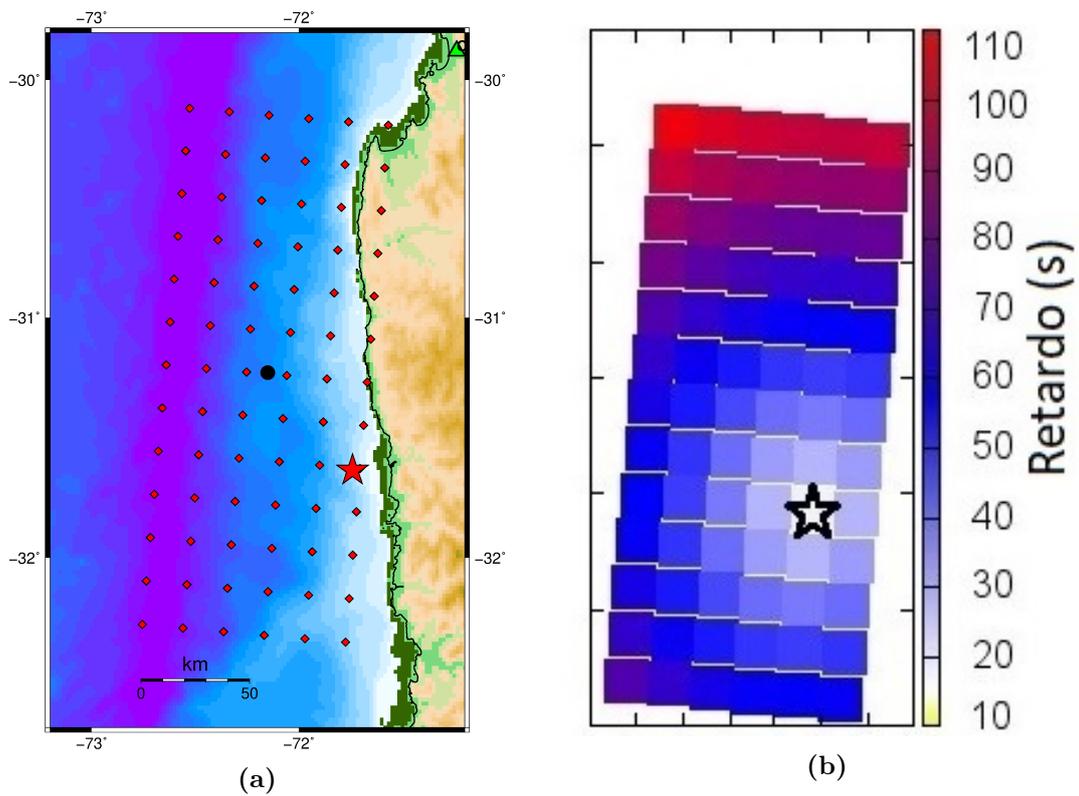


Figura 5.3. Modelo de parche uniforme equivalente. **(a)** Grilla espacial (rombos rojos) para el diseño del parche circular. La estrella representa el epicentro del evento principal y el punto negro la posición del subevento S1 del modelo ID de 3 puntos (Sec.4.4.5), que sirve como centro para construir el parche. **(b)** Tiempos de retardo de la ruptura respecto al hipocentro.

5.4. Aplicación al límite de placas Sudamericana-Nazca. Megaevento en Illapel, Chile

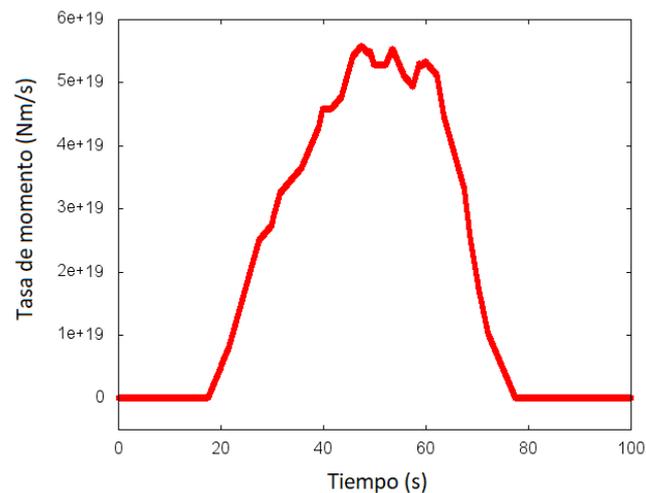
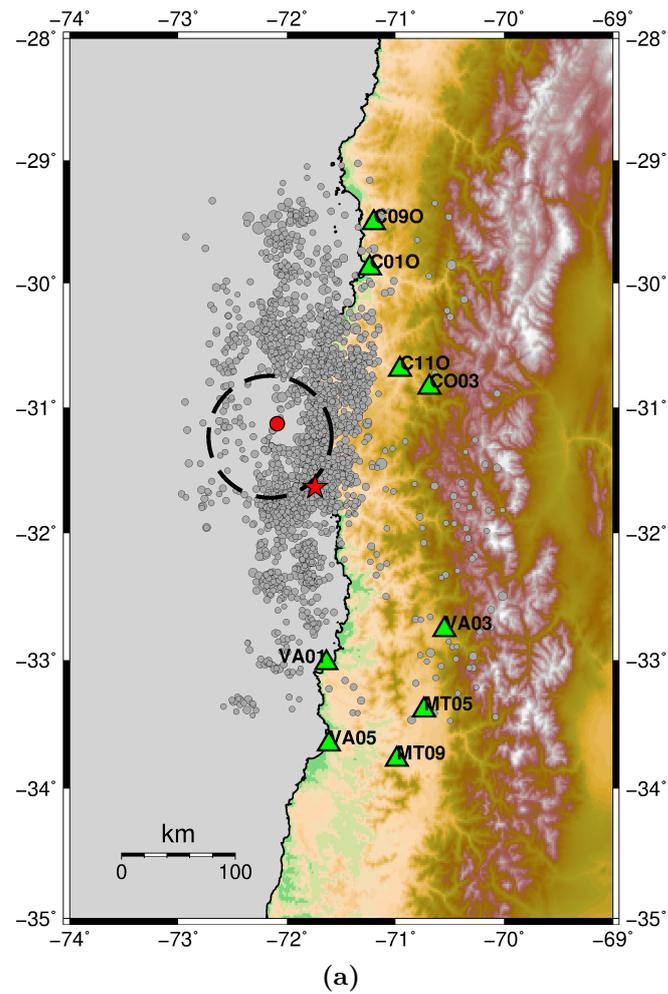


Figura 5.4. Parche uniforme equivalente. (a) Modelo de parche uniforme (línea negra entrecortada) de 50 km de radio y centrado en la posición del subevento S1 de modelo ID de 3 puntos de la Sec.4.4.5 para el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz. El modelo de parche se obtuvo para las mismas frecuencias. Se muestran también las réplicas del evento principal, pudiéndose apreciar que la mitad izquierda del parche, aproximadamente, cubre un gap de réplicas. El centroide GCMT se representa con un punto rojo. (b) Función temporal de la fuente para el modelo de parche uniforme en (a).

5.4.4. Resultados del modelado EGF

Usando la mayor réplica como evento EGF calculamos las funciones temporales aparentes de la fuente (ASTFs) como se muestra en la Figura 5.5 con curvas en color negro. Llevamos a cabo la inversión en el rango de frecuencias 0.03-0.5 Hz, que fue buscado mediante prueba y error, dando una buena relación señal-ruido tanto para el evento principal como para la réplica.

Dado que la inversión de las ASTFs en dos estaciones cercanas equivale a invertir en una sola estación duplicando su peso, eliminamos las estaciones C090 y C110 debido a su proximidad a C010 y CO03, respectivamente (Fig. 4.7).

La cobertura azimutal es deficiente al oeste por la falta de estaciones en esa dirección, por lo cual nuestra inferencia respecto a la directividad de la fuente es limitada. Sin embargo es posible ver la variabilidad de las amplitudes y duraciones de las ASTFs. Observamos que las estaciones C010 y CO03 que se encuentran al norte se caracterizan por tener una corta duración y gran amplitud, en comparación con las estaciones al sur, con duraciones más largas y menores amplitudes (particularmente la estación MT05), lo cual indica una ruptura propagándose hacia el norte.

Para la inversión de los modelos de parches elípticos usamos una grilla espacial centrada en el epicentro del evento principal, orientada con el mismo rumbo e inclinación de la falla, abarcando 320 km a lo largo del rumbo y 120 km a lo largo de la inclinación (rectángulo negro en la Figura 5.6a). Las elipses se buscaron de manera que sus centros estuvieran dentro de la grilla. La inversión de las ASTFs resultó en 75250 modelos de pares de parches elípticos. La solución con la mayor reducción de varianza tiene un valor $VR_{opt} = 0.86$, y sus curvas ASTFs sintéticas se muestran en la Figura 5.5 en color rojo, donde puede observarse el nivel de ajuste con las curvas usadas como dato para la inversión.

Consideramos además el conjunto de las soluciones mejor ajustadas dentro del 95% del VR_{opt} , es decir con $0.95VR_{opt} < VR < VR_{opt}$, que consta de 30 modelos de pares de elipses (Figura 5.6a). El conjunto mostró características similares en todos los modelos: un parche casi circular (en color azul) con deslizamiento entre 2 y 8 m y un parche elongado (en color rojo), con deslizamiento entre 1 y 15 m. Notamos que el parche elongado es menos estable que el circular en cuanto al valor de deslizamiento.

