Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Inversión de la fuente sísmica extendida mediante Fase W en el marco del Modelo de Subducción; Una aplicación a grandes terremotos recientes de la zona de subducción chilena.

Nicolás Esteban Hernández Soto

Habilitación Profesional
para obtener el titulo de Geofísico

31 de Mayo de 2019

Departamento Geofísica

Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Inversión de la fuente sísmica extendida mediante Fase W en el marco del Modelo de Subducción; Una aplicación a grandes terremotos recientes de la zona de subducción chilena.

Nicolás Esteban Hernández Soto

Habilitación Profesional
para optar al titulo de Geofísico

Profesor Guía:
Dr. Klaus Bataille Bollweg

Comisión:
Dr. Klaus Bataille B.

Universidad de Concepción

Índice general

1. Resumen **9**

2. Introducción **11**

2.1. Zonas de subducción . . . 12
2.2. Modelo de subducción . . . 13
2.3. Fase W . . . 20
2.4. Hipótesis y Objetivos . . . 23
2.4.1. Hipótesis . . . 23
2.4.2. Objetivos . . . 23

3. Marco Teórico **24**

3.1. Fase W . . . 25
3.1.1. Definición Teórica . . . 25
3.1.2. Obtención de Fase W . . . 27
3.1.3. Inversión de Fase W . . . 32
3.1.4. Funciones de Green . . . 35
3.2. Teoría de la fuente y el tensor de momento sísmico . . . 42
3.2.1. Fuente extendida . . . 46
3.2.2. Método de Múltiples Ventanas de Tiempo . . . 50

4. Metodología **55**

4.1. Zonas de estudio . . . 56
4.2. Datos utilizados . . . 58
4.3. Geometría de Subducción . . . 61
4.3.1. Tiempo de ruptura . . . 65
4.4. Inversión de datos . . . 71
4.4.1. Residuales . . . 71
4.4.2. Regularización del sistema . . . 72

4.4.3. Composición cosísmica del modelo de fallas 75
4.4.4. Descripción del procedimiento de inversión 77

5. Resultados **81**
5.1. Terremoto del Maule 82
5.2. Terremoto de Iquique/Pisagua 84
5.3. Terremoto de Illapel 86

6. Discusión y Conclusiones **93**

Bibliografía **100**

7. Apéndice **108**
7.1. Metodología 109
7.1.1. Geometría de Subducción 109
7.2. Conclusiones y Discusión 113
7.2.1. Test resolución no simultáneos 113
7.2.2. Valores deslizamientos máximos 116
7.2.3. Test resolución simultáneo (5 parches) 118
7.2.4. Formas de onda 119

Agradecimientos **130**

Índice de figuras

2.1. Histograma de eventos para los segmentos analizados vs la profundidad. 15
2.2. Esquema de la interpretación del contexto de subducción por Bloch et al. (2014) . . . 17
2.3. Perfiles sísmicos del norte de Chile obtenidos por Sippl et al. (2018). . 18
2.4. Perfil de la distribución espacial de sísmicidad, tipos de fallamiento, y ejes de tensión realizado por Bloch et al. (2018). . . . 19

3.1. Registro de fase W para la estación HRV, durante el terremoto de Perú en 2001. . . . 25
3.2. Velocidades de grupo para los modos esferoidales según PREM. . . . 26
3.3. Frecuencias de esquina utilizadas para realizar el filtro pasa banda en inversión de Fase W. . . . 28
3.4. Recuperación de la Fase W a partir de un registro saturado. 30
3.5. Ventanas de tiempo para distancias fuente-estación en un caso telesísmico y uno regional. . . . 31
3.6. Representación de Funciones de Liberación de Momento con triángulos para fuentes puntuales. . . . 35
3.7. Diagrama de fuerzas de cupla y doble cupla. . . . 44
3.8. Representación de las fuerzas de cupla asociadas al tensor de momento. 45
3.9. Esquema de una falla geológica y sus componentes. . . . 47
3.10. Representación de la geometría de una falla con superficie S, discretizada en un numero establecido de subfallas. . . . 51
3.11. Parametrización espacio-temporal de la distribución de Slip obtenida mediante múltiples ventanas de tiempo. . . . 52

4.1. Actividad sísmica histórica y reciente en Chile. . . . 57
4.2. Distribución azimutal de estaciones para el evento del Maule. 59
4.3. Distribución azimutal de estaciones para el evento de Iquique/Pisagua. 60

4.4. Distribución azimutal de estaciones para el evento de Illapel. 60
4.5. Modelo de subducción durante el periodo Cosísmico. 62
4.6. Variación de rigidez en profundidad, de acuerdo al modelo PREM. . . 64
4.7. Variación de Dip en el plano de falla, y en perfiles de profundidad zona Maule. 66
4.8. Variación de Dip en el plano de falla, y en perfiles de profundidad, Terremoto Iquique/Pisagua. 67
4.9. Variación de Dip en el plano de falla, y en perfiles de profundidad para el evento de Illapel. 68
4.10. Mínimo tiempo de ruptura para las subfallas de ambos planos en el terremoto del Maule. 69
4.11. Mínimo tiempo de ruptura para las subfallas de ambos planos en el terremoto de Iquique/Pisagua. 70
4.12. Mínimo tiempo de ruptura para las subfallas de ambos planos en el terremoto de Illapel 70
4.13. Sistema coordenado $i-j$ para un plano de falla referenciado por *Strike* y *Dip*. 75

5.1. Deslizamientos sísmicos acumulados resueltos para el terremoto del Maule. 83
5.2. Deslizamientos sísmicos acumulados resueltos para el terremoto de Iquique/Pisagua. 85
5.3. Deslizamientos sísmicos acumulados resueltos para el terremoto de Illapel. 87
5.4. Test de resolución para distribuciones de 1, 2 y 3 parches de deslizamiento sintético, caso del Maule. 90
5.5. Test de resolución simultáneo para distribuciones de 1, 2 y 3 parches de deslizamiento sintético, evento de Iquique/Pisagua. 91
5.6. Test de resolución simultáneo para distribuciones de 1, 2 y 3 parches de deslizamiento sintético para evento de Illapel. 92

7.1. Variación de rigidez en planos de falla asociados al terremoto del Maule. 109
7.2. Variación de rigidez en planos de falla asociados al terremoto de Iquique. 110
7.3. Variación de rigidez en planos de falla asociados al terremoto de Illapel. 110
7.4. Variación de la profundidad en planos de falla asociados al terremoto del Maule. 111

7.5. Variación de la profundidad en planos de falla asociados al terremoto de Iquique. 112
7.6. Variación de la profundidad en planos de falla asociados al terremoto de Illapel. 112
7.7. Histograma de valores máximos de deslizamientos para interfaces superior e inferior en terremoto del Maule 113
7.8. Histograma de valores máximos de deslizamientos para interfaces superior e inferior en terremoto de Iquique 114
7.9. Histograma de valores máximos de deslizamientos para interfaces superior e inferior en terremoto de Illapel 115
7.10. Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético para evento de Maule. 119
7.11. Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético para evento de Iquique. 119
7.12. Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético para evento de Illapel. 120
7.13. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto del Maule. . . 121
7.14. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto del Maule. . . 122
7.15. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto del Maule. . . 123
7.16. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Iquique. . . 124
7.17. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Iquique. . . 125
7.18. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Iquique. . . 126
7.19. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Illapel. . . 127
7.20. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Illapel. . . 128
7.21. Formas de onda para estaciones asociadas al terremoto de Illapel. . . 129

Índice de cuadros

2.1. Valores de ondas P, y S (y su interrelación), producto de la tomografía sísmica para el norte de Chile. Tabla tomada de Dorbath et al. (2008) 16

4.1. Redes sísmicas utilizadas 58
4.2. Datos hipocentrales de los eventos 59
4.3. Parámetros asociados a la geometría de subducción propuesta. 65
4.4. Valores de constitutivos de la ruptura para las fallas finitas en ambas interfaces asociadas a cada terremoto. 69
4.5. Valores de minimización y suavidad de los deslizamientos cosísmicos para los terremotos del Maule, Illapel e Iquique/Pisagua. 72

5.1. Comparativa de máximos valores de deslizamiento para inversión versus test de resolución 89

7.1. Valores máximos de Slip recuperados, terremoto del Maule 116
7.2. Valores máximos de Slip recuperados, terremoto de Iquique 117
7.3. Valores máximos de Slip recuperados, terremoto de Illapel 118

Capítulo 1

Resumen

Tres grandes terremotos han tenido lugar en la subducción chilena durante los últimos 10 años. El terremoto del Maule, Mw 8.8 en 2010, Iquique/Pisagua Mw 8.1 en 2014, e Illapel Mw 8.3, en 2016, han producido en primer lugar, una forma totalmente nueva en Chile de estudiar, y registrar los terremotos, y en segundo lugar una gran cantidad de investigación científica ligada a las geociencias, ya sea en áreas asociadas a impactos o efectos de dichos terremotos, o áreas cercanas principalmente a sismología. En ello se centra nuestro trabajo, en intentar comprender el comportamientos de estos terremotos, viéndolos como rupturas ocurriendo en grandes áreas de impacto que se emplazan desde la fosa hasta el continente, y no como fuentes puntuales basadas solamente en su epicentro.
Por su parte, nuestra principal contribución es ligar las rupturas de estos terremotos con el modelo de subducción propuesto por Aguirre et al. (2019), y que dispondría de una gran variedad de características o guiños registrados en zonas de subducción en el mundo por diferentes autores. En particular, el modelo de subducción incluye dos áreas paralelas de liberación de energía sísmica en forma de deslizamientos ligados a una falla superior de carácter inversa, y otra superficie inferior de fallamiento normal, ambas asociadas directamente a la placa oceánica subductante. Tales distribuciones son las que queremos evaluar, en especial para el proceso cosísmico, y por tanto, utilizando la herramienta de inversión del tensor de momento mediante Fase W, expuesta por Kanamori and Rivera (2008), e implementada en particular por Benavente (2016) para fallas puntuales y distribuciones de fallas finitas en base a N subfallas.
Finalmente, obtenemos distribuciones de deslizamiento cosísmico que permiten validar la hipótesis de establecer el modelo de subducción como una forma representativa para los modelos cosísmicos de subducción para los eventos planteados, esto luego de aplicar dos formas diferenciadas de evaluación a dichos modelos, y su respuesta ante condiciones postuladas, o errores asociados al calculo de los mismos.

Capítulo 2

Introducción

2.1. Zonas de subducción

Una de las más grandes fuerzas de motivación y desarrollo humano, a través de los siglos, ha sido la búsqueda de la comprensión, y el aprendizaje. El aprendizaje acumulado durante cientos de años de historia, nos ha llevado ser la especie dominante en el planeta Tierra, pero esto no se ha acabado allí, si no que tal motivación ha avanzado en la especialización de los conocimientos; desde querer comprender cuestiones metafísicas como el sentido de la vida, hasta el desarrollo de ciencias duras y la comprensión de como el planeta funciona. Es esta última, la que con el tiempo ha avanzado a pasos agigantados, y gracias al grana avance tecnológico, ha permitido a los geocientíficos, realizar poderosas teorías del comportamiento, e interacción del planeta.

Esto a su vez, nos ha permitido modelar y proyectar dichos comportamientos observados, para de tal manera, y en conjunto con desarrollos teóricos, poder postular diferentes hipótesis a evaluar frente a los fenómenos y patrones de la naturaleza.

En nuestra área, la sismología, grandes geocientistas han postulado y enmarcado los campos de acción y la teoría relativa al contexto y comportamiento sismológico de los terremotos, desde la creación de la teoría de deriva continental, y la generación del concepto de placa, pasando por la diferenciación de estructuras y capas internas del planeta, hasta el calculo de la respuesta del medio ante una fuerza aplicada en algún lugar distante.

A pesar que existe un robusto campo sismológico detallado, argumentado, y caracterizado, aún existen múltiples áreas de estudio, interés y desarrollo, mas bien geodinámicos, sismotectónicos, o geológicos que son susceptibles a debate, e inspiran la motivación del aprendizaje de la comunidad científica a nivel mundial.

Dicho lo anterior, es que las zonas de subducción y los grandes terremotos que aquí ocurren han llamado nuestra atención e interés. Fundamentalmente, las zonas de subducción presentan la mayor cantidad de actividad sismotectónica del planeta, y en particular, sus antearcos son las regiones más activas de la Tierra, tanto en liberación de momento sísmico, como en contribución de sismicidad (Sippl et al. (2018)). Todo esto es posible gracias a la interacción entre dos grandes bloques, llamados placas tectónicas, que describen movimientos relativos en su convergencia.

La zona de subducción chilena, regida por la subducción de la Placa oceánica de Nazca, debajo de la Placa continental Sudamericana, es una de las área de mayor liberación de momento sísmico en el mundo (Bloch et al. (2014)), y su contexto geológico y sismológico cuenta con una gran cantidad de terremotos de *Megathrust* que han roto grandes segmentos de la zona de subducción. Algunos de los eventos históricos mas importantes son Chile central 1730, M $\sim$ 9.0 (Udías et al. (2012)), Norte de Chile 1877, M 8.7 (Comte and Pardo (1991)), Valparaíso 1906, Mw 8.2 (Okal, 2005), Concepción 1960, Mw 8.1 (Ruiz and Madariaga (2018)), Valdivia 1960, 9.5 Mw (Kanamori and Cipar (1974)), Antofagasta 1995, Mw 8.0 (Ruegg et al. (1996)), y mas recientemente, en la última década, Maule 2010, Mw 8.8 (Moreno et al. (2012)), Iquique/Pisagua 2014, Mw 8.2 (Ruiz et al. (2014)), e Illapel 2015, Mw 8.3 (Tilmann et al. (2016)). Siendo estos últimos 3, los cuales, en base a la gran cantidad de datos globales disponibles, y de fácil obtención, han sido nuestro foco de interés para realizar caracterizaciones de ruptura mediante fallas finitas, y a través de observaciones sismológicas, dando paso a intentar comprender a cabalidad sus comportamientos cosísmicos.

2.2. Modelo de subducción

Con la finalidad de estudiar los grandes terremotos que azotan periódicamente a las zonas de subducción, es que desde hace décadas se ha postulado y ejecutado la generación de modelos de deformación elástica para, a partir de observaciones superficiales comprender el comportamiento de la interfaz de placas, o zona de contacto de subducción, a la cual se le ha otorgado la responsabilidad total del comportamiento de la ruptura sísmica.

Dado lo anterior, es que postulamos un modelo de "ruptura bimodal" al que se ha llamado modelo de subducción (Novoa (2015); Bataille et al. (2016); Vera (2016); Molina (2017), Aguirre et al. (2019)), tal modelo, nos permite desarrollar de forma más intuitiva la visión de la subducción de la placa oceánica bajo una placa continental, que cuyo principal componente de movimiento tectónico es el *Slab-Pull*, y se encuentra regido por dos superficies de deslizamiento, una sobre la placa subductante, de fallamiento inverso, y otra superficie inferior (piso de la placa oceánica), que sufre fallamiento de tipo normal.

Tales planteamientos son realizados en base a variadas observaciones geofísicas que han sido publicadas desde hace décadas, y siguen siendo notificadas al rededor del mundo actualmente. Las dobles bandas sísmicas (DBS), o también referidas como Dobles Zonas Sísmicas (DZS), o incluso Dobles Zonas de Benioff (DZB), han sido identificadas desde 1977, en Japón (Hasegawa et al. (1978); Kawakatsu (1986)), en el centro y al este de las Islas Aleutians (Engdahl and Scholz (1977); Abers (1992); Abers (1996)) y en Kamchatka (Gorbatov et al. (1994); Kao and Chen (1994); Kao

and Chen (1995)), y en el norte de Chile (Comte and Suárez (1994); Comte et al. (1999)), pero es finalmente Brudzinski et al. (2007), quien propone que las DBS son un fenómeno común en las zonas de subducción a nivel global.
En tal sentido, es que múltiples investigaciones y evidencias de dobles bandas sísmicas (o incluso triples, Brudzinski et al. (2007); Sippl et al. (2018)) abren el debate a la interpretación de cuales son los procesos que ocasionan/provocan dicho comportamiento. Para buscar posibles soluciones es que debemos recurrir a la literatura, desde los primeros postulados, hasta los mas recientes informes de observación del fenómeno que, en particular, tiene lugar en nuestra zona de subducción.
Dado el contexto sismotectónico de la zona de subducción de Nazca en su contacto con la placa Sudamericana sobre Chile, es que la gran mayoría de los estudios se enfocan en la zona norte del país, dada la gran laguna sísmica presente, previo a la ruptura y terremoto de Iquique/Pisagua en 2014.

Comte and Suárez (1994), muestran las primeras evidencias de una DSZ en el norte de Chile, al observar dos familias de mecanismos focales opuestos en profundidades entre 80 y 150 [km], mediante un experimento de campo microsísmico local, en el área comprendida entre 20°S y 24°S. Además presentan una separación de $\sim$ 15 [km]. Por su parte, el posterior trabajo de Comte et al. (1999), indica que mediante microsismicidad es posible observar una DSZ con una separación de los planos de 20 a 25 [km], para el área comprendida entre 18,5°S y 19,5°S, con presencia de mecanismos inversos, y normales en ambos planos. Por su parte, Rietbrock and Waldhauser (2004), mediante relocalización de eventos registrados por una red sísmica ubicada entre 20°S y 23°S, picando fases P y S manualmente, obtienen un esquema compuesto por dos bandas sísmicas separadas en profundidad por una distancia que varía entre 8 a 10 [km], y asocian ambos planos a ser, la parte superior de la placa de Nazca (ANCORP, 1999), mientras que la banda inferior se ubicaría en la parte superior del manto oceánico, ya que según Patzwahl et al. (1999), el espesor de la placa de Nazca sería $\sim$ 8 [km]. Todo esto asumido bajo la incerteza vertical de $\sim$ 3 a 5 [km], de la ubicación absoluta de los sismos. En oposición a lo observado en Japón por Igarashi et al. (2001), en el norte de Chile (o en este estudio) es posible solamente registrar régimen extensional predominante en ambas bandas sísmicas. Finalmente, asocian la sismicidad de ambos planos con procesos de deshidratación de los minerales hidratados que componen a la placa subductante. En tal sentido, postulan que el contacto interplaca actuaría como una barrera contra los fluidos que migran desde la corteza y el manto subductantes, que a su vez sería el motivo del gran número de pequeños

eventos asociados a tal plano de falla. Por lo demás, sugieren que el movimiento de deshidratación de fluidos ocurriría a través de fallas preexistentes (producto de la alta similitud de las formas de onda analizadas).
Hasta aquí, las observaciones y existencia de dobles (o triples) bandas sísmicas representaban sólo fenómenos observados localmente en ciertas zonas de subducción alrededor del mundo, pero es el trabajo de Brudzinski et al. (2007) el encargado de aclarar que las dobles zonas sísmicas son relativamente comunes, y por tanto, que son predominantes globalmente, ya que en cada zona de subducción estudiada, es posible encontrar como mínimo un segmento con presencia de DBS, y por con ello, estas serían una característica ubicua, a partir de las 16 zonas analizadas (Alaska, Aleutians, América Central, Kurile-Kamchatka, Izu-Bonin, Japón, Marianas, Nazca, New Britain, New Hebridges, New Zealand, Philippines, Ryukyu, Sumatra, Sunda, y Tonga). Además, son su trabajo logran, a partir de las propiedades geológicas de las placas subductantes, establecer una relación directa entre el aumento lineal del espesor de la placa, a medida que su edad aumenta, cuantificando incluso dicho valor, a la razón de ~ 0.14 [km/myr].

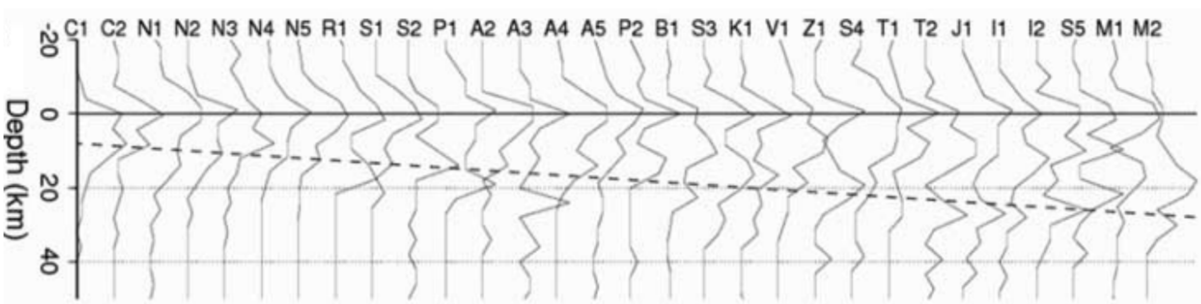

Figura 2.1: Histograma de distribución de eventos en la Slab-normal (de cada segmento analizado), vs profundidad. Es posible observar que el incremento de la separación de la DBS desarrolla espesores que crecen linealmente, a partir de placas mas jóvenes ($\sim$12 [myr]) de ~ 8 [km], con placas de ~ 160 [myr] que presentan separaciones de ~ 30 [km]. Imagen modificada de Brudzinski et al. (2007).

Es importante mencionar que para obtener tales resultados utilizaron catálogos globales, y uno local. Por lo demás, asocian la sismicidad del plano superior a la actividad termopetrológica en la evolución de la placa subductante, donde, en su superficie superior, la actividad contendría una mezcla de minerales hidratados con basaltos metamorfizados. En cambio, para la sismicidad de la interfaz inferior, sugieren una gran cantidad de candidatos petrológicos como causantes, pero estiman que el mejor candidato sería la liberación de fluidos contenidos en Antigorita, ya que

la temperatura para tal reacción calzaría con la ubicación de dicho plano.
Dorbath et al. (2008) desplegó una red sísmica temporal entre los límites geográficos de Chile (Océano Pacífico - Bolivia, en longitud, y entre Perú y 19,2°S en latitud), con un total de 43 estaciones para realizar localizaciones hipocentrales. Además, desarrollan un modelo de velocidades sísmicas para v_P, v_S, y v_P/v_s. Con ello, observan una clara doble banda sísmica entre 80 y 140 [km] de profundidad, con una separación de 20 [km]. Además obtienen valores v_P, v_S, y v_P/v_s mayores en la "región entre planos", y valores comparativos mas bajos en las placas superior e inferior que rodean al slab subductante (Tabla 2.1)

Sección	V_p	V_s	V_p/V_s
Plano superior	7.7 $[kms^{-1}]$	4.6 $[kms^{-1}]$	1.67
Intermedio	8.5 $[kms^{-1}]$	4.5 $[kms^{-1}]$	1.89
Plano inferior	7.4 $[kms^{-1}]$	4.7 $[kms^{-1}]$	1.59

Cuadro 2.1: Valores de ondas P, y S (y su interrelación), producto de la tomografía sísmica para el norte de Chile. Tabla tomada de Dorbath et al. (2008)

Para finalizar, consideran que la sismicidad del plano sísmico superior, entre 80 y 140 [km] de profundidad estaría relacionado a liberación de fluidos asociados a reacciones metamórficas, mientras que para el plano inferior sugieren que la sismicidad es provocada por liberación de agua proveniente de Bruxita, Clorita y Antigorita.

De los estudios que han tomado lugar en la última década, como el desarrollado por Bloch et al. (2014), que está enfocado entre 20,5°S, y 21,5°S, y que utilizando 2 redes sísmicas para la obtención de datos de $M_l \geq 0.5$, ocurridos entre 2005, y 2012, para ser relocalizados mediante el picado manual de fases P y S, para 5000 eventos registrados. Denota 3 importantes bandas sísmicas ligadas a la interacción de placas, y varios *clusters* desarrollados en extensión. La primera banda sísmica que identifican corresponde a la interfaz de placas. ~ 8 [km] por debajo de ella, observan otra banda sísmica, que de acuerdo a reflectividad sísmica, correspondería al borde inferior de la corteza oceánica subductante. Por último, una tercera banda, notoria, y mas profunda es observada 25 [km] debajo de la interfaz de interplacas, y que se vuelve difusa hacia el *downdip*. En este punto, los autores sugieren que la actividad sísmica relacionada al plano superior (interfaz interplaca) está asociada a presencia de fluidos libres, que gatillarían eventos sísmicos, y aumentarían la reflectividad sísmica.

Dichos fluidos escaparían a través de fracturas preexistentes hacia la placa superior. Finalmente, asocian la banda mas profunda a reacción de deshidratación mineral, gatilladas por los grandes cambios en las condiciones de Presión y Temperatura. Estas serían la descomposición de Antigorita, y liberación de agua que migraría hacia la superficie. Todo esto puede ser observado en la Figura 2.2, que funciona como un resumen de la interpretación que los autores llevan a cabo.

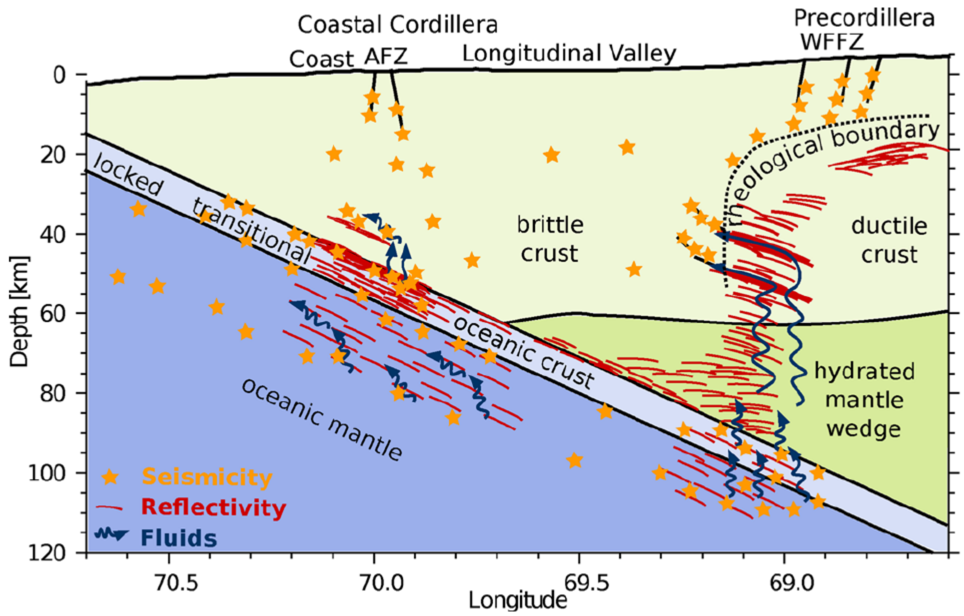

Figura 2.2: Interpretación de la subducción de la corteza oceánica, y el comportamiento de fluidos (flechas azules), sismicidad (estrellas amarillas) y reflectividad (líneas rojas) desarrollado por Bloch et al. (2014).

Mas recientemente, Sippl et al. (2018) usando datos de 100.000 eventos relocalizados, obtenidos por el *Integrated Plate Boundary Observatory Chile* (IPOC), entre 19°S y 24°, durante el período comprendido entre 2007 y 2014, desarrollan una categorización que consta de 5 tipos de eventos; clusters de profundidad intermedia (el más profundo de los eventos catalogados, y que contiene ~ 60 % de los eventos relocalizados), cyan en la Figura 2.3. Otra categoría son los sismos de la placa superior (púrpura, Figura 2.3), que representan la parte frágil de deformación, y que estarían relacionados con el acoplamiento de interplaca. Finalmente denotan a los eventos de una triple zona sísmica, donde se albergan eventos de interfaz de placa (círculos azul, Figura 2.3), zona que describe una delgada estructura, y que se relacionaría directamente con réplicas de grandes eventos de Megathrust (M 7.7, 2007; M 8.1, 2014; M 7.6, 2014). $\sim$ 6 a 8 [km] debajo de la interfaz de interplacas, describen el

“Plano Superior” (círculos verde en la Figura 2.3). Dicha banda sísmica tiende a comenzar en longitudes casi idénticas a las de la interfaz de placas, y se prolonga más allá del *downdip* de esta última. Además, la sismicidad aquí, es asociada por los autores, a ser producto de reacciones de deshidratación en el fondo de la corteza oceánica. Finalmente, en el “Plano Inferior” (círculos color rojo, Figura 2.3), que tiene lugar 25 a 27 [km] por debajo de la banda de interplaca, describe una apariencia mas discontinua en la dirección del *strike*, o mas variable, este plano es mucho mas notorio hacia el centro de la zona de estudios, y muy probablemente se debería a la reacción de deshidratación de Antigoritas.

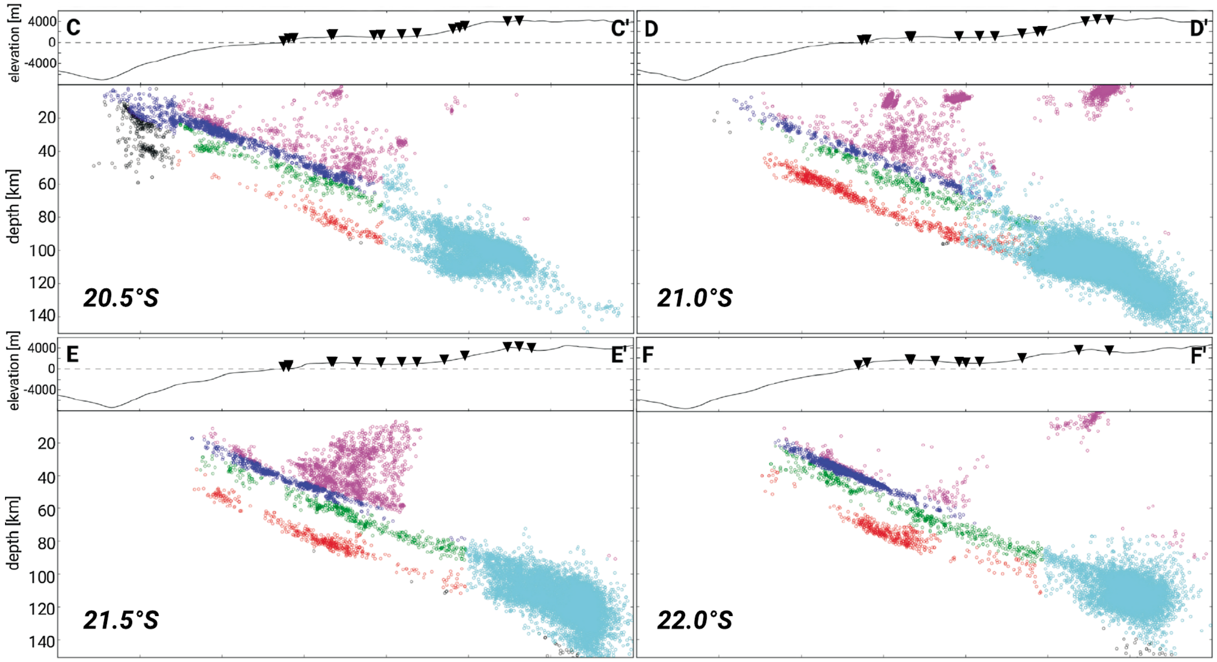

Figura 2.3: Perfiles centrales desarrollados por Sippl et al. (2018). Cada uno de ellos denota la presencia de las 5 categorías sísmicas interpretadas, en 4 diferentes ubicaciones centrales (con un ancho latitudinal de 25 [km] hacia el norte y sur), dadas en profundidad y elevación. Triángulos negros invertidos representan estaciones sismológicas. Se denotan, sismicidad de profundidad intermedia (círculos cyan), sismicidad de placa superior (purpura), plano de sismicidad de interfaz interplaca (círculos azul), banda “superior” (círculos verde), y banda sísmica “inferior” (círculos rojos).

Por último, el estudio más reciente, que también ha sido aplicado a la zona norte de Chile, en el área comprendida entre 20°S, y 22°S, y utilizando 152 eventos registrados por una red sísmica temporal, y la red permanente CX, en el tramo de tiempo comprendido por los años 2010 - 2012, realizado por Bloch et al. (2018), muestran dos grandes “tendencias” en el comportamiento de stresses para eventos que ocurren al rededor del contacto de placas (oceánica y continental). Mientras que para los eventos que ocurren en la zona de contacto de placas, y en profundidades someras, describen 2 planos de sismicidad relacionadas con fallamiento inverso, pero que tienden a variar en su ángulo de *Dip*. Los autores asocian tales eventos a regímenes de compresión producto de la colisión de placas, fenómeno que termina abruptamente a $\sim$ 55 [km] de profundidad (69,8°W), dando paso a una nueva tendencia de eventos sísmicos dominados por fallamiento de tipo normal, y en el cual el eje T, se alinea con el plano de contacto interplaca. Tal transformación de eventos, tiene correspondencia en el régimen de stress tensional con el plano inferior de sismicidad. Allí, ambos planos continúan hacia la profundidades mayores a 100 [km], donde se unen en un gran cluster debajo del arco magmático, el comportamiento de stress tensional, según los autores se debe al efecto del *Slab Pull*. El comportamiento de los regímenes de stress, la ubicación y mecanismos de los eventos, y la interpretación de los autores puede verse en la Figura 2.4.

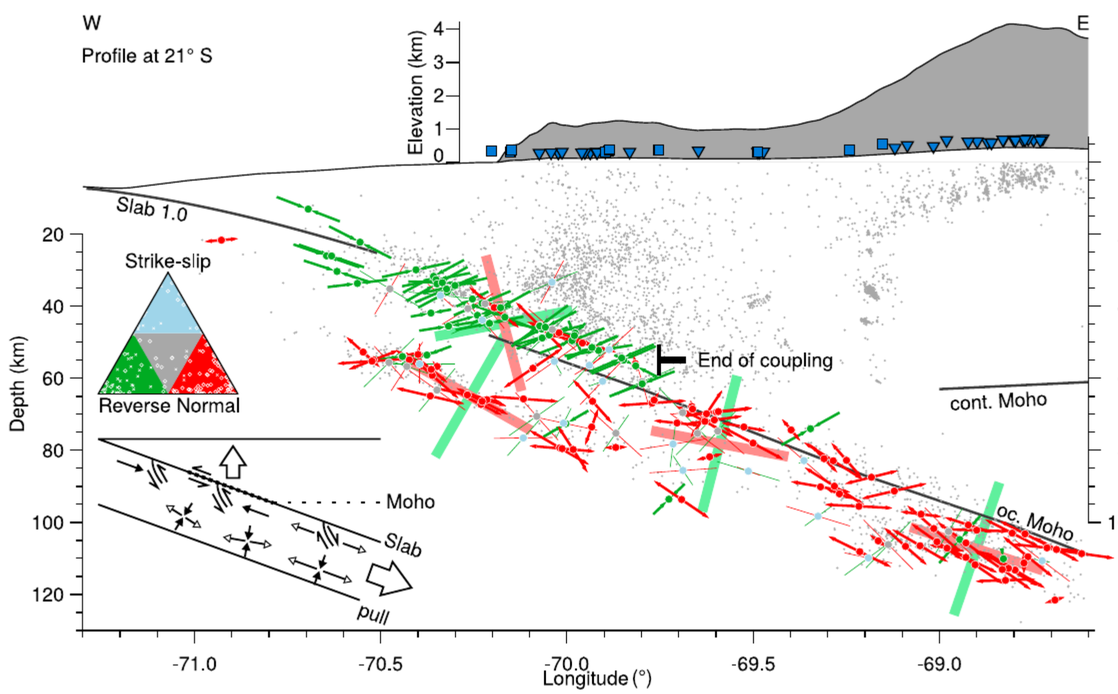

Figura 2.4: Perfil de la distribución de sismicidad, y su tipo de fallamiento resumidos por color en el triángulo incrustado (verde: mecanismos inversos, rojo: mecanismos normales, celeste, mecanismos transcurrentes). Finalmente se agrega un recuadro con la interpretación mecánica propuesta por los autores, donde denotan componentes extensionales en la parte inferior de la placa subductante, y hacia el updip del contacto de interplacas se agrega stress compresional. Tomado de Bloch et al. (2018).

Visto y expuesto lo anterior, es que creemos que es fundamental llevar a cabo un análisis de la zona de subducción chilena, por medio de fallas finitas, para observar el comportamiento cosísmico de los mas recientes eventos que aquí han tenido lugar. En particular, realizar dicho análisis enfocados en el Modelo de subducción, e intentar comprender así, cuál sería el rol en su totalidad de las interfaces (o planos) superior e inferior, provocadas por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, al momento de la ocurrencia misma de cada terremoto.

2.3. Fase W

Para desarrollar nuestro trabajo, y los objetivos que hemos de plantear, es que la inversión de la fuente mediante Fase W, como una nueva herramienta ha llamado nuestra atención, al momento de utilizarla como un mecanismo de caracterización de fuentes, expandiendo desde su inicio planteado para fuente puntual a una falla finita. En tal sentido, el trabajo en modelos de caracterización de fuentes sísmicas, y las décadas de trabajo que en ello se ha aplicado, han tenido como eje principal dos importantes enfoques;

- **Función sociológica:** Generar planes de mitigación de daños, asociados directamente a terremotos, y/o un posterior Tsunami, rescate y ayuda en operaciones de reacción, por parte de autoridades.

- **Función científica:** Conocer un terremoto en su configuración misma, para posteriores trabajos investigativos como *ShakeMaps*, modelos de propagación de Tsunamis, o inversiones de falla finita, hasta reconfigurar o reajustar sistemas globales de observación y estudio del planeta.

Es en este sentido que la Fase W ha logrado posicionarse en prácticamente todos los centros de investigación del mundo como una poderosa herramienta de caracterización rápida ante eventos que podrían muy probablemente culminar en trágicos desastres. De esta manera, y dado que es un método que ha sido configurado y creado recientemente, puesto que, al ser descubierta por sólo hasta 1993, por Kanamori (1993) en su trabajo de compresión del terremoto de Nicaragua 1992 Mw 7.6, y no es hasta que posteriormente, Kanamori and Rivera (2008), entregan un método de trabajo y extracción, se ha podido comprobar que la inversión del tensor de momento mediante Fase W es un método muy confiable para la obtención del tensor de momento, de manera "rápida", lo que potencia la capacidad reactiva de autoridades locales ante un potencial desastre.

Si vemos la evolución de la Fase W como marco de evaluación de fuentes sísmicas, dejando de lado el primer registro o descubrimiento de ella, por parte de Kanamori (1993), podemos considerar el trabajo de Kanamori and Rivera (2008) como el punto inicial en el despliegue metodológico de la Fase-W, al desarrollar un mecanismo de extracción, e inversión del tensor de momento utilizando la componente vertical de las señales de Fase W para terremotos Mw $\geq$ 7.5. De la misma forma, calculan una base de datos global de Funciones de Green para las 3 componentes de desplazamiento, en un rango de distancias $0° \leq \Delta \leq 90°$, y para profundidades comprendidas entre 0 y 760 [km]. Finalmente, postulan y entregan una nueva forma de cálculo de la magnitud de momento sísmico (Mw) con señales de largo período de eventos sísmicos, a partir de las amplitudes máximas registradas de Fase W, para una distancia uniforme de las señales recibidas por estaciones sismológicas a distancias regionales y/o telesísmicas. De esta forma, y continuando con el trabajo ya desarrollado, Hayes et al. (2009) establece un catálogo global en tiempo real, desarrollando un algoritmo para el NEIC, ante eventos Mw $\geq$ 5,8, obteniendo resultados estables dentro de $\sim$ 20 minutos desde el tiempo de origen del evento. Duputel et al. (2011) desarrolla y analiza inversión de Fase W en el caso de tiempo real para el terremoto de Tohoku-Oki 2011, calculando magnitud de momento a partir de amplitudes máximas de señales de Fase W, y su correspondiente mecanismo focal. Por último estiman una disminución en el tiempo de cálculo, en el caso de datos en tiempo real, con obtención de resultados hasta en 6 minutos después del tiempo de origen, para distancias entre $5° \leq \Delta \leq 12°$. Continuando con su trabajo anterior, Duputel et al. (2012) realiza una validación del algoritmo de inversión de fuente de Fase W para un catálogo global de terremotos moderados a grandes (815 eventos, Mw $\geq$ 6.5, en las 3 componentes de desplazamientos), que han ocurrido entre 1990 y 2010, a distancias telesísmicas. Además, redefinen las frecuencias de esquina para el filtro pasabanda a diferentes rangos de magnitud, con la finalidad de disminuir el "ruido de fondo" asociado a mediciones de muy largo período. Por último, definen los "eventos perturbados", terremotos cuya señal está contaminada por formas de onda de gran amplitud de eventos previos, y propone un método en base a la traza residual entre señales observadas y sintéticas, para trabajarlos mediante inversión de Fase W.

No es hasta el trabajo de Benavente and Cummins (2013) que se expande el uso de Fase W a inversión de fuente en fallas extendidas, al discretizar una superficie de fuente en un número finito de unidades que son tratadas como fuentes puntuales. Los autores utilizan los terremotos del Maule 2010, y Tohoku 2011, para recuperar distribuciones de *Slip* cosísmico mediante la aplicación de un método lineal de múltiples ventanas de tiempo, y una velocidad de ruptura variable.

Por su parte, Nealy and Hayes (2015) desarrollan una expansión del uso de fuentes puntuales obtenidas con Fase W, a fuentes puntuales dobles, explicativas de eventos con rupturas complejas, y como una mejor representación de tales eventos frente a la solución puntual singular, basando dicha elección en el Criterio de Información de Akaike (AIC), aplicando su método automatizado a tiempo real.

Mas recientemente, Benavente et al. (2016) optimizan su postulación previa de inversión de Fase W para fallas finitas, al caso de una inversión rápida y automatizada, aplicada al caso del terremoto de Illapel, en 2015. Además postulan un método automatizado para la obtención del parámetro suavizador y de los valores temporales asociados a la ruptura, dado por la similitud en largo y número de ventanas de tiempo con valores de duración de la *Source Time Function* obtenida en la inversión de Fase W para fuente puntual. Finalmente, obtienen resultados $\sim$ 25 minutos desde tiempo de origen, sin ningún tipo de interacción humana.

En Chile, y en base a su trabajo en el Centro Sismológico Nacional, Riquelme et al. (2016) extienden el algoritmo de inversión, a señales continuas del Sistema de Posicionamiento Global (GPSc) con la finalidad de disminuir el tiempo de obtención de soluciones. Así, reducen la distancia de adquisición de datos hasta $\Delta = 2°$, para eventos Mw $\geq$ 8,0, y obtienen resultados de la fuente puntual en $\sim$ 4 minutos.

Finalmente, el trabajo mas reciente, es de Riquelme et al. (2018). Aquí los autores relatan la implementación de la inversión de Fase W, y su avance en el CSN, detallando que han resuelto más de 300 resultados certeros desde 2011, para eventos de Mw $\geq$ 4,8, a distancias regionales, donde han diferenciado 2 grandes ventanas temporales asociadas a la obtención de señales de Fase W. la primera para distancias $5° \leq \Delta \leq 12°$ comprendida entre $(T_P, T_P + 180)$. Y una segunda, para distancias entre $12° \leq \Delta \leq 50°$, con una ventana de tiempo comprendida entre $(T_P, T_P + 15\Delta)$.

Siguiendo los trabajos expuestos, es que realizaremos la caracterización de la fuente finita, utilizando la inversión de Fase W, con la finalidad de resolver los deslizamientos cosísmicos asociados al modelo de subducción. Así, seguiremos en primer lugar las trabajos de inversión de Fase W para fuentes puntuales como primera aproximación y familiarización con la forma de trabajo, y luego, los trabajos de implementación de Fase W a fallas finitas, para llevar a cabo los objetivos y la hipótesis principal del trabajo de Habilitación Profesional.

2.4. Hipótesis y Objetivos

2.4.1. Hipótesis

Los últimos tres grandes eventos sísmicos que han tenido lugar en la zona de subducción chilena pueden ser caracterizados, mediante la inversión de Fase W, por el Modelo de subducción, esto es, considerando dos superficies finitas que solamente admiten deslizamientos cosísmicos con comportamientos de fallamiento inverso y normal, para las planos de la interfaz superior e inferior respectivamente.

2.4.2. Objetivos

Objetivo Principal:

- Analizar el comportamiento cosísmico de terremotos en fallas extendidas a partir del planteamiento del modelo de subducción, y de observaciones sismológicas

En base a la necesidad de llevar a cabo la evaluación objetiva de nuestra hipótesis planteada, y comprobar su factibilidad o rechazo, es que los objetivos específicos en el desarrollo teórico y práctico se destacan principalmente en:

- Obtención de formas de onda, y extracción de Fase W de señales sismológicas.
- Construcción de fallas finitas representativas de la extensión de cada evento analizado. Emplazadas en su borde occidental en la fosa proyectadas hacia el Este.
- Implementación de la configuración de subducción del modelo de Slab 1.0 (Hayes et al. (2012)), y utilización del modelo de rigidez asociado al PREM (Dziewonski and Anderson (1981)).
- Desarrollo de Múltiples Ventanas de Tiempo y velocidad de ruptura variable para cada terremoto, en concordancias físicas a las características de cada evento.
- Creación de modelo de ruptura bimodal para el período cosísmico en los terremotos trabajados, consistente de 2 planos de falla paralelos.
- Selección adecuada de espesores de placa subductante para cada evento, en base a la disponibilidad en literatura.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1. Fase W

3.1.1. Definición Teórica

La Fase W corresponde a una onda de largo periodo (baja frecuencia), de entre 200 [s] a 1000 [s], y que se registra como fase entre las ondas P y S (Figura 3.1).

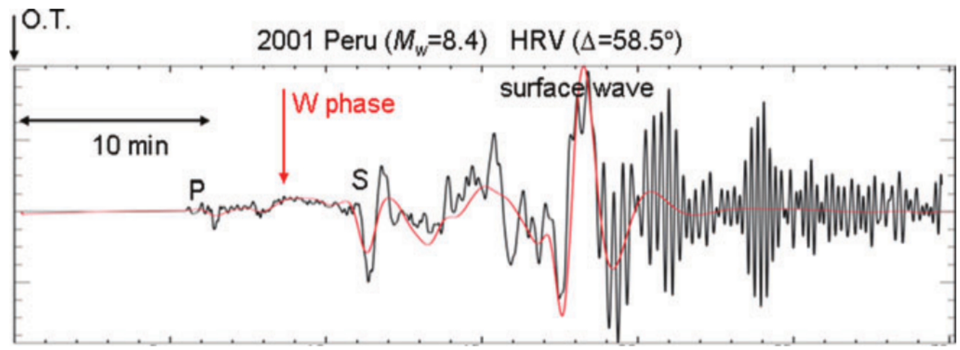

Figura 3.1: Registro sísmico de Fase W observada (negro), y forma de onda de Fase W sintética (rojo) para la estación HRV durante el terremoto de Perú de 2001 (Mw=8.1), ubicada aproximadamente a 6500 [km]. Kanamori and Rivera (2008)

Fue descubierta por Hiroo Kanamori (Kanamori (1993)), quien la observó por primera vez en los registros de desplazamiento del terremoto de Nicaragua en 1992, para posteriormente en 2008, postular junto a Luis Rivera, su método de inversión de Fase W que permite obtener los parámetros de fuente.
Teóricamente representa el total, tanto de campo cercano como lejano, de ondas de largo período de la fuente. En términos de la teoría de rayos, la Fase W puede ser representada como la superposición de energía de largo período asociada con varias fases, tales como P, S, PP, SP, y S. En la teoría de modos normales, se puede interpretar como la superposición del modo fundamental, el primer, el segundo y el tercer sobretono de los modos esferoidales (Kanamori and Rivera (2008)), esto puede ser notado con mayor claridad en la Figura 3.2, la que muestra las curvas de dispersión de velocidad de grupo para estos modos, calculado para el *Preliminary Reference Earth Model* (PREM, Dziewonski and Anderson (1981)). Del mismo modo, para eventos pequeños, Mw $<$ 7.0, la Fase W incluye energía transportada principalmente por ondas de cuerpo, y es mas conveniente verla como la superposición de las fases P, PP, PPP, PS, SP, S y SSS, que arriban dentro de la ventana de tiempo $(T_P, T_P + 15\Delta)$, con *Delta*, la distancia epicentral, en grados. En cambio, para los largos períodos, de grandes terremotos, la Fase W puede utilizarse como la superposición de modos

normales (Hayes et al. (2009)).

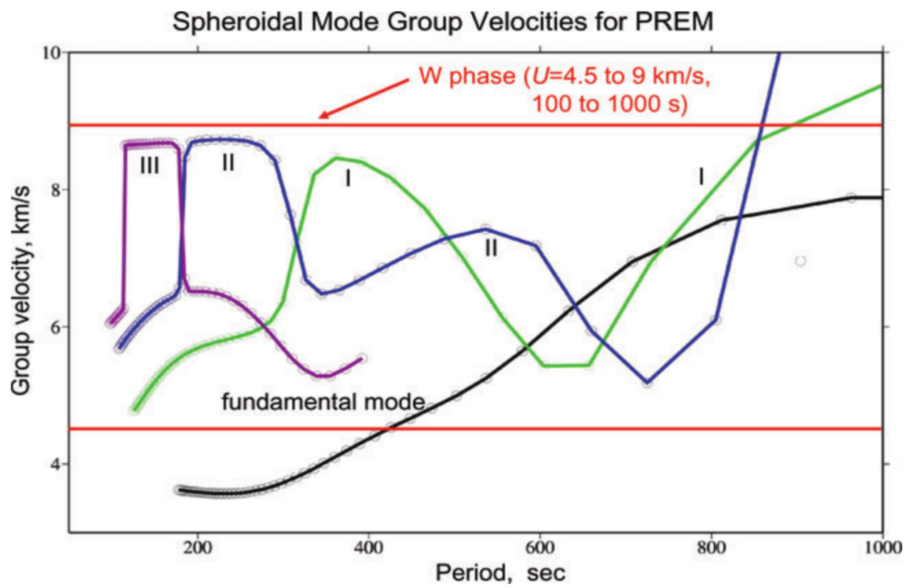

Figura 3.2: Curvas de dispersión de velocidad de grupo de los modos esferoidales calculados con PREM. En negro, la curva de dispersión del modo fundamental. Se muestra además, el primer sobretono (verde), el segundo sobretono (azul), y el tercer sobretono (magenta). Las líneas rojas representan los límites de la velocidad de grupo de la Fase W. (Kanamori and Rivera (2008))

La velocidad de grupo de la Fase W oscila entre 4.5 a 9 $[kms^{-1}]$ sobre un rango de períodos entre 100 a 1000 [s]. En este rango de períodos, una fracción importante de energía de estos modos permanece en el manto donde la variación lateral de la estructura es relativamente pequeña. Así, la propagación de la Fase W no es fuertemente afectada por las heterogeneidades estructurales someras causadas por continentes y océanos (Kanamori and Rivera (2008)).
Computacionalmente, la interpretación de modos es la más sencilla de aplicar, ya que la Fase W puede ser sintetizada por suma de modos normales (Satô et al. (1963); Saito (1967); Gilbert (1971)). Para una fuente de tensor de momento, podemos calcular el desplazamiento a una ubicación $\underline{r}$, como función del tiempo t debido a una función de tensor de momento *step* de la forma:

$$\underline{u}(\underline{r}, t) = \sum_{l,m,n} \left\{ \left[M : {}_n\varepsilon_l^m(\underline{r_0}) \right]_n \underline{y}_l^m(\underline{r}) \right\} \frac{1 - \exp(-{}_n\omega_l^m t / 2 {}_n Q_l^m) cos({}_n\omega_l^m t)}{{}_n C_l^m {}_n\omega_l^{m2}} \tag{3.1}$$

donde ${}_n\underline{y}_l^m$ es el modo normal de orden angular l, orden azimutal m, y orden radial n evaluada en la ubicación receptora $\underline{\mathrm{r}}$, M es el tensor de momento de la fuente, ${}_m\varepsilon_l^m(\underline{r_0})$ es el tensor de deformación calculado con la función propia ${}_n\underline{y}_l^m$ en la posición de la fuente $\underline{r_0}$, ${}_n\omega_l^m$ es la frecuencia angular propia, ${}_nQ_l^m$ es el factor de calidad para el modo correspondiente, y ${}_nC_l^m$ es la integral de la energía, que corresponde a la ortonormalización de los modos normales (Riquelme (2012)), y está dada por:

$$ {}_nC_l^m = \int_V \rho_n \underline{y}_l^m(\underline{r}) \cdot_n \underline{y}_l^m(\underline{r}) dV \tag{3.2} $$

Donde, ρ es la densidad, y la integral es realizada sobre el volumen V de la Tierra.

3.1.2. Obtención de Fase W

En base al método descrito por Kanamori and Rivera (2008) para deconvolucionar los registros de Banda Muy Ancha (VBB); Normalmente es necesario llevar los registros a desplazamientos, para ello se aplica en el dominio de las frecuencias, el método de dividir el espectro de los registros VBB por la respuesta del instrumento, y aplicando una transformación inversa, al dominio del tiempo. Así, en la banda de frecuencias de interés, la respuesta del sistema VBB puede ser escrito en un modo similar a los sismógrafos mecánicos tradicionales, de la forma;

$$ \ddot{y}(t) + 2h\omega_0\dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = G\dddot{x}(t) \tag{3.3} $$

Donde $x(t)$ representa el desplazamiento del suelo, $y(t)$ es la respuesta del instrumento, ω_0 es la frecuencia angular natural del sismómetro, h es la constante de amortiguamiento, y G es el factor de ganancia, medido en la unidad de cuentas $(ms^{-1})^{-1}$. Para un instrumento STS-1 ω_0 tiene un valor de $2\pi/360$ $[s^{-1}]$, y h tiene un valor de 0,707. Para un instrumento STS-2 los valores de ω_0 y h corresponden a $2\pi/120$ $[s^{-1}]$ y 0,707, respectivamente. Para poder realizar la deconvolución, es importante introducir la aceleración de la tierra de la forma $a(t) = \ddot{x}(t)$, entonces la ecuación (3.3) nos queda como:

$$ \ddot{y}(t) + 2h\omega_0\dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = G\dot{a}(t) \tag{3.4} $$

La que en términos de diferencias finitas quedará:

$$ \frac{y_{i+2} - 2y_{i+1} + y_i}{\Delta t^2} + 2h\omega_0 \frac{y_{i+2} - y_{i+1}}{\Delta t} + \omega_0^2 y_{i+2} = G\frac{a_{i+2} - a_{i+1}}{\Delta t} \tag{3.5} $$

Que puede ser reformulada como filtro recursivo

$$a_{i+2} = a_{i+1} + c_2 y_{i+2} + c_1 y_{i+1} + c_0 y_i \tag{3.6}$$

con los coeficientes de filtro c_0, c_1, c_2 dados por:

$$c_0 = 1/G\Delta t \qquad c_1 = -2(1 + h\omega_0 \Delta t)/G\Delta t \qquad c_2 = (1 + 2h\omega_0\Delta t + \Delta t^2 \omega_0^2)/G\Delta t$$

Si se aplica este filtro, además de la condición inicial $a_1 = a_2 = 0$, se obtienen las series de tiempo para las aceleraciones $a_i(i = 1, 2, 3, 4, ..., N)$, donde N es el número total de datos. Ya que la energía principal de la Fase W se encuentra en la banda de frecuencias comprendida entre 0.0005 a 0.01 Hz, es necesario aplicar este filtro pasa banda(*Butterworth*, de paso 1 y orden 4. Desarrollado por Dave Harris) en el dominio del tiempo a las series de tiempo de aceleración. Si se observa la Figura 3.3 (tomada de Duputel et al. (2012)), es directa la asociación de las diferentes frecuencias de esquina para distintos rangos de magnitud, que han de aplicarse a cada evento, como sea necesario trabajar con él.

Magnitude range	Passband filter, mHz (s)
$M_{\text{w-wprel}} \geq 8.0$	1.0–5.0 (200–1000)
$8.0 > M_{\text{w-wprel}} \geq 7.5$	1.7–6.7 (150–500)
$7.5 > M_{\text{w-wprel}} \geq 7.0$	2.0–8.3 (120–500)
$7.0 > M_{\text{w-wprel}} \geq 6.5$	4.0–10.0 (100–250)

Figura 3.3: Frecuencias de esquina en función de la magnitud de momento empleadas en inversión de Fase W. Cada magnitud conlleva dos frecuencias de esquina asociadas al filtro pasa banda que ha de ser empleado en las series de tiempo de Fase W. $M_{w-wprel}$ corresponde a la magnitud de momento sísmico obtenida a partir del primer nivel de procesamiento planteado por Duputel et al. (2012); Mw obtenida a partir de amplitudes de Fase W. (Imagen obtenida de Duputel et al. (2012)).

Seguido del filtro, es necesario realizar una doble integración sobre las series de tiempo de aceleración, para obtener los registros de desplazamiento ya filtrados. Tal como apunta el trabajo de Kanamori and Rivera (2008), el procedimiento adecuado para registros de larga duración (un día, por ejemplo) es el mostrado anteriormente; Deconvolución a aceleración, filtrado pasa banda, seguido por dos integraciones. Además, según lo planteado por Riquelme (2012), es necesario intentar mantener los largos períodos, para evitar caer en problemas con sismos que sean anormalmente lentos.

La respuesta del instrumento de banda ancha está usualmente dada por polos y ceros, en lugar de las constantes ω_0, h y G. Por facilidad del trabajo, se determinan las constantes antes mencionadas de tal manera que la amplitud respuesta del espectro calculada en polos y ceros coincida en el sentido de mínimos cuadrados.

Como señala Kanamori and Rivera (2008), los registros VBB de megaterremotos en redes sísmicas globales a menudo se encuentran cortados a la llegada de grandes amplitudes de las ondas de superficie. Con el método de deconvolución en el dominio de la frecuencia, estos registros se vuelven inutilizables incluso si la Fase W es registrada a escala antes del arribo de las ondas de superficie cortadas. Con la implementación del método de dominio del tiempo, podemos utilizar estos registros para realizar la inversión, esto puede ser notado con mayor claridad en la Figura 3.4, que nos muestra dos métodos de deconvolución de Fase W, en el dominio de la frecuencia, y en el dominio del tiempo, siendo este último el que permite obtener de manera concisa la Fase W al momento de realizar el recorte de la serie de tiempo, y que evita la saturación de las señales, dando paso a un posterior trabajo de la inversión en tiempo real (Duputel et al. (2012); Benavente and Cummins (2013); Riquelme et al. (2016); Riquelme et al. (2018)).

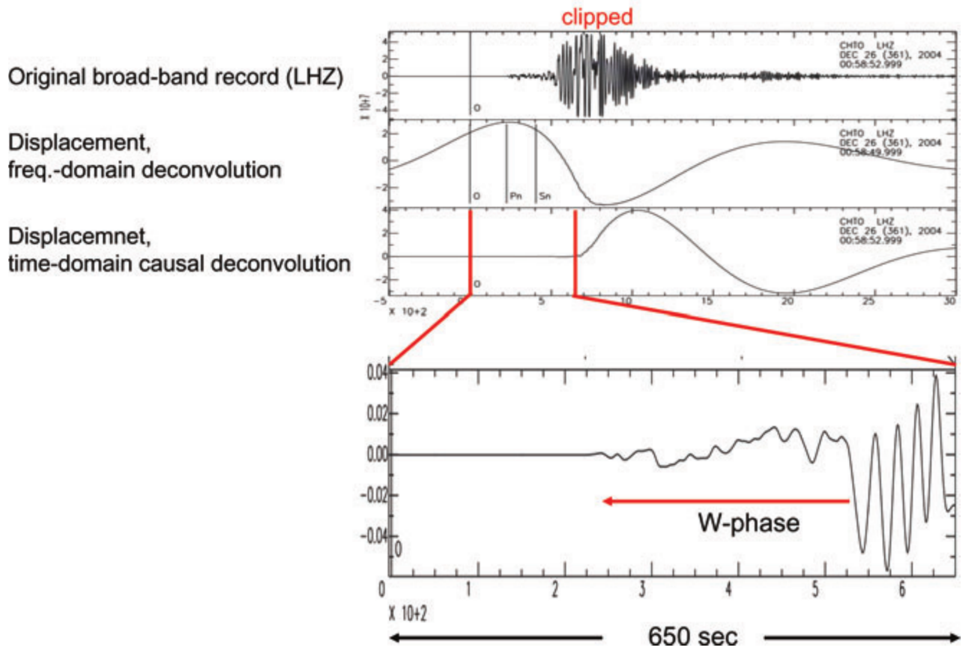

Figura 3.4: Comparación de dominios de frecuencia y del tiempo en la obtención de la Fase W a partir de un registro saturado. En el recuadro superior de la imagen se puede apreciar un registro vertical de banda ancha (LHZ). El segundo recuadro muestra una deconvolución en el dominio de la frecuencia, y una deconvolución recursiva en el dominio del tiempo (tercer y cuarto recuadro). Con la deconvolución en el dominio de la frecuencia, el efecto envolvente de la parte recortada hace inutilizable a la porción de Fase W del registro. Con la deconvolución en el dominio del tiempo, la serie de tiempo es procesada punto a punto, y la Fase W puede ser recuperada hasta el momento en el que se realiza el recorte de la señal (Kanamori and Rivera (2008)).

Finalmente, es necesario mencionar el rol de la velocidad de grupo de la Fase W. Esta varía en el rango entre 4.5 $[kms^{-1}]$ a 9 $[kms^{-1}]$, donde la mayor cantidad de energía llega dentro de un corto intervalo de tiempo después de la llegada de la onda P (Kanamori and Rivera (2008)). La ventana de tiempo de la Fase W, para escalas telesísmicas, se puede escribir en función de la distancia fuente-estación (con unidad de media en grados), representada por Δ, y se ha establecido que una ventana de tiempo con una duración de 15Δ $[s]$ (en nuestro trabajo se utilizó el rango de distancias $5° \leq \Delta \leq 90°$) después de la llegada de la onda P puede contener la mayoría del contenido energético de la Fase W (Kanamori and Rivera (2008)).
Para poder llevar a cabo la inversión, es necesario agregar el registro desde el tiempo de llegada de la onda P (que llamaremos a conveniencia T_P) mas la cantidad de tiempo descrito por 15Δ $[s]$, dado por la relación generalizada $(T_P, T_P + 15\Delta)$. Si queremos realizar una inversión para un caso regional, el rango de distancias se puede

reducir entre $5° < \Delta < 12°$, como lo detallan Riquelme et al. (2016) y Riquelme et al. (2018), donde la relación de ventana de tiempo del contenido energético, para este caso, quedaría simplificada a $(T_P, T_P + 180)$. Gráficamente podemos observar dichos casos en la Figura 3.5.

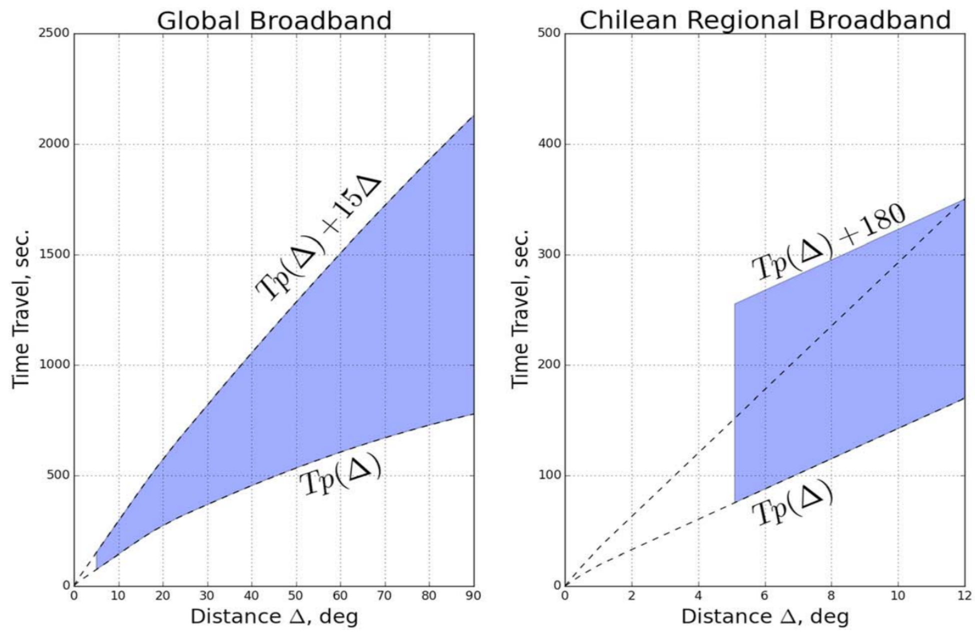

Figura 3.5: Ventanas de tiempo para distancias fuente-estación en un caso telesísmico (izquierda), y un caso regional (derecha). En el caso telesísmico se utiliza una ventana de tiempo comprendida entre $[T_P, T_P + 15\Delta]$, con un rango de valores de distancia estación-fuente (Δ) comprendida desde $5°$ hasta $90°$. En el caso regional, se utiliza una ventana de tiempo de $[T_P, T_P + 180]$, valor constante para un rango de distancias comprendida entre los $5°$, y $12°$. La línea azul muestra la distancia cuando son agregados sismómetros de banda ancha. Imagen modificada del trabajo de Riquelme et al. (2016).

Finalmente es necesario mencionar la principal aplicación en la que se ha desenvuelto la utilización de la inversión del tensor de momento mediante Fase W; El desarrollo de un método confiable para efectos de alerta temprana ante grandes eventos sísmicos, y la reacción ante posteriores desastres naturales.

Actualmente, la Fase W es utilizada como método de alerta temprana en importantes centros de investigación alrededor del mundo, desde con una finalidad regional en países como Japón, México, Australia, Taiwan, China, y Chile. Y con fines telesísmicos, se encuentra implementada en tiempo real, en centros como *Pacific Tsunami Warning Center (PTWC)*, *National Earthquake Information Center (NEIC)*, *Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS)* y en nuestro país en el *Centro*

Sismológico Nacional, en el cual se emplea la aproximación de falla puntual para obtener en el menor tiempo posible los parámetros de caracterización de un terremoto, combinando registros sismológicos y de GPS continuo (Riquelme et al. (2016)), llegando a calcular la ubicación del centroide, y el tensor de momento sísmico en tiempos tan rápidos como 5 minutos, dependiendo, lamentablemente, sólo de la recolección de datos, asociada a la propagación de Fase W en el arreglo de estaciones, y más aún, con un mayor número de estaciones sismológicas y GPSc con envío de datos en tiempo real, podrían llegar a obtener resultados en tan sólo 4 minutos. (Riquelme et al. (2018)).