La Figura 5.6b muestra la distribución del deslizamiento promedio obtenido a partir del conjunto de los 30 modelos mejor ajustados. La poca estabilidad de los parches más elongados en cuanto a su valor de deslizamiento genera una extensión poco realista del deslizamiento promedio a lo largo de la dirección de rumbo, con valores por debajo de 4.5 m, que es aproximadamente la mitad del deslizamiento máximo (el máximo de 8.6 m se alcanza para el punto de lat. -31.1° y long. -71.7°). Por esta razón consideramos que en la Figura 5.6b el resultado más confiable corresponde a los deslizamientos por encima de 4.5 m, formando un único parche casi circular.

Las velocidades de ruptura V_r de los modelos varía entre 1.5 y 2.0 km/s, teniendo la solución óptima un valor $V_r = 1.6$ km/s.

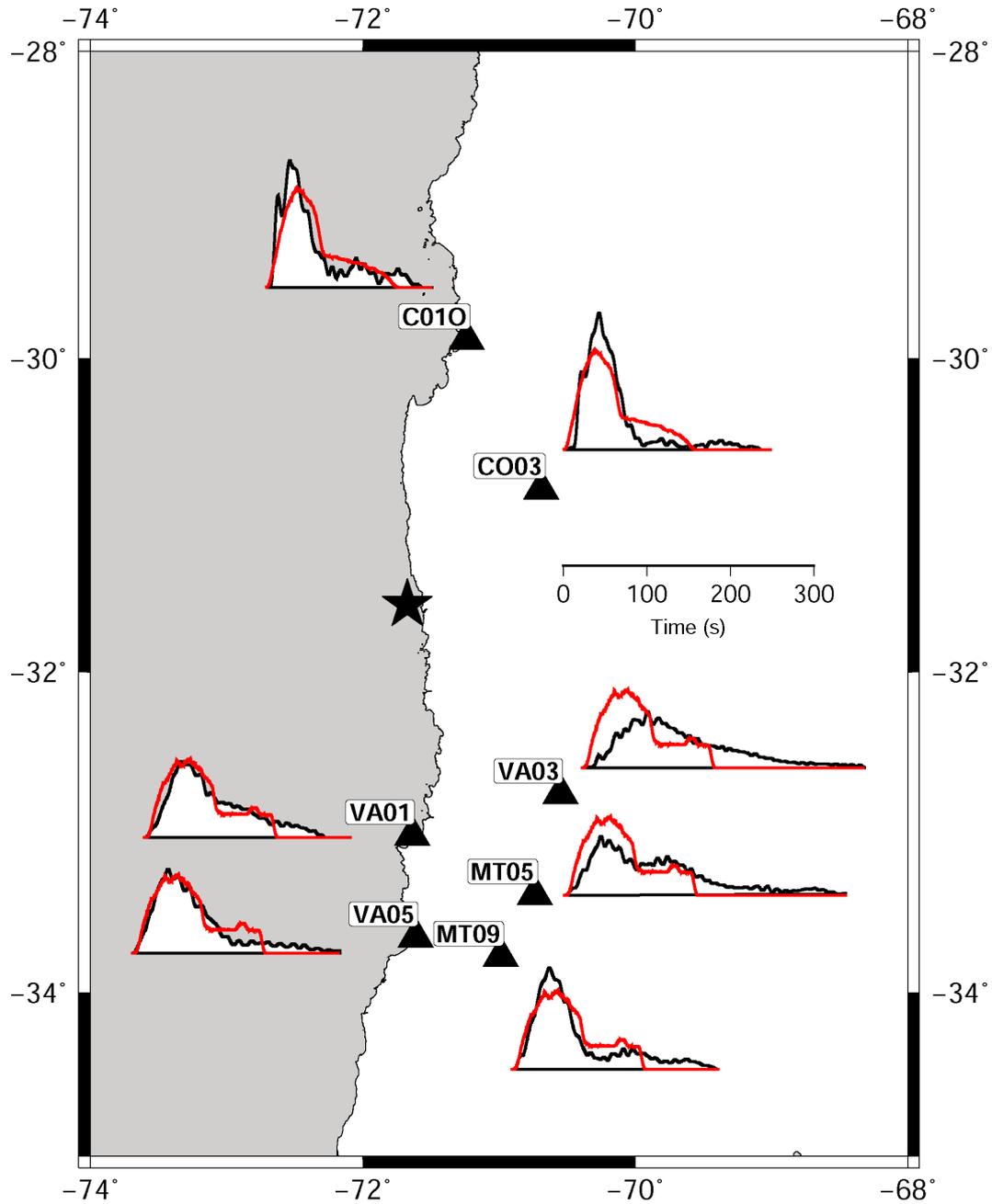


Figura 5.5. Funciones temporales aparentes de la fuente (ASTFs) obtenidas por el método de Funciones de Green Empíricas (curvas color negro) y las calculadas a partir del mejor modelo de parches elípticos (curvas color rojo).

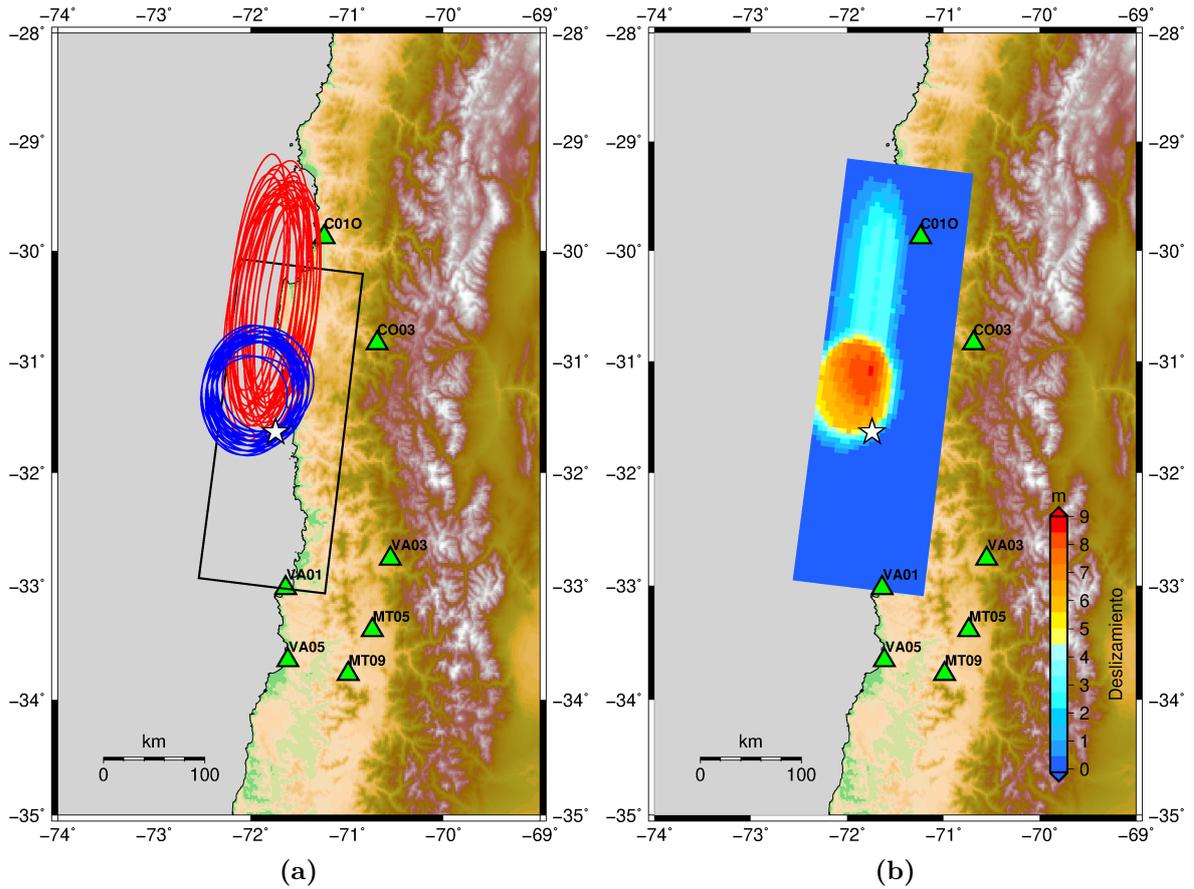


Figura 5.6. Modelado EGF. **(a)** Conjunto de 30 soluciones dentro del 95 % del valor VR óptimo. Cada solución está formada por un par de elipses, una de ellas casi circular (azul) con deslizamientos entre 2 y 8 m, y otra elongada (rojo) con deslizamientos entre 1 y 15 m. El rectángulo negro representa la grilla espacial para la búsqueda del centro de las elipses y la estrella blanca representa el epicentro del evento principal. **(b)** Deslizamiento promedio para las soluciones graficadas en (a). El máximo se alcanza con un valor de 8.6 m en el punto de lat. -31.1° y long. -71.7° .