3.1.3. Inversión de Fase W

Para realizar la inversión de Fase W, múltiples autores (Hayes et al. (2009); Duputel et al. (2011); Duputel et al. (2012); Nealy and Hayes (2015); Riquelme et al. (2016)) basándose en el trabajo descrito por Kanamori and Rivera (2008), indican que es necesario asumir una ubicación para una fuente puntual preliminar, tal como realiza su inversión el *Harvard and Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) (Dziewonski and Anderson (1981)). Como detalla Riquelme et al. (2016), la ubicación de la fuente puntual es denominada la ubicación del centroide (que cuenta con latitud, longitud y profundidad), y para efectos preliminares, los diferentes autores han trabajado con valores obtenidos del *Determinations of Epicenters (PDE)* del NEIC, o del USGS. De la misma forma, también es necesario conocer una magnitud Mw preliminar, que es obtenida de la amplitud de Fase W mediante una resolución de mínimos cuadrados. Otros parámetros importantes para la descripción de la fuente, son el *time shift*, o *time delay* (T_d) y una aproximación del *half duration (T_h)* en segundos, que pueden ser estimados, a partir de la magnitud preliminar, por la relación empírica descrita por Duputel et al. (2013); $T_h = 1{,}2 \times 10^{-8}(M_0 \times 10^7)^{1/3}$, con M_0 siendo el momento sísmico escalar, con unidades de [Nm], asociado a la magnitud del evento. Todos estos parámetros iniciales, sirven para obtener una rápida primera aproximación de la solución de la fuente puntual, pero es imperativo mencionar que todos los parámetros antes mencionados se deducen con iteraciones asociadas a la reducción del Error Cuadrático Medio de todos los parámetros. Así, finalmente se obtendrá, según los planteamientos de Hayes et al. (2009), y Duputel et al. (2012) 3 niveles de exactitud de la solución, *Output level 1 (OL1)* consistente de la magnitud preliminar de Fase W. *Output level 2 (OL2)* que entrega la primera solución, consistente de los parámetros de la fuente, los elementos del tensor de momento sísmico ($M_{rr}, M_{\theta\theta}, M_{\phi\phi}, M_{r\theta}, M_{r\phi}, M_{\theta\phi}$), y las 4 coordenadas espacio-temporal del centroide

$(\theta_c, \phi_c, r_c, \tau_c)$, donde θ_c es la colatitud, ϕ_c es la longitud, r_c es el radio, y τ_c el tiempo de origen del centroide (según valores preliminares fijos de PDE como centroide). Finalmente, la ubicación espacio-temporal del centroide es obtenida al realizar una "búsqueda de grilla", lo que nos entregará el *Output level 3 (OL3)*, que además incluye la solución total y óptima de las componentes del tensor de momento, en base al centroide final.

Siguiendo el trabajo de desarrollo para una fuente puntual desarrollado por Kanamori and Rivera (2008), y partiendo de la base inicial, de conocer a priori la localización y el comportamiento de la fuente, es posible realizar una inversión lineal respecto a las componentes del tensor de momento M_{ij}, que puede ser expresada de la forma:

$$\begin{pmatrix} u_{w1}^{1,1} & u_{w1}^{2,2} & u_{w1}^{3,3} & \cdots & u_{w1}^{2,3} \\ u_{w2}^{1,1} & u_{w2}^{2,2} & u_{w2}^{3,3} & \cdots & u_{w2}^{2,3} \\ u_{w3}^{1,1} & u_{w3}^{2,2} & u_{w3}^{3,3} & \cdots & u_{w3}^{2,3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ u_{wN}^{1,1} & u_{wN}^{2,2} & u_{wN}^{3,3} & \cdots & u_{wN}^{2,3} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{23} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{w1} \\ u_{w2} \\ u_{w3} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ u_{wN} \end{pmatrix} \tag{3.7}$$

La que se puede resumir en la ecuación:

$$u_{wi}^{k,l}(t) M_{kl} = u_{wi}(t)$$

Donde $u_{wi}^{k,l}$ representa el desplazamiento sufrido en la estación i calculado para un tensor de momento $M_{kl} = 1$, dado por las Funciones de Green, que han sido calculadas por Kanamori and Rivera (2008) mediante el *Preliminary Reference Earth Model* (PREM), y que representa los desplazamientos sintéticos para una fuente unitaria, o la respuesta del medio ante un impulso unitario representativo de una fuerza aplicada en un espacio y tiempo dado. M_{kl} corresponde a los k-l elementos que conforman el tensor de momento, y $u_{wi}(t)$ es la Fase W observada en la estación i a un tiempo determinado.

El cálculo de $u_{wi}^{k,l}$ implica calcular la función de respuesta para un elemento unitario del tensor de momento (o "Señales sintéticas" desde ahora). Luego, convolucionando las Funciones de Green con la *Source Time Function* (*moment rate function*, en

nuestro caso triángulos, explicado más adelante), y realizando el mismo filtro pasa banda aplicado a los sismogramas, nos entregará $u_{wi}^{k,l}$, los desplazamientos sintéticos para una fuente unitaria.
Es importante mencionar que los vectores de la izquierda y de la derecha representan datos concatenados, es decir, datos unidos entre si, según la distancia creciente, con el fin de examinar la calidad de los ajustes y los datos observados, además de ayudar al cálculo de la magnitud de largo período del evento.

Existen dos caminos para poder realizar la inversión, tal como detallan Kanamori and Rivera (2008), uno que involucre los seis elementos del tensor de momento y que emplearía el método de mínimos cuadrados, o utilizar algunas delimitaciones a los elementos de la diagonal principal, por ejemplo, considerando que no hay variación de volumen, se obtiene la relación lineal dada por: $M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$, lo que sería, $M_{33} = -(M_{11} + M_{22})$, y resolver la ecuación (3.7) para los otros 5 elementos restantes, del tensor de momento.

Función fuente triangular

Para realizar la inversión, es asumida una fuente triangular (práctica que también se utiliza en el *GCMT*), que depende de dos parámetros fundamentales, el *half duration* (T_h), y el *centroid delay* (T_d). La finalidad de de esta fuente triangular es poder representar la *Moment rate function*, que describe la tasa de momento sísmico que se libera durante cada instante de tiempo.
El half duration representa la mitad del ancho de la fuente triangular, mientras que el centroid delay es la posición temporal del centro del triángulo medido desde el tiempo de origen asumido.
Ya que la Fase W es una onda de muy largo periodo, con una alta velocidad de grupo, similar a la de la onda P, ambos parámetros necesitan ser conocidos sólo aproximadamente. Puesto que los registros son filtrados a muy largo período, el valor del half duration (T_h) pierde importancia, mientras que la posición del hipocentro sería una buena primera aproximación para la ubicación del centroide. En cambio, el parámetro más crítico corresponde al tiempo de retardo (centroid delay, T_d), ya que este mueve a la Fase W en una cantidad de tiempo dada en todas las estaciones, la elección de dicho valor puede arrojar grandes errores o desajustes de las formas de onda. Una forma de estimar T_d de manera rápida, para propósitos de tiempo real (en aproximación de falla puntual), sería utilizar el valor estimado del momento sísmico (M_0 [Nm]), y viene dada por la relación antes mencionada, detallada por Duputel

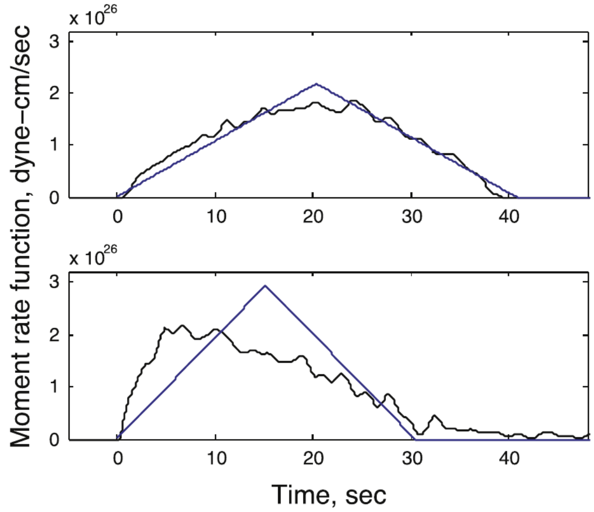

Figura 3.6: Representación de diferentes Funciones de Liberación de Momento (MRF, en negro), por funciones triangulares (azul) para dos casos diferentes. Arriba $T_d = T_h = 20[s]$. Abajo situación $T_d = T_h = 15[s]$. Imagen modificada de Duputel et al. (2013).

et al. (2013):

$$T_h = T_d = 1{,}2 \times 10^{-8}(M_0 \times 10^7)^{1/3}$$

La representación gráfica de la aplicación de T_h y T_d a la liberación de momento sísmico, puede ser observado en la Figura 3.6, donde se plantean dos situaciones con distintos MRF, y son representados, en cada caso, por un triángulo isósceles de $T_h = T_d = 20[s]$ (arriba), y un triángulo de $T_h = T_d = 15[s]$

3.1.4. Funciones de Green

La funciones elastodinámicas de Green representan la respuesta del medio, o el campo de desplazamientos generado por la acción de una fuente impulsiva unitaria, que es aplicada en una posición determinada, y en un tiempo dado. En este sentido son fundamentales para el desarrollo de la inversión de datos, ya que permiten realizar la generación de señales sintéticas, lo que nos permitirá obtener los deslizamientos cosísmicos provocados por terremotos, a partir de las formas de onda de la Fase W, ya que como señala el trabajo de Vera (2016), las funciones de Green, además nos permiten incluir variaciones en la velocidad de ruptura, a partir del comportamiento asignado a las subfallas que componen cada una de las interfases involucradas en el proceso de ruptura.

En nuestro trabajo hemos utilizado la base de datos desarrollada por Kanamori and

Rivera (2008), que según lo detallado por los autores, calcularon las respuestas del medio para los desplazamientos en las tres componentes, para cada uno de los 6 elementos del tensor de momento, en un rango de distancias de $0° \leq \Delta \leq 90°$, con un intervalo de 0,1°, y con un rango de profundidades que comprende entre 0 a los 760 km cada 2 km, llegando a lapsos de hasta 10 km a medida que incrementa la profundidad. Quedando así compuestas, por una base de datos total de 103000 modos esferoidales, 63000 modos toroidales, y 152 modos radiales. La base de datos de Funciones de Green desarrollada por Kanamori and Rivera (2008) fue gentilmente facilitada por L. Rivera, H. Kanamori, y Z. Duputel. R.B. a Roberto Benavente, quien la ha compartido con nosotros, a modo de desarrollar este y anteriores trabajos.

Para dar una idea de la obtención de las Funciones de Green, nos remitiremos al trabajo desarrollado por Kanamori and Rivera (2008), donde se detallan los pasos y argumentos empleados para el calculo de ellas, y la creación de su base de datos antes mencionadas:

En primer lugar es necesario mencionar nuevamente que las funciones de Green son calculadas para cada una de las tres componentes de desplazamiento que se mantienen registrando en cada estación, y para cada uno de los 6 elementos del tensor de momento, lo que implicaría calcular 18 funciones de Green para cada estación, pero al considerar una Tierra simétricamente esférica, estas no son linealmente independientes; La cantidad de funciones de Green linealmente independientes se reduce significativamente debido a la simetría que presenta el problema.

Para una profundidad y distancia dadas, al considerar una estación ubicada en un punto P, y utilizando la notación de la teoría de los modos normales para el calculo del centroide, denotada por (r, θ, ϕ), donde r representa la distancia radial entre la fuente y el centro de la Tierra, θ es la colatitud, o el ángulo complementario de la latitud, y ϕ denota la longitud de la fuente puntual (Bock (2012)), para los ejes (vertical, sur, este), se reduce la cantidad de funciones de Green de 18 a 10 (como veremos a continuación, 8 elementos son nulos), entonces, desde el problema de simetría;

1. Para un dipolo vertical, $M_{rr} = 1$, $u_\phi = 0$.
2. Para un dipolo Norte-Sur, $M_{\theta\theta} = 1$, $u_\phi = 0$.
3. Para un dipolo Este-Oeste, $M_{\phi\phi} = 1$, $u_\phi = 0$.
4. Para una fuente de cizalle $M_{r\theta} = 1$, $u_\phi = 0$.
5. Para una fuente de cizalle $M_{r\phi} = 1$, $u_r = 0$, y $u_\theta = 0$.

6. Para una fuente de cizalle $M_{\theta\phi} = 1$, $u_r = 0$, y $u_\theta = 0$.

Entonces, según lo detallado por Kanamori and Rivera (2008), si se lleva a la notación de la teoría de los modos normales, que fue descrita anteriormente, denotando la k-ésima componente de desplazamiento debido a una fuente $M_{lm} = 1$, por $u_k(t; l, m)$, podemos escribir las tres componentes del desplazamiento en un punto P por:

$$\begin{aligned} u_r(t) &= M_{rr}u_r(t; r, r) + M_{\theta\theta}u_r(t; \theta, \theta) + M_{\phi\phi}u_r(t; \phi, \phi) + M_{r\theta}u_r(t; r, \theta) \\ u_\theta(t) &= M_{rr}u_\theta(t; r, r) + M_{\theta\theta}u_\theta(t; \theta, \theta) + M_{\phi\phi}u_\theta(t; \phi, \phi) + M_{r\theta}u_\theta(t; r, \theta) \\ u_\phi(t) &= M_{r\phi}u_\phi(t; r, \phi) + M_{\theta\phi}u_\phi(t; \theta, \phi) \end{aligned} \tag{3.8}$$

Ahora, para calcular el desplazamiento en un punto Q, con azimut Φ, es necesario rotar el tensor de momento respecto al eje vertical en la fuente, en una cantidad Φ. Dicho tensor puede ser representado como:

$$M' = RMR^T$$

donde:

$$R = \begin{pmatrix} \cos\Phi & \sin\Phi & 0 \\ -\sin\Phi & \cos\Phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \tag{3.9}$$

Entonces, las tres componentes del desplazamiento señaladas anteriormente, pero para un punto Q quedarán detalladas como:

$$\begin{aligned} u_r(t) &= M'_{rr}u_r(t; r, r) + M'_{\theta\theta}u_r(t; \theta, \theta) + M'_{\phi\phi}u_r(t; \phi, \phi) + M'_{r\theta}u_r(t; r, \theta) \\ u_\theta(t) &= M'_{rr}u_\theta(t; r, r) + M'_{\theta\theta}u_\theta(t; \theta, \theta) + M'_{\phi\phi}u_\theta(t; \phi, \phi) + M'_{r\theta}u_\theta(t; r, \theta) \\ u_\phi(t) &= M'_{r\phi}u_\phi(t; r, \phi) + M'_{\theta\phi}u_\phi(t; \theta, \phi) \end{aligned} \tag{3.10}$$

donde,

$$\begin{aligned} M'_{\phi\phi} &= M_{\phi\phi}\cos^2\Phi - 2M_{\phi\theta}\sin\Phi\cos\Phi + M_{\theta\theta}\sin^2\Phi \\ M'_{\theta\theta} &= M_{\phi\phi}\sin^2\Phi + 2M_{\phi\theta}\sin\Phi\cos\Phi + M_{\theta\theta}\cos^2\Phi \\ M'_{rr} &= M_{rr} \\ M'_{\phi\theta} &= -\frac{1}{2}(M_{\theta\theta} - M_{\phi\phi})\sin 2\Phi + M_{\phi\theta}\cos 2\Phi \\ M'_{\phi r} &= M_{\phi r}\cos\Phi - M_{\theta r}\sin\Phi \\ M'_{\theta r} &= M_{\theta r}\cos\Phi + M_{\phi r}\sin\Phi \end{aligned} \tag{3.11}$$

Los términos anteriormente señalados representan a cada uno de las componentes del tensor de momento, luego de haber sido aplicada la rotación a las funciones de Green. Como señala Kanamori and Rivera (2008), es importante mencionar que dichas relaciones son generales, y que no hay distinción entre los modos esferoidales y toroidales. Pero para la obtención de los desplazamientos, si es necesario considerar dichas diferencias, en términos de los valores y las funciones propias.

Si es necesario un punto de vista mas formal y con un desarrollo matemático explícito, esta breve sección detalla algunos de los pasos más importantes realizados y detallados por el trabajo de Aki and Richards (2002) para poder caracterizar la Funciones de Green: Como detallamos anteriormente, las funciones elastodinámicas de Green corresponden al campo de desplazamientos producido por una fuente simple aplicada en un lugar y tiempo dados. Si es aplicado un impulso unitario en el punto $x = \xi$, en un tiempo $t = \tau$, y en una dirección n, podremos denotar la i-ésima componente del desplazamiento como $G_{in}(x, t; \xi, \tau)$, en un punto cualquiera representado por (x, t). La función de Green establecida anteriormente corresponde a un tensor, y depende de las coordenadas del receptor y de la fuente, y satisface la siguiente ecuación de movimiento en todo el volumen V:

$$\rho \frac{\partial^2 G_{in}}{\partial t^2} = \delta_{in}\delta(x-\xi)\delta(t-\tau) + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(c_{ijkl}\frac{\partial G_{km}}{\partial x_l}\right) \tag{3.12}$$

Aquí, Aki and Richards (2002), señalan que las condiciones iniciales deben permanecer nulas, esto es, $G(x, t; \xi, \tau)$ y la variación temporal de ella, $(\partial[G(x, t; \xi, \tau)]/\partial t)$, serán cero para todo $t < \tau$ y $x \neq \xi$. Para especificar la unicidad de G, es necesario establecer las condiciones de borde en S, las cuales dependerán del interés a desarrollar.

Si las condiciones de borde son independientes del tiempo (lo que sería, S siempre rígido), el tiempo de origen puede ser ajustado a conveniencia propia, entonces de la ecuación (3.12) se puede entender que G depende de t y τ solo mediante la combinación $t - \tau$, lo que finalmente quedará representado por la relación recíproca para los tiempos de fuente y del receptor, dada por:

$$G(x, t; \xi, \tau) = G(x, t-\tau; \xi, 0) = G(x, -\tau; \xi, -t) \tag{3.13}$$

Por otra parte, Aki and Richards (2002), señalan que si G satisface las condiciones de borde homogéneas en S, se puede utilizar la relación (ecuación (3.14)) obtenida del campo de desplazamientos, deducida del teorema de Betti (Aki and Richards (2002), sección 2.3.2, Teoremas de reciprocidad), donde $u = u(x,t)$ representa el campo de desplazamientos, debido a las fuerzas de cuerpo f, y condiciones de borde en S a un tiempo $t = 0$. Además, $v = v(x,t)$ representa otro campo de desplazamientos debido a las fuerzas de cuerpo denotadas por g. Finalmente $T(u,n)$ representa las tensiones debido al desplazamiento u, y $T(v,n)$ señala las tensiones debido al desplazamiento v, con n la normal a la superficie S

$$\begin{aligned} &\int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint_V [u(x,t)\cdot g(x,\tau - t) - v(x,\tau - t)\cdot f(x,t)]dV \\ = &\int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S [v(x,\tau - t)\cdot T(u(x,t),n) - u(x,t)\cdot T(v(x,\tau - t),n)]dS \end{aligned} \tag{3.14}$$

con la finalidad de obtener una importante relación recíproca para las posiciones de la fuente y del receptor.
Si f es considerado como un impulso unitario, aplicado en una dirección m en una posición $x = \xi_1$, y tiempo $t = \tau_1$, y de igual forma g es considerado como un impulso unitario aplicado en una dirección n, en $x = \xi_2$ y tiempo $t = -\tau_2$. Entonces $u_i = G_{im}(x,t;\xi_1,\tau_1)$, y $v_i = G_{in}(x,t;\xi_2,-\tau_2)$, que al ser aplicados a la ecuación (3.14), resulta:

$$G_{nm}(\xi_2,\tau + \tau_2;\xi_1,\tau_1) = G_{mn}(\xi_1,\tau - \tau_1;\xi_2,-\tau_2) \tag{3.15}$$

que al utilizar $\tau_1 = \tau_2 = 0$, nos queda,

$$G_{nm}(\xi_2,\tau;\xi_1,0) = G_{mn}(\xi_1,\tau;\xi_2,0) \tag{3.16}$$

que especifica una reciprocidad puramente espacial. Tomando $\tau = 0$, la ecuación (3.15) nos queda de la forma

$$G_{nm}(\xi_2,\tau_2;\xi_1,\tau_1) = G_{mn}(\xi_1,-\tau_1;\xi_2,-\tau_2) \tag{3.17}$$

que especifica una relación de reciprocidad espacio-temporal.

Teorema de representación

Si se utiliza la forma integral de la ecuación de Betti (ecuación (3.14)), con una ecuación de Green que represente uno de los campos de desplazamientos, entonces

quedaría disponible una representación para el otro campo de desplazamientos.
En específico, el interés se centra en encontrar una expresión para el desplazamiento u, que es producido por las fuerzas de cuerpo f y g sobre todo el volumen V, y bajo las condiciones de borde en S. Si agregamos la fuerza de cuerpo $g_i(x,t) = \delta_{in}\delta(x-\xi)\delta(t)$, en la ecuación (3.14), la solución correspondiente será $v_i(x,t) = G_{in}(x,t;\xi,0)$, y obtendremos que:

$$\begin{aligned} u_n(\xi,\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint_V f_i(x,t) G_{in}(x,\tau-t;\xi,0) dV \\ + \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S [G_{in}(x,\tau-t;\xi,0) T_i(u(x,t),n) \\ - u_i(x,t) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(x,\tau-t;\xi,0)] dS \end{aligned} \quad (3.18)$$

Ya que esta expresión involucra a la función de Green de una fuerza impulsiva aplicada en el mismo punto de observación ξ, es necesario intercambiar los símbolos x y ξ, y los símbolos t y τ, gracias a la reciprocidad espacial de la funciones de Green, lo que permite utilizar (x,t) en una posición y tiempo generalizada en el cual se evalúa el desplazamiento, considerando que la integral sobre el volumen y los elementos de superficie varían en ξ con una convolución temporal. De esta forma, nuestra ecuación queda representada como:

$$\begin{aligned} u_n(x,t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint_V f_i(\xi,\tau) G_{in}(\xi,t-\tau;x,0) dV(\xi) \\ + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iint_S [G_{in}(\xi,t-\tau;x,0) T_i(u(\xi,\tau),n) \\ - u_i(\xi,\tau) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\xi,t-\tau;x,0)] dS(\xi) \end{aligned} \quad (3.19)$$

Finalmente, la ecuación (3.19) representa el primer teorema de representación. Que establece una forma en la que el desplazamiento u en un cierto punto está constituido por la fuerza f en todo V, más contribuciones debidas a la tensión o tracción $T(u,n)$, y al desplazamiento mismo u en S.

Ya que queremos que x sea el punto de observación, y así el desplazamiento total obtenido puede sea considerado como la suma integral de los desplazamientos que contribuyen en x debido a cada elemento de volumen y de superficie. Es necesario invocar el teorema de reciprocidad para G, pero ello conlleva condiciones extra en la función de Green misma, ya que, que la ecuación $G_{in}(\xi,t-\tau;x,0) = G_{ni}(x,t-\tau;\xi,0)$

fue probada sólo si G satisface condiciones de borde homogéneas en S, mientras que la relación (3.19), es válida para cualquier función de Green establecida por una fuerza impulsiva en la dirección n, a una posición $\xi = x$, y tiempo $\tau = t$.
Entonces ahora existen dos casos bien diferenciados, el primero en el que la función de Green es determinada por la superficie S con un borde rígido, dicha función quedará representada por G^{rigid}, y la condición de borde será $G^{rigid}_{in}(\xi, t-\tau; x, 0) = 0$, para ξ en S. Entonces, la ecuación (3.19), quedará de la forma:

$$u_n(x,t) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint_V f_i(\xi,\tau) G^{rigid}_{ni}(x, t-\tau; \xi, 0) dV \\ - \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S u_i(\xi,\tau) c_{ijkl} n_j \frac{\partial}{\partial \xi_l} G^{rigid}_{nk}(x, t-\tau; \xi, 0) dS \quad (3.20)$$

Alternativamente, podemos usar G^{free} como función de Green, así que el término de tensiones será nulo, esto es, $c_{ijkl} n_j (\partial / \partial \xi_l) G^{free}_{kn}(\xi, t-\tau; x, 0) = 0$ para todo ξ en S, lo que nos resulta

$$u_n(x,t) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint_V f_i(\xi,\tau) G^{free}_{in}(x, t-\tau; \xi, 0) dV \\ - \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S G^{free}_{ni}(x, t-\tau; \xi, 0) T_i(u(\xi,\tau), n) dS \quad (3.21)$$

Como comenta Aki and Richards (2002), las ecuaciones detalladas desde (3.19) a (3.21) son todas diferentes formas del teorema de representación, y cada una tiene su propio uso especial. Al tomarlas a todas juntas, pareciera que implican una contradicción con la pregunta de si $u(x,t)$ depende de los desplazamientos sobre S (ecuación (3.20)), o de las tensiones (ecuación (3.21)), o ambas (ecuación (3.19)). Pero, ya que las tensiones y los desplazamientos no pueden ser especificados independientemente en la superficie de un medio elástico, tal contradicción es inexistente.

3.2. Teoría de la fuente y el tensor de momento sísmico

El objetivo principal es comprender como los desplazamientos sísmicos observados a una distancia determinada de la fuente sísmica están relacionados con las propiedades de dicha fuente. El paso principal es recordar la ecuación de momento para un medio elástico y continuo, que Shearer (2009) describe como:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \tag{3.22}$$

donde ρ es la densidad del medio, u_i es el desplazamiento, τ_{ij} es el tensor de esfuerzo, y f_i es el término asociado a fuerzas de cuerpo. Es importante recordar que los términos u_i, τ_{ij}, y f_i dependen del tiempo t y la posición $\mathbf{x}$.

Ahora consideremos un campo de desplazamientos en un volumen V, delimitado por una superficie S. Los desplazamientos dentro de V deben ser una función solamente de las condiciones iniciales, las fuerzas internas dentro de V, y las tensiones actuando en S.

Como detalla el *teorema de unicidad*, en el trabajo de Aki and Richards (2002), al especificar, ya sea, las tensiones, o el campo de desplazamientos en S, junto con las fuerzas de cuerpo, f, es suficiente para determinar únicamente campo de desplazamientos u que se desarrollará en todo V para unas condiciones iniciales dadas. La ecuación (3.22) está constituida por diferentes condiciones físicas, esto implica que el término de fuerzas de cuerpo f generalmente está conformado por un término de gravedad f_g y un término de la fuente f_s, de la forma $f = f_g + f_s$. La gravedad es un factor importante en muy bajas frecuencias para la sismología de modos normales, pero generalmente puede ser omitida para cálculos de ondas de cuerpo y superficiales, a largos de onda típicamente observados. La aplicación del término de fuente f_s es desarrollado para otros propósitos por Shearer (2009).

Para el caso de ausencia de fuerzas de cuerpo, obtenemos la *ecuación de movimiento homogénea*:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij}, \tag{3.23}$$

quien gobierna la propagación de la onda sísmica fuera de las regiones de la fuente sísmica. Además, si se asume que el término de aceleración de la ecuación (3.22) es nulo, se obtiene la *ecuación de equilibrio estático*, relación que es aplicable a problemas geodésicos de deformación estática, en la cual las fuerzas de cuerpo están balanceadas por la divergencia del tensor de momento de deformación, detallado por la siguiente relación:

$$\partial_j \tau_{ij} = -f_i \tag{3.24}$$

En sismología es importante generar soluciones de las ecuaciones (3.22) y (3.23) para modelos realistas de la Tierra; Dichas soluciones entregan los movimientos predichos de la tierra en ubicaciones específicas a cierta distancia de la fuente, y son comúnmente llamados *"sismogramas sintéticos"*.

Al considerar una fuerza unitaria $f(x_0, t_0)$, aplicada en la ubicación x_0, en un tiempo t_0, estamos introduciendo la base para utilizar una función de fuerza unitaria, que para una fuente extendida puede ser descrito por la suma de una cantidad finita de dichos elementos. Ahora, si se considera el desplazamiento $u(x, t)$ que es observado en una posición receptora x de la fuente. La función $u(x, t)$, en general será una función dependiente de la velocidad sísmica de la Tierra, y de la estructura de densidades. Por lo demás, $u(t)$ tendrá variación para diferentes posiciones de fuente y receptor. Además, como ya sabemos, para todo $f(x_0, t_0)$ y x, existe un único $u(t)$ que describe la respuesta de la Tierra, que puede ser calculada si conocemos la estructura de la Tierra con suficiente precisión.

Shearer (2009), establece una notación que separa los términos de la fuente de todos los otros detalles de la propagación de ondas, esto lo desarrollan integrando la función de Green $G(x, t)$, que entregará el desplazamiento en el punto x, y que es resultante de la aplicación de una fuerza unitaria en un punto x_0, en general, se puede escribir de la forma:

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_0, t_0) f_j(x_0, t_0) \tag{3.25}$$

donde u_i representa el desplazamiento, f_j es el vector de fuerza aplicado en una posición x_0, y en un tiempo t_0, y G_{ij} es la función elastodinámica de Green. Debido a la linealidad de la ecuación (3.25), el desplazamiento resultante de cualquier distribución de fuerzas de cuerpo puede ser calculado como la suma o superposición de las soluciones para las fuentes puntuales individuales, lo que implica que el conocimiento del campo de desplazamientos nos puede permitir realizar inversiones para la distribución de las fuerzas de cuerpo.

Normalmente los terremotos son representados como *slip* sobre una falla (una discontinuidad en el desplazamiento a través de una superficie interna, dentro de un medio elástico), tal parametrización no puede ser utilizada directamente en (3.25) para modelar desplazamientos. Ante esto, es posible establecer una distribución de fuerzas de cuerpo que producen exactamente el mismo campo de desplazamientos que el *Slip* en una falla interna. Estas *cuplas* son llamadas *fuerzas de cuerpo equiva-*

lentes para el modelo de falla.

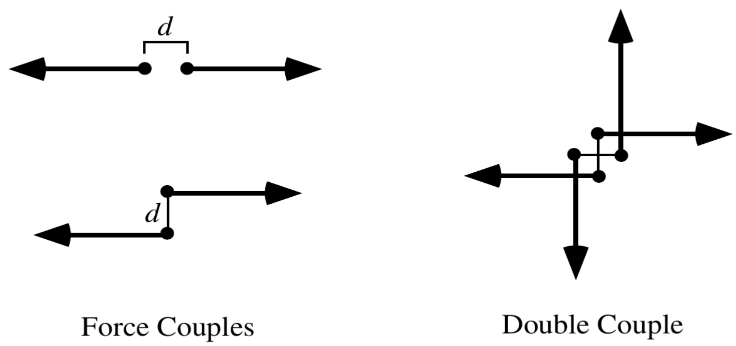

Figura 3.7: A la izquierda, representación de las fuerzas de cupla; fuerzas puntuales opuestas separadas por una pequeña distancia d. A la derecha, diagrama de una doble cupla; un par de cuplas complementarias que anulan el torque neto. (Imagen tomada de Shearer (2009)).

De este modo, Shearer (2009) plantea que se consideran fuentes lo suficientemente pequeñas en contraste con la longitud de onda de la energía irradiada, que pueden ser consideradas como fuentes puntuales. Una fuerza singular actuando como un punto solo podría ser el resultado de fuerzas externas; en otro caso el momento no se conservaría. Por otro lado, las fuerzas internas provocadas por una explosión, o una liberación de tensión en una falla, deben actuar en direcciones opuestas para así conservar el momento. Aquí se introduce el concepto de cuplas, dos vectores fuerza separados por una distancia d, apuntado en direcciones contrarias, como se puede observar en la Figura 3.7. Dichos vectores podrían estar separados en una dirección perpendicular a la orientación de la fuerza, en este caso, el momento angular no se conserva a menos que también exista una cupla complementaria que entregue un balance a las fuerzas, y es de esta forma que se expande al concepto de doble cupla. Ahora, es importante definir la cupla de fuerzas M_{ij} en un sistema de coordenadas cartesianas, como un par de fuerzas puntuales en la dirección i, separadas en la dirección j. A partir de esto, obtendremos nueve posibles fuerzas de cuplas actuando sobre el medio, que son gráficamente representadas en la Figura 3.8. Las fuerzas de cupla, nos dan la oportunidad de introducir el *tensor de momento*, término que nace de la interacción entre la fuerza f y la distancia d, de la forma fd (que se asume constante, ya que d tiende a cero en el límite de una fuente puntual), producto

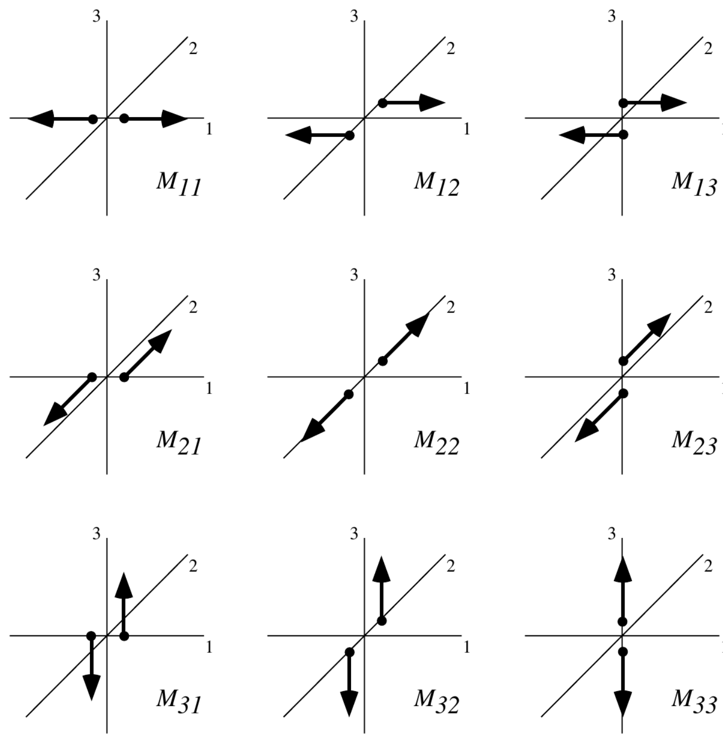

Figura 3.8: Representación de las nueve posibles fuerzas de cupla asociadas a las componentes del tensor de momento. (Imagen tomada de Shearer (2009)).

encargado de entregar la magnitud de M_{ij}, adoptando la forma:

$$M = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \tag{3.26}$$

Aquí surge una condición. Para que el momento angular sea conservado, entonces es necesario que M sea simétrico, de la forma $M_{ij} = M_{ji}$, por lo tanto, M sólo tiene seis elementos independientes. El tensor de momento entrega una representación general de las fuerzas internas generadas que pueden actuar en un punto, en un medio elástico. Como detalla Shearer (2009), a pesar de que se trate de una idealización, sirve como una buena aproximación al modelar la respuesta sísmica distante, para fuentes que son pequeñas comparadas con las longitudes de onda observadas. Por otro lado, las fuentes mas complicadas también pueden ser modeladas utilizando la representación del tensor de momento al considerar una suma de fuentes puntuales en diferentes posiciones.