5.5. Discusión y conclusiones

Partiendo de los resultados del modelado ID de 3 puntos de la Sección 4.4.5 para el rango de frecuencias 0.01-0.02 Hz, la representación equivalente de la fuente por un parche circular con deslizamiento uniforme (EUP) da como resultado, para las mismas frecuencias, un deslizamiento de 5.6 m, una caída del esfuerzo de aproximadamente 7 MPa y una velocidad de ruptura de 2 km/s. Con una magnitud M_w 8.2, este modelo subestima sólo ligeramente la magnitud dada por GCMT (M_w 8.3). El parche, con un radio de 50 km alcanza a cubrir un gap de réplicas, lo cual es consistente con la relajación de tensión posterior al evento principal.

Para frecuencias más altas, el método EGF nos permitió obtener una distribución del deslizamiento sobre la falla. La presencia de parches elípticos elongados provoca un alargamiento del área de deslizamiento en la dirección del rumbo, al norte del epicentro. Sin embargo, la poca estabilidad de los parches elongados en cuanto a su valor de deslizamiento sugiere que ese alargamiento en la distribución de deslizamientos podría ser artificial, por lo que consideramos más confiable la distribución con valores por encima de los 4.5 m, que es aproximadamente la mitad del deslizamiento máximo alcanzado. El método EGF además estima una velocidad de ruptura entre 1.5 - 2.0 km/s, en concordancia con el valor de 2 km/s obtenido por el método EUP.

En este punto, habiendo presentado los resultados referentes al modelado de falla finita del terremoto de Illapel, es pertinente hacer una comparación entre estos y los obtenidos en los modelados MPS (Sec. 4.4) de manera de analizar la consistencia entre todos ellos.

La Figura 5.7 muestra la distribución de deslizamiento EGF para valores > 4.5 m junto con el parche circular uniforme EUP, pudiéndose apreciar la similitud en la ubicación de ambas áreas de deslizamiento. En la figura está graficado también el modelo ID de 3 puntos obtenido en la Sección 4.4.5, observándose que los tres puntos de liberación de energía están dentro de la región abarcada por los dos modelos de deslizamiento. Lo mismo sucede con los pares solución del método NNLS (Fig. 4.13) que para mayor claridad en la figura no fueron incluidos. En conjunto, observamos que los dos modelos de falla finita están en buen acuerdo respecto de la posición y tamaño del área de deslizamiento, y que esta región comprende los puntos de liberación de energía de los modelos ID y NNLS.

También la propagación de la ruptura es consistente en los diferentes modelados, siendo en dirección norte para el modelo EGF y en dirección noroeste para los modelos ID y NNLS.

La función temporal fue calculada para los modelos NNLS y EUP, mostrando parámetros similares: duración entre 60 y 80 s y con máximos de tasa de momento entre 5.7 y 6.3×10^{19} N m s⁻¹ producidos entre los 40 y 45 s después de la hora origen.

La Tabla 5.2 resume los resultados de todos los modelos obtenidos para el terremoto de Illapel en este capítulo y en la Sección 4.4.

Para validar nuestros resultados, los comparamos con los obtenidos en trabajos publicados por otros autores. Particularmente nos concentraremos en los trabajos más exhaustivos de Melgar *et al.* (2016) y Ye *et al.* (2016). A pesar de las diferencias en los conjuntos de datos y métodos utilizados, nuestra estimación de la velocidad de ruptura es consistente con estos estudios independientes, y otros citados en la Sec. 5.4.1. En la Figura 5.8 las curvas irregulares representan los contornos de deslizamiento de ~ 8 m de Melgar *et al.* (2016) (línea fina continua) y Ye *et al.* (2016) (línea fina punteada). Observamos que los deslizamientos principales delimitados por esos contornos se superponen con las regiones de deslizamiento identificadas por nuestros modelados EUP y EGF. Mientras que la inversión de deslizamiento de Ye *et al.* (2016) está caracterizada por un único parche, Melgar *et al.* (2016) reportan dos episodios de deslizamiento mayor, los cuales se desarrollan entre los 30 – 50 y 50 – 70 s después de la hora origen, respectivamente. Nuestros resultados confirman esta evolución espacio-temporal del

5. Modelado de fuente finita

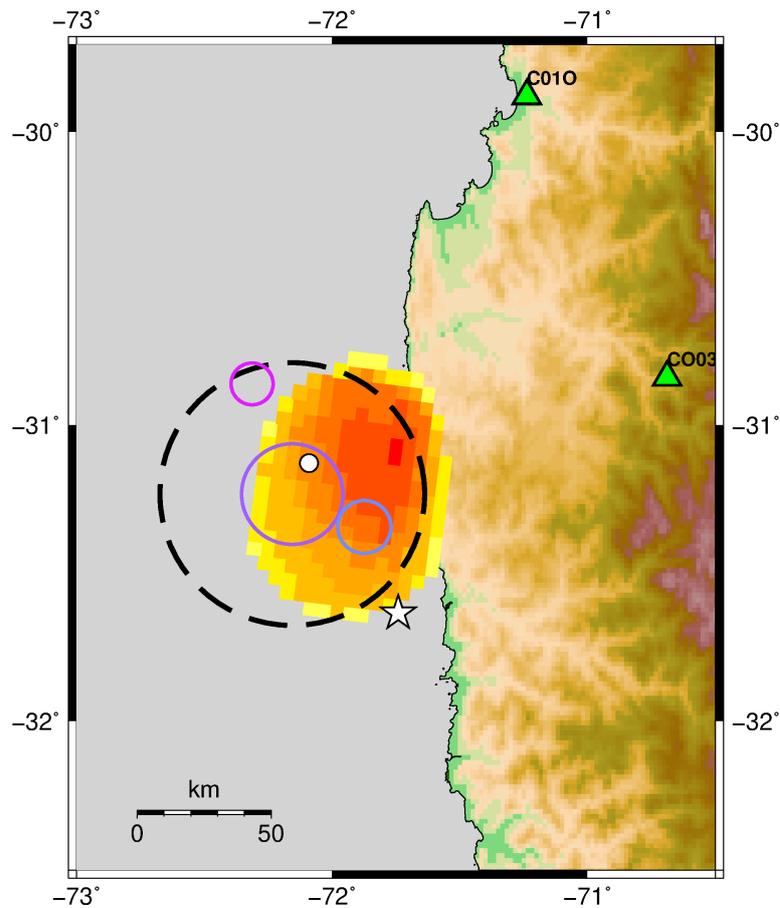


Figura 5.7. Comparación de los diferentes modelados del terremoto de Illapel. La distribución de deslizamiento EGF para valores > 4.5 m (en paleta de colores anaranjados, según la escala de la Fig. 5.6b) y el parche circular uniforme EUP (círculo negro de trazo entrecortado) muestran que ambas áreas de deslizamiento tiene ubicación y extensión similares, mostrando buen acuerdo entre ambos modelos. Además, el modelo ID de 3 puntos (Sec. 4.4.5) (círculos con colores según la escala de la Fig. 4.9), tiene sus tres puntos de liberación de energía comprendidos dentro de la misma área (sucede lo mismo con los pares de fuentes NNLS (Sec. 4.4.6), que no fueron incluidos en la figura para mayor claridad), lo cual muestra que los modelos de múltiples puntos están también en buen acuerdo con los modelos de falla finita respecto a la posición y extensión del área de ruptura. La estrella y círculo blanco representan el epicentro y centroide del evento principal.

Tabla 5.2. Resumen de resultados para el modelado del terremoto de Illapel

Método	Rango de Frec. (Hz)	Modelo de fuente	M_w	VR	Deslizamiento (m)	Vel. de ruptura (km/s)	Duración de la fuente (s)	Tiempo máx. tasa de momento (s)
ID	0.01-0.02	3 puntos	8.0	0.68	—	—	60	50
EUP	0.01-0.02	Parche circular	8.2	0.77	5.6	2	60	45
NNLS	0.02-0.05	2 puntos	8.3 (fijo)	0.55	—	—	80	40
EGF	0.03-0.5	Dos parches elípticos	8.3 (fijo)	—	8.6 (*)	1.6	—	—

(*) Valor máximo de la distribución de deslizamiento.