Como detalla el trabajo de Benavente et al. (2016), podemos relacionar los elementos de la diagonal de M_{ij} con cambios volumétricos en la fuente. Para ello es necesario incluir la condición de hacer la traza nula, lo que estará representado por $M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$, de esta forma estaremos representando las fuentes de doble cupla.

De la ecuación (3.25), podemos expresar los desplazamientos resultantes de una fuerza de cupla en x_0, en términos de una función de Green para una fuerza puntual como:

$$\begin{aligned} u_i(x,t) &= G_{ij}(x,t;x_0,t_0)f_j(x_0,t_0) - G_{ij}(x,t;x_0 - \hat{x}_k d,t_0)f_j(x_0,t_0) \\ &= \frac{\partial G_{ij}(x,t;x_0,t_0)}{\partial (x_0)_k} f_j(x_0,t_0)d \end{aligned} \tag{3.27}$$

donde la cupla, o vectores fuerza f_j, están separados por una distancia d en la dirección $\hat{x}_k$. El producto $f_j d$ es la columna k-ésima de M_{jk}, y en consecuencia:

$$u_i(x,t) = \frac{\partial G_i j(x,t;x_0,t_0)}{\partial (x_0)_k} M_{jk}(x_0,t_0) \tag{3.28}$$

que es una relación lineal entre el desplazamiento y las componentes del tensor de momento que involucran las derivadas espaciales de las funciones de Green para fuerzas puntuales.

Ya que (3.28) es lineal, una vez que las funciones de Green están calculadas para un modelo de referencia de la Tierra, es sencillo utilizar los registros sísmicos, $u(x,t)$, para invertir en las componentes del tensor de momento.

Finalmente, podemos hacer el nexo con lo tratado anteriormente en el capítulo Inversión de Fase W (3.1.3), y mas específicamente con la ecuación (3.7), con la relación entre las funciones de Green, las componentes del tensor de momento, y la concatenación de señales de Fase W.

3.2.1. Fuente extendida

Ahora, es necesario extender la aplicación de fuente puntual antes descrita, para poder realizar inversiones con un sentido físico mayor, o mas cercano a nuestros propósitos, caracterizar terremotos por una fuente extendida, que representarán un área en la cual los desplazamientos cosísmicos tendrán diferentes patrones de distribución.

Para comenzar a describir este sistema, primero debemos introducir los conceptos de bloque de techo, bloque de piso, y tres ángulos representativos del movimiento entre estos dos bloques, que formarán en total una falla geológica. Esto puede ser observado en la Figura 3.9, donde vemos la correspondencia entre los bloques de

techo y de piso, y la descripción del fallamiento y movimiento relativo entre ellos a partir de los ángulos de Strike, o rumbo (ϕ), que nos entrega el valor de azimut de la falla desde el norte, donde esta intersecta a la superficie en horizontal, el ángulo de Dip, o buzamiento (δ), que representa hacia donde se inclina el plano, y el ángulo que describe el movimiento relativo entre ambos bloques, el Rake (λ).
Es importante mencionar los rangos en los que varían dichos ángulos, ya que esto permite comprender en sismología como están constituidas las fallas, el ángulo de Strike varía de la forma, $0 \leq \phi < 360°$, el Dip entre $0 \leq \delta \leq 90°$, y el Rake tiene un dominio que comprende entre $0 \leq \lambda < 360°$

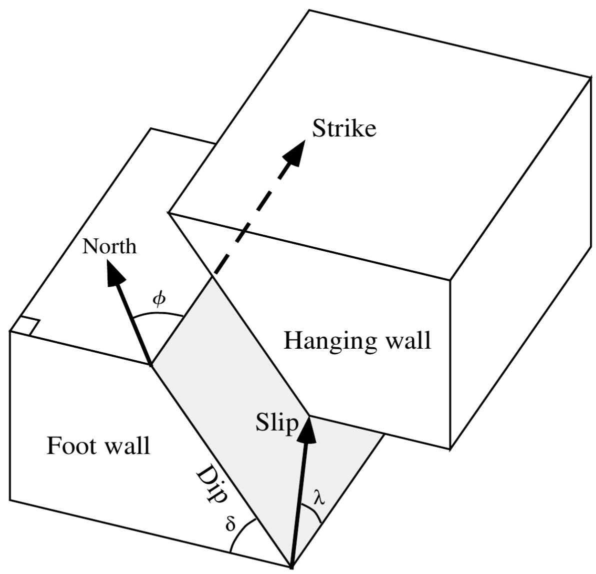

Figura 3.9: Modelo general de fallamiento para deslizamientos de cizalle. El fallamiento es descrito por los ángulos de Strike (ϕ), y Dip (δ), mientras que la dirección de dichos deslizamientos es definida por el ángulo de Rake (λ). Imagen obtenida de Shearer (2009).

A partir de la Figura 3.9, podemos diferenciar tres tipos relativos de movimiento a partir del ángulo de Rake, que nos darán a entender 2 tipos de fallamiento posible.

Fallamiento Strike-Slip

Fallamiento respecto al Strike, vale decir, la mayoría de los movimientos relativos son horizontales entre ambos bloques, producidos por una falla casi netamente vertical. También conocidos como fallas transcurrentes, pueden catalogarse como fallas Dextral, si el movimiento del bloque opuesto es hacia la derecha del strike, o una falla Sinestral, si el movimiento relativo del bloque opuesto es hacia la izquierda.

Fallamiento Dip-Slip

Fallamiento en el sentido del Dip, es decir, hacia la dirección de la convergencia de bloques. Las fracturas se ubican en bloques inclinados, que se mueven mayoritariamente en la vertical, pero con una componente horizontal en menor grado. Cuando el bloque de techo baja respecto al bloque de piso, esta es una falla normal, mientras que si el bloque de techo sube, respecto al bloque de piso, la falla será de tipo inverso.

Teniendo entonces los ángulos involucrados, los tipos de falla expuestos, y conociendo la magnitud del vector de deslizamiento, es que podemos introducir el concepto de mecanismo focal, que es el modelo sísmico mas básico para representar las posibilidades de fallamiento. La energía sísmica irradiada por una falla puede ser representada como una fuente de doble cupla, como se mostró anteriormente, que sería la representación equivalente de fuerzas de cuerpo del campo de desplazamientos, Shearer (2009). Dicha energía sísmica será representada por el *momento sísmico escalar*, que denotaremos por el símbolo M_0 ((3.29), con unidades de medida en $[Nm]$), y está dado por la siguiente relación,

$$M_0 = \mu S A \tag{3.29}$$

donde, μ representa el módulo de cizalle, o la rigidez de la fuente sísmica, S representa el deslizamiento promedio de la fuente, y A representa el área de dicha fuente, dada por el ancho (W) y el largo (L) de la ruptura.
La relación del momento sísmico escalar fue definida por el trabajo de Aki (1967), y es interesante entender que M_0 puede ser calculado para cualquier tensor de momento mediante la definición de Silver and Jordan (1982),

$$M_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\sum_{ij} M_{ij}^2 \right)^{1/2} \tag{3.30}$$

Para cuantificar la magnitud de los terremotos es que utilizaremos la *Magnitud de momento sísmico*, que nos da una impresión intrínseca del tamaño del evento mediante la utilización de la energía liberada, cuantificada por el *momento sísmico escalar*. Expandiendo esto, la magnitud de momento sísmico (Mw) fue expuesta por Kanamori (1977), y su expresión matemática está dada por la relación:

$$Mw = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9{,}1)$$

Como ya señalamos anteriormente, el tensor de momento sísmico (M) en general está compuesto por seis elementos independientes, dados por la condición que establece que el momento angular total para las fuerzas equivalentes en la fuente debe ser anulado. Al anular la traza, y no tener cambio de volumen, habrá cinco componentes independientes que describen al tensor de momento deviatorio; La fuente de doble cupla es un caso especial del tensor de momento deviatorio con la imposición tal que el determinante de M es nulo (Bock (2012)).

De la misma forma, en general, M puede ser descompuesto en dos partes, una isotrópica y una deviatoria, o lo que sería, $M = M^{isotropico} + M^{deviatorio}$. Ahora, la componente deviatoria comúnmente es descompuesta en una doble cupla (DC) y un vector dipolo lineal compensado (CLVD, por sus siglas en inglés), $M^{deviatorio} = M^{DC} + M^{CLVD}$

Para una fuente de doble cupla, las componentes cartesianas del tensor de momento pueden ser expresadas en términos del Strike (ϕ), del Dip (δ) y Rake (λ) de su fuente de dislocación de cizalle, y el momento escalar M_0 (Aki and Richards (2002); Bock (2012)), además agregando la notación descrita por el trabajo de Vera (2016), obtendremos:

$$
\begin{aligned}
M_{11} &= -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\phi) &&= M_0 m^{1,1}\\
M_{12} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\phi + 0{,}5\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\phi) &&= M_0 m^{1,2}\\
M_{13} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\phi + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\phi) &&= M_0 m^{1,3}\\
M_{22} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\phi) &&= M_0 m^{2,2}\\
M_{23} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\phi - \cos 2\delta\sin\lambda\cos\phi) &&= M_0 m^{2,3}\\
M_{33} &= M_0(\sin 2\delta\sin\lambda) &&= M_0 m^{3,3}
\end{aligned}
\tag{3.31}
$$

De las ecuaciones (3.31), y para hacer una conexión con la notación establecida por el trabajo de Kanamori and Rivera (2008) antes descrita (grupo de ecuaciones (3.11)), basadas en coordenadas esféricas (r, θ, ϕ), podemos utilizar las siguientes igualdades descritas por el trabajo de Bock (2012), y complementadas por Vera (2016), donde los seis elementos del tensor de momento en $(x, y, z) = (norte, este, abajo)$, se relacionan con las componentes en (r, θ, ϕ), por;

$$
\begin{aligned}
M_{\theta\theta} = M_{TT} &= M_{11} = M_{xx} \\
M_{\phi\phi} = M_{PP} &= M_{22} = M_{yy} \\
M_{rr} = M_{RR} &= M_{33} = M_{zz} \\
M_{\phi\theta} = M_{PT} &= -M_{12} = -M_{xy} \\
M_{\theta r} = M_{TR} &= M_{13} = M_{xz} \\
M_{\phi r} = M_{PR} &= -M_{23} = -M_{yz}
\end{aligned}
\tag{3.32}
$$

3.2.2. Método de Múltiples Ventanas de Tiempo

Para poder realizar una parametrización de una fuente sísmica finita, debemos establecer y utilizar el método de Múltiples Ventanas de Tiempo, que nos permitirán considerar variaciones en el tiempo de ruptura de cada subfalla al permitirle deslizar un numero dado de veces. Tal como señalan los trabajos de Ide (2007), y Benavente (2016), la principal ventaja de este método es que se mantiene la inversión lineal, lo que permite eludir complicados asuntos de no unicidad en problemas no lineales, y más aún, la parametrización entrega un vistazo de las numerosas variables de fuente, donde sólo los valores de Slip son desconocidos.
La inversión con Múltiples Ventanas de Tiempo fue descrita por primera vez en el trabajo de Olson and Apsel (1982), y es uno de los métodos de inversión de formas de onda mas comúnmente utilizados para estimar modelos de Slip. Del mismo modo, continuando con el planteamiento mostrado por dichos autores, tenemos que Burridge and Knopoff (1964) detallan una derivación del teorema de representación para un medio anisotrópico elástico general; y ya que el fallamiento está definido por el deslizamiento de un lado de la superficie de una falla, relativo al otro, el teorema de representación está especializado al caso donde el campo de stress es continuo a través de la superficie de una falla y sólo el campo de desplazamientos puede ser continuo,

$$U^i(y,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_S s(x,\tau) n(x) : G^i(x, t-\tau; y) dx d\tau \tag{3.33}$$

donde la primera integral es una convolución en el tiempo t, y la segunda sobre la superficie S. El vector unitario normal a la superficie de la falla es representado por $n(x)$. $s(x,\tau)$ es la discontinuidad local en el desplazamiento a través de la superficie de la falla en un tiempo $t = \tau$, y una posición x. La cantidad $U^i(y,t)$ es la $i-$ésima componente del desplazamiento en una posición y y tiempo t dadas por el Slip en

S. La función de Green, $G^i(x, t - \tau; x)$ puede ser interpretada como la $i-$ésima componente de desplazamiento en la posición y debido a una dislocación puntual en x. El símbolo **:** es utilizado para denotar el producto interior de las componentes de dos tensores de segundo orden, sn y G. Una representación visual puede ser observada en la Figura 3.10, donde se ilustra S como un plano con rumbo a lo largo del eje x_1, con un dip δ en la vertical;

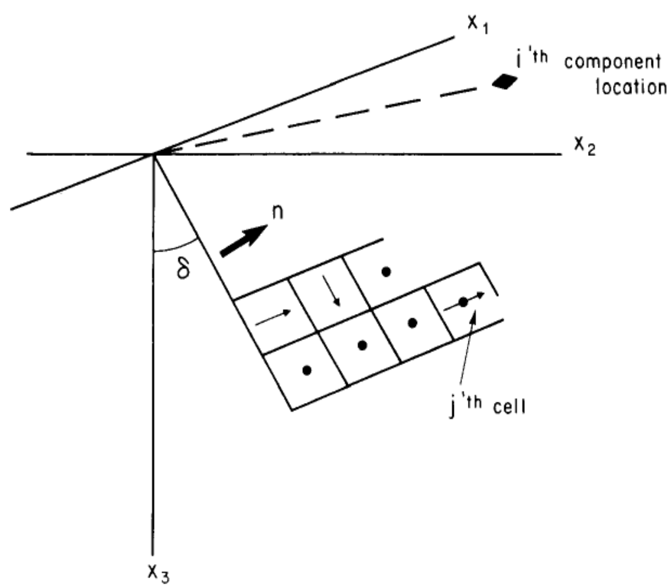

Figura 3.10: Representación gráfica de la geometría de la superficie S, en una falla plana dentro de un semiespacio elástico. En este caso la falla está dibujada con una superficie plana a un dip δ de la vertical, y dividida en subfallas rectangulares. Imagen obtenida de Olson and Apsel (1982).

Entonces ahora se debe realizar la discretización espacio-temporal de la falla para poder obtener la distribución de Slip, de esta forma, se establecerán N subfallas rectangulares con un monto constante de Slip. Como describe el trabajo de Benavente (2016), se iniciará un frente de ruptura en una subfalla dada, y se propagará a una velocidad constante v_r^m. Cuando este frente de ruptura hipotético alcanza una subfalla, el deslizamiento puede iniciar en dicha subfalla. Luego de eso, a esta subfalla se le permite deslizar N_t veces en aumento del tiempo en T_d(*Time delay*) [s]. Una representación de este sistema puede ser visto en la Figura 3.11

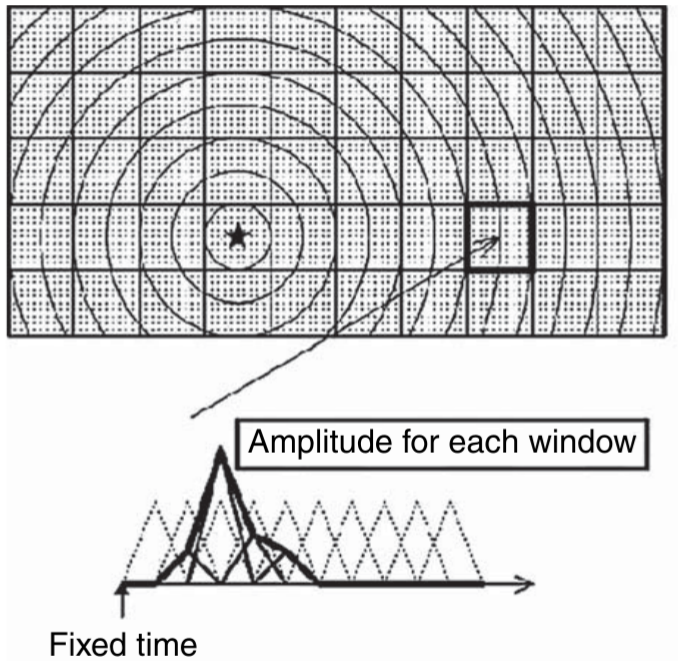

Figura 3.11: Esquema de la parametrización espacio-temporal para la distribución de Slip. El tiempo inicial de la función temporal (frentes de ruptura hipotéticos) es mostrado por contornos circulares, que se propagan a través de las subfallas rectangulares a velocidad constante. La amplitud para cada ventana es un parámetro desconocido. En la sección inferior se muestra un ejemplo de múltiples ventanas de tiempo, como Source Time Function , realizada mediante triángulos con la finalidad de representar la liberación de momento en el tiempo. Imagen obtenida de Ide (2007).

La forma matemática representativa de la parametrización recientemente descrita para la distribución de Slip, y su comportamiento en las diferentes subfallas, está dada por la relación (3.34):

$$
\begin{aligned}
S(x,t) &= \sum_{j=1}^{J} X_j(x) \sum_{k=1}^{N_t} s_{jk} P_k(x,t) \\
X_j(x) &= \begin{cases} 1, \text{ si } x \text{ se encuentra en la j-ésima subfalla} \\ 0, \text{ en otros casos} \end{cases} \\
P_k(x,t) &= F(t - T(x) + k\delta t)
\end{aligned} \tag{3.34}
$$

Donde, X_j es una función encargada de representar espacialmente de manera correcta el plano de falla dividido en J subfallas que se activan bajo su mando. El vector s_{jk} es la dirección del Slip de la j-ésima subfalla durante la k-ésima ventana de tiempo. P_k contiene toda la dependencia temporal del k-ésimo deslizamiento en una subfalla, dominada por F, la *Source Time Function* especificada. $T(x)$ representa el tiempo de activación, controlando en que momento el Slip es liberado sobre cada subfalla. Por otra parte, $k\delta t$ nos muestra el incremento δt en el tiempo para la k-ésima ventana de tiempo. El trabajo de Benavente (2016) detalla que el tiempo de activación de las subfallas, $T(x)$, se puede escribir como una función (ecuación (3.35)) que dependa de la máxima velocidad de ruptura (v_r^m);

$$T(x) = \frac{|x - x_0|}{v_r^m} \tag{3.35}$$

Donde x representa la posición de la subfalla, y x_0 la posición del hipocentro, y v_r^m representa la velocidad de ruptura promedio.

Entonces, ahora podemos generalizar las relaciones anteriormente descritas, para pasar de ser representativas de una falla puntual a ser correctamente representativas de una falla finita, considerando principalmente una relación lineal de la forma $U = S \cdot A$, donde U sería las formas de onda obtenidas, S el deslizamiento producido a invertir, y A las señales sintéticas. Si agregamos el método de múltiples ventanas de tiempo, y la máxima velocidad de ruptura, antes detallados, y aplicados a un número N de subfallas o subdivisiones de los planos de falla, comenzando por la ecuación (3.7), y expandiéndola, podemos establecer el siguiente desarrollo,

$$\begin{pmatrix} u_{w1}^{1,1} & u_{w1}^{2,2} & \cdots & u_{w1}^{2,3} \\ u_{w2}^{1,1} & u_{w2}^{2,2} & \cdots & u_{w2}^{2,3} \\ u_{w3}^{1,1} & u_{w3}^{2,2} & \cdots & u_{w3}^{2,3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ u_{wN}^{1,1} & u_{wN}^{2,2} & \cdots & u_{wN}^{2,3} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{23} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{w1} \\ u_{w2} \\ u_{w3} \\ \vdots \\ \vdots \\ u_{wN} \end{pmatrix} \tag{3.36}$$

Si reemplazamos el segundo cuerpo de la ecuación (3.36), por la notación establecida entre las ecuaciones (3.31), y de esa forma se descompone el momento sísmico escalar, que ha de variar para cada subfalla, da paso a que finalmente, utilizando la notación establecida por el trabajo de Vera (2016), podamos condensar en una sola matriz los términos asociados a la geometría; área (A_n), rigidez (μ_n), además de las señales sintéticas ($u_{k,n}^{i,j}$) junto con las componentes del tensor de momento ($m^{i,j}$), en el término genérico denotado por $g^k[S_n]_{(1\times t_k)}$ (revisar ecuación (3.37)), para un total de N subfallas, respecto a una k-ésima observación, entregándonos la relación generalizada (3.38),

$$g_N^k[S_n]_{(1\times t_k)} = \mu_n A_n \sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} u_{k,n}^{i,j} m_n^{i,j}(\phi,\delta,\lambda) \tag{3.37}$$

$$\begin{pmatrix} g_1^1[S_1]_{(1\times t_1)} & g_1^2[S_1]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_1^k[S_1]_{(1\times t_k)} \\ g_1^1[S_2]_{(1\times t_1)} & g_1^2[S_2]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_1^k[S_2]_{(1\times t_k)} \\ g_1^1[S_3]_{(1\times t_1)} & g_1^2[S_3]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_1^k[S_3]_{(1\times t_k)} \\ g_1^1[S_4]_{(1\times t_1)} & g_1^2[S_4]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_1^k[S_4]_{(1\times t_k)} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ g_1^1[S_n]_{(1\times t_1)} & g_1^2[S_n]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_1^k[S_n]_{(1\times t_k)} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ g_N^1[S_n]_{(1\times t_1)} & g_N^2[S_n]_{(1\times t_2)} & \cdots & g_N^k[S_n]_{(1\times t_k)} \end{pmatrix}^T \begin{pmatrix} S_{1,1} \\ S_{2,1} \\ S_{3,1} \\ \vdots \\ S_{n,1} \\ \vdots \\ S_{n,N} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U_{t_1\times 1}^1 \\ U_{t_2\times 1}^2 \\ U_{t_3\times 1}^3 \\ U_{t_4\times 1}^4 \\ \vdots \\ \vdots \\ U_{t_k\times 1}^k \end{pmatrix} \tag{3.38}$$

Es entonces la ecuación (3.38) la principal relación que se utilizará para la inversión correcta mediante la representación de falla finita compuesta por un número N de subfallas. Tal ecuación, según Vera (2016) puede condensarse en el término

$$G_{(t_1+t_2+\ldots+t_k)\times N\cdot n}^W \cdot S_{N\cdot n\times 1} = U_{(t_1+t_2+\ldots+t_k)\times 1}^W \tag{3.39}$$

Capítulo 4

Metodología

4.1. Zonas de estudio

Para poder llevar a cabo el desarrollo de la hipótesis planteada, hemos seleccionado Chile como centro de estudios, específicamente las zonas que rodean los tres últimos megaterremotos ocurridos en el país. En el extremo norte, analizamos al Terremoto de Iquique/Pisagua Mw 8.2, ocurrido en 2014 y sus alrededores, en la zona centro norte analizamos el Terremoto de Illapel Mw 8.3, que tuvo lugar en 2015, y en la zona centro-sur, vemos el caso del Terremoto del Maule Mw 8.8, en 2010 (Delouis et al. (2010); Vigny et al. (2011); Moreno et al. (2012); Ruiz et al. (2012); Lay et al. (2014); Hayes et al. (2014); Ruiz et al. (2014); Schurr et al. (2014); Lay et al. (2016); Melgar et al. (2016); Ruiz et al. (2016)).
El contexto geotectónico de estas tres zonas es el contacto interplaca que ocurre en la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, y que da origen a una rica y variada actividad sísmica, representada por actividad diaria, y una cargada presencia de megaterremotos históricos, como es posible observar en la Figura 4.1, que fue tomada y modificada del trabajo de Ruiz and Madariaga (2018). En dicha imagen, es posible apreciar la gran cantidad de eventos sísmicos que ocurren y han tomado lugar en nuestro margen convergente, tanto eventos de gran magnitud (representados por barras que muestran la zona de ruptura), o terremotos de magnitud pequeña a moderada (círculos de colores), donde se detallan los eventos de magnitud mayor a 4.5 M, ocurridos entre 1900 y 2017 (NEIC). Lo anterior, en conjunto con una gran cantidad disponibilidad de datos, producto del esfuerzo en conjunto de grupos científicos y centros investigativos a nivel global, son dos de las principales razones por las cuales hemos tomado la zona de subducción chilena, y los 3 últimos terremotos ocurridos en el megathrust como centro de interés y estudio, para aplicar el modelo de placa, mediante la inversión de Fase-W, utilizando soluciones de falla extendida.

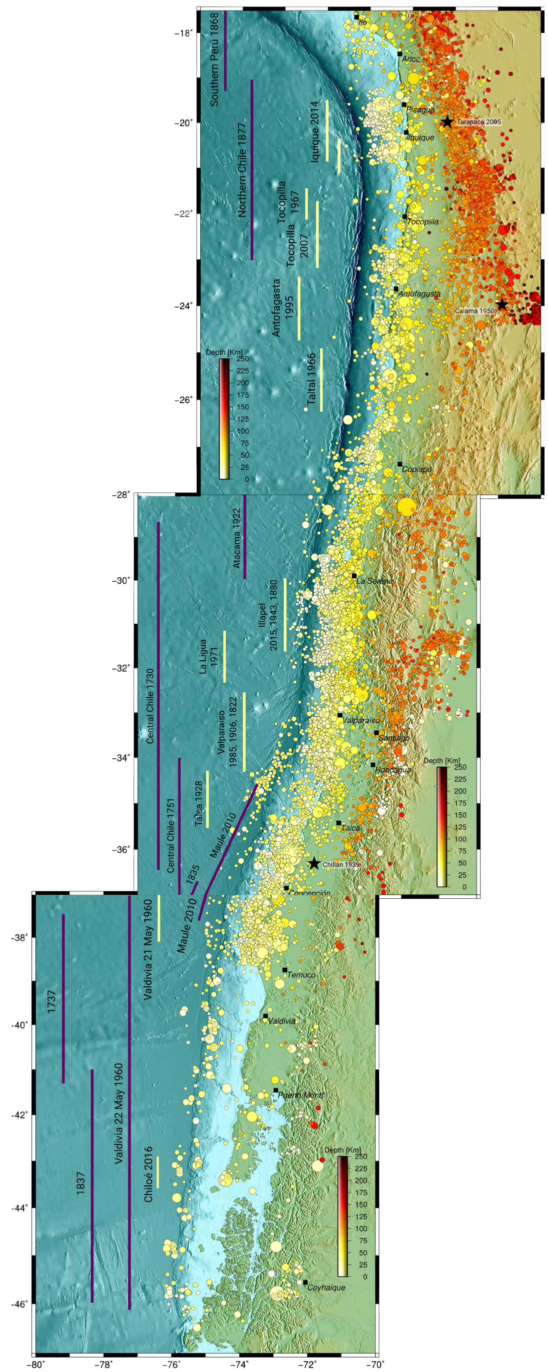

Figura 4.1: Actividad sísmica histórica en Chile. Los círculos representan epicentros de eventos con magnitud mayor a 4.5 M entre 1900 y 2017, del catálogo del NEIC. La barra de colores indica profundidad asociada a cada evento. Las barras purpuras indican la extensión estimada de rupturas para megaterremotos, y las barras amarillas son los tamaños de rupturas para eventos menores que han roto parcialmente el contacto interplaca. Las estrellas negras indican el epicentro de eventos intraplaca mas importantes. Imagen modificada de Ruiz and Madariaga (2018)

4.2. Datos utilizados

La recolección de datos está basada en la utilización del código de descarga creado y facilitado por Roberto Benavente. Dicho código consiste en la solicitud de información disponible mediante la utilización de un archivo “request” a la base de datos sismológicos del *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS).
Para solicitar datos a IRIS, debemos proporcionar diez datos generales, correspondientes a cada evento sísmico a analizar. Estos datos característicos corresponden a Hipocentro (latitud, longitud y profundidad), tiempo de origen (en UTC), la ventana de tiempo antes y después del arribo de la Fase P, el rango azimutal en distancia mínima y máxima para la recolección de datos, el canal a utilizar, y las redes a las cuales solicitaremos disponibilidad de información. En general, para los tres casos evaluados, utilizamos una ventana de tiempo de 1500 s antes y 3600 s después del arribo de la Fase P. Además, el rango de distancia epicentral fue de entre 5° a 90° tal como lo realiza Benavente and Cummins (2013). Es importante recalcar que para el caso de los registros sísmológicos (no así para GPSc), a distancias epicentrales menores a 5° no es posible registrar la presencia de Fase-W.
Por otra parte, sólo utilizamos datos provenientes del canal LHZ para estaciones ubicadas en las distintas redes sismológicas. En este sentido, las utilizadas, para la solicitud de datos, son las expuestas en la Tabla 4.1

Sigla	Red sísmica
II	Global Seismological Network
IU	Global Seismological Network
G	Geoscope
GE	Geofon
C	Chilean National Seismic Network
C1	Red Sismológica Nacional
AF	Africa Array
AW	AWI Network Antarctica
PS	Pacific21
ON	Rede Sismografica do Sul e do Sudeste
CX	Plate Boundary Observatory Network Northern Chile
NA	Caribbean Netherland Seismic Network

Cuadro 4.1: Conjunto de redes sísmicas utilizadas para solicitud de datos. La selección de las redes ha sido realizada con el fin de obtener la mejor cobertura azimutal en registros de Fase-W.

La información relativa al hipocentro y tiempo de origen de cada evento ha sido tomada de *IRIS/Wilber3*, para tener coincidencia de solicitud/disponibilidad, y son detallados en la Tabla 4.2

Evento	latitud	longitud	Profundidad	Tiempo origen (UTC)
Maule	-36.1485	-72.9327	28.1	2010-02-27 06:34:13
Iquique/Pisagua	-19.6193	-70.7877	17.1	2014-04-01 23:46:47
Illapel	-31.5729	-71.6744	22.44	2015-09-16 22:54:32

Cuadro 4.2: Datos hipocentrales y tiempo de origen de cada evento, utilizados para la obtención de datos. Los datos han sido recogidos de la base de datos de IRIS, para evitar posibles problemas en la adquisición errada de las señales sísmicas.

Finalmente, obtuvimos y utilizamos un total de 37 estaciones para el Terremoto del Maule, 33 estaciones para el Terremoto de Iquique/Pisagua, y 40 para el Terremoto de Illapel. La distribución de estaciones para los eventos, son detalladas en las siguientes Imágenes.

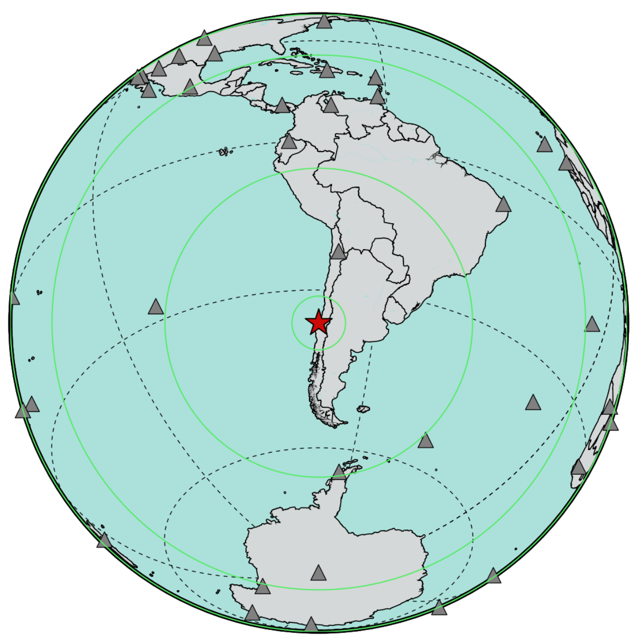

Figura 4.2: Distribución espacial en función de la distancia epicentral (círculos color verde agua, cada 5°, 30°, 60° y 90°) de las estaciones sísmicas (Triángulos gris) para el epicentro del Terremoto del Maule (estrella roja).

Figura 4.3: Distribución espacial en función de la distancia epicentral (circulos color verde agua, cada 5°, 30°, 60° y 90°) de las estaciones sísmicas (Triángulos gris) para el epicentro del Terremoto de Iquique/Pisagua (estrella roja).

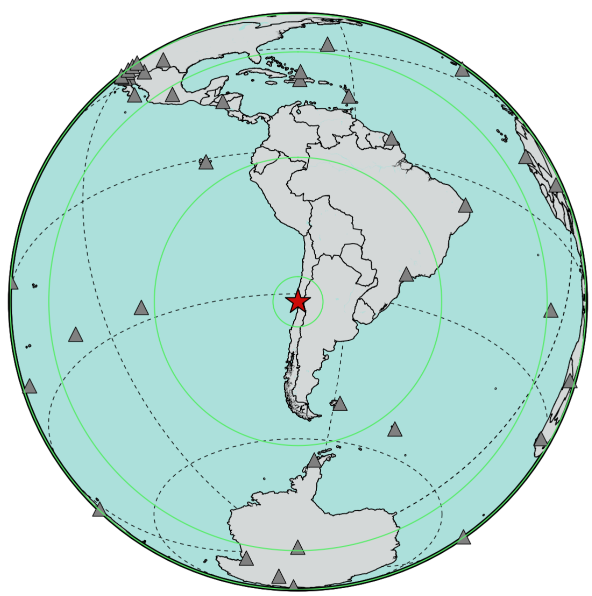

Figura 4.4: Distribución espacial en función de la distancia epicentral (circulos color verde agua, cada 5°, 30°, 60° y 90°) de las estaciones sísmicas (Triángulos gris) para el epicentro del Terremoto de Illapel (estrella roja).

4.3. Geometría de Subducción

La constitución de nuestro modelo, para referirlo al modelo de subducción, consiste en la creación y adición de dos planos de falla paralelos entre sí, representativos de cada una de las interfaces de interacción producidas por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana.
La interfaz superior, o plano de falla superior (A, en la Figura 4.5), representa el contacto interplaca, entre la cara superior de la placa oceánica subductante, y la cara inferior de la placa continental. La interacción entre dichos bloques describe un movimiento de tipo inverso para el propósito del período cosísmico.
Por su parte, la interfaz inferior (B, en la Figura 4.5), representada por un plano de falla que configura el límite inferior de la placa oceánica frágil, y que se ubicaría en la zona de transición frágil-ductil debajo de la capa frágil del piso de la placa subductante (Aguirre et al. (2019)), y la parte superior del manto dúctil, que por continuidad de movimientos en la subducción, es regida por un comportamiento de dislocación de tipo normal.
Una representación completa del contexto de subducción descrito en nuestros postulados puede ser vista en la Figura 4.5.

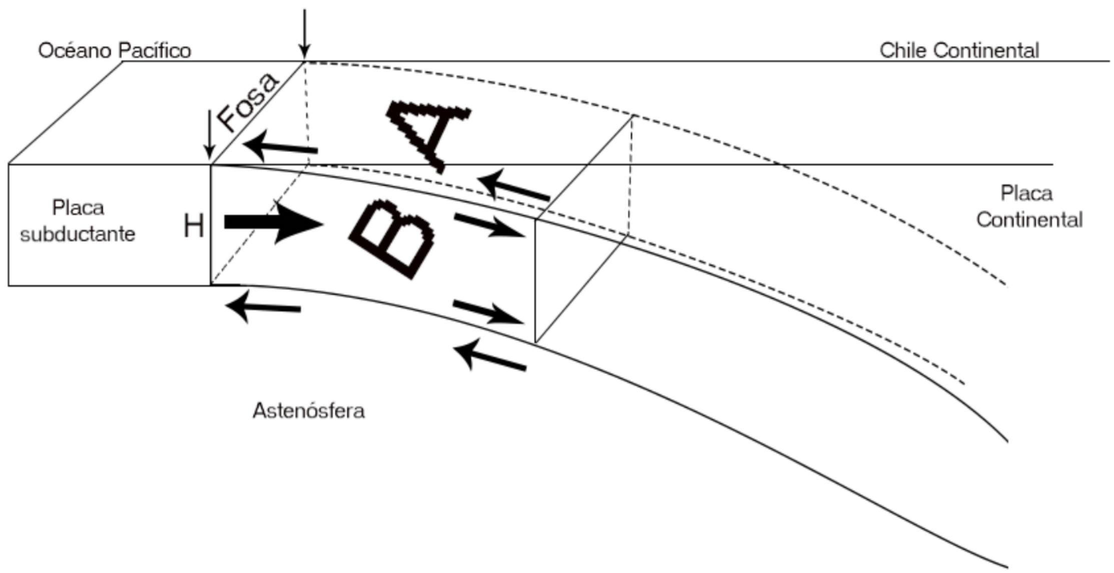

Figura 4.5: Modelo de subducción para interfaces Superior (A) e inferior (B), relativas al periodo Cosísmico. El bloque subductante representa la placa oceánica subductando bajo la placa continental, en el sentido de convergencia del margen chileno. En cada contacto de ambas interfaces se puede apreciar vectores de descripción del tipo de movimiento inverso y normal, asociados a A, y B, respectivamente. H representa el espesor de la placa subductante.

Para representar esta geometría, hemos utilizado la descripción del contacto interplaca detallado por Hayes et al. (2012), en el modelo *SLAB 1.0*. A partir de dicha discontinuidad, planteada y calculada, proyectamos de acuerdo a un espesor H, un segundo plano, constituido por los mismos parámetros de distribución geométrica. De esta forma, generamos una placa simétrica, regida por la interacción de ambos planos antes descrita. Además, dispondremos de dos planos que tengan variación del ángulo de buzamiento en profundidad.

Al configurar la correcta variación en profundidad de nuestros planos de falla, es que estamos habilitados para entregar propiedades físicas como la rigidez a cada una de las subfallas que han sido creadas sobre cada plano. En este sentido, es que hemos empleado el modelo global ofrecido por el PREM, de acuerdo a Dziewonski and Anderson (1981). En este, se detallan niveles discretizados de variación de la rigidez en profundidad, por lo tanto, cualquier subfalla que se encuentre ubicada alguno de dichos rangos de rigidez, adquirirá tal valor. Es interesante notar que el aumento de rigidez alcanza su máximo cerca de los 25 [km], para luego disminuir gradualmente en profundidad. La variación de rigidez en profundidad puede ser observada en la

Figura 4.6, y la asociación de dichos valores, sobre cada plano de falla, para cada evento, puede encontrarse en la Sección 7.1.1, en las Figura 7.1, Figura 7.2, y Figura 7.3.

Para escoger valores representativos del espesor de la placa, hemos recurrido al trabajo de Brudzinski et al. (2007), en el cual detalla diferentes espesores o anchos en dobles bandas sísmicas, o dobles zonas de Benioff, en márgenes de subducción alrededor del mundo, que a nuestra interpretación, han de tener una correspondencia con los planos de interacción de la placa subductante. Así, hemos escogido los valores mas cercanos y representativos al estado de la placa con respecto a la ubicación del epicentro de cada evento tratado. Estos valores, para cada evento, pueden ser observados en la Tabla 4.3.
Ya que el modelo de SLAB 1.0 entrega los valores de Strike y Dip para cada punto, valores que han de ser idénticos en ambas fallas dicho sea de paso, y con la finalidad de proponer similitud en ambos planos de falla, es que la diferencia relacionada al movimiento relativo de los bloques de interacción (dado por el ángulo de Rake) para cada plano de falla en nuestro modelo de subducción, es que se hace la imposición de una diferencia de 180° para la falla inferior, a partir del Rake de la falla superior.

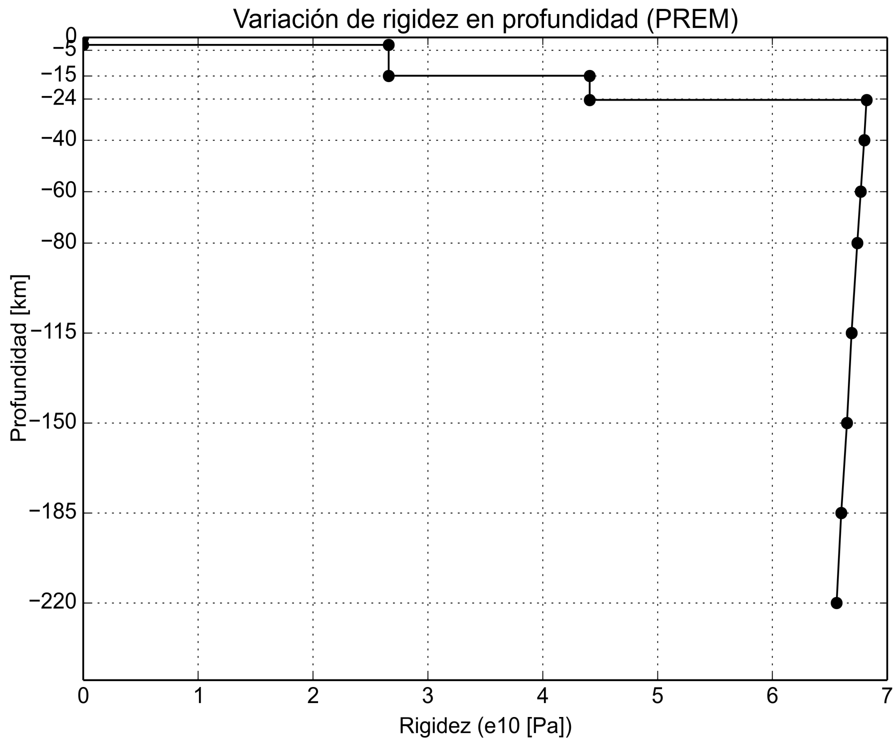

Figura 4.6: Variación en profundidad de la rigidez en base al modelo PREM. Datos Recuperados por Vera (2016), de Thorne and Wallace (1995), basados en el trabajo de Dziewonski and Anderson (1981).

Dada la geometría de falla plana propuesta inicialmente, basada en subfallas compuestas por dip constante, y distribuidas linealmente en profundidad, se realiza una redistribución de estas, con respecto a los datos de SLAB 1.0. De ahí, y bajo los planteamientos de Aki and Richards (2002), al desarrollo de Gasperini and Vannucci (2003), y a partir de la implementación propuesta por Vera (2016), se generará, finalmente, dos fallas compuestas por subfallas que presentan variación en profundidad, Dip y Strike, que dan paso a un recalculo de Rake para cada subfalla. Los valores finales de Dip y distribución en profundidad de las interfaces, para cada uno de los eventos pueden ser vistos en la Figura 4.7, Figura 4.8, y Figura 4.9, para el terremoto del Maule, Iquique/Pisagua e Illapel, respectivamente. En ellas se agrega una visión espacial de la distribución del Dip en función de la Profundidad sobre el plano, y perfiles de comparación de la variación en Profundidad y Longitud, para diferentes cortes transversales. Además, en la Sección 7.1.1, se agregan imágenes de variación de profundidad para cada subfalla, en los tres eventos analizados (Figura 7.4, Figura 7.5, y Figura 7.6). Por último, todos los valores utilizados en la construcción de nuestras fallas son detallados en la Tabla 4.3:

Evento	Largo	Ancho	n_x	n_y	n_{xy}	λ_A	λ_B	H
Maule	700 [km]	440 [km]	17	11	187	116	296	11 [km]
Illapel	700 [km]	440 [km]	18	12	216	109	289	13 [km]
Iquique/Pisagua	555 [km]	440 [km]	15	12	180	106	286	8 [km]

Cuadro 4.3: Parámetros utilizados en la creación del modelo de subducción para cada terremoto. Largo hace referencia al largo de la falla en el sentido del Strike, mientras que Ancho al largo de la falla en el sentido del Dip. n_x representa el número del subfallas en el sentido del Strike, mientras que n_y denota el número de subfallas en el sentido del Dip. n_{xy} muestra el número total de subfallas para cada plano. λ_A indica el valor del Rake en el plano superior, mientras que λ_B al valor del ángulo de Rake para el plano inferior. Finalmente H representa el valor utilizado como espesor de la placa subductante, para cada caso.

4.3.1. Tiempo de ruptura

Uno de los parámetros fundamentales al realizar la inversión de Fase-W, y en sus subprocesos, tales como, la selección de Funciones de Green, y la representación del modelo de ruptura, es la velocidad de ruptura asociada a cada terremoto. En este sentido, y siguiendo lo expuesto por Benavente and Cummins (2013), y Vera (2016), es que se ha impulsado la creación de un modelo que albergue el método de Múltiples Ventanas de Tiempo, descrito por Olson and Apsel (1982), y que es detallado en el Marco Teórico. En este sentido, es que escogemos una máxima velocidad de ruptura,

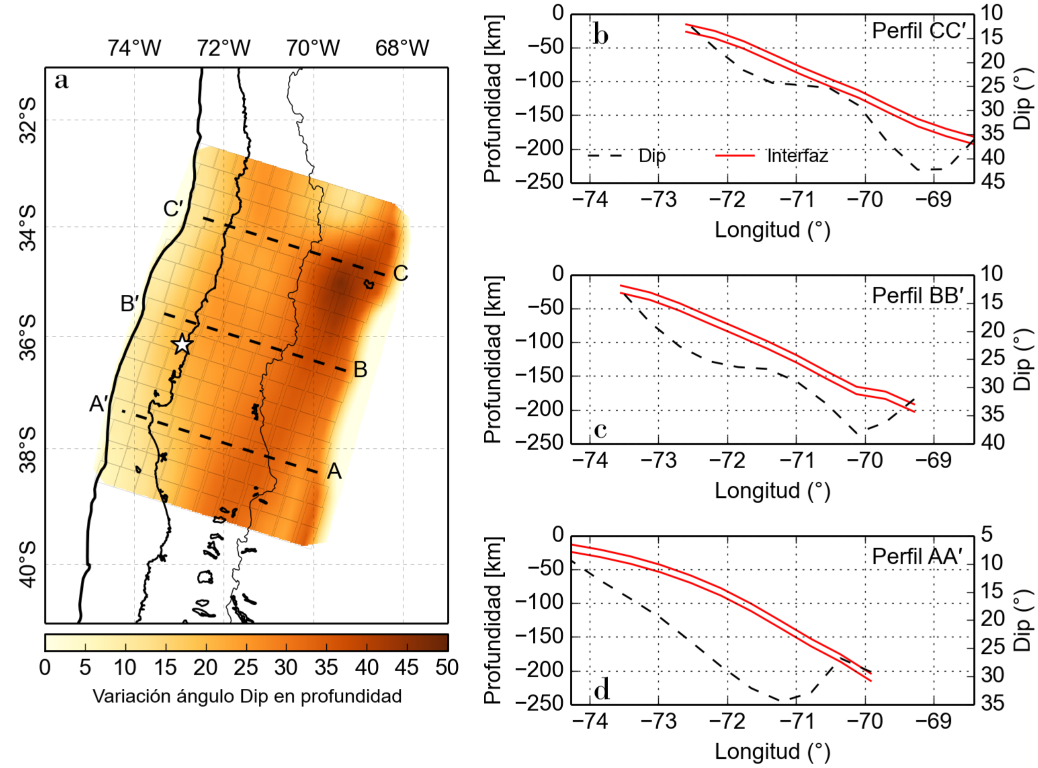

Figura 4.7: a) Variación espacial (Barra colores) y b), c), d) en profundidad (línea punteada negra) del ángulo de Dip en planos de falla (líneas rojas) asociados al modelo de subducción para el terremoto del Maule. Visualización de la variación del ángulo de buzamiento a través de diferentes perfiles transversales en el plano descrito. Representación de la placa subductante a través de la longitud y profundidad para cada perfil.

v_r^m, para la interfaz superior, basándonos en la descripción de los trabajos de Benavente and Cummins (2013), y Benavente et al. (2016), para los eventos del Maule e Illapel, respectivamente, y un valor similar para Iquique/Pisagua, según Chengli Liu and Xiong (2015). Según lo anterior, la misión es crear una *Source Time Function* para cada subfalla, compuesta por N triángulos (o ventanas de tiempo), de half duration T_h. Los triángulos se sobreponen por el mismo monto T_h, entonces, cada subfalla podrá deslizar N veces en incrementos constantes, y sucesivos de tiempo T_h, después de que un frente de ruptura, a velocidad v_r^m, ha alcanzado dicha subfalla, lo que nos permitirá recuperar la mayor cantidad de deslizamientos cosísmicos.

Aquí, la ubicación epicentral se vuelve un factor fundamental, ya que, a partir de ella, y la velocidad de ruptura, se calculará el mínimo tiempo de ruptura de cada subfalla, lo que resultará en un patrón radial.

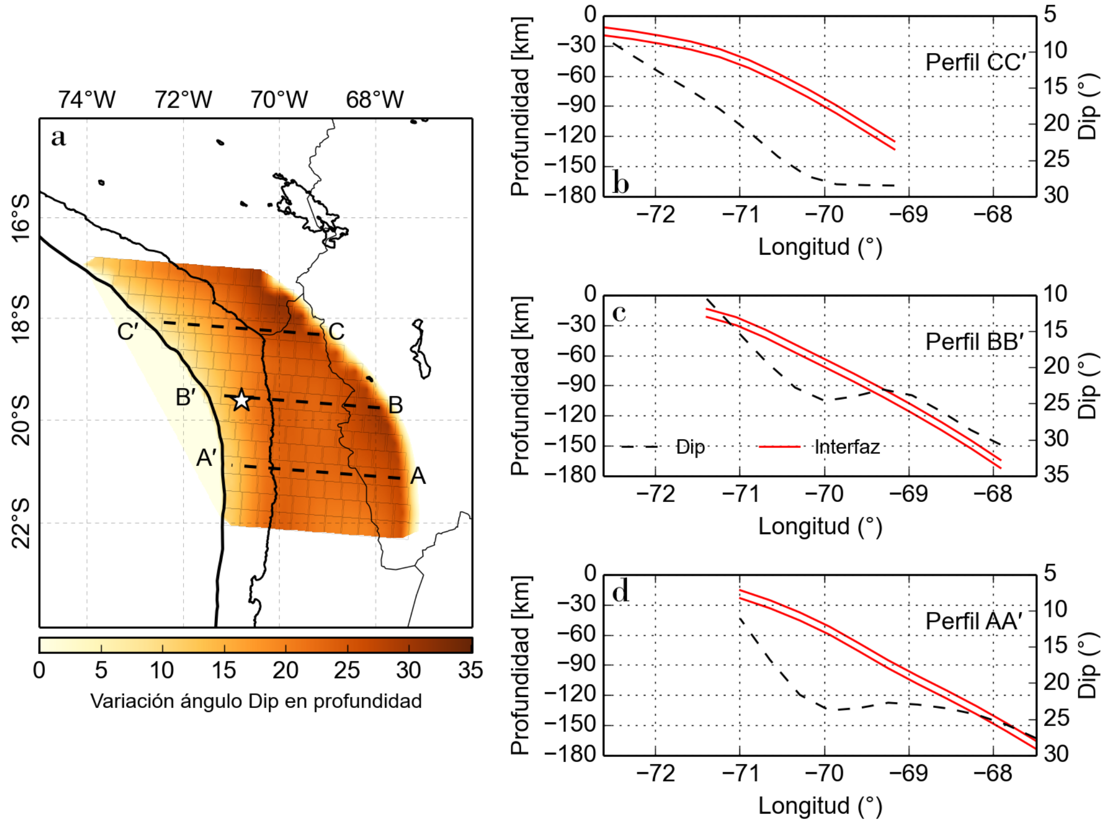

Figura 4.8: Variación espacial (a) y en profundidad (línea punteada) del ángulo de Dip para los planos de falla asociados al terremoto de Iquique/Pisagua. Visualización de la variación de dicho ángulo a través de diferentes perfiles latitudinales (AA', BB', y CC', de Sur a Norte), en las imágenes d, c, y b, respectivamente. Representación de la placa subductante a través de la longitud y profundidad, mediante las líneas color rojo.

De los trabajos de Benavente and Cummins (2013), y Benavente et al. (2016), para nuestras fuentes en la interfaz superior, hemos utilizado como referencia valores de velocidad de ruptura para los casos de Maule e Illapel, dada la estrecha relación en los objetivos con nuestro trabajo. Igualmente, son fuente directa del uso de un Half-time (T_h), mientras que para el evento de Iquique/Pisagua se ha utilizado valores descritos por Riquelme et al. (2016). En la otra mano, para los casos de ruptura en la interfaz inferior, hemos seguido el planteamiento de Vera (2016), quien señala que la elección de la velocidad de ruptura va de la mano con la estabilidad del sistema. Además, se ha agregado tiempos de retardo (T_d), que rigen la cantidad de ventanas de tiempo y que cumplen con la condición $T_d = T_h$, claro está, luego de haber iniciado con una ventana para el caso $T_d = 0$. Los valores utilizados en ambas interfaces son

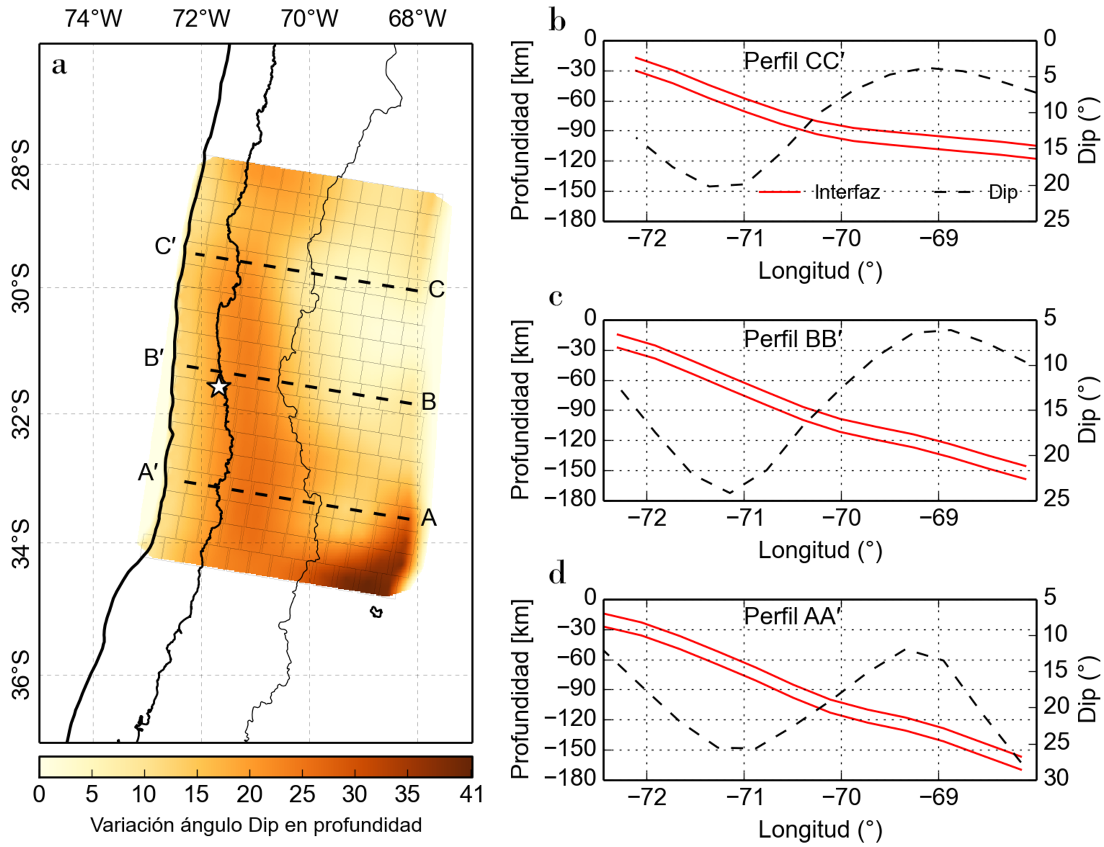

Figura 4.9: Variación espacial (a) y en profundidad del ángulo de Dip (b, c, d) sobre los planos de falla representativos del terremoto de Illapel. Visualización de la variación de Dip a través de perfiles AA', BB', y CC', de Sur a Norte (línea negra punteada), y en el plano de falla (valores agregados en la barra de colores). En rojo, representación de la placa subductante a través de la longitud y profundidad, denotado por ambos planos de falla, superior (inverso) e inferior (normal).

detallados en el Tabla 4.4. Mientras que el comportamiento de activación de subfallas por el mínimo tiempo de ruptura, para el caso de $T_d = 0$ [s], puede ser observado, para cada interfaz, de cada terremoto, en las Figura 4.10, Figura 4.11, y Figura 4.12.

Evento	v_m^r $[kms^{-1}]$	N	T_h $[s]$	T_d $[s]$
Maule (Interfaz Superior)	2.0	5	10	10
Maule (Interfaz Inferior)	1.0	3	10	10
Illapel (Interfaz Superior)	1.5	5	12	12
Illapel (Interfaz Inferior)	1.0	4	12	12
Iquique/Pisagua (Interfaz Superior)	1.5	5	11	11
Iquique/Pisagua (Interfaz Inferior)	1.0	4	11	11

Cuadro 4.4: Valores utilizados en la creación de la ruptura para las fallas finitas de cada interfaz (Superior, de tipo inverso, e Inferior, de comportamiento normal), para los tres terremotos. La velocidad de ruptura, v_m^r, es diferentes en cada interfaz, lo que provoca la diferencia de valores en la distribución radial de ruptura. El número de ventanas de tiempo utilizado va de la mano con el time delay (T_d), que para cada caso comienza en 0, y finaliza en la cantidad $T_d \cdot (N-1)$. T_d para Maule e Illapel es tomado como referencia de Benavente and Cummins (2013), y Benavente et al. (2016), mientras que para Iquique/Pisagua en base a Riquelme et al. (2016).

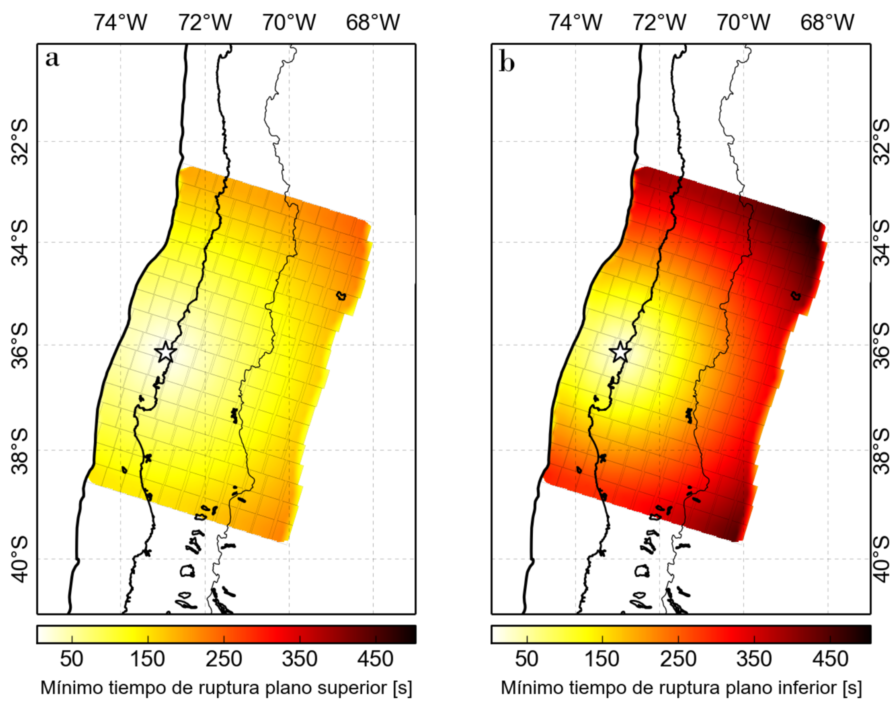

Figura 4.10: Mínimo tiempo de ruptura asociado a las subfallas de la interfaz superior (a), e inferior (b) del terremoto del Maule. Se ha considerado una velocidad de ruptura de $v_m^r = 2{,}0$ $[kms^{-1}]$ y $v_m^r = 1{,}0$ $[kms^{-1}]$, respectivamente. Lo que provoca la gran diferencia en los valores del patrón radial de ruptura.

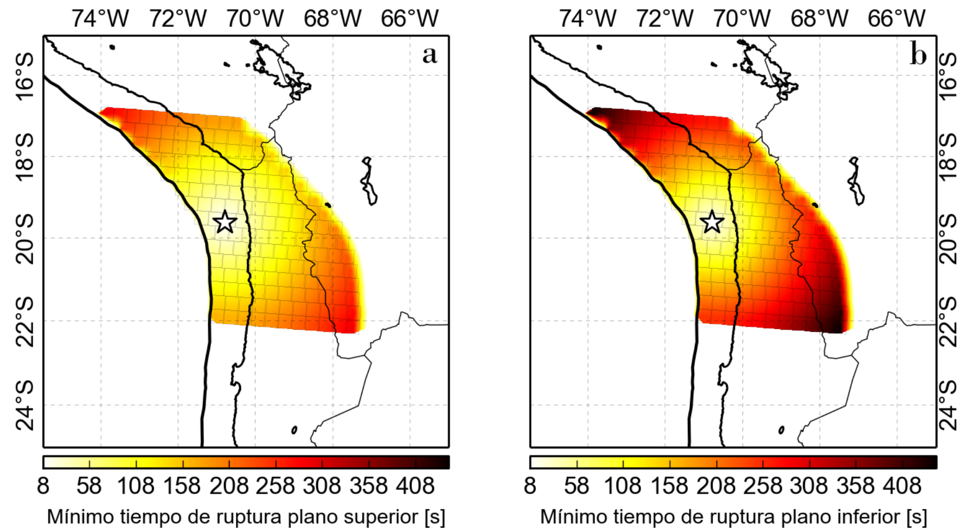

Figura 4.11: Patrón radial dado por el mínimo tiempo de ruptura de cada subfalla en las interfaces superior (a), e inferior (b), del terremoto de Iquique/Pisagua. Los valores de su constitución se encuentran en la Tabla 4.4.

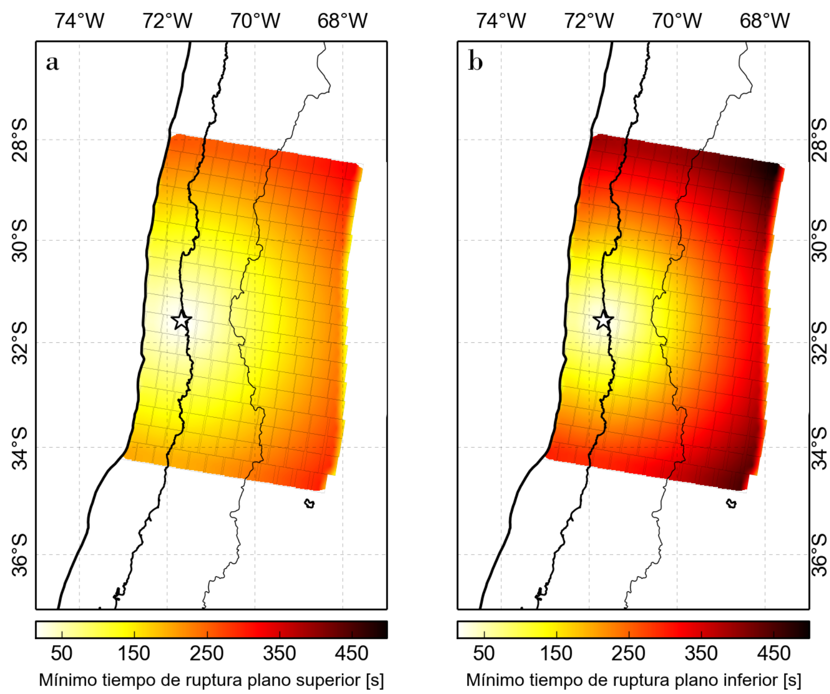

Figura 4.12: Mínimo tiempo de ruptura asociado a cada subfalla luego de que un frente de velocidad v_m^r la ha alcanzado. a) Valores para la interfaz superior, mientras que b) muestra los valores asociados a la interfaz inferior del terremoto de Illapel.

4.4. Inversión de datos

4.4.1. Residuales

Para realizar una correcta inversión del plano de falla, es necesario crear un método de evaluación y delimitación de posibilidades, para, de esta forma poder obtener soluciones coherentes, concisas, y únicas, dentro de un problema que presenta infinitas soluciones. En este escenario, es donde se introducen los parámetros λ, constantes que nos permitirán, a partir de valores dados del residual total, esclarecer los límites que consideremos válidos al momento de evaluar nuestras soluciones.
Al realizar la inversión sobre cada plano de falla, debemos establecer los valores de minimización del deslizamiento (λ_1), y suavización (λ_2) para los deslizamientos cosísmicos evaluados. En este sentido, y dado que nuestra evaluación está referida a 2 planos de falla, es que debemos utilizar dos pares de valores reguladores, uno para cada plano, el primer par (λ_1, λ_2), asociados al plano superior, con fallamiento inverso, y el segundo par (λ_3, λ_4), representativos del plano inferior, de fallamiento normal.
El procedimiento de obtención de estos parámetros regularizadores, o pesos, corresponde a una búsqueda alrededor de la zona en la que el error asociado a las posibles soluciones de inversión deja de crecer abruptamente. Para lograr aquello, hemos de crear una curva con las posibilidades de residual y un conjunto de inversiones en base a valores fijos de λ.
La metodología empleada para realizar la búsqueda de nuestros parámetros, fue simplemente seleccionar un conjunto de valores de λ, y realizar inversiones hasta encontrar el menor error posible. Vale decir que, a pesar de lo rudimentario que esto parece, es bastante expedito encontrar un valor cerca del cual la solución se encuentra.
El primer paso para esto, es fijar varios valores de λ_1 y λ_2, en nuestro caso, estos valores son:

$$\lambda_1 = 0{,}0000001, 0{,}000001, 0{,}00001, 0{,}0001, 0{,}001, 0{,}01, 0{,}1$$
$$\lambda_2 = 0{,}0000001, 0{,}000001, 0{,}00001, 0{,}0001, 0{,}001, 0{,}01, 0{,}1$$

Entonces, a partir de los valores dados, podemos fijar un λ_1, dentro de los limites del conjunto asociado a λ_2, y realizaremos inversiones para todos los valores de dicho conjunto, obteniendo de esta forma una curva asociada a λ_2. Para encontrar el valor con el mínimo error de λ_2, debemos utilizar el "método de la L", descrito por Novoa

(2015), y Vera (2016). Al tener dicho valor asegurado, podemos dejarlo fijo, y luego realizar las inversiones con respecto a los λ_1 del conjunto descrito. De esta forma, y al utilizar nuevamente el "método de la L", obtendremos un λ_1 final.
Ahora, podemos introducir los parámetros λ_3 y λ_4, para el plano de falla inferior, mediante las relaciones $\lambda_1 = \lambda_3$, y $\lambda_2 = \lambda_4$. Vale decir, que en todos los casos analizados, estas relaciones solamente han sido utilizadas como un primer acercamiento a los valores finales obtenidos para λ_3, y λ_4. Ya que, de ser necesario, con la finalidad de obtener soluciones mas estables y coherentes, se realiza una búsqueda de valores que sean mas acertados.
Los valores finales seleccionados para los eventos analizados pueden ser observados en la Tabla 4.5:

Evento	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4
Maule	0.00009	0.0007	0.00009	0.0007
Illapel	0.00005	0.0001	0.00005	0.0001
Iquique/Pisagua	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001

Cuadro 4.5: Valores asociados a minimización (λ_1 y λ_3) y suavidad (λ_2 y λ_4) de los deslizamientos cosísmicos para los terremotos del Maule, Illapel e Iquique/Pisagua.