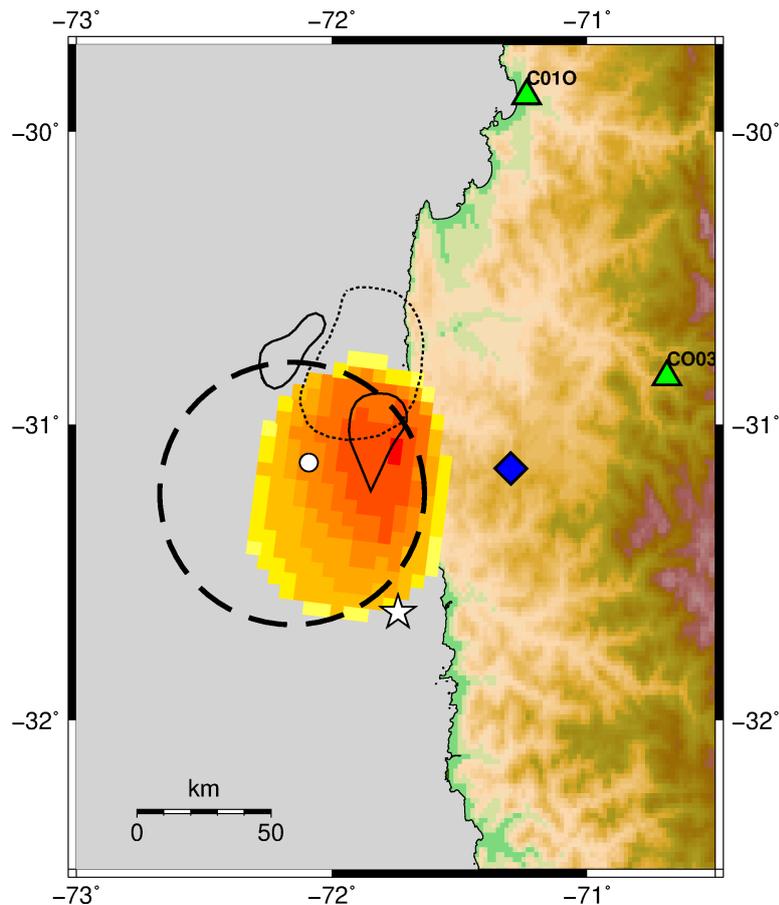


Figura 5.8. Comparación de nuestros resultados con los de otros autores. Los modelos de falla finita EUP y EGF se comparan con las regiones de deslizamiento principal (contorno de 8 m) determinadas por Melgar *et al.* (2016) (línea fina continua) y Ye *et al.* (2016) (línea fina punteada). Se observa que esos deslizamientos principales se superponen con las obtenidas en nuestros modelos. El emisor de radiación intensa obtenido por Ye *et al.* (2016) (rombo azul) es próximo a la circunferencia de nuestro parche circular EUP, sugiriendo que ésta podría ser parte de una barrera, representando un borde de área de ruptura. En términos generales, nuestro modelado con baja cantidad de parámetros obtenido con un conjunto limitado de acelerómetros regionales, está en razonable acuerdo con otros modelados más complejos.

proceso de fuente, incluyendo los mismos ~ 20 s de retardo entre el episodio de relajación de momento superficial y el profundo (Fig. 4.13c). De esto último podemos observar entonces que nuestro modelado estaría más de acuerdo con el modelo propuesto por Melgar *et al.* (2016). Este escenario resultaría consistente con los resultados de un estudio de terremotos históricos a lo largo de la zona de subducción central de Chile (Beck *et al.*, 1998). El trabajo citado sugiere que la zona entre -29° y -32° tiene un tipo de fallamiento muy heterogéneo, y que esta parte del borde de placas podría consistir en asperezas pequeñas a moderadas, pudiendo romperse individualmente en sismos independientes, o todos juntos, generando terremotos como por ejemplo el evento M_s 8.3 del año 1922, caracterizado por un tipo de ruptura de múltiples asperezas.

Además de las inversiones de deslizamiento en bajas frecuencias, los trabajos citados incluyen retroproyección de datos telesísmicos en altas frecuencias (0.5-2.0 Hz). Por ejemplo, Ye *et al.* (2016) localizaron un emisor de radiación intensa en la parte más profunda de la falla, aproximadamente 50 km al noreste del epicentro (rombo azul en la Figura 5.8).

Este punto, que se encuentra próximo a la circunferencia de nuestro parche circular EUP, podría corresponder a un emisor en alta frecuencia asociado a la presencia de una barrera, representando un borde del área de ruptura. Las barreras son zonas donde el proceso de ruptura se detiene abruptamente, generándose las llamadas ‘fases de detención’ (stopping phases). Estas fases son ricas en altas frecuencias debido al cambio brusco en la velocidad de deslizamiento sobre la falla (Bernard y Madariaga, 1984; Madariaga, 1977). Creemos que el modelo de parche circular es válido, aunque es el modelo más simple de falla finita, porque coincide razonablemente bien con la región principal de deslizamiento del modelado EGF y con un gap en la distribución de réplicas (Fig. 5.4). Además, observamos que la posición del emisor de altas frecuencias propuesto por Ye *et al.* (2016) está cerca de la terminación abrupta de la distribución de réplicas en la dirección descendiente de la falla (borde en dirección este).

Como conclusión podemos decir que usando una cantidad limitada de datos (9 registros de acelerómetros a distancias regionales) y modelos con baja cantidad de parámetros (ID de 3 puntos, NNLS de 2 puntos, modelo de parche circular uniforme y modelos de pares de parches elípticos) hemos podido obtener las mismas características generales del proceso de ruptura en comparación con otros trabajos basados en conjuntos más abundantes de datos e inversiones de múltiples parámetros. Por características generales queremos decir posición del área principal de ruptura, dirección dominante de propagación de la ruptura y velocidad de ruptura. En particular, la segmentación del proceso de fuente en dos episodios, un temprano (profundo) y otro tardío (superficial), indicado para bajas frecuencias en algunos de los trabajos publicados, también fue detectada en nuestro modelado.

Respecto de las técnicas que aplicamos en el modelado del terremoto de Illapel, algunas de ellas han funcionado bien en eventos de magnitudes menores estudiados por diversos autores. Gallovič y Zahradník (2012) usaron modelado MPS y datos de acelerómetros para estimar el tamaño y la extensión de subfuentes dentro de la zona de ruptura del terremoto de L’Aquila, M_w 6.3, en 2009. Quintero *et al.* (2014) ajustaron datos de acelerómetros para un modelado MPS del terremoto de Nicoya, M_w 7.6, en 2012. A través de un modelado MPS Hicks y Rietbrock (2015a) encontraron que el terremoto de Araucanía, M_w 7.1, en 2011, que fue reportado como un evento simple en las soluciones globales de tensor momento, estuvo en cambio compuesto por dos rupturas en dos fallas separadas. Sokos *et al.* (2016) estudiaron el terremoto de Lefkada, M_w 6.4, en 2015, usando modelados MPS y EGF para determinar la propagación compleja de la ruptura y la distribución de deslizamiento.

Considerando los trabajos citados más arriba y los resultados que obtuvimos en nuestro modelado de este gran terremoto, podemos decir que una red de acelerómetros puede ser útil por sí misma para estudiar procesos de ruptura en un amplio rango de magnitudes. Esto es particularmente interesante para evento moderados ($M_w < 6.5$) que no tienen modelos de falla finita calculados por agencias internacionales como el USGS, situación que pone de manifiesto la necesidad de estudios independientes. Es posible que para eventos más pequeños ($M_w < 5$) los modelos de falla finita como el EUP y EGF no sean exitosos, pero los modelos MPS podrían indicar una multiplicidad de la fuente, dando parámetros generales de la ruptura. Esto representa una fuerte motivación para mejorar las redes de acelerómetros en los lugares del mundo con escasa instrumentación. Dado el bajo costo de esos instrumentos comparados con los sismómetros, los resultados de este trabajo pueden resultar motivadores para la instalación de acelerómetros como parte de redes de sismómetros poco densificadas.

Conclusiones

Esta Tesis se desarrolló en base a dos objetivos: obtener nuevos mecanismos focales en Tierra del Fuego (TdF) y evaluar la potencialidad que tendría una red de acelerómetros en los estudios de fuente de futuros grandes terremotos en la región. Ambos objetivos apuntan al mejor conocimiento de los procesos de fuente sísmica, que son importantes para poder llevar adelante estudios de riesgo sísmico. Teniendo en cuenta los antecedentes de sismicidad en la región (Sec. 1.4), estos estudios son fundamentales para planificar las construcciones y para diseñar planes de mitigación de posibles desastres.

Para cumplir con los objetivos propuestos, la Tesis está estructurada de manera de ir aproximándonos a los parámetros de fuente con modelados basados en inversión de forma de onda, que crecen progresivamente en complejidad y grado de detalle de la fuente. Comenzamos con el modelo más simple, que consiste en considerar la fuente como un único punto (el centroide) (Cap. 3), y terminamos con los modelos más simples de falla finita (EUP, EGF) (Cap. 5), pasando por los modelos de múltiples puntos (MPS) (Cap. 4), y haciendo aplicaciones en todos los casos.

Para lograr el primer objetivo, comenzamos estudiando un sismo de gran magnitud (M_w 6.9) sobre el Mar de Scotia (Sec. 3.4). Lo elegimos por ser el evento que encontramos más cercano a nuestra zona de estudio (TdF) y sobre el mismo borde de placas, cumpliendo con dos requisitos: contar con datos apropiados para aplicar las técnicas de inversión y tener solución de mecanismo focal previamente calculado por agencias internacionales. Esto nos permitió modelar su centroide, y comparar los resultados con las soluciones de referencia (Tab. 3.4, Fig. 3.12). Los resultados fueron satisfactorios, validando así el uso de las técnicas de inversión de onda en una región muy próxima a nuestra zona de estudio. Además, evaluamos la calidad de nuestros resultados de manera independiente a la solución de referencia, utilizando índices diseñados para ese fin (Sec. 3.2.3, Tab. 3.5), lo cual es una herramienta de control fundamental, especialmente en las aplicaciones donde no se cuenta con soluciones de otras agencias. Los resultados para este evento sugirieron además una posible complejidad de la fuente, que investigamos aplicando un modelado MPS (Fig. 4.3), aunque los resultados fueron equivalentes al modelado de centroide, poniendo en evidencia la necesidad de contar con estaciones más cercanas para llevar adelante modelados más avanzados.