4.4.2. Regularización del sistema

El sistema de ecuaciones está conformado, de la siguiente expresión generalizada:

$$U_{obs} = G \cdot S \tag{4.1}$$

Entonces es necesario agregar dos condiciones de regularización al sistema de ecuaciones planteado, estas son la Minimización de los deslizamientos asociados a cada subfalla, lo que significa que las subfallas que no contribuyen demasiado al ajuste general deben ser forzadas a anularse, y la suavización al deslizamiento entre fallas adyancentes, para preferir soluciones en las que el momento de un vecindario de subfallas es similar (Benavente (2016)). Este proceso es realizado con la finalidad de generar soluciones de distribución de deslizamiento que sean físicamente coherentes para un contexto de subfallas, además, se debe realizar este proceso, ya que hay que encargarse de la inestabilidad típica que surge a partir de las matrices sobredeterminadas involucradas en el proceso de inversión.

La cantidad de ecuaciones del sistema descrito debe ser menor que la cantidad de incógnitas, donde se establece un sistema indeterminado con infinitas soluciones

Minimización del deslizamiento

Como establecen los trabajos de Peña (2014), Novoa (2015), y Vera (2016), se impone que el deslizamiento no aumente abruptamente en ciertas subfallas o vecindades de estas. Esta restricción al aumento crítico del deslizamiento en ciertas regiones sólo será dejada de lado, si fuese necesario para ajustar las observaciones.
Para realizar la minimización del deslizamiento, es necesario utilizar una matriz identidad, denotada por $\mathbf{I}$, y un escalar λ_1, que nos entregará el monto de deslizamiento ($\mathbf{S}$) en el conjunto de n subfallas, de la forma:

$$\lambda_1 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ \vdots \\ S_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0_n \end{pmatrix} \tag{4.2}$$

Lo que se puede representar de forma simplificada como:

$$\lambda_1 I_{n\times n} \cdot S_{n\times 1} = 0_{n\times 1} \tag{4.3}$$

Entonces, considerando por ejemplo el caso generalizado $\lambda_1 \cdot S_k = 0$, el deslizamiento individual de cada subfalla será cero (para un k=1,2,3,...,n). De esta forma, y agregando esta condición a las ecuaciones representadas por (3.39), tendremos que el valor de S_k será nulo, si y solo si, el valor del error no aumenta demasiado.

Suavización del deslizamiento

El proceso de suavizado, o incluir condiciones de suavidad, según el trabajo de Peña (2014), implica obligar a generar subfallas con deslizamientos "similares", y con ello hacer que las soluciones en cada subfalla sean mas "suaves", o que sus valores no cambien abruptamente entre fallas vecinas. De esta forma se agrega realismo al hecho de no encontrar deslizamientos abruptos entre fallas vecinas.
Para realizar este ajuste, se debe aplicar el Operador Laplaciano a la tasa de desli-

zamiento, lo que viene representado por la operación:

$$\nabla^2 S$$

Así, la expresión que permite la aplicar la suavización para un conjunto de n subfallas, puede ser simplificada como:

$$\lambda_2 F_{n\times n} \cdot S_{n\times 1} = 0_{n\times 1} \tag{4.4}$$

Donde λ_2 representa la magnitud de la suavidad que se desea aplicar, F es la matriz suavizadora, y S refleja los valores de deslizamiento para cada subfalla.
La matriz suavizadora se expresa como el Laplaciano para diferencias finitas en 2D, que representa el monto de deslizamiento aportado por cada subfalla, y puede ser denotado de la forma:

$$\nabla^2 S_{i,j} = \frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial y^2} \tag{4.5}$$

De esta forma, la relación (4.5) representará el deslizamiento suavizado de las subfallas, para cada i y j, que indicativos de la posición de la subfalla en los ejes de dirección del *Dip* y del *Strike* del plano de falla respectivamente (Vera (2016)).

Según lo planteado en los trabajos de Novoa (2015), y Vera (2016), al expresar la ecuación (4.5) debemos considerar la posición de la subfalla respecto al plano de falla del modelo, esto es diferenciar entre los deslizamientos en las subfallas centrales, y el comportamiento en las subfallas ubicadas en bordes.

De la diferenciación de deslizamientos, y en base a la Figura 4.13, desarrollada en el trabajo de Vera (2016), podemos obtener para fallas centrales las siguientes ecuaciones que representarán los deslizamientos para subfallas adyacentes:

$$\frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial x^2} = \frac{S_{i-1,j} + S_{i+1,j} - 2S_{i,j}}{h_x^2} \tag{4.6}$$

$$\frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial y^2} = \frac{S_{i,j-1} + S_{i,j+1} - 2S_{i,j}}{h_y^2} \tag{4.7}$$

Por otra parte, para las subfallas ubicadas en los vértices del plano de falla tenemos:

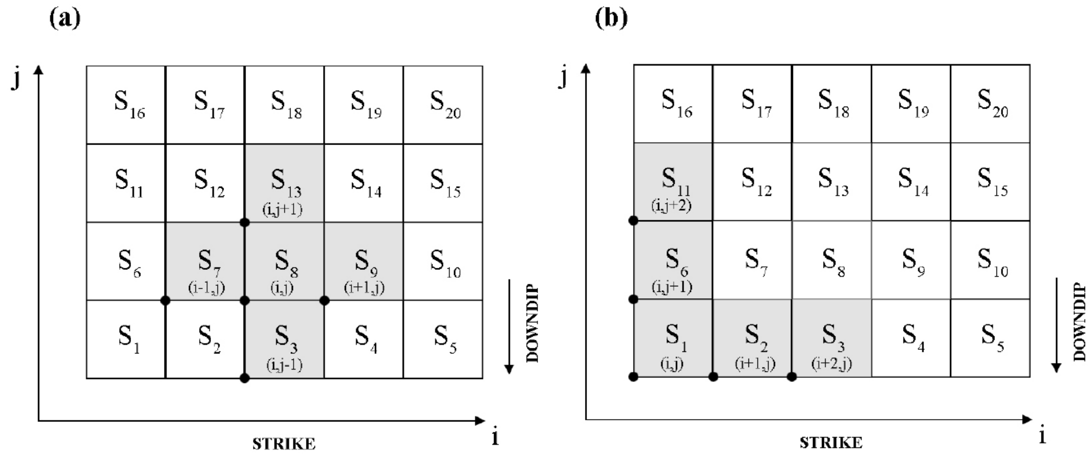

Figura 4.13: Referencia de las subfallas en base a los ejes i y j, asociados a Strike y Dip del plano de falla respectivamente. Como ejemplos de tonos grisáceos, **(a)** representa el sistema para ecuaciones en una subfalla central, mientras que **(b)** representa el la situación para una subfalla ubicada en el vértice, o borde, del plano de falla. Obtenida de Vera (2016).

$$\frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial x^2} = \frac{S_{i,j} - 2S_{i+1,j} + S_{i+2,j}}{h_x^2} \tag{4.8}$$

$$\frac{\partial^2 S_{i,j}}{\partial y^2} = \frac{S_{i,j} - 2S_{i,j+1} + S_{i,j+2}}{h_y^2} \tag{4.9}$$

En ambos casos, para las 4 relaciones anteriores, h_x y h_y representan el tamaño de la subfalla elegida en el eje x y en el eje y (o lo que sería Strike y Dip), respectivamente.

Por otra parte, el ejemplo mostrado en la Figura 4.13, puede ser generalizado para realizar la suavización en todas las subfallas del plano de falla restantes, ya que el procedimiento será análogo.

4.4.3. Composición cosísmica del modelo de fallas

Habiendo expuesto todas las relaciones teóricas del comportamiento, generación y control de nuestras fuentes sísmicas, es que debemos condensar todo aquel trabajo en una sola expresión, que defina el actuar y respuesta de nuestro modelo cosísmico para los eventos a estudiar. Así, hemos de unir el comportamiento inverso de deslizamientos minimizados (4.3) y suavizados (4.4), que actúan sobre el plano de fallas superior (A), y el campo de deslizamientos de carácter normal que se generan en el plano de falla inferior (B). Tal unión matricial, resulta ser la expansión de (3.39), y ha sido descrita correctamente por Vera (2016), adoptando la forma de la ecuación (4.10)

$$\begin{pmatrix} G^{W^1}_{t\times n} & G^{W^2}_{t\times n} & \cdots & G^{W^N}_{t\times n} \\ \lambda_1 I_{n\times n} & \lambda_1 I_{n\times n} & \cdots & \lambda_1 I_{n\times n} \\ \lambda_2 F_{n\times n} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 F_{n\times n} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \lambda_2 F_{n\times n} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S^{W^1}_{n\times 1} \\ S^{W^2}_{n\times 1} \\ \vdots \\ \vdots \\ S^{W^N}_{n\times 1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} U^{W}_{t\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ \vdots \\ 0_{n\times 1} \end{pmatrix} \tag{4.10}$$

Donde $G^{W^N}_{t\times n}$ representa las señales sintéticas a partir de las funciones de Green, para N ventanas de tiempo, y n subfallas, dadas k observaciones concatenadas de Fase W $U^{W}_{t\times 1}$, que conforman $t = t_1 + t_2 + t_3 + ... + t_k$. Además, λ_1 representa el valor de minimización y λ_2 controla la suavización, de los deslizamientos $S^{W^N}_{n\times 1}$, mediante la matriz identidad $I_{n\times n}$, y la matriz suavizadora $F_{n\times n}$, respectivamente.

Por último, para realizar la correcta representación planteada del modelo de subducción, bajo el período cosísmico de los eventos trabajados, es que debemos incluir los deslizamientos, y así expandir la aplicación de (4.10) a la interacción de dos planos, de fallamientos inverso (superior) y normal (inferior), separados por un espesor H, actuando simultáneamente en la liberación de deslizamientos cosísmicos. De tal forma, al unificar el modelo cosísmico planteado y a evaluar, se llega a la relación (4.11):

$$G^{W}_{A} \cdot S_A + G^{W}_{B} \cdot S_B = U^{W} \tag{4.11}$$

Relación que, como es planteado por Vera (2016) representa la interpretación de las formas de onda observadas de Fase W (U^W), como una composición simultánea de liberación de deslizamientos cosísmicos, por parte de los planos de falla inverso (plano superior, S_A), y el plano de falla normal (inferior, S_B). Del mismo modo, G^W_A y G^W_B representan las matrices con el contenido geométrico (y sus diferenciaciones) de los planos superior e inferior respectivamente. (Para recordar la geometría de bloques, vea Figura 4.5). Y ahora, siguiendo la planteación anterior, y llevándola al caso de N ventanas de tiempo para cada plano (lo que es, N_A, y N_B), diferenciando los término de minimización y suavización de deslizamientos por λ_1 y λ_2 para el plano superiror (A), y por λ_3 y λ_4 para el plano inferior, se llega a la generalización final detallada en (4.12)

$$
\begin{pmatrix}
G^{W^1}_{A_{t\times n}} & \cdots & G^{W^N_A}_{A_{t\times n}} & G^{W^1}_{B_{t\times n}} & \cdots & G^{W^N_B}_{B_{t\times n}} \\
\lambda_1 I_{n\times n} & \cdots & \lambda_1 I_{n\times n} & \cdots & \lambda_3 I_{n\times n} & \lambda_3 I_{n\times n} \\
0_{n\times n} & \lambda_2 F_{n\times n} & 0_{n\times n} & \cdots & 0_{n\times n} & \\
\vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
0_{n\times n} & \cdots & \lambda_2 F_{n\times n} & 0_{n\times n} & \cdots & 0_{n\times n} \\
0_{n\times n} & \cdots & 0_{n\times n} & \lambda_4 F_{n\times n} & \cdots & 0_{n\times n} \\
\vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
0_{n\times n} & \cdots & 0_{n\times n} & 0_{n\times n} & \cdots & \lambda_4 F_{n\times n}
\end{pmatrix}
\cdot
\begin{pmatrix}
S^{W^1}_{A_{n\times 1}} \\ \vdots \\ S^{W^N_A}_{A_{n\times 1}} \\ S^{W^1}_{B_{n\times 1}} \\ \vdots \\ S^{W^N_B}_{B_{n\times 1}}
\end{pmatrix}
=
\begin{pmatrix}
U^W_{t\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ \vdots \\ 0_{n\times 1} \\ 0_{n\times 1} \\ \vdots \\ 0_{n\times 1}
\end{pmatrix}
\tag{4.12}
$$

4.4.4. Descripción del procedimiento de inversión

Esta subsección tiene como objetivo ser una especie de “guía rápida” en el uso del código a aquellas personas que deseen emplearlo con fines personales.

1. En primer lugar es necesario tratar los datos obtenidos mediante el código de descarga desarrollado y facilitado por Roberto Benavente. Para ello necesitamos solicitar las señales sísmicas a IRIS, y extraer la Fase W, utilizando los parámetros de origen de cada evento, estos son, latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen. Además, debemos especificar una ventana de tiempo de la señal antes y después de la fase P (en base al modelo TauP), el rango de distancia epicentral de estaciones a seleccionar, los canales y las redes de las cuales obtener datos.
   A continuación, hemos de trabajar con el archivo de datos obtenido, en distribución *.mseed*, y transformarlos trazas individuales *.SAC*, a partir de las cuales crearemos una lista con el nombre de estaciones a analizar. (Los archivos generados, y a trabajar son *IRISdata.mseed*, *IRISmetadata.pkl*, *goodtraces.dat*, y *traces.decov.trim.mseed*).

2. EL siguiente paso es mover nuestros archivos *.SAC* creados a los ficheros correspondientes, en conjunto con la lista de estaciones seleccionadas (ahora renombrada como *traces_seleceted*), y sus correspondientes coordenadas geográficas y distancia epicentral (Llevado a cabo en el fichero MSEED_TO_SAC).

3. Ahora hemos de construir la falla para cada plano, correspondientes al terremoto seleccionado. Es importante considerar los valores del tamaño de falla,

ancho, espesor de la placa, y en número de subfallas a lo largo y ancho del plano. Es esencial utilizar estos mismos valores en todo el proceso, y en todos los códigos, ya que de esta forma evitaremos problemas de calculo y errores de dimensiones al hacer cálculos. En esta parte del proceso, estamos entregando todas las propiedades físicas y geométricas de cada subfalla y el plano de falla mismo, estas son profundidad (SLAB 1.0, Hayes et al. (2012)), tamaño, rigidez (PREM, (Dziewonski and Anderson (1981)), o constante), dip (SLAB 1.0, Hayes et al. (2012)), Strike y Rake.

4. El siguiente paso es realizar un análisis a cada estación, esto, con la finalidad de verificar la correcta llegada de la Fase P, producida en cada subfalla, y que ha de llegar a cada estación. Si esta última condición no se cumple a cabalidad, se ha de desechar la estación para evitar errores en la inversión. Todas las estaciones que sean correctamente seleccionadas, serán ordenadas por su distancia epicentral, y guardadas en la lista correspondiente.

5. Se mueven los archivos con los registros sismológicos a las carpetas designadas para cada estación.

6. El siguiente, es el paso del proceso que por mas tiempo se prolonga; la obtención de las señales sintéticas, a partir de las funciones de Green, para cada plano.

A partir del hipocentro, la velocidad de ruptura, el half duration (T_h), y el tiempo de retardo (T_d), se obtendrán las funciones de Green relativas a la exitación producida por cada subfalla, sobre cada estación. Por lo demás, se ha de fijar las frecuencias de esquina para la aplicación del filtro Bandpass, que se aplicará a cada traza. Las frecuencias de esquina son dependientes de la magnitud del evento.

En este punto se realiza un detallado tratamiento de las Funciones de Green, para su correcta selección, en base a la función más representativa que profundidad con respecto a cada subfalla. Luego, se realiza una rotación en base al azimuth entre cada subfalla y la respectiva estación, de esta forma, las componentes del tensor de momento quedarán rotadas respecto al eje vertical de la fuente, como es descrito en el Marco Teórico, y señalado por Kanamori and Rivera (2008).

Al contar con las Funciones de Green listas para trabajar, procedemos al tratamiento de dichas señales, para ello, se ha de convolucionar las funciones, con nuestro sistema representativo de liberación de momento, y así generar las señales sintéticas, finalmente. Tal como describe Kanamori and Rivera (2008), Benavente et al. (2016) y Vera (2016), utilizamos un sistema de función triangular, que dependerá directamente de nuestros valores de half duration (T_h) seleccionados. La importancia de esto, es entregar el comportamiento de cada subfalla ante la liberación de momento sísmico.

Realizado lo anterior, es que podemos aplicar el filtro Bandpass con las frecuencias de esquina respectivas, y descritas por Hayes et al. (2009).

El último paso en el análisis, tratamiento y obtención de las funciones de Green, corresponde al arreglo de las ventanas de tiempo de la Fase W; esto consiste en cortar la señal sintética en la ventana de tiempo correspondiente, de acuerdo a la relación para el caso telesísmico ($T_p, T_p + 15\Delta$), con Δ, distancia epicentral en grados. Dicha relación es dependiente del tiempo de llegada de cada Fase P, y de la distancia entre cada estación y el epicentro. Para realizar este paso, es importante mencionar que el arribo de cada Fase P, al igual que en los pasos anteriores, y de solicitud de datos, es mediante la evaluación en el modelo IASP91 (Kennett and Engdahl (1991)), que define velocidades, que eventualmente, nos permiten calcular tiempos de arribo para diferentes fases.

Para finalizar, se almacenan las nuevas trazas, en ficheros de extensión $.SAC$, para cada componente del tensor de momento, para cada subfalla correspondiente, y para todas las estaciones disponibles, en cada uno de los dos planos de falla. De esta manera damos paso al siguiente proceso, la inversión de la Fase W.

7. Para realizar la inversión, debemos utilizar los parámetros hipocentrales, el área y la geometría diseñada para cada plano, y los parámetros de minimización y suavidad de la inversión. Además, hemos de establecer y definir la cantidad de ventanas de tiempo para cada plano de falla, de acuerdo al número mismo que establecimos en el paso anterior. Esto nos permitirá tener una total correspondencia en las dimensiones, al momento de crear la matriz de señales sintéticas, observaciones y de inversión.

Antes de llevar a cabo la inversión, hemos de crear la matriz suavizadora, que depende de la caracterización geométrica del plano de falla.

Para agregar la suavidad de las observaciones concatenadas, debemos apilar las formas de onda concatenadas en conjunto con matrices “cero”, del mismo orden del número de subfallas, en una cantidad proporcional a cada ventana de tiempo (del total en la interfaz superior, adicionado de la interfaz inferior), y es aquí, donde hemos de aplicar los valores de minimización y suavidad a cada

ventana de tiempo, mediante una matriz identidad, y a la matriz suavizadora correspondiente. Esto, en paralelo con las caracterizaciones de cada ventana de tiempo aplicada a las señales sintéticas.
Finalmente, se realiza la inversión de datos, mediante la función *"nnls"*, Non-negative least squares (Lawson and Hanson (1974)), tal como lo realizan Satake et al. (2013), Benavente (2016) y Vera (2016), esto con la finalidad de resolver soluciones de deslizamiento que eludan valores negativos.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Terremoto del Maule

La distribución de deslizamientos sísmicos acumulados en mapa, para ambas interfaces, puede ser observado en la Figura 5.1. Para la interfaz superior, de configuración inversa, se observa un patrón radial de decaimiento de los valores de deslizamientos a medida que aumenta la distancia desde el único parche central, que exhibe valores máximos de 19 [m]. Este, está ubicado en la fosa, en dirección Noroeste del epicentro, comprendido entre los 34,5°S y 36°S. Para la interfaz inferior, en la que predominan los deslizamientos sísmicos bajo un régimen de tipo normal, se ha resuelto, hacia el *downdip*, un parche de 4.8 [m] como deslizamiento máximo, constituido similarmente por un decaimiento radial en la tasa de deslizamientos acumulados, a medida que la distancia a su centro aumenta. El núcleo de este parche se ubica en una latitud muy similar a la del epicentro.
Detallando los valores obtenidos, podemos resaltar que para la interfaz superior, se ha producido un total de $2{,}15 \times 10^{22}$ [Nm] como momento sísmico escalar, al cual se le atribuye una magnitud de momento sísmico 8,82 Mw. En cambio, sobre la interfaz inferior, se ha resuelto una cantidad $6{,}54 \times 10^{21}$ [Nm] de momento sísmico escalar, que da origen a un evento de magnitud 8,47 Mw.
Todo lo anterior bajo la evaluación de una norma Euclidiana ($L^2 - norm$) con 20.9 % de desajustes entre datos observados y sintéticos, para la realización de la técnica de mínimos cuadrados.
De esta forma, mediante una evaluación rápida de los mayores valores de deslizamiento, podemos calcular que el máximo monto producido en la interfaz inferior, representa un 25,3 % del mayor valor de deslizamiento cosísmico en la interfaz superior.

Para evaluar el modelo propuesto, es que se ha establecido el test de resolución en base a un “tablero de ajedrez”, método clásico de evaluación para eventos desarrollados bajo fallas finitas. En ella hemos dispuesto como motivo 4 diferentes configuraciones de deslizamiento sintético, que para el caso “simultáneo”, ambas interfaces, superior e inferior, presentarán patrones idénticos de deslizamientos de entrada, y que mediante una inversión conjunta, se buscará resolver de la forma más exactamente posible, la configuración inicial planteada en cada interfaz. Estos patrones, son descritos por 1 gran parche emplazado en la fosa, 2, 3 y 5 parches mas pequeños, que presentan una disminución radial en los valores de deslizamientos, cada uno de ellos alcanzando un máximo de 15 [m] como valor sintético inicial. Además, a la señal se le ha agregado un error estocástico del 10 % dentro de una distribución Gaussiana. Los resultados de dicha evaluación simultánea (es decir, el mismo patrón se ingresa a la vez en ambas interfaces a evaluar, y se espera que cada una de ellas pueda recuperar lo más fehacientemente la estructura de entrada) de liberación/recuperación de deslizamientos cosísmicos se puede observar en la Figura 5.4. Es interesante notar que, a pesar de poder obtener buenas recuperaciones desde un punto de vista espacial, estas tienden a ser sobrestimadas en las subfallas a las cuales se les ha asignado los máximos valores a recuperar, lo que se ve reflejado en las zonas mas meridionales del plano de falla, llegando a valores máximos de recuperación cercanos a 19 [m] (caso de 3 y 5 parches, para ver este último, Figura 7.10). Por lo demás, a medida que la distribución a recuperar se vuelve mas compleja, la capacidad de obtener resultados tan discretos como los valores iniciales, se ve disminuida. Finalmente, para cada caso, el ECM asociado a cada proceso de recuperación de deslizamientos sintéticos alcanza una gran tasa de efectividad, lo que se ve reflejado en valores que circulan entre 1 % y 6 % de error.

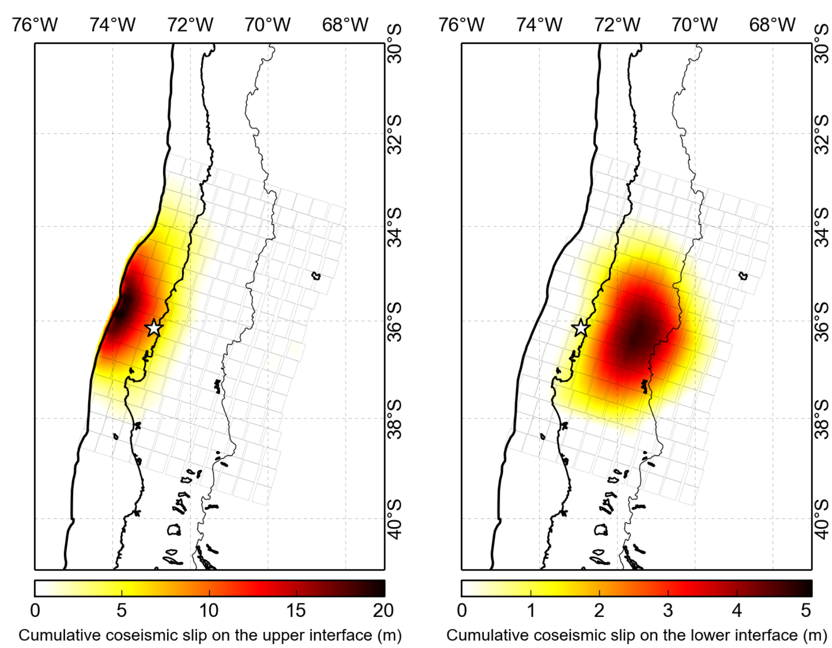

Figura 5.1: Distribución de deslizamientos cosísmicos acumulados que se ha resuelto para el terremoto del Maule. A la izquierda interfaz superior, de movimiento inverso, a la derecha interfaz inferior, de tipo normal. Es posible notar deslizamientos máximos de 19 [m] y 4.8 [m] respectivamente, para cada una de ellas. La estrella agregada denota el epicentro (*IRIS*).

5.2. Terremoto de Iquique/Pisagua

El terremoto de Iquique/Pisagua es el mas pequeño que hemos podido tratar. Para este evento, en la interfaz superior hemos resuelto un parche directamente al Noroeste del epicentro, que se expande hasta la fosa, centrado cerca de la latitud 19,5°S, y que presenta un valor máximo de 1.9 [m], con una liberación de $2{,}38 \times 10^{21}$ [Nm] de momento sísmico escalar, lo que implica una magnitud 8.18 Mw. Este único parche presenta una disminución radial de la magnitud en deslizamientos, a medida que, la distancia aumenta hacia el norte y sur por la fosa, y la profundidad de la falla crece hacia el *downdip*. En cambio, para la interfaz inferior, el plano de falla presenta dos importantes parches, uno norte, de mayor tamaño en distribución espacial, y uno menor hacia el sur del epicentro (que proyecta un "desgarro" hacia el *downdip*), unidos entre sí, y que se emplazan entre $\sim$ 17,8°S, y 21°S, ubicados mas bien hacia el centro del plano de falla inferior. Estos parches de deslizamiento presentan una magnitud máxima muy baja, que alcanza los 0.65 [m]. De la mano con ello, la interfaz inferior, representativa de fallamiento de tipo normal, exhibe una liberación de $2{,}28 \times 10^{20}$ [Nm] de momento sísmico escalar, lo que conlleva a un evento de magnitud 7.50 Mw.
Los mapas de deslizamiento cosísmico acumulado para cada una de las interfaces puede ser visto en la Figura 5.2.
Por otra parte, la evaluación de desajustes en la norma L^2 es de un 25.9 %, este valor bastante elevado se debe a factores que trataremos en la sección de discusión. De esta forma, si se compara rápidamente los valores de deslizamiento cosísmico, podemos calcular que el máximo de deslizamientos producido en la interfaz inferior, representa un 34,2 % del máximo de deslizamientos cosísmicos en la interfaz superior.

Al igual que en el caso anterior, se ha utilizado la misma distribución de parches de deslizamiento sintéticos al momento de realizar la evaluación del test de resolución (para un caso simultáneo, y para un caso no simultáneo, o de bloqueo). Nuevamente, para ello hemos empleado valores máximos de 15 [m] de deslizamiento cosísmico sintético, y hemos agregado un error Gaussiano de 10 % a cada una de las señales tratadas. De igual forma, hemos empleado 4 casos, consistentes en 1 gran parche, 2, 3, y 5 Parches distribuidos de forma simétrica por toda la falla, en cada uno de los planos, que tendrán como objetivo recuperar de forma simultánea, y fehacientemente las distribuciones planteadas. Los resultados para la recuperación de deslizamientos, mediante la evaluación simultánea (vale decir, introducimos el mismo patrón de parches de deslizamiento en ambas interfaces, y realizamos la inversión a la vez, para analizar una recuperación de deslizamientos que deberá ser óptimamente similar a los patrones iniciales) se puede observar en la Figura 5.5.

En ella podemos notar que para este caso, las recuperaciones son un poco deficientes, en cuanto a la distribución espacial de las subfallas ubicadas hacia el norte, tanto para la interfaz superior como para la inferior. Además, en magnitud, dichos deslizamientos recuperados tienden a ser subestimados en la mitad norte de nuestra falla, en contraste con la zona sur de la falla. En este mismo sentido, es que podemos notar que los valores de magnitud de deslizamientos recuperados no escapan mas allá de los 17 [m] para la interfaz superior, y de los 16 [m] para la interfaz inferior. Es interesante notar este comportamiento de subestimación en la zona norte, y como parece ir de la mano con la mejor similitud que presentan las distribuciones recuperadas en la interfaz inferior, específicamente para los casos de 2 y 3 parches, lo que contrasta con los resultados para los otros dos eventos. Por lo demás, los errores asociados a cada patrón de recuperación no presentan gran variación, ya que van desde 2 % a 3 %.

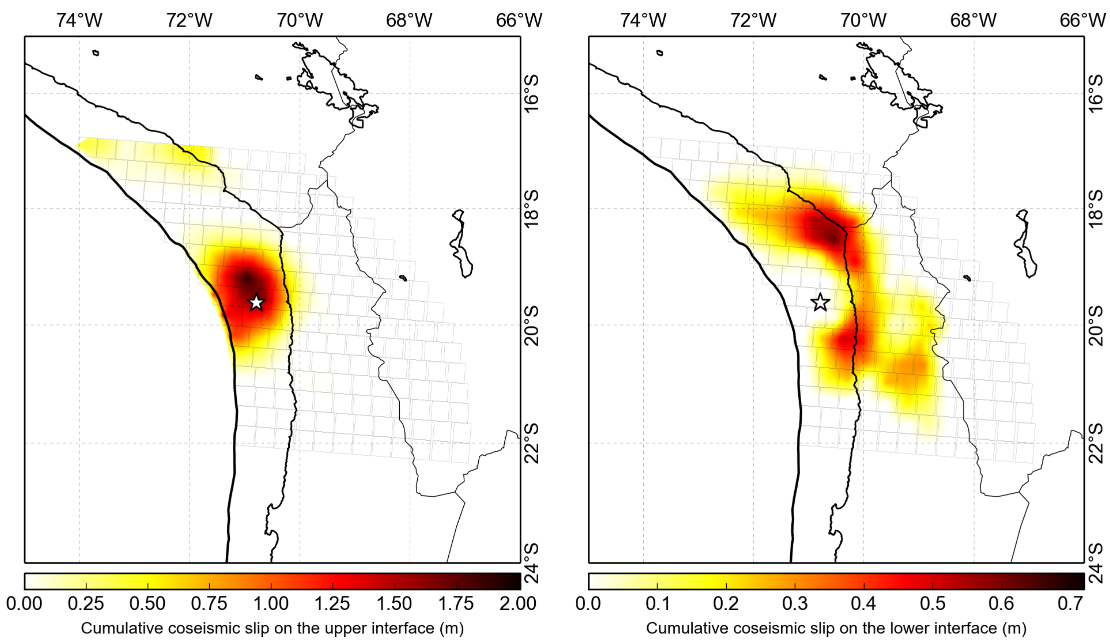

Figura 5.2: Mapa de deslizamientos cosísmicos acumulados que se ha resuelto para el terremoto de Iquique/Pisagua. A la izquierda interfaz superior, de movimiento inverso, a la derecha interfaz inferior, de tipo normal. Es posible notar deslizamientos máximos de 2.6 [m] y 0.65 [m], respectivamente para cada una de ellas. La estrella denota el epicentro dado por IRIS.

5.3. Terremoto de Illapel

Para la ruptura "bimodal" postulada en el terremoto de Illapel, hemos podido resolver, tal como se puede observar en la Figura 5.3, para la interfaz superior, un parche que presenta deslizamientos máximos de 9 [m], localizados en la fosa, en dirección noroeste del epicentro calculado por *IRIS*. El momento sísmico escalar obtenido para este plano de falla es de $3{,}26 \times 10^{21}$ [Nm], que representa una magnitud 8.27 Mw.
En la otra mano, para el plano de falla inferior, que se desarrolla bajo un régimen de deslizamientos de tipo normal, hemos obtenido una distribución consistente de 3 parches entrelazados, con valores máximos en el parche sureste (desde el epicentro), que alcanza valores de deslizamiento acumulado de hasta 2 [m]. La gran mayoría del deslizamiento en esta interfaz se desarrolla hacia el *downdip* del plano, aunque el parche norte, tiende a "escapar" hacia la fosa. Para esta interfaz, hemos obtenido $6{,}35 \times 10^{20}$ [Nm] de momento sísmico, lo que se traduce en una magnitud 7,80 Mw. En este evento, hemos logrado resolver nuestra solución bajo una norma euclidiana de 18,9 % de desajuste entre señales sintéticas y observadas.
Nuevamente, una evaluación rápida de los montos máximos de deslizamiento cosísmico, nos permite estimar que el máximo valor de deslizamientos producido en la interfaz inferior, representa un 23,8 % del máximo de deslizamiento cosísmico en la interfaz superior.

Al igual que en los casos anteriores, hemos utilizado los mismos patrones de deslizamiento sintético para realizar la evaluación del test de resolución simultáneo de interfaces (una inversión, para patrones iniciales idénticos en ambas interfaces), estos patrones consistentes en 1, 2, 3 y 5 parches constituidos por deslizamientos máximos de 15 [m], y a los cuales hemos aplicado un 10 % de ruido Gaussiano en su señal. Para este caso, en la Figura 5.6, podemos notar que la obtención de deslizamientos recuperados, mediante el problema directo, es muy buena en cuanto a la distribución espacial se refiere, aunque tiende a sobrestimar los máximos valores de deslizamientos para ambas interfaces. En particular, para el caso de 2 parches yuxtapuestos a la fosa, los deslizamientos máximos tienden a ser sobrestimados en el parche mas septentrional, no así en el parche sur, ocurriendo este fenómeno en ambas interfaces. En tal sentido, es que podemos notar que para el caso de 3 parches, la conexión del parche intermedio tiene mayor fortaleza con el parche norte. Finalmente, para el caso de 5 parches (Figura 7.12) distribuidos por toda nuestra malla, podemos notar para ambas interfaces, la mejor distribución espacial (en comparación con los otros eventos sísmicos analizados) en cuanto a recuperación de los parches sintéticos se refiere, ya que, el patrón de entrada de 5 parches es muy similar al patrón recuperado simultáneamente en ambas interfaces.

Por último, los valores de desajuste entre señales, para el test de resolución, alcanzan un mínimo de 1 %, llegando a un máximo de 2 %.

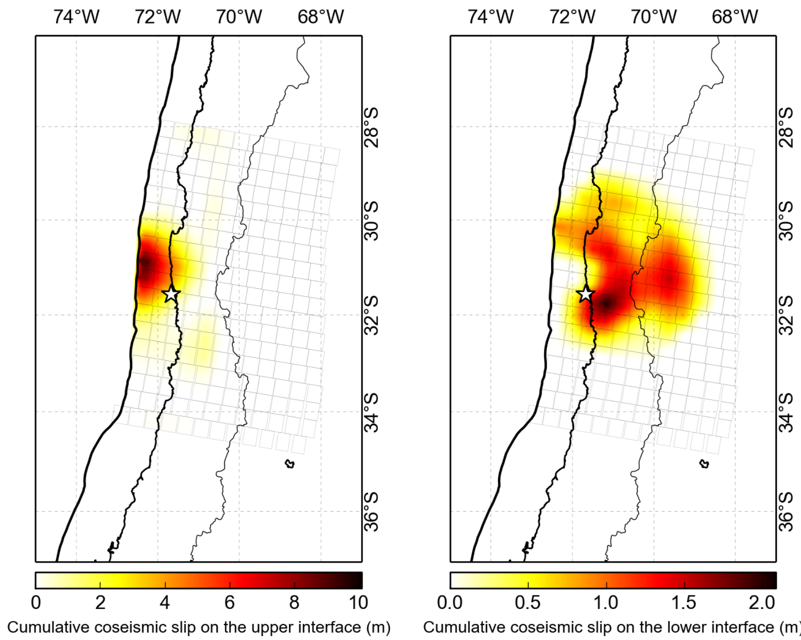

Figura 5.3: Distribución espacial de deslizamientos cosísmicos acumulados que se ha resuelto para el terremoto de Illapel. A la izquierda interfaz superior, de movimiento inverso, a la derecha interfaz inferior, de tipo normal. Es posible notar máximos deslizamientos de 9 [m] y 2 [m] respectivamente, para cada una de ellas. La estrella denota nota el epicentro (IRIS).

Finalmente, un tipo especial de test de resolución ha sido aplicado; el “test no simultáneo”, que se produce bloqueando la interfaz inferior (esto es agregando valores nulos de deslizamiento en cada subfalla), y dejando libre la interfaz superior (dando patrones de deslizamientos iniciales a recuperar), con la finalidad de comprender, cuantos deslizamientos provocados en la interfaz inferior, podrían ser sólo un producto de los deslizamientos generados en la ruptura de la interfaz superior. Todos los valores se encuentran detallados en las Tabla 7.1, Tabla 7.2, y Tabla 7.3. De tal forma, al igual que para el caso “simultáneo”, usamos un valor máximo de deslizamientos a recuperar de 15 [m], y además, hemos establecido distribuciones de 1, 2, 3 y 5 parches. Aquí, todos los resultados de aplicar test de resolución para la interfaz A (superior) son mucho mas certeros en cuanto a la distribución de deslizamientos recuperados. En cambio, en su mayoría, los valores máximos de deslizamiento recuperado tienden a ser sobrestimados (incluso en comparación con la versión “simultánea”), lo que implica que, de los 15 [m] máximos impuestos como valor a recuperar, los test de resolución de forma “no simultánea” obtienen valores mayores. En tal sentido, para este caso “no simultáneo” podemos notar que para la interfaz inferior (B, bloqueada), los valores “generados” a partir de la dislocación que ocurre en la interfaz superior (A, libre) no superan los 1.2 [m] (6,8 % de los deslizamientos máximos en interfaz superior) para el terremoto del Maule. Para el terremoto de Iquique/Pisagua tienden a presentar mayores valores, elevándose hasta 2.9 [m], lo que representa un 15 %, de los 18.8 [m] recuperados en la interfaz superior, en el caso de 3 parches. Finalmente, para el terremoto de Illapel, los deslizamientos generados en la interfaz inferior, alcanzan un máximo de 2.4 [m], lo que corresponde a un 13,7 % de los deslizamientos máximos recuperados en la interfaz superior. Finalmente, una comparativa visual de los valores obtenidos, en cada caso, para los terremotos de Maule, Iquique/Pisagua e Illapel puede ser observada en las Figura 7.7, Figura 7.8, y Figura 7.9, respectivamente.

De tal forma, bajo este punto de vista, sería posible notar que los deslizamientos provocados en la interfaz inferior (B), para el caso de nuestra inversión, y que representan nuestros resultados, es decir, bajo las postulaciones de parámetros iniciales de la fuente establecidas, no serían directamente generados como un error o residual de la ruptura en la interfaz superior (A), puesto que en ninguno de los casos llevados a evaluación mediante test de resolución, ni simultánea, ni con bloqueos (“no simultánea”), se puede superar los valores porcentuales que representan la proporción de los deslizamientos expuestos para ambas interfaces. Lo anterior, llevado a cifras sería lo observado en la Tabla 5.1, que detalla los mayores valores de la proporción porcentual de deslizamientos en la interfaz inferior con respecto a la interfaz superior, para el caso de nuestra inversión, y del test de resolución "no simultáneo":

Terremoto	Inversión	Max(Test no simultáneo)	Número de Test
Maule	25.3 %	6.8 %	3 Parches
Iquique/Pisagua	34.2 %	15.3 %	3 Parches
Illapel	22.6 %	13.7 %	2 Parches

Cuadro 5.1: Comparativa de máximos deslizamientos producidos en la interfaz inferior B por la interfaz superior, A. "Inversión" representa el porcentaje de máximo deslizamiento producido por la interfaz inferior (B), comparado con los deslizamientos máximos de la interfaz superior (A). "Max(Test no simultáneo)" entrega el valor porcentual de los deslizamientos generados en la interfaz inferior (B), a partir de permitir a la interfaz superior (A) deslizar libremente. Columna "Número de Test" muestra el test de resolución "no simultáneo" en el cual se localiza el mayor valor de deslizamiento provocado por la interfaz superior. Para tener una muestra completa de los valores máximos, revise las Tabla 7.1, Tabla 7.2, y Tabla 7.3.

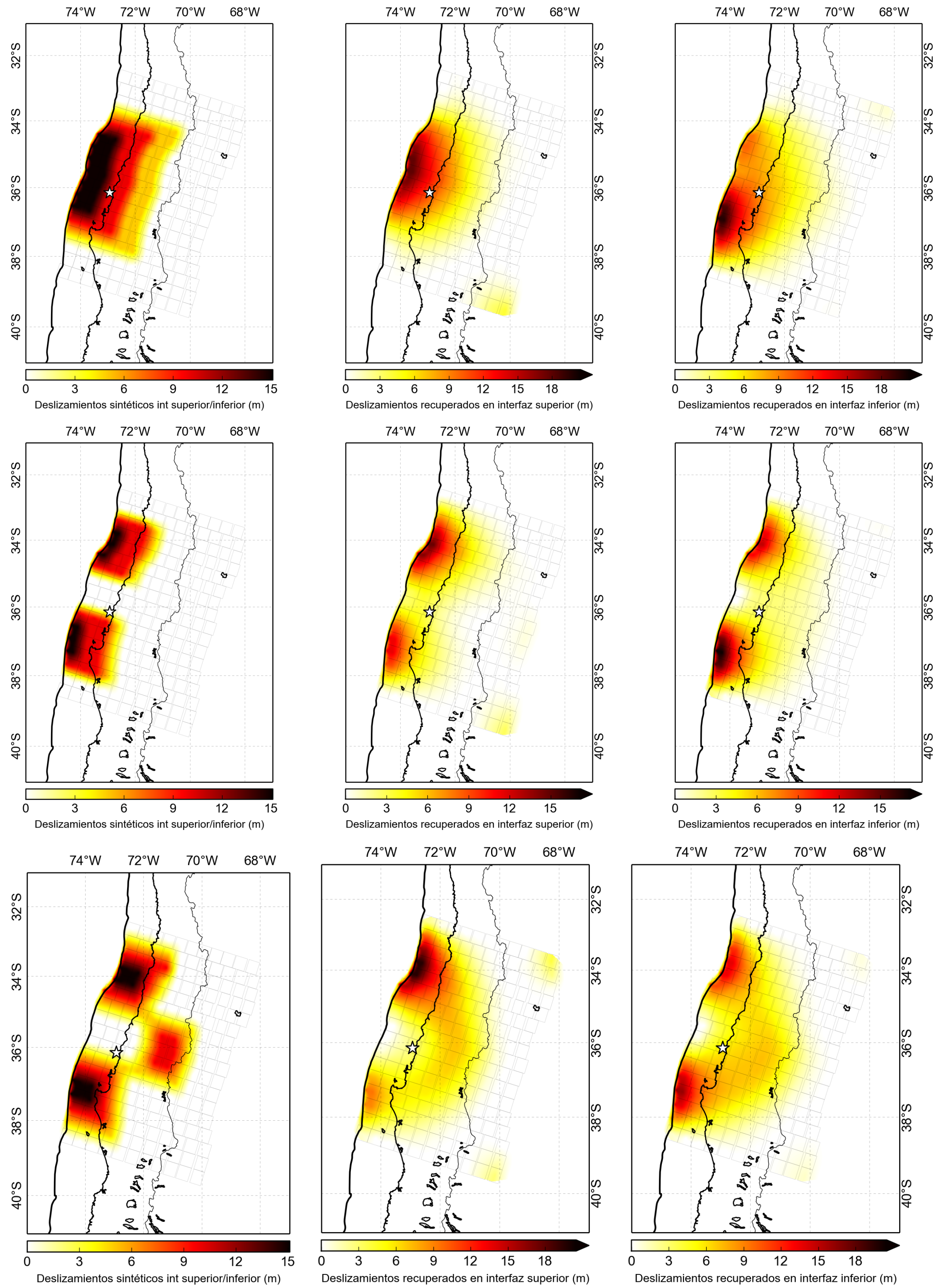

Figura 5.4: Test de resolución simultáneo para distribuciones de 1 (arriba), 2 (centro) y 3 parches (abajo) de deslizamiento sintético con máximos de 15 [m], utilizado para el terremoto del Maule. La imagen izquierda de cada secuencia se refiere al patrón de entrada (En caso simultáneo; patrones de deslizamiento idénticos en ambas interfaces, experimentando la misma inversión a la vez), al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la imagen derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver un detalle de valores, revisar Tabla 7.1 en Subsección 7.2.2. Para ver el test de 5 parches, Figura 7.10.

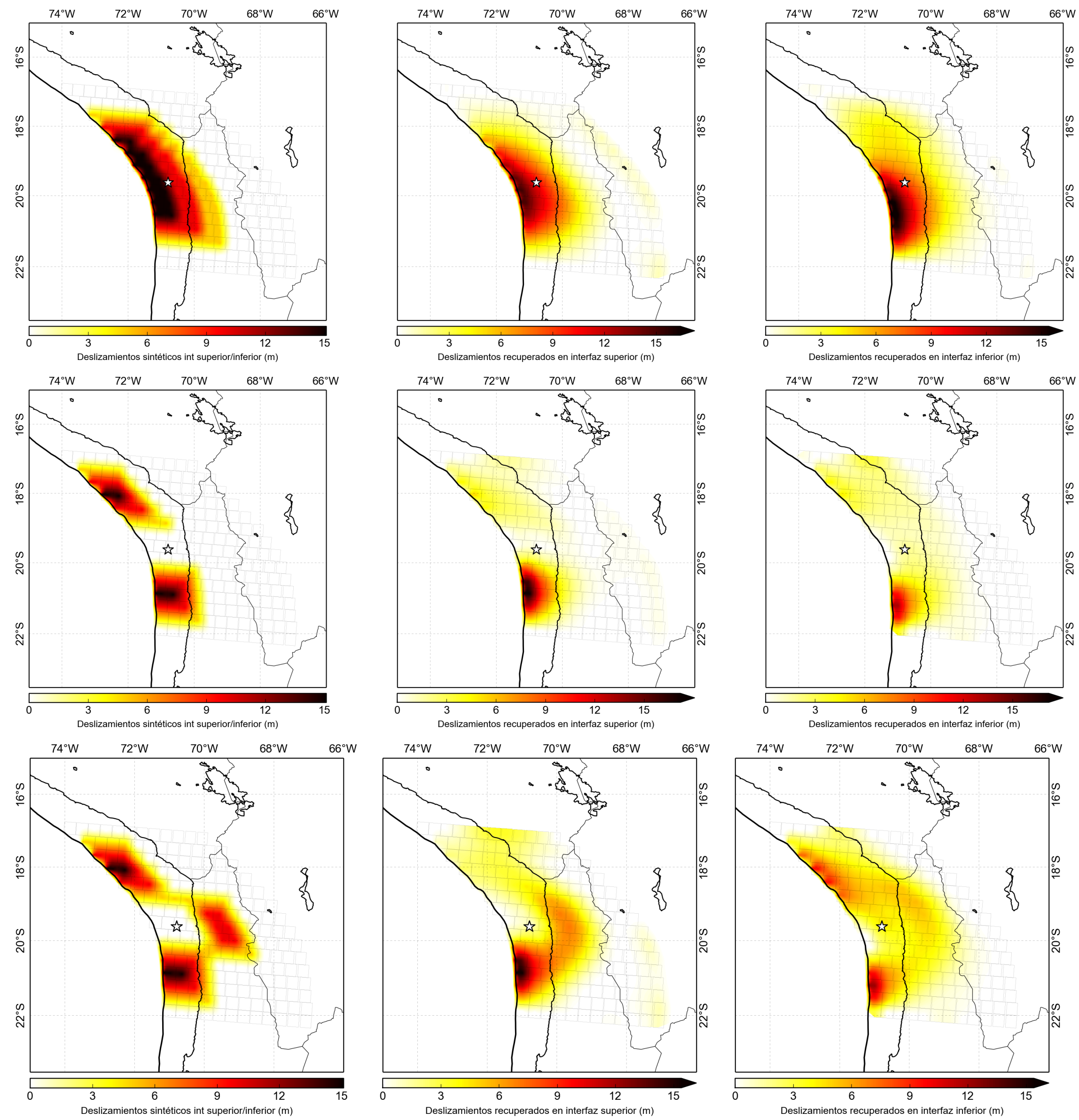

Figura 5.5: Test de resolución simultáneo para distribuciones de 1 (arriba), 2 (centro) y 3 parches (abajo) de deslizamiento sintético con máximos de 15 [m] en el modelo utilizado para el terremoto de Iquique/Pisagua. La imagen izquierda de cada secuencia se refiere al test de entrada (simultáneo, patrones idénticos de deslizamiento para ambas interfaces), al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la columna derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver un detalle de valores máximos, revisar Tabla 7.2 en Subsección 7.2.2. (test de 5 parches se encuentra en Figura 7.11).

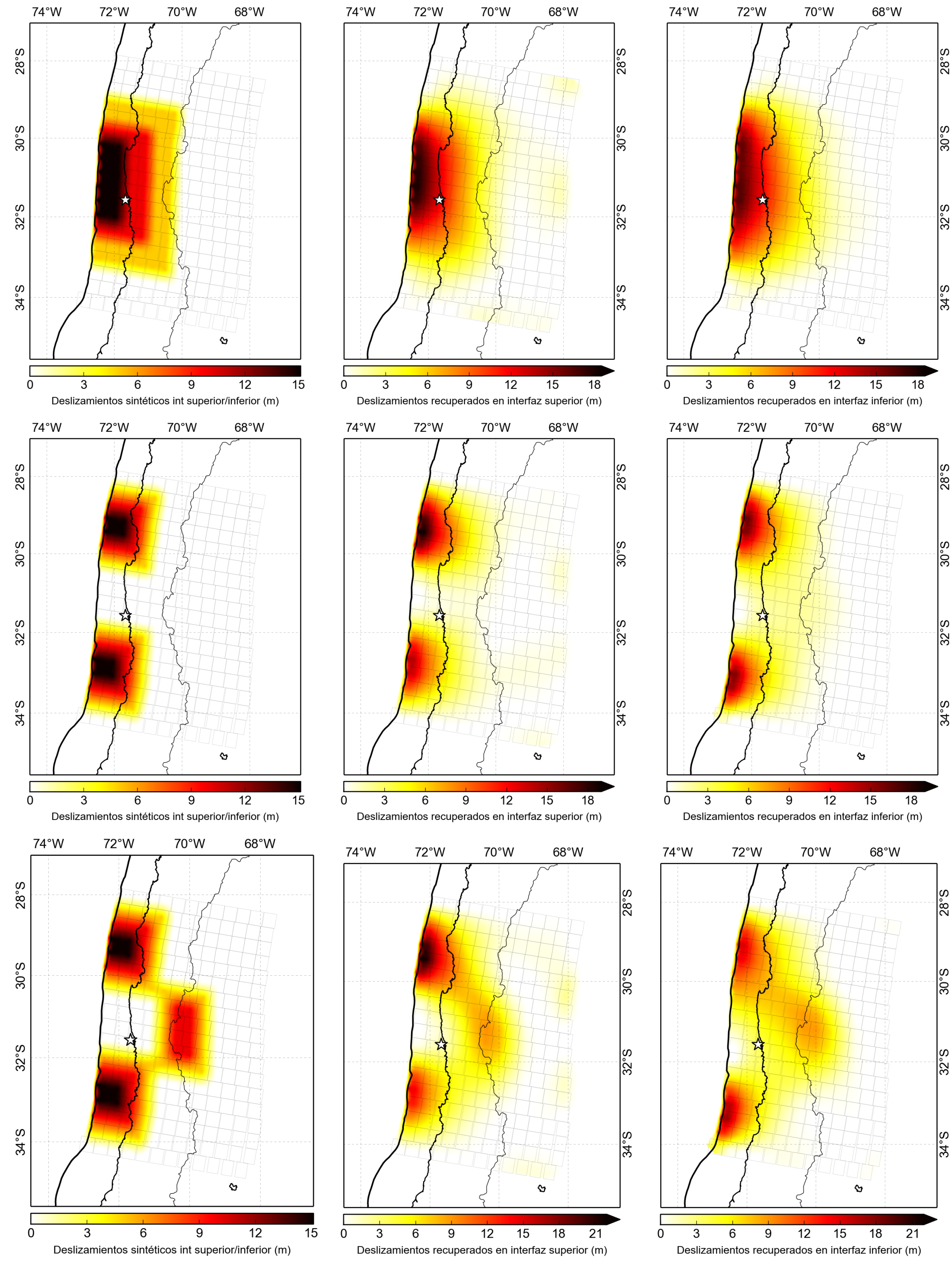

Figura 5.6: Test de resolución simultáneo para distribuciones de 1 (arriba), 2 (centro) y 3 parches (abajo) de deslizamiento sintético con máximos de 15 [m] en la configuración del terremoto de Illapel. La imagen izquierda de cada secuencia se refiere al test de entrada (inversión simultánea, con patrones idénticos en ambas interfaces, superior, e inferior), al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la imagen derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver detalles de valores máximos recuperados, revisar Tabla 7.3 en Subsección 7.2.2. Test de resolución para 5 parches puede ser visto en Figura 7.12.

Capítulo 6

Discusión y Conclusiones

El desarrollo de la inversión del tensor de momento, mediante Fase W, y su expansión a fallas finitas basadas en el principio de aplicación a N fuentes puntuales, comportándose como subfallas, ha probado ser una aproximación funcional frente al problema de resolución de parches de deslizamiento cosísmico sobre áreas aledañas al impacto de grandes terremotos en el margen de subducción chileno. De tal forma, y aplicado al modelo de subducción planteado como evaluación a llevar a cabo, se demuestra que la hipótesis inicial puede ser aceptada como cierta, ya que hemos podido, en los 3 casos estudiados, recuperar deslizamientos bajo la configuración cosísmica planteada, en base a las formas de onda observadas de Fase W. Lo que delataría, bajo todas las condiciones y configuraciones iniciales asumidas, que los procesos de descarga de deslizamientos cosísmicos para los terremotos del Maule Mw 8.8, Illapel Mw 8.3, e Iquique/Pisagua Mw 8.1, pueden ser correctamente representados por una ruptura "bimodal" dominada por dos planos de falla, de comportamiento inverso, y normal, separados por un valor H asociado al espesor de los limites superior e inferior de la placa oceánica subductante de Nazca. Valor que aumentaría o disminuiría de acuerdo a la variación de características petrológicas de cada placa subductante, como lo es su variación de edad (Brudzinski et al. (2007)).

Si hemos de realizar comparaciones de los resultados en magnitudes de energía liberada, mediante el momento sísmico escalar (M_0), y la respectiva magnitud de momento sísmico (Mw), entre los valores correspondientes a la interfaz superior de nuestra inversión (Mw_{inv}), y los modelos publicados en literatura, podemos decir con total certeza que no presentan gran diferencia. Por ejemplo, si usamos como comparación la magnitud para cada evento, dadas por el USGS, el valor asociado al terremoto del Maule, difiere de la forma Mw_{inv}=$\mathrm{Mw}_{USGS} - 0{,}02$ ($M_{0-inv} = 2{,}156 \times 10^{22}$ [Nm], $M_{0-USGS} = 2{,}256 \times 10^{22}$ [Nm]). Para el evento de Illapel, la diferencia de magnitudes entre nuestra inversión (Mw_{inv}) y del USGS (Mw_{USGS}) es inexistente, y puede ser calificada por Mw_{inv}=Mw_{USGS} ($M_{0-inv} = 3{,}263 \times 10^{21}$[Nm], $M_{0-USGS} = 3{,}191 \times 10^{21}$[Nm]), y finalmente, para el evento de Iquique/Pisagua, la similitud entre resultados está regido por Mw_{inv}=Mw_{USGS} ($M_{0-inv} = 2{,}383 \times 10^{21}$[Nm], $M_{0-USGS} = 2{,}348 \times 10^{21}$[Nm]). Lo anterior nos muestra una gran certeza o similitud en los valores de magnitud de momento obtenida en nuestros resultados (para la interfaz superior), en comparación con los resultados de falla finita del USGS.

Ahora, al comparar los resultados de la distribución de deslizamientos cosísmicos (en la interfaz superior de nuestros modelos), frente a modelos ya publicados, podemos notar una correspondencia general de los parches de deslizamiento, para con distribuciones disponibles en literatura. La gran diferencia, sería la complejización de los modelos mismos, esto se refiere a que, para nuestros resultados, y para la inversión de Fase W de falla finita, parece ser natural que el comportamiento tienda a presentar parches mas grandes, y simples, que disminuyen radialmente su magnitud a medida que aumenta la distancia de el o los parches resueltos, dicha variación en resolución iría de la mano con la gran longitud de onda de Fase W. Lo que contrasta en parte con modelos más populares, como los basados en resolución de deslizamientos estáticos de GPS. No obstante, si hemos de calificar en específico las distribuciones de deslizamiento cosísmico, es imperativo notar que la mayor diferenciación es la variación en longitud, puesto que, las distribuciones latitudinales de deslizamientos muestran ser mas certeras. De este modo, al poner nuestra atención en el terremoto del Maule (Figura 5.1), con los resultados de Benavente and Cummins (2013), la mayor diferencia es la ubicación del mayor parche de deslizamientos, entre 34°S y 36°S. Lo que para nosotros ocurre entre 35°S y 36°S, además, Koper et al. (2012), y Benavente and Cummins (2013) resuelven parches menores de deslizamiento cerca de 37°S, lo que tiene concordancia con las publicaciones de Moreno et al. (2012), Delouis et al. (2010), Lay et al. (2010), o Vigny et al. (2011).

Por otro lado, para el evento de Iquique/Pisagua, nuevamente podemos ver la variación espacial de distribución de deslizamiento cosísmico, en el que nuestros resultados muestran un parche al nornoroeste del epicentro, proyectándose hacia la fosa. En cambio, los modelos de Chengli Liu and Xiong (2015), Lay et al. (2014), Ruiz et al. (2014), o Schurr et al. (2014), resuelven un parche de deslizamientos centrado en el epicentro mismo, o proyectado hacia el sur de este.

Finalmente, en el caso de Illapel, la distribución espacial de deslizamientos presenta una gran concordancia con el trabajo de Benavente et al. (2016), quienes también muestran un parche centrado en 31°S, proyectado en la fosa. En cambio, si nos centramos en otros estudios, basados en metodologías diferentes, podemos notar que en el caso de Melgar et al. (2016) si bien hay una similitud general en ubicación de deslizamientos latitudinal y longitudinalmente, ellos presentan resultados con mayor discretización espacial de parches, incluyendo por lo menos 5 áreas diferenciadas de deslizamientos. Ruiz et al. (2016) presenta una distribución de deslizamientos bastante similar, tanto en forma del parche, como en ubicación. La gran diferencia entre sus resultados y los nuestros, es que para ellos los máximos deslizamientos cosísmicos se presentan alejados de la fosa, mas cercanos a la línea de costa, y por tanto, ubicados en mayor profundidad.

Una respuesta a esta problemática de errores espaciales, hace alusión a que muy probablemente la variable que está afectando la distribución espacial de nuestros resultados, es el modelo de rigidez, y su gran condicionante de nula variación local, lo que ha sido antes mencionado por Benavente (2016) y Vera (2016). Tal factor, está dado por el uso de un modelo global de rigidez promedio, que no presenta diferencias latitudinales en sus valores, condicionando directamente su variación sólo a rangos de profundidad. En segundo lugar, la diferencia de técnicas utilizadas para inversión puede ser una condicionante, no fundamental, en los resultados obtenidos, puesto que con el uso de inversión de Fase W para fallas finitas, resultados de diferentes trabajos tienden a tener mayor similitud, lo que contrasta con técnicas más diferenciadas, como el empleo de registros estáticos de desplazamientos de GPS. Finalmente, la distribución espacial, y la gran diferencia de cantidad de estaciones en el hemisferio norte, en contraste con el hemisferio sur, puede estar agregando un factor importante en la distribución de deslizamientos recuperados.
En cuanto a magnitudes máximas de deslizamiento cosísmico, podemos encontrar una muy alta correspondencia en los valores que hemos obtenido para los terremotos del Maule e Illapel, con los trabajos de Fase W antes mencionados, estableciendo respectivamente, máximos de ~ 19 [m], y ~ 9 [m] (Benavente and Cummins (2013), Benavente et al. (2016)). Así mismo, es importante mencionar que existen diferencias en dichos máximos con otros trabajos no basados en Fase W. En el caso del Maule planteándose máximos de 16 [m] por Lay et al. (2010), y Moreno et al. (2012), aunque por otro lado, nuestros resultados tienen correspondencias con el trabajo de Delouis et al. (2010), quien detalla máximos de ~ 21 [m]. Para el evento de Illapel, Ruiz et al. (2016) muestra valores de ~ 7 [m], y Melgar et al. (2016) detalla valores mas cercanos a los nuestros, apuntando máximos de hasta ~ 10[m]. Lamentablemente, tal correspondencia no coincide con el evento de Iquique/Pisagua, quien corresponde ser nuestra peor comparación con resultados de otras publicaciones. En este caso, sólo hemos podido resolver máximos deslizamientos de ~ 2 [m], lo que contrasta rotundamente con los valores mostrados por Hayes et al. (2014) (~ 8[m]), $\sim 6{,}5$ [m] descritos por Ruiz et al. (2014), o los 5[m] detallados en Schurr et al. (2014).

Habiendo realizadas las pruebas o test de resolución para los 3 eventos, con una variedad importante de patrones de deslizamientos a recuperar, y exponiendo una versión libre doble (o “simultánea”), además de otra versión con bloqueo (“no simultánea”), y en base a dichos resultados, y la proporcionalidad establecida entre los deslizamientos máximos alcanzados, es que podemos descartar, bajo nuestras condiciones iniciales del modelo planteado, el hecho de que los deslizamientos ocurridos u obtenidos en la interfaz inferior sean provocados, o que sean un simple residual de la ruptura que está ocurriendo en la interfaz superior, ya que en ningún caso presentado, los valores artificiales (asociados a test "no simultáneo") obtenidos en la interfaz inferior, a partir de los test aplicados a la interfaz superior, superan un porcentaje comparable de proporción con respecto a los resultados obtenidos para nuestras inversiones en los 3 eventos tratados.

Una de las grandes interrogantes nacidas a partir de los resultados obtenidos, es la cualidad de los parches de deslizamientos cosísmicos de ser representados en sus máximos hacia la fosa (variación longitudinal de dichas distribuciones de deslizamientos). Tal situación parece ser un problema intrínseco de la metodología, y nuevamente, autores como Benavente (2016) o Vera (2016) asocian tal comportamiento a la nula variabilidad local de los modelos de rigidez globales asociados al *PREM*, para diferentes profundidades, facilitando la acumulación de deslizamientos a zonas de menores valores de rigidez. Así, una gran mejora a este problema, y para tener una certeza más poderosa sobre la variación longitudinal de los deslizamientos cosísmicos, sería realizar la evaluación sobre modelos locales de variación de rigidez en profundidad para la zona de subducción chilena, haciendo énfasis en las zonas aledañas a cada caso estudiado.

A pesar de poder considerar una gran correspondencia en el comportamiento de los resultados para el período cosísmico, con la aplicación del modelo de subducción, es imperativo realizar una evaluación completa del comportamiento tectónico de la interacción de placas para la subducción chilena, apuntando así, a comprender además, el ciclo sísmico a cabalidad para poder realizar una conclusión mucho más certera de la evaluación de este modelo. Lamentablemente, tal situación no puede ser llevada a cabo sólo con la inversión de Fase W, producto de la inexistencia de dicha fase sísmica en períodos ajenos al cosísmico. De esta forma, es necesario realizar una investigación conjunta, con la mayor cantidad de técnicas y herramientas posibles, sobre el ciclo sísmico completo, para producir una conclusión final de, por ejemplo, los procesos de carga, y la interrelación de dicha subducción con su entorno, lo que podría ser aportado por variaciones en metodologías de observación de datos geofísicos, apoyo interdisciplinario con aspectos geológicos, y diferentes especializaciones de la geofísica en tierra sólida. Trabajos como los de Vera (2016), Molina (2017), y Aguirre et al. (2019) por medio de utilización de herramientas diferentes, como el uso de GPS desarrollan resultados que muestran consistencia en la resolución de deslizamientos bajo la configuración del modelo de subducción. Además aportan interrelación tectónica al ampliar sus conclusiones a diferentes etapas del ciclo sísmico, unificando dichos períodos en un sólo modelo. De esta manera, consideramos que el Modelo de Subducción provoca un cambio en la mirada clásica de los procesos de subducción, y aportaría implicaciones directas en la comprensión del ciclo sísmico en su totalidad.