Habiendo validado las técnicas de inversión para nuestra zona de estudio, hicimos una revisión exhaustiva del catálogo sísmológico de TdF en busca de eventos que fueran aptos para el modelado de centroide. La distancia epicentral, magnitud del evento, relación señal-ruido (SNR) y cantidad y distribución de estaciones son parámetros que determinan si es posible invertir exitosamente los registros de un evento. Al evaluar la factibilidad de la inversión con nuestros datos, observamos que en la mayoría de los casos éstos no presentaban una buena SNR debido a la baja magnitud de los eventos ($m_b < 4$). Sin embargo, hallamos un sismo de magnitud m_b 4.2 con buena SNR y cantidad suficiente de registros, que fue posible estudiar usando un conjunto de modelos de velocidades basados en los resultados de (Buffoni, 2017), que caracterizan la estructura cortical de TdF (Tab. 3.8). Aplicamos primero una inversión de

5. Conclusiones

formas de onda que dio un buen ajuste para los modelos que describen la estructura cortical entre las estaciones TRVA y USHA, y debajo de las estaciones TRVA y DSPA (Fig. 3.19). Sin embargo, las dificultades que mostró el ajuste de formas de onda nos motivaron a buscar otras estrategias para analizar este evento. Con una cantidad limitada de estaciones y a distancias epicentrales relativamente grandes para la magnitud del sismo, observamos que las características del evento encuadraban dentro de las descritas para la aplicación de la técnica de inversión de envolventes (Sec. 3.3). Los resultados para todos los modelos de velocidades mostraron un muy buen ajuste de las envolventes de los sismogramas, y los mecanismos focales resultaron ser muy similares entre sí (Fig. 3.20), por lo que consideramos apropiado tomar el mecanismo promedio como representación global del resultado (Fig. 3.21). Este mecanismo es muy similar al obtenido por inversión de formas de onda (Fig. 3.19): un plano de rumbo este-oeste (plano 1) con desplazamiento sinistral, y otro con rumbo norte-sur (plano 2) y desplazamiento dextral, ambos con alta inclinación. Tomando en cuenta que el plano 1 tiene una orientación y un sentido de desplazamiento similares a los que caracterizan a la FMF (Sec. 1.3) y que nuestra localización ubica al evento sobre la FMF (Fig. 3.14), consideramos que este plano se trataría del plano de falla. Además, la profundidad del centroide dio valores entre 5 y 10 km, similar a la profundidad asumida para el hipocentro, lo cual es razonable para un evento de baja magnitud.

Para lograr el segundo objetivo de la Tesis, estudiamos un evento de magnitud muy grande (M_w 8.4) en Illapel, Chile, localizado en la zona de subducción del borde de placas Sudamericana-Nazca, que cuenta con datos de una red de acelerómetros. La elección de un sismo fuera de nuestra zona de estudio se debió a que TdF cuenta con instrumentación sismológica recién a partir de la década de los '90, por lo que no contamos con registros de eventos de gran magnitud en la región. Aplicamos primero un modelado MPS (Sec. 4.4), que en dos rangos de frecuencias mostró los mismos rasgos generales del proceso de fuente, referentes a la dirección de propagación de la ruptura (Fig. 4.9) y segmentación del proceso de fuente en dos episodios de liberación de energía (Fig. 4.13). Este modelado proporcionó los parámetros básicos para diseñar el modelo más simple de fuente finita (EUP, Sec. 5.2), que permitió tener más detalles del proceso de fuente, como el área de ruptura, el deslizamiento promedio, velocidad de ruptura y caída de tensión sobre la falla (Sec.5.4.3). Teniendo además una réplica con localización y mecanismo focal similares al evento principal, pudimos hacer un modelado más complejo (EGF, Sec. 5.3), que nos permitió obtener un modelo de distribución de deslizamiento sobre la falla (Fig. 5.6).

Contrastando nuestros resultados con los de otros autores (Melgar *et al.*, 2016; Ye *et al.*, 2016)(Fig. 5.8) pudimos concluir que usando una cantidad limitada de datos (9 registros de acelerómetros a distancias regionales) y modelos con baja cantidad de parámetros (MPS de 2 y 3 puntos, parche circular uniforme -EUP- y pares de parches elípticos -EGF-) hemos podido obtener las mismas características generales del proceso de ruptura en comparación con otros trabajos basados en conjuntos más abundantes de datos e inversiones de múltiples parámetros. Por características generales queremos decir posición del área principal de ruptura, dirección dominante de propagación de la ruptura y velocidad de ruptura; y particularmente en este caso, segmentación del proceso de fuente en dos episodios de liberación de energía.

Considerando otros trabajos que analizan una gran diversidad de terremotos con las mismas técnicas (Galovič y Zahradník, 2012; Hicks y Rietbrock, 2015a; Quintero *et al.*, 2014; Sokos *et al.*, 2016) y los resultados que obtuvimos en el modelado de este gran terremoto, concluimos que una red de acelerómetros puede ser útil por sí misma para estudiar procesos de ruptura en un amplio rango de magnitudes. Esto es particularmente interesante para eventos moderados ($M_w < 6.5$) que no tienen modelos de falla finita calculados por agencias internacionales como el USGS, situación que pone de manifiesto la necesidad de estudios

independientes. Es posible que para eventos más pequeños (M_w 5) los modelos de falla finita como el EUP y EGF no sean exitosos, pero los modelos MPS podrían indicar una multiplicidad de la fuente, dando parámetros generales de la ruptura. Estos resultados, junto con el hecho de que los acelerómetros son instrumentos de bajo costo económico comparados con los sismómetros banda ancha, representan una fuerte motivación para ampliar la red de acelerómetros en TdF, cubriendo el territorio argentino de la Isla.

Como conclusiones finales podemos decir que:

- Obtuvimos un resultado original de mecanismo focal con estimación de profundidad para un evento en TdF (resultados preliminares fueron publicados en Bollini y Sabbione (2014)). Consideramos que aunque se trata de un solo evento, este resultado es de gran importancia ya que, excepto los sismos históricos de 1949, no hemos encontrado soluciones de mecanismo focal calculados para eventos dentro del territorio de la Isla Grande de Tierra del Fuego.
- Validamos un nuevo conjunto de modelos de velocidades basados en los resultados de Buffoni (2017) para la estructura cortical de TdF, concluyendo que son aptos para el cálculo de mecanismos focales en la región.
- Confirmamos, mediante el análisis exhaustivo del catálogo sismológico de TdF, que dada la baja magnitud de los eventos, un estudio sistemático de los mecanismos focales requeriría de una red de sismómetros banda ancha más densa que la actual, permitiendo tener no sólo una mejor cobertura acimutal, sino también distancias epicentrales más cortas mejorando así la relación señal-ruido en los sismogramas.
- Llevamos a cabo el primer estudio orientado a promover la instalación de acelerómetros en el territorio argentino de TdF (publicado en Bollini *et al.* (2018)), con perspectivas a futuros estudios de riesgo sísmico.

Por último concluimos que la densificación de instrumental sismológico en TdF es de vital importancia para poder hacer estudios tendientes a la evaluación del riesgo sísmico. Considerando que la existencia de eventos destructivos en el pasado han posicionado a TdF en un nivel de peligrosidad sísmica de moderada a alta, este tipo de estudios es de gran importancia para la región. Además, si bien la instalación de acelerómetros permitiría contar con registros especialmente útiles para el modelado de fuente en caso de ocurrencia de grandes eventos, la densificación de la red de sismómetros banda ancha permitiría determinar con mayor precisión la sismicidad local y llevar a cabo estudios muy diversos, por lo que consideramos que la instalación de acelerómetros debería hacerse como complemento a la densificación de la red existente de sismómetros en el territorio argentino de la Isla. La necesidad de buscar sitios apropiados para la instalación de instrumental, que garanticen la obtención de registros con buena relación señal-ruido, puede ser la motivación de futuros estudios en TdF.

Referencias

- Adaros Cárcamo, R. E. (2003). Sismicidad y Tectónica del extremo sur de Chile. Tesis de máster, Universidad de Chile.
- Aki, K. y Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*. University Science Books.
- Barrientos, S. (2016). Informe técnico del terremoto de Illapel del 16 de septiembre de 2015. http://www.csn.uchile.cl/wp-content/uploads/2015/12/Informe_Tecnico_terremoto_Illapel_SB.pdf. [Online; último acceso 18 de enero de 2019].
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., y Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129.
- Benavente, R., Cummins, P. R., y Dettmer, J. (2016). Rapid automated W-phase slip inversion for the Illapel great earthquake (2015, Mw= 8.3). *Geophysical Research Letters*, 43(5):1910–1917.
- Benetatos, C., Málek, J., y Verga, F. (2013). Moment tensor inversion for two micro-earthquakes occurring inside the Hájek gas storage facilities, Czech Republic. *Journal of seismology*, 17(2):557–577.
- Bernard, P. y Madariaga, R. (1984). High-frequency seismic radiation from a buried circular fault. *Geophysical Journal International*, 78(1):1–17.
- Bollini, C. y Sabbione, N. (2014). Moment tensor solution for a M 4.2 event in Tierra del Fuego. *Earth Sciences Research Journal*, 18:170–171.
- Bollini, C., Sabbione, N., Plicka, V., y Zahradník, J. (2018). Low-parametric modeling of the 2015, MW 8.3 Illapel, Chile earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 88:144–156.
- 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.
- Buffoni, C. (2008). Estudio de sismicidad en la Isla de Tierra del Fuego. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata*.
- Buffoni, C. (2017). *Determinación de la estructura cortical en el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Buffoni, C., Sabbione, N. C., Connon, G., y Hormaechea, J. L. (2009). Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en Tierra del Fuego y zonas aledañas. *Geoacta*, 34(2):75–86.

5. Referencias

- Buffoni, C., Schimmel, M., Sabbione, N. C., Rosa, M. L., y Connon, G. (2019). Crustal structure beneath Tierra del Fuego, Argentina, inferred from seismic P-wave receiver functions and ambient noise autocorrelations. *Tectonophysics*, 751:41–53.
- Carvalho, J., Barros, L. V., y Zahradník, J. (2019). Inversion for Focal Mechanisms Using Waveform Envelopes and Inaccurate Velocity Models: Examples from Brazil. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(1):138–151.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammler, K., y Dahm, T. (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Cisternas, A. y Vera, E. (2008). Sismos históricos y recientes en Magallanes. *Magallania (Punta Arenas)*, 36(1):43–51.
- Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y., y Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057):404.
- Coronato, A., Bujalesky, G., Fernandez, M., y Schiavini, A. (1995). Evaluación del impacto ambiental del Ferrocarril Austral Fueguino. En *Presentado ante la Administración de Parques Nacionales.*, pp. –.
- Costa, C. H., Smalley Jr., R., Schwartz, D. P., Stenner, H. D., Ellis, M., Ahumada, E. A., y Velasco, M. S. (2006). Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagnano fault, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4):647–657.
- Courboux, F., Deichmann, N., y Gariel, J.-C. (1999). Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M 5 Epagny–Annecy earthquake. *Geophysical Journal International*, 139(1):152–160.
- Courboux, F., Santoyo, M., Pacheco, J., y Singh, S. (1997). The 14 September 1995 (M=7.3) Copala, Mexico, earthquake: A source study using teleseismic, regional, and local data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(4):999–1010.
- Coutant, O. (1990). Program of Numerical Simulation AXITRA, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique Report. *University of Joseph Fourier (in French)*.
- CSN (2015). Centro Sismológico Nacional. Registro de eventos significativos. <http://evtdb.csn.uchile.cl>. [Online; último acceso 04 de junio de 2018].
- CSN (2016). Centro Sismológico Nacional. Informe sobre réplicas a seis meses del terremoto de Illapel. <http://www.csn.uchile.cl/informe-sobre-replicas-del-terremoto-de-illapel/>. [Online; último acceso 27 de febrero de 2018].
- Dahm, T. y Krüger, F. (2012). Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. En Borman, P., editor, *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Dalziel, I. W. y Brown, R. L. (1989). Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: implications for Cordilleran orogenesis. *Geology*, 17(8):699–703.

-
- Das, S. y Aki, K. (1977). Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of geophysical research*, 82(36):5658–5670.
- Del Cogliano, D., Perdomo, R., Hormaechea, J., Olivero, E., Strelin, J., y Martinioni, D. (2000). GPS detection of movements between SCO and SAM plates in the Argentinean part of Tierra del Fuego Island. En *31st International Geological Congress, Río de Janeiro, Brazil, Abstracts*, volumen 5.
- Dias, F., Zahradník, J., y Assumpção, M. (2016). Path-specific, dispersion-based velocity models and moment tensors of moderate events recorded at few distant stations: Examples from Brazil and Greece. *Journal of South American Earth Sciences*, 71:344–358.
- Duputel, Z., Kanamori, H., Tsai, V. C., Rivera, L., Meng, L., Ampuero, J.-P., y Stock, J. M. (2012). The 2012 Sumatra great earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 351:247–257.
- Dziewonski, A., Chou, T.-A., y Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4):2825–2852.
- Dziewonski, A. M. y Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4):297–356.
- EARG (2020). Catálogo Sismológico de Referencia de Tierra del Fuego, 8vo Complemento. Estación Astronómica Río Grande. <http://earg.fcaglp.unlp.edu.ar/sismologia/>. [Online; último acceso 10 de diciembre de 2020].
- Ekström, G., Nettles, M., y Dziewoński, A. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200:1–9.
- Febrer, J., Plasencia, M., y Sabbione, N. (2000). Local and regional seismicity from Ushuaia broadband station observations (Tierra del Fuego). *Terra Antartica*, 8(2):35–40.
- Fojtíková, L. y Zahradník, J. (2014). A new strategy for weak events in sparse networks: The first-motion polarity solutions constrained by single-station waveform inversion. *Seismological Research Letters*, 85(6):1265–1274.
- Forsyth, D. W. (1975). Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research*, 80(11):1429–1443.
- Fuenzalida, R. H. (1972). Geological Correlation Between the Patagonian Andes and Antarctic Peninsula and Some Tectonic Implications. Tesis de máster, Stanford University.
- Gallovič, F. y Zahradník, J. (2012). Complexity of the Mw 6.3 2009 L’Aquila (central Italy) earthquake: 1. Multiple finite-extent source inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- GEOSCOPE (2015). SCARDEC Source Time Functions Database. <http://scardec.projects.sismo.ipgp.fr/>. [Online; último acceso 27 de febrero de 2018].
- Giner-Robles, J., González-Casado, J., Gumiel, P., Martín-Velázquez, S., y García-Cuevas, C. (2003). A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4):179–191.

5. Referencias

- Halló, M. (2018). *Influence of velocity model uncertainty in earthquake source inversions*. Tesis doctoral, Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta.
- Halló, M. y Gallovič, F. (2016). Fast and cheap approximation of Green function uncertainty for waveform-based earthquake source inversions. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2):1012–1029.
- Havskov, J. y Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5):532–534.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., y Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- Heidarzadeh, M., Murotani, S., Satake, K., Ishibe, T., y Gusman, A. R. (2016). Source model of the 16 September 2015 Illapel, Chile, Mw 8.4 earthquake based on teleseismic and tsunami data. *Geophysical Research Letters*, 43(2):643–650.
- Hicks, S. y Rietbrock, A. (2015a). Megathrust earthquake complexity from inversion of regional seismic waveforms: the Jan. 2011 Mw 7.1 Araucania, Chile earthquake. En *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volumen 17.
- Hicks, S. P., Okuwaki, R., Steinberg, A., Rychert, C. A., Harmon, N., Abercrombie, R. E., Bogiatzis, P., Schlaphorst, D., Zahradnik, J., Kendall, J.-M., Yagi, Y., Shimizu, K., y Sudhaus, H. (2020). Back-propagating supershear rupture in the 2016 M w 7.1 Romanche transform fault earthquake. *Nature Geoscience*, 13(9):647–653.
- Hicks, S. P. y Rietbrock, A. (2015b). Seismic slip on an upper-plate normal fault during a large subduction megathrust rupture. *Nature Geoscience*, 8(12):955–960.
- Hutchings, L., Mert, A., Fahjan, Y., Novikova, T., Golara, A., Miah, M., Fergany, E., y Foxall, W. (2018). Physics-based hazard assessment for critical structures near large earthquake sources. En *Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations*, pp. 311–338. Springer.
- INPRES (2021). Instituto Nacional de Prevención Sísmica. <https://www.inpres.gob.ar/desktop/>. [Último acceso: 13 de marzo de 2021].
- IRIS (2015). Incorporated Research Institutions for Seismology. <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2015/09/16/illapel-chile/>. [Online; último acceso 27 de febrero de 2018].
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., y Vidale, J. E. (2007). Teleseismic P wave imaging of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Sumatra earthquake ruptures using the Hi-net array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B11).
- Jaschek, E. U., Sabbione, N. C., y Sierra, P. J. (1982). Reubicación de sismos localizados en territorio argentino (1920-1963). *Serie Geofísica. Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata.*, 11.
- Jost, M. u. y Herrmann, R. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2):37–57.
- Kagan, Y. (1991). 3-d rotation of double-couple earthquake sources. *Geophysical Journal International*, 106(3):709–716.

-
- Kanamori, H. y Stewart, G. S. (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B7):3427–3434.
- Kikuchi, M. y Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6):2335–2350.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., y Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10):19635–19646.
- Klepeis, K. A. (1994). The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11):22001–22014.
- Knopoff, L. y Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26):4957–4963.
- Křížová, D., Zahradník, J., y Kiratzi, A. (2013). Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(4):2460–2473.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust. En *Geophys. Res. Abstr*, volumen 15, p. 2658. EGU General Assembly Vienna, Austria.
- Lawson, C. L. y Hanson, R. J. (1974). *Solving Least Squares Problems*. Prentice-Hall.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., y Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Li, L., Lay, T., Cheung, K. F., y Ye, L. (2016). Joint modeling of teleseismic and tsunami wave observations to constrain the 16 September 2015 Illapel, Chile, Mw 8.3 earthquake rupture process. *Geophysical Research Letters*, 43(9):4303–4312.
- Lienert, B. R., Berg, E., y Frazer, L. N. (1986). HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3):771–783.
- Lienert, B. R. y Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5):26–36.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., y Lippai, H. (2003). Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics*, 22(6).
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59(3):938–960.
- Madariaga, R. (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophysical Journal International*, 51(3):625–651.
- Madariaga, R. (1979). On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5):2243–2250.

5. Referencias

- Melgar, D., Fan, W., Riquelme, S., Geng, J., Liang, C., Fuentes, M., Vargas, G., Allen, R. M., Shearer, P. M., y Fielding, E. J. (2016). Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw8. 3 Illapel, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(3):961–966.
- Mendoza, L., Perdomo, R., Hormaechea, J. L., Cogliano, D. D., Fritsche, M., Richter, A., y Dietrich, R. (2011). Present-day crustal deformation along the Magallanes–Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophysical Journal International*, 184(3):1009–1022.
- Mendoza, L., Richter, A., Fritsche, M., Hormaechea, J. L., Perdomo, R., y Dietrich, R. (2015). Block modeling of crustal deformation in Tierra del Fuego from GNSS velocities. *Tectonophysics*, 651:58–65.
- Meng, L., Ampuero, J.-P., Stock, J., Duputel, Z., Luo, Y., y Tsai, V. (2012). Earthquake in a maze: Compressional rupture branching during the 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake. *Science*, 337(6095):724–726.
- Menichetti, M., Lodolo, E., y Tassone, A. (2008). Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt-Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta*, 6(1):19–42.
- Okuwaki, R., Yagi, Y., Aránguiz, R., González, J., y González, G. (2016). Rupture process during the 2015 Illapel, Chile earthquake: Zigzag-along-dip rupture episodes. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4):1011–1020.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R. (2001). A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(2):175–188.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Gaffet, S., Lorca, E., y Perez, A. (2002). Seismotectonic and Body-wave Tomography of Central Chile-NW Argentina Flat-slab Subduction Zone Using Local Earthquakes. En *EGS General Assembly Conference Abstracts*, volumen 27.
- Pelayo, A. M. y Wiens, D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6):7293–7320.
- Plasencia, M., Connon, G., Hormaechea, J. L., y Sabbione, N. C. (2002). Determinación preliminar de epicentros registrados en la estación sismológica DSPA (Despedida), Provincia de Tierra del Fuego. En *XXI Reunión Científica AAGG*, pp. 285–289.
- Plicka, V. y Zahradník, J. (1998). Inverting seismograms of weak events for empirical Green's tensor derivatives. *Geophysical Journal International*, 132(3):471–478.
- Plicka, V. y Zahradník, J. (2002). The EGF method for dissimilar focal mechanisms: The Athens 1999 earthquake. *Tectonophysics*, 359(1):81–95.
- Quintero, R., Zahradník, J., y Sokos, E. (2014). Near-regional CMT and multiple-point source solution of the September 5, 2012, Nicoya, Costa Rica Mw 7.6 (GCMT) earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 55:155–165.
- Roumelioti, Z., Benetatos, C., y Kiratzi, A. (2009). The 14 February 2008 earthquake (M6. 7) sequence offshore south Peloponnese (Greece): Source models of the three strongest events. *Tectonophysics*, 471(3):272–284.

-
- Sabbione, N. C., Connon, G. C., Hormaechea, J. L., y Rosa, M. L. (2007). Estudio de sismicidad en la provincia de Tierra del Fuego, Argentina. *Geoacta*, 32:41–50.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3):727–746.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., y González, G. (2018). Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46(1):32–65.
- Silver, P. G. y Jordan, T. H. (1982). Optimal estimation of scalar seismic moment. *Geophysical Journal International*, 70(3):755–787.
- Smalley Jr., R., Kendrick, E., Bevis, M., Dalziel, I., Taylor, F., Lauría, E., Barriga, R., Casassa, G., Olivero, E., y Piana, E. (2003). Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).
- Snoke, J. A. (2003). FOCMEC: Focal mechanism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 85:1629–1630.
- Sokos, E., Gallovič, F., Evangelidis, C. P., Serpetsidaki, A., Plicka, V., Kostelecký, J., y Zahradník, J. (2020). The 2018 M w 6.8 Zakynthos, Greece, Earthquake: Dominant Strike-Slip Faulting near Subducting Slab. *Seismological Research Letters*, 91(2A):721–732.
- Sokos, E. y Zahradník, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, 34(8):967–977.
- Sokos, E. y Zahradník, J. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. *Seismological Research Letters*, 84(4):656–665.
- Sokos, E., Zahradník, J., Gallovič, F., Serpetsidaki, A., Plicka, V., y Kiratzi, A. (2016). Asperity break after 12 years: the Mw6.4 2015 Lefkada (Greece) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(12):6137–6145.
- Stein, S. y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Tan, Y. y Helmberger, D. (2007). A new method for determining small earthquake source parameters using short-period P waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4):1176–1195.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J., Schurr, B., Wang, R., y Dahm, T. (2016). The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2):574–583.
- Torres-Carbonell, P. J., Olivero, E. B., y Dimieri, L. V. (2008). Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista geológica de Chile*, 35(1):63–77.
- Tsai, V. C., Nettles, M., Ekström, G., y Dziewonski, A. M. (2005). Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake. *Geophysical Research Letters*, 32(17).
- Udías, A. (1999). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.

5. Referencias

- USGS (2015). United States Geological Survey. Preliminary finite fault results for the Sep 16, 2015 Mw 8.2. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20003k7a#finite-fault>. [Online; último acceso 27 de febrero de 2018].
- Vackář, J., Burjánek, J., Gallovič, F., Zahradník, J., y Clinton, J. (2017). Bayesian ISOLA: New tool for automated centroid moment tensor inversion. *Geophysical Journal International*, 210(2):693–705.
- Vackář, J., Burjánek, J., y Zahradník, J. (2015). Automated detection of long-period disturbances in seismic records; MouseTrap code. *Seismological Research Letters*, 86(2A):442–450.
- Vallée, M. y Bouchon, M. (2004). Imaging coseismic rupture in far field by slip patches. *Geophysical Journal International*, 156(3):615–630.
- Vallée, M., Charléty, J., Ferreira, A. M., Delouis, B., y Vergoz, J. (2011). SCARDEC: a new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body-wave deconvolution. *Geophysical Journal International*, 184(1):338–358.
- Vallée, M. y Douet, V. (2016). A new database of source time functions (STFs) extracted from the SCARDEC method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 257:149–157.
- Vavryčuk, V. (2015). Moment tensor decompositions revisited. *Journal of Seismology*, 19(1):231–252.
- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., y Alvarez, M. (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):86–95.
- Wells, D. L. y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4):974–1002.
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., y Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45):409–410.
- Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., y Koper, K. D. (2016). Rapidly estimated seismic source parameters for the 16 September 2015 Illapel, Chile Mw 8.3 earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 173(2):321–332.
- Zábranová, E. y Matyska, C. (2016). Low-Frequency Centroid Moment Tensor Inversion of the 2015 Illapel Earthquake from Superconducting-Gravimeter Data. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4):1021–1027.
- Zahradník, J., Gallovič, F., Sokos, E., y Tselentis, G. (2011). Preliminary slip model of M9 Tohoku earthquake from strong-motion stations in Japan—an extreme application of ISOLA code. *Report to European Mediterranean Seismological Center*.
- Zahradník, J. y Plešinger, A. (2005). Long-period pulses in broadband records of near earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5):1928–1939.

-
- Zahradník, J. y Plešinger, A. (2010). Toward understanding subtle instrumentation effects associated with weak seismic events in the near field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1):59–73.
- Zahradník, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E., y Tselentis, G.-A. (2005). Iterative deconvolution of regional waveforms and a double-event interpretation of the 2003 Lefkada earthquake, Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1):159–172.
- Zahradník, J. y Sokos, E. (2013). The M W 7.1 Van, Eastern Turkey, earthquake 2011: two-point source modelling by iterative deconvolution and non-negative least squares. *Geophysical Journal International*, 196(1):522–538.
- Zahradník, J. y Sokos, E. (2018a). Fitting waveform envelopes to derive focal mechanisms of moderate earthquakes. *Seismological Research Letters*, 89(3):1137–1145.
- Zahradník, J. y Sokos, E. (2018b). ISOLA Code for Multiple-Point Source Modeling - Review. En D’Amico, S., editor, *Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics*. Springer.
- Zhang, Y., Zhang, G., Hetland, E. A., Shan, X., Wen, S., y Zuo, R. (2016). Coseismic fault slip of the September 16, 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile earthquake estimated from InSAR data. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4):1029–1038.

Lista de abreviaturas

Varias de las abreviaturas son siglas de expresiones en inglés.

ASTF – Funciones temporales aparentes de la fuente
CLVD – Vector dipolo lineal compensado
CSN – Centro Sismológico Nacional
CT – Tiempo del centroide
DC – Doble cupla
DEV – Deviatórico
EARG – Estación Astronómica Río Grande
EGF – Función de Green empírica
EUP – Parche uniforme equivalente
FMF – Falla Magallanes-Fagnano
FMVAR – Índice de variabilidad del mecanismo focal
GCMT – Global Centroid Moment Tensor
IRIS – Incorporated Research Institutions for Seismology
ISC – International Seismological Centre
ISO – Isotrópico
MaxCorr – Máxima correlación
 m_b – Magnitud de ondas internas
MinMisfit – Mínimo desajuste
 ML – Magnitud local
MPS – Fuente de múltiples puntos
MSW – Longitud de onda de corte mínima
MT – Tensor momento
 M_w – Magnitud momento
NNLS – Mínimos cuadrados no negativos
OT – Hora origen
RMS – Error medio cuadrático
S1, S2, ... – Subevento 1, Subevento 2, ...
SFMS – Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano
s/d/r – rumbo/inclinación/deslizamiento
SNR – Relación señal-ruido
STVAR – Índice de variabilidad espacio-temporal
USGS – United States Geological Survey
VR – Reducción de la varianza

Apéndice

A.1. Estaciones sismológicas

Tabla 3. Estaciones utilizadas para el estudio del evento de Illapel y su distancia epicentral al evento principal.

Nombre	Latitud (°N)	Longitud (°E)	Distancia epicentral (km)
C11O	-30.696	-70.959	128
CO03	-30.834	-70.689	137
VA01	-33.023	-71.637	164
VA03	-32.764	-70.551	183
C01O	-23.887	-71.238	195
MT05	-33.392	-70.738	230
VA05	-33.657	-71.614	234
C09O	-29.510	-71.200	234
MT09	-33.776	-70.989	260

A.2. F-Test en el modelado MPS

La aplicación de este test a nuestro problema se hizo siguiendo el trabajo de Sokos *et al.* (2016) (ver texto suplementario S5 del trabajo citado).

A medida que aumentamos el número de subeventos en un modelo, la reducción de varianza acumulativa aumenta. Para cuantificar si ese aumento es significativo, aplicamos el test estadístico F-Test. Dos modelos a compararse (por ejemplo, un modelo con un solo subevento y otro con dos) se caracterizan por la norma L2 del ajuste entre los datos observados y sintéticos, y el cociente entre ambos valores se compara con los puntos críticos de la distribución F correspondiente a los grados de libertad NDF1 y NDF2 de ambos modelos. El grado de libertad NDF se define como la resta $N - M$ entre el número N de datos independientes y el número M de parámetros del modelo.

El número M de parámetros depende de la cantidad de subeventos, de si los mismos se ubican en un plano o una línea (según la grilla espacial), de su tiempo y el tipo de mecanismo focal. Por ejemplo, para caracterizar el tensor completo se necesita determinar 6 parámetros (sus seis componentes independientes), para el tensor deviatorico se necesita determinar 5 parámetros y para el tensor fijo (prescrito) no hay parámetros a determinar, por lo que le corresponden 0 parámetros. A su vez, la posición representa 1 ó 2 parámetros según si la

grilla espacial es lineal o plana, y el tiempo representa 1 parámetro. Entonces, por ejemplo, si se busca un único subevento, con mecanismo prescrito, sobre una grilla plana, tenemos que $M = [0 \text{ (mec. fijo)} + 2 \text{ (posición en plano)} + 1 \text{ (tiempo)}] \times 1 \text{ (un subevento)} = 3$; si se buscan dos subeventos de similares características, tendremos $M = (0 + 2 + 1) \times 2 = 6$

El número N de datos es una variable más difícil de determinar, porque no es tan claro saber qué cantidad de muestras por componente son independientes. Siguiendo el trabajo citado arriba, calculamos esa cantidad como el cociente entre la longitud de la parte dominante del registro y el período más largo (frecuencia más baja) usado en la inversión. Para los tres rangos de frecuencia se obtuvieron entre 5 y 10 muestras independientes por componente. Se decidió tomar un valor uniforme para todos los rangos de frecuencia, eligiéndose el valor de 5. Este número se multiplicó por la cantidad total de componentes usadas en cada inversión obteniéndose en cada caso el valor de N .

A.3. Funciones Temporales Aparentes de la fuente (ASTFs)

La función temporal de la fuente $s(t)$ (ecuación(2.6)) tiene una duración variable según la estación desde la cual se observa, debido a los efectos de directividad, que se observan en el campo lejano de radiación. Por esta razón es que hablamos de funciones temporales aparentes de la fuente (ASTF por la sigla en inglés de Apparent Source Time Function).

Supongamos una falla rectangular en la cual el deslizamiento sobre cada punto es instantáneo. Tendremos que la función de deslizamiento es una función escalón y su derivada una función delta. Como la falla no rompe en todos los puntos simultáneamente, sino que hay una propagación de la ruptura a lo largo de la falla, la función temporal será diferente para cada estación según su posición respecto de la dirección de propagación de la ruptura. Asumiendo que la ruptura se propaga con velocidad v_r a lo largo de la falla de longitud finita L , la función temporal en la estación se observará como un pulso rectangular de duración $T_r = (L/v)(v/v_r - \cos\theta)$ conocido como tiempo de ruptura, siendo v la velocidad α o β de propagación de la onda y θ el ángulo formado entre el plano de falla y la estación, medido desde el punto de comienzo de la ruptura (Fig. 9a).

A su vez, podemos asumir un modelo más realista en el cual el deslizamiento en cada punto de la falla no es instantáneo, sino que es modelado como una función rampa de duración T_d (llamado *risetime* o tiempo de subida), siendo su derivada un pulso rectangular de duración T_d . En este caso, tendremos que la función temporal en la estación será el producto de convolución entre los pulsos de duración T_r y T_d , dando como resultado una función trapezoidal de duración total $T_r + T_d$ (Fig. 9b). Por lo tanto, la duración de las funciones temporales es variable en función del ángulo θ , es decir, de la dirección respecto a la falla.

Dado que la función temporal se relaciona con la tasa de momento sísmico liberado por la fuente (ec (2.16)) y el momento total liberado (su integral) es el mismo e igual a M_0 para todas las estaciones, el área de las funciones temporales es constante para todas las estaciones, variando su ancho y altura según la dirección respecto de la falla, dada por el ángulo θ . Es decir que según el azimut las funciones temporales serán más cortas y de mayor amplitud o más largas y de menor amplitud (Fig. 9c). Este efecto de directividad permite inferir, si se tiene una buena distribución de estaciones alrededor del epicentro, en qué dirección se propagó la ruptura y cuál de los planos nodales es el plano de falla.

A.3. Funciones Temporales Aparentes de la fuente (ASTFs)

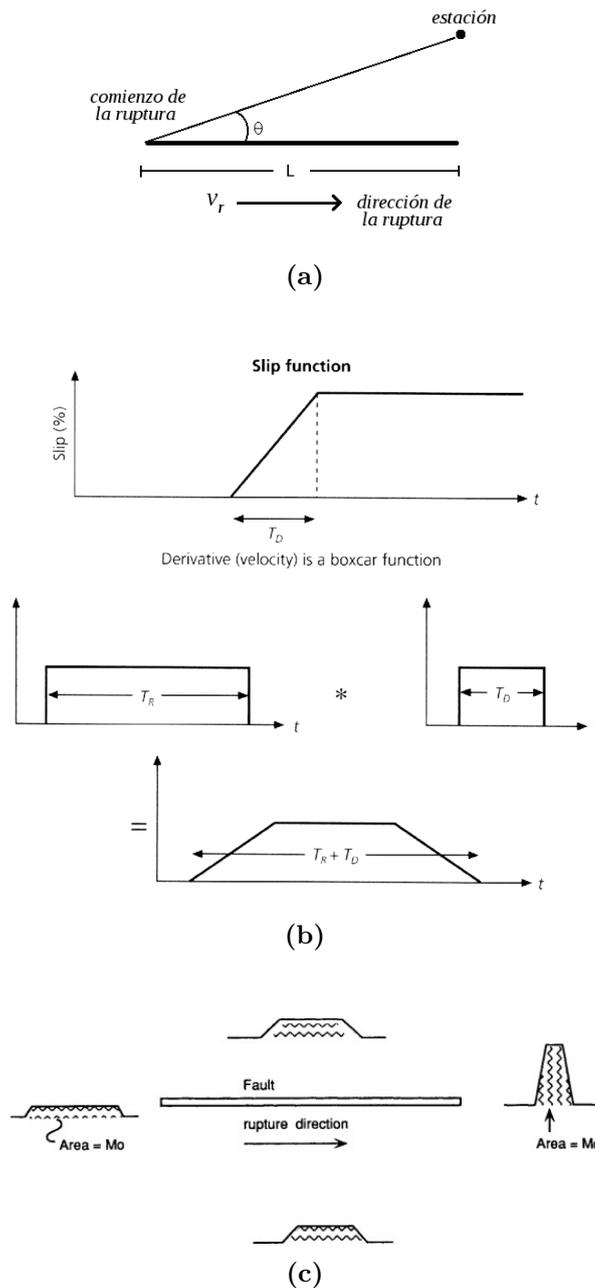


Figura 9. Funciones temporales de la fuente. (a) La ruptura se propaga a lo largo de la falla de longitud L , con velocidad v_r . Una dada estación tendrá un ángulo θ respecto a la dirección de propagación de la ruptura. La función temporal será un pulso cuya duración será variable con θ . (b) La función temporal de la fuente es la convolución entre la función escalón de duración variable T_r , que representa la propagación de la ruptura observada en la estación y la función escalón de duración T_d , que representa la variación temporal del deslizamiento en cada punto de la falla. (c) El efecto de directividad en la ruptura se refleja en la duración de las funciones temporales, según el ángulo θ de cada estación. El área bajo cada función es constante e igual a M_0 (imágenes extraídas de Stein y Wysession (2009)).

A.4. Técnica de retroproyección

Dada una red de estaciones, la técnica de retroproyección (backprojection, en inglés) consiste en apilar trazas previamente corregidas por tiempo de propagación en cada punto de una grilla que representa el área de la fuente. Esto conduce a una traza resultante coherente y de amplitud grande si la posición del punto corresponde a un punto de liberación de energía. Cada traza apilada permite estimar la liberación de energía sísmica como función del tiempo, por lo que combinando los resultados para todos los puntos de la grilla se puede obtener una estimación de las variaciones espacio-temporales de la radiación sísmica para el evento considerado. Dado que el análisis se hace para diferentes bandas de frecuencia, se tiene además una estimación de la distribución relativa de frecuencias irradiadas sobre el área de la fuente (Ishii *et al.*, 2007).