Dentro de los ajustes comparativos entre señales observadas y sintéticas de Fase W, es importante mencionar que existe un lamentable *Trade off* entre el rango azimutal dado por la distribución de estaciones (y el número de ellas), y el aumento de desajuste entre dichas señales. Tal problema, no estaría asociado al modelo de velocidades, ya que para la generación de la base de datos de funciones de Green, y para la obtención de las observaciones de Fase W, se ha empleado *PREM*. De este modo, si queremos una mejor cobertura de estaciones alrededor del globo, con el epicentro como origen, debemos sacrificar valores generales de desajuste, y utilizar estaciones con formas de onda observadas y sintéticas mas diferenciadas. Mayoritariamente, dichas valiosas estaciones están ubicadas en el rango comprendido por el hemisferio sur del planeta, en específico, Sudamérica, Oceanía, Antártica y África (ver desde Figura 7.13 a Figura 7.21). Con ello, es importante mencionar el gran problema asociado a la pobre cobertura del hemisferio sur por la Red Sismológica Global (GSN), y otras redes menores, y más aún el problema asociado a la ubicación de eventos para las zonas de subducción con mala cobertura de estaciones mas allá de la fosa (mar adentro). Por lo tanto, un doble beneficio, directamente para los estudios en la zona de subducción chilena, y para la certera ubicación de eventos sísmicos por parte de agencias como el CSN, sería la instalación de estaciones sismológicas mar adentro, ya sea en el fondo marino, y/o en islas al Oeste de la fosa.

Finalmente, un punto no menos importante es el gasto operacional de llevar a cabo este proceso. Considerando un computador de "rango medio", cada proceso toma varias decenas de horas en ser llevado a cabo (incluso para tener resultados inmediatamente descartables), lo que implica un gran desfase y problema al querer desarrollar resultados ante un evento importante en la modalidad "alerta temprana". Sin embargo, tal problema está lejos de ser real en importantes centros investigativos, donde mas bien la problemática se enfoca en el tiempo de disponibilidad de datos. Así, sería posible e interesante en trabajos futuros, u opciones de desarrollo posterior, llevar la inversión de Fase W para fallas finitas en el modelo de subducción, a evaluaciones en tiempo real. Para ello, es necesario automatizar ciertos procesos (como la elección manual y/o subjetiva de parámetros de suavización y minimización de deslizamientos), y en parte, un guiño a esto puede ser visto en el trabajo de Benavente et al. (2016), con la inclusión de métodos bayesianos para resolver tales problemas.

Bibliografía

Abers, G. A. (1992). Relationship between shallow- and intermediate-depth seismicity in the Eastern Aleutian Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*, 19(20):2019–2022.

Abers, G. A. (1996). *Plate Structure and the Origin of Double Seismic Zones.*, pages 223–228. American Geophysical Union (AGU).

Aguirre, L., Bataille, K., Novoa, C., Peña, C., and Vera, F. (2019). Kinematics of Subduction Processes during the Earthquake Cycle in Central Chile. *Seismological Research Letters*.

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 72(4):1217–1231.

Aki, K. and Richards, P. (2002). Quantitative seismology, 2nd ed. *Editorial W. H. Freeman and Company, San Francisco, California, U.S.A.*

Bataille, K., Peña, C., Novoa, C., Herrera, A., Vera, F., and Hernández, N. (2016). Slab model of subduction and its implication on the earthquake cycle. *Second Colloquium of Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes (2GSEV).*

Benavente, R. (2016). Rapid Finite Fault Inversion for Megathrust Earthquakes. *The Australian National University, Research School of Earth Sciences, College of Physical and Mathematical Sciences. (PhD thesis).*

Benavente, R. and Cummins, P. (2013). Simple and reliable finite fault solutions for large earthquakes using the W-phase: The Maule (Mw = 8.8) and Tohoku (Mw = 9.0) earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 40(14):3591–3595.

Benavente, R., Cummins, P. R., and 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.

Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., and Shapiro, S. A. (2014). High-resolution image of the north chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3):1744–1749.

Bloch, W., Schurr, B., Kummerow, J., Salazar, P., and Shapiro, S. A. (2018). From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting Nazca Plate. *Geophysical Research Letters*, 45(11):5407–5416.

Bock, G. (2012). Source parameters and moment-tensor solutions. In Bormann, P., editor, *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, pages 1–14. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam.

Brudzinski, M., Thurber, C., Hacker, B., and Engdahl, E. (2007). Global Prevalence of Double Benioff Zones. *Science*, 316:1472–1474.

Burridge, R. and Knopoff, L. (1964). Body force equivalents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54:1875–1888.

Chengli Liu, Yong Zheng, R. W. and Xiong, X. (2015). Kinematic rupture process of the 2014 Chile Mw 8.1 earthquake constrained by strong-motion, GPS static offsets and teleseismic data. *Geophysical Journal International*, 202:1137–1145.

Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., Frogneux, M., Glass, B., and Meneses, C. (1999). A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 26.

Comte, D. and Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4:23–44.

Comte, D. and Suárez, G. (1994). An inverted double seismic zone in Chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab. *Science (New York, N.Y.)*, 263:212–5.

Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).

Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., and Guiraud, M. (2008). Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile: High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7).

Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., and Hayes, G. (2012). W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990-2010). *Geophysical Journal International*, 189(2):1125–1147.

Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., Hayes, G. P., Hirshorn, B., and Weinstein, S. (2011). Real-time W phase inversion during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7):5.

Duputel, Z., Tsai, V. C., Rivera, L., and Kanamori, H. (2013). Using centroid time-delays to characterize source durations and identify earthquakes with unique characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 374:92 – 100.

Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L. (1981). Preliminary Reference Earth Model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4):297 – 356.

Engdahl, E. R. and Scholz, C. H. (1977). A double Benioff Zone beneath the central Aleutians: An unbending of the lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 4(10):473–476.

Gasperini, P. and Vannucci, G. (2003). FPSPACK: a package of FORTRAN subroutines to manage earthquake focal mechanism data. *Computers and Geosciences*, 29(7):893–901.

Gilbert, F. (1971). Excitation of the normal modes of the Earth by earthquake sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22(2):223–226.

Gorbatov, A., Suárez, G., Kostoglodov, V., and Gordeev, E. (1994). A double-planed seismic zone in Kamchatka from local and teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 21(16):1675–1678.

Hasegawa, A., Umino, N., and Takagi, A. (1978). Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47(1):43–58.

Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P. S., and Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512:295–298.

Hayes, G. P., Rivera, L., and Kanamori, H. (2009). Source inversion of the W-Phase: Real-time implementation and extension to low magnitudes. *Seismological Research Letters*, 80(0895-0695):817 – 822.

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

Ide, S. (2007). Slip inversion. *Treatise On Geophysics*, 4.

Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., and Hasegawa, A. (2001). Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific Plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2):2177–2191.

Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20):2981–2987.

Kanamori, H. (1993). W phase. *Geophysical Research Letters*, 20(16):1691–1694.

Kanamori, H. and Cipar, J. J. (1974). Focal process of the great Chilean earthquake may 22, 1960. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9:128–136.

Kanamori, H. and Rivera, L. (2008). Source inversion of Wphase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophysical Journal International*, 175(1):222–238.

Kao, H. and Chen, W.-P. (1994). The double seismic zone in Kuril-Kamchatka: The tale of two overlapping single zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B4):6913–6930.

Kao, H. and Chen, W.-P. (1995). Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril-Kamchatka Arc. *Journal of Geophysical Research*, 100:9881–9904.

Kawakatsu, H. (1986). Double seismic zones: Kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B5):4811–4825.

Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2):429–465.

Koper, K. D., Hutko, A. R., Lay, T., and Sufri, O. (2012). Imaging short-period seismic radiation from the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake by back-projection of P, PP, and PKIKP waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).

Lawson, C. and Hanson, R. (1974). *Solving least squares problems*. Prentice-Hall Series in Automatic Computation, Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1974.

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

Lay, T., Li, L., and Cheung, K. F. (2016). Modeling tsunami observations to evaluate a proposed late tsunami earthquake stage for the 16 September 2015 Illapel, Chile, Mw 8.3 earthquake: Test of Tsunami Earthquake Scenario. *Geophysical Research Letters*, pages 7902–7912.

Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., and An, C. (2014). The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11):3818–3825.

Melgar, D., Fan, W., Riquelme, S., Geng, J., Liang, C., Fuentes, M., Vargas, G., Allen, R. M., Shearer, P. M., and Fielding, E. J. (2016). Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw 8.3 Illapel, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(3):961–966.

Molina, D. (2017). Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto Tohoku-Oki 9.0 Mw 2011, usando after-slip model y datos GPS. *Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Tesis de Pregrado.)*.

Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., Socquet, A., Bolte, J., Vigny, C., Brooks, B., Rider, I., Grund, V., Smalley, B., Carrizo, D., Bartsch, M., and Hase, H. (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322:152–165.

Nealy, J. L. and Hayes, G. P. (2015). Double point source W-phase inversion: Real-time implementation and automated model selection. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 249:68 – 81.

Novoa, C. (2015). Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile. *Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Tesis de Pregrado.)*.

Olson, A. H. and Apsel, R. J. (1982). Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72.

Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., and Giese, P. (1999). Two-dimensional velocity models of the Nazca Plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal of Geophysical Research*, 104:7293–7317.

Peña, C. (2014). Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el sur de Chile mediante datos GPS. *Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Tesis de Pregrado.).*

Rietbrock, A. and Waldhauser, F. (2004). A narrowly double-seismic zone in the subducted Nazca Plate. *Geophysical Research Letters*, 311.

Riquelme, S. (2012). Desarrollo de un sistema de alerta temprana basado en la Fase-W y modelamiento de Tsunamis. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Tesis de Magíster).*

Riquelme, S., Bravo, F., Melgar, D., Benavente, R., Geng, J., Campos, J., and Barrientos, S. (2016). W-Phase source inversion using high-rate regional GPS data for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 43:3178–3185.

Riquelme, S., Medina, M., Bravo, F., Barrientos, S., Campos, J., and Cisternas, A. (2018). W-Phase Real-Time implementation and network expansion from 2012 to 2017: The experience in Chile. *Seismological Research Letters*, 89:2237–2248.

Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., Arancibia, M., Cañuta, J., Duquesnoy, T., Chang, M., Lazo, D., Lyon-Caen, H., Ortlieb, L., Rossignol, J. C., and Serrurier, L. (1996). The Mw=8.1 Antofagasta (North Chile) Earthquake of July 30, 1995: First results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 23(9):917–920.

Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Vigny, C., Baez, J. C., Vargas, G., Leyton, F., Madariaga, R., and Fleitout, L. (2016). The seismic sequence of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile, Earthquake. *Seismological Research Letters*, 87(4):789–799.

Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733:37–56. Physics of Earthquake Rupture Propagation.

Ruiz, S., Madariaga, R., Astroza, M., Saragoni, G., Lancieri, M., Vigny, C., and Campos, J. (2012). Short Period Rupture Process of the 2010 Mw 8.8 Maule Earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, 28:S1–S18.

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169.

Saito, M. (1967). Excitation of free oscillations and surface waves by a point source in a vertically heterogeneous Earth. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 72(14):3689–3699.

Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., and Namegaya, Y. (2013). Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami waveform Data. *The Bulletin of the Seismological Society of America*, 103:1473–1492.

Satô, Y., Usami, T., Landisman, M., and Ewing, M. (1963). Basic study on the oscillation of a Sphere. Part V: Propagation of Torsional disturbances on a radially heterogeneous sphere case of a homogeneous mantle with a liquid core:. *Geophysical Journal International*, 8(1):44–63.

Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., and Vilotte, J.-P. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512:299–303.

Shearer, P. M. (2009). Introduction to seismology. *Cambridge University Press.*

Silver, P. G. and Jordan, T. H. (1982). Optimal estimation of scalar seismic moment. *Geophysical Journal International*, 70(3):755–787.

Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., and Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the Northern Chile forearc from $> 100,000$ Double-Difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research*, 123(5):4063–4087.

Thorne, L. and Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology.*, page 521. Academic Press, San Diego, California.

Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J. C., Schurr, B., Wang, R., and Dahm, T. (2016). The 2015 Illapel earthquake, central chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2):574–583.

Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., and Ros, M. (2012). The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102:1639–1653.

Vera, F. (2016). Distribución espacial de deslizamiento cosísmico basado en una evaluación sismo-geodésica desde registros GPS y Fase-W para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. *Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica. (Tesis de Pregrado.).*

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., and Kendrick, E. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 332(6036):1417–1421.

Capítulo 7

Apéndice

7.1. Metodología

7.1.1. Geometría de Subducción

Rigidez en planos de Falla

Se adjuntan los mapas de variación de rigidez en profundidad para cada subfalla, pertenecientes a cada plano o interfaz.

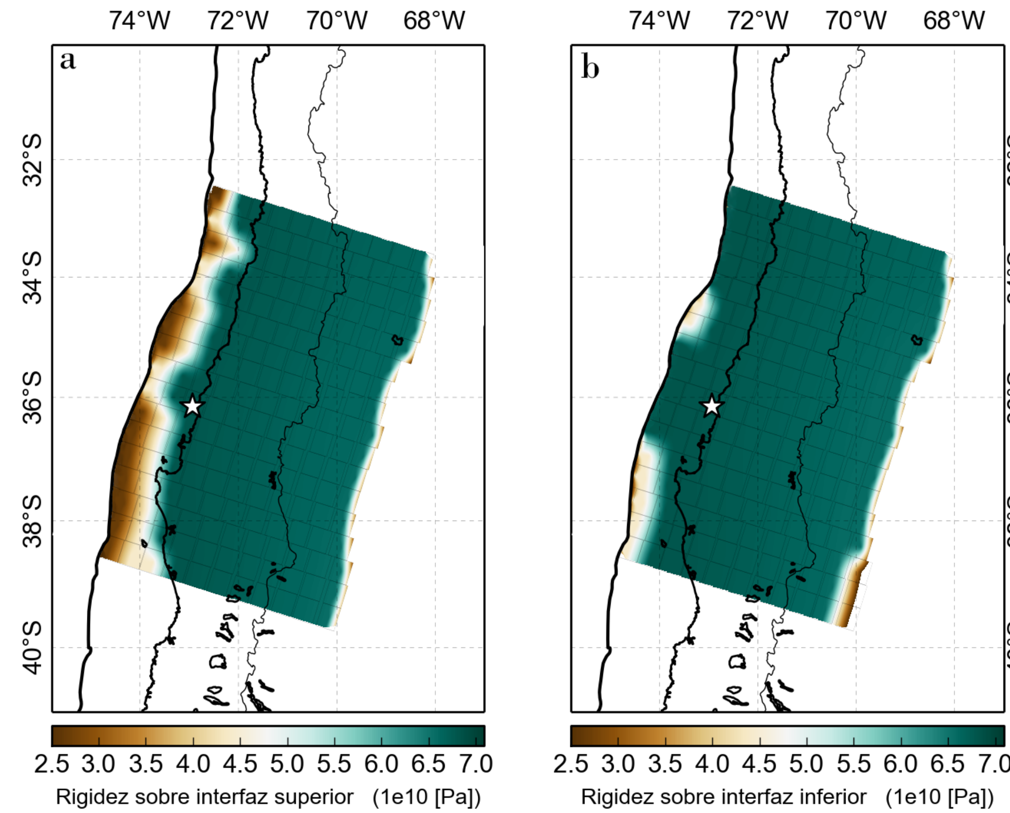

Figura 7.1: Variación en profundidad de la rigidez en base al modelo PREM, para el caso del Maule. a) señala el plano superior, mientras que b) destaca los valores para el plano inferior.

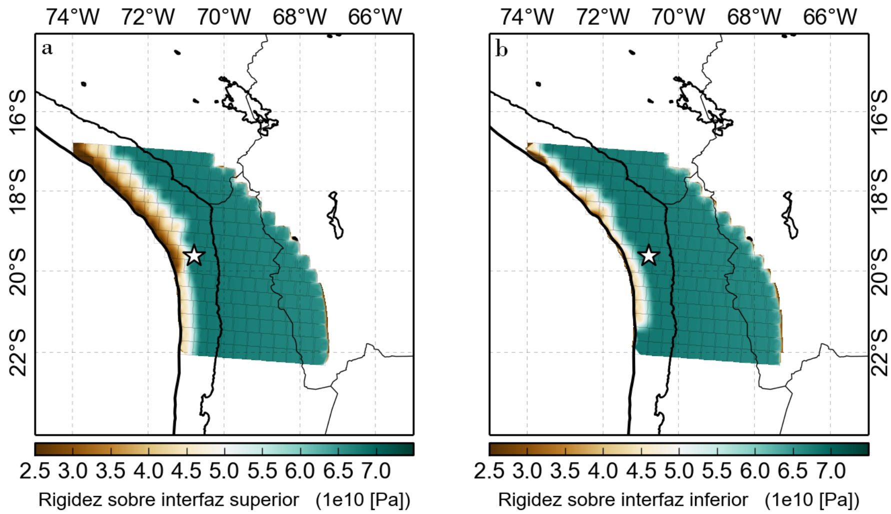

Figura 7.2: Variación de la rigidez en función de la profundidad, según datos del modelo PREM, a) indica el plano superior, y b) el plano inferior, representativos del terremoto de Iquique.

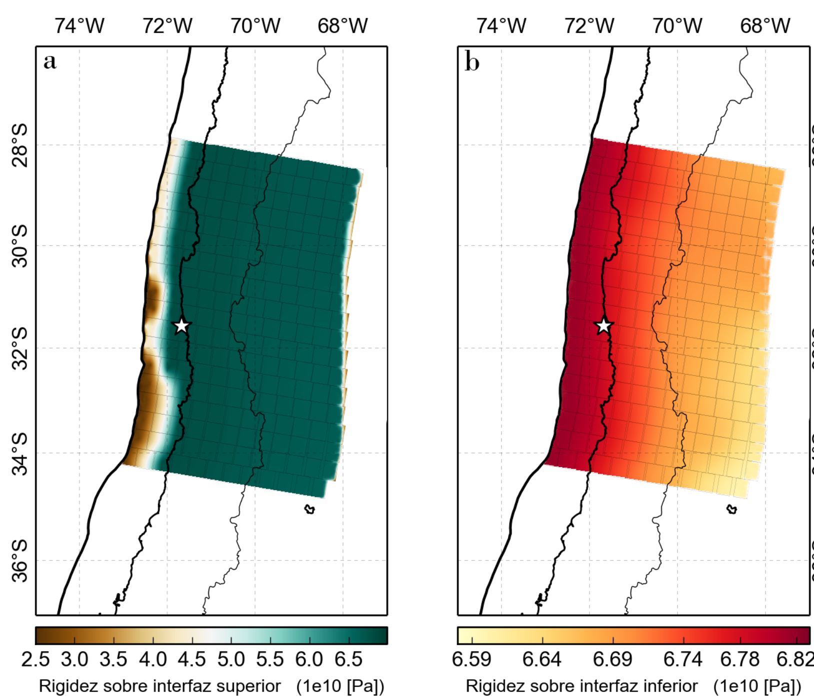

Figura 7.3: Variación en profundidad de la rigidez para subfallas del terremoto de Illapel, en base al modelo PREM. a) muestra valores del plano superior, mientras que b) valores del plano inferior.

Profundidad en subfallas

Se agregan mapas de variación de profundidad para cada subfalla, pertenecientes a los planos superior e inferior de cada terremoto estudiado.

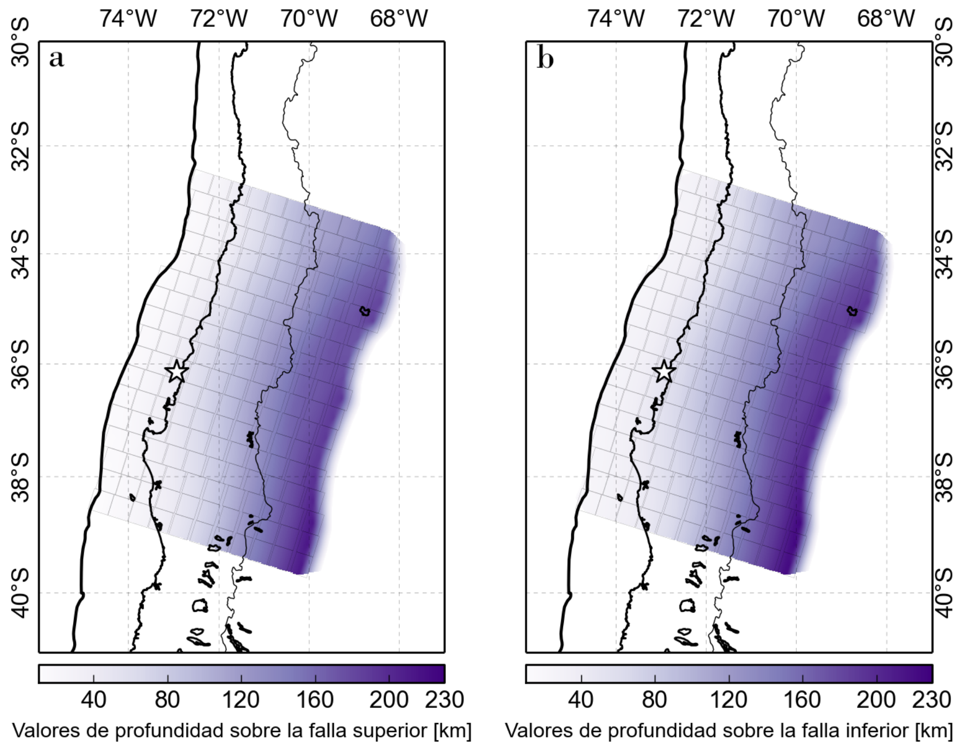

Figura 7.4: Variación de la profundidad sobre ambos planos de falla. Valor de diferencia está dado bajo la adición del espesor H postulado para cada uno de los casos.

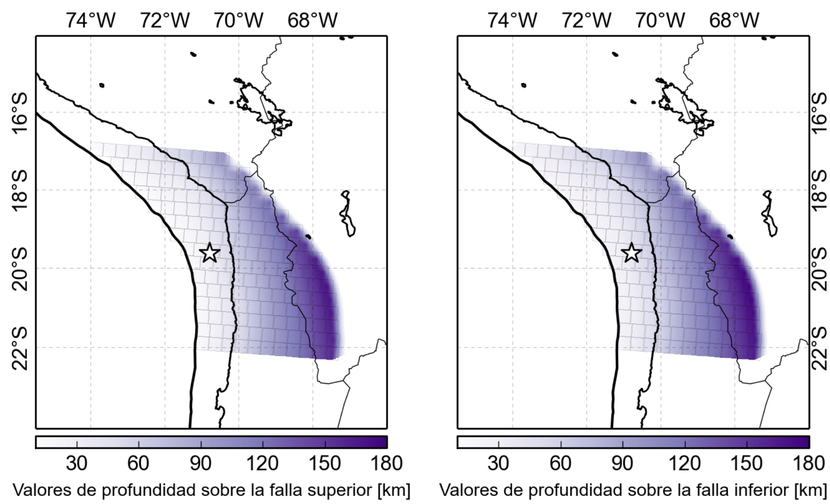

Figura 7.5: Variación de la profundidad sobre ambos planos de falla. La profundidad del plano inferior corresponde a la adición del espesor H postulado para cada uno de los casos, a los valores del plano superior.

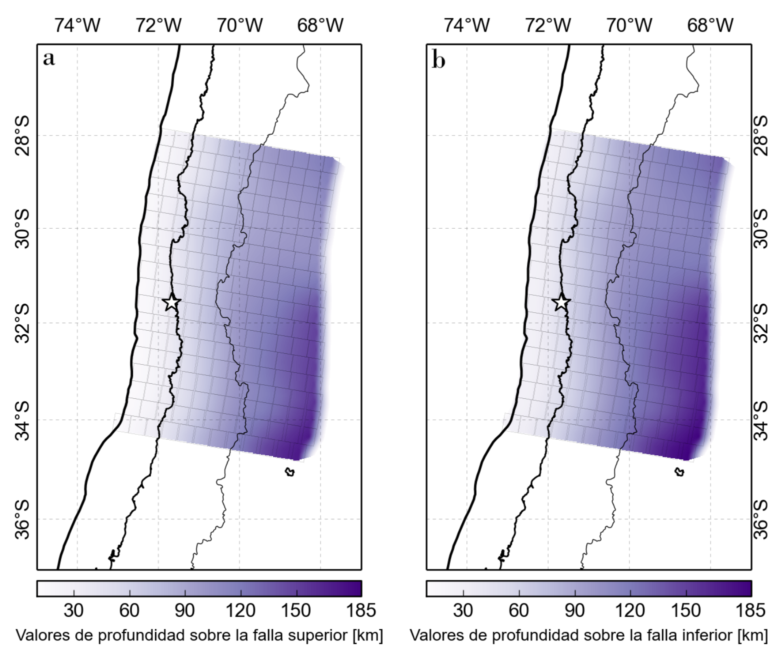

Figura 7.6: Variación de la profundidad sobre ambos planos de falla. Valor de diferencia está dado bajo la adición del espesor H postulado a cada subfalla, para cada uno de los casos estudiados.

7.2. Conclusiones y Discusión

7.2.1. Test resolución no simultáneos

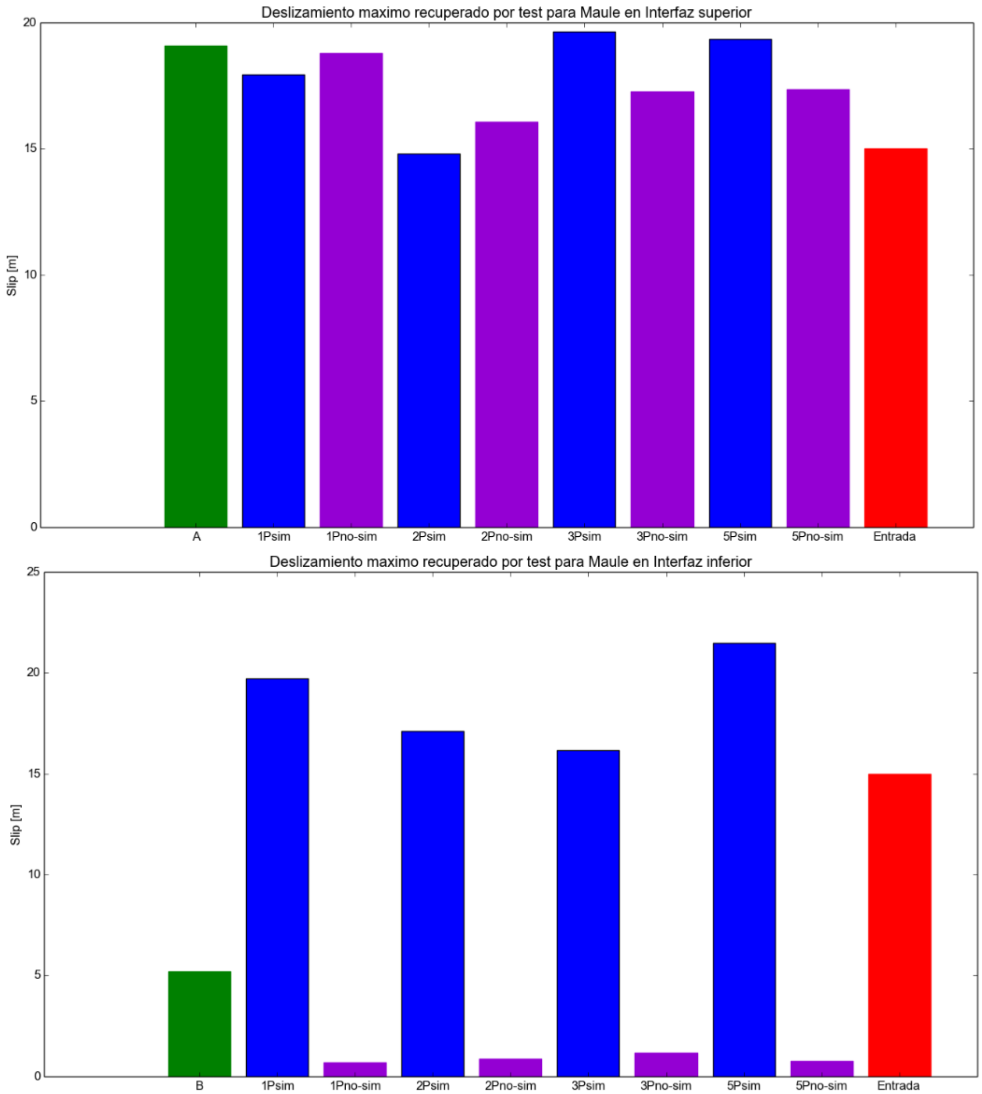

Figura 7.7: Máximos deslizamientos para terremoto del Maule y sus test de resolución. Barra verde (A, arriba) representa el valor máximo alcanzado en deslizamientos para la inversión en la falla superior, (B, abajo) los deslizamientos máximos obtenidos en nuestros resultados para la falla inferior. Barras azul (1Psim, 2Psim, 3P, 5Psim) representan los máximos valores obtenidos en las inversiones simultáneas de test de resolución en cada plano de falla. Barras violeta (1Pno-sim, 2Pno-sim, 3Pno-sim, 5Pno-sim) representan los máximos valores resueltos para la interfaz en el test de resolución "no simultáneo", para los planos superior (arriba, asociados a A), e inferior (abajo, asociados a B). Finalmente la barra roja (Entrada), representa el valor máximo de deslizamientos a recuperar en cada uno de los test de resolución. Para mas detalles de los valores máximos, revisar Tabla 7.1 en Subsección 7.2.2.

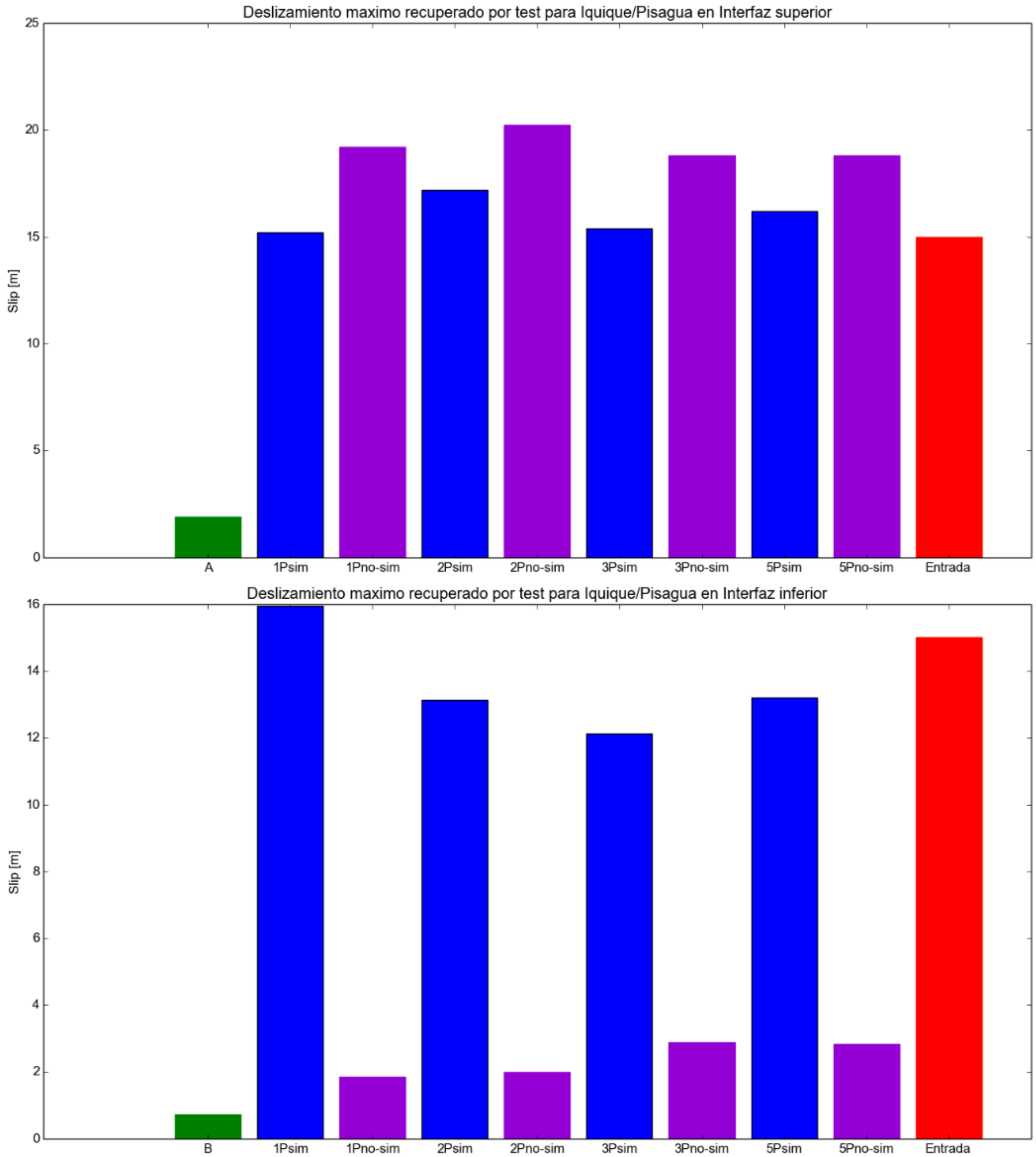

Figura 7.8: Valores asociados a máximos deslizamientos en terremoto de Iquique. Barra verde (A, arriba) representa el valor máximo alcanzado en deslizamientos para la inversión en la falla superior, (B, abajo) los peak Slips obtenidos en nuestros resultados para la falla inferior. Barras azul (1Psim, 2Psim, 3P, 5Psim) representan los máximos valores obtenidos en las inversiones simultáneas de test de resolución, para el plano de falla correspondiente. Barras violeta (1Pno-sim, 2Pno-sim, 3Pno-sim, 5Pno-sim) representan los máximos valores resueltos para la interfaz en el test de resolución "no simultáneo", para los planos superior (arriba) e inferior (abajo). Finalmente la barra roja (Entrada), representa el valor máximo de deslizamientos a recuperar en cada uno de los test de resolución. Para mas detalles de los valores máximos, revisar Tabla 7.2 en Subsección 7.2.2.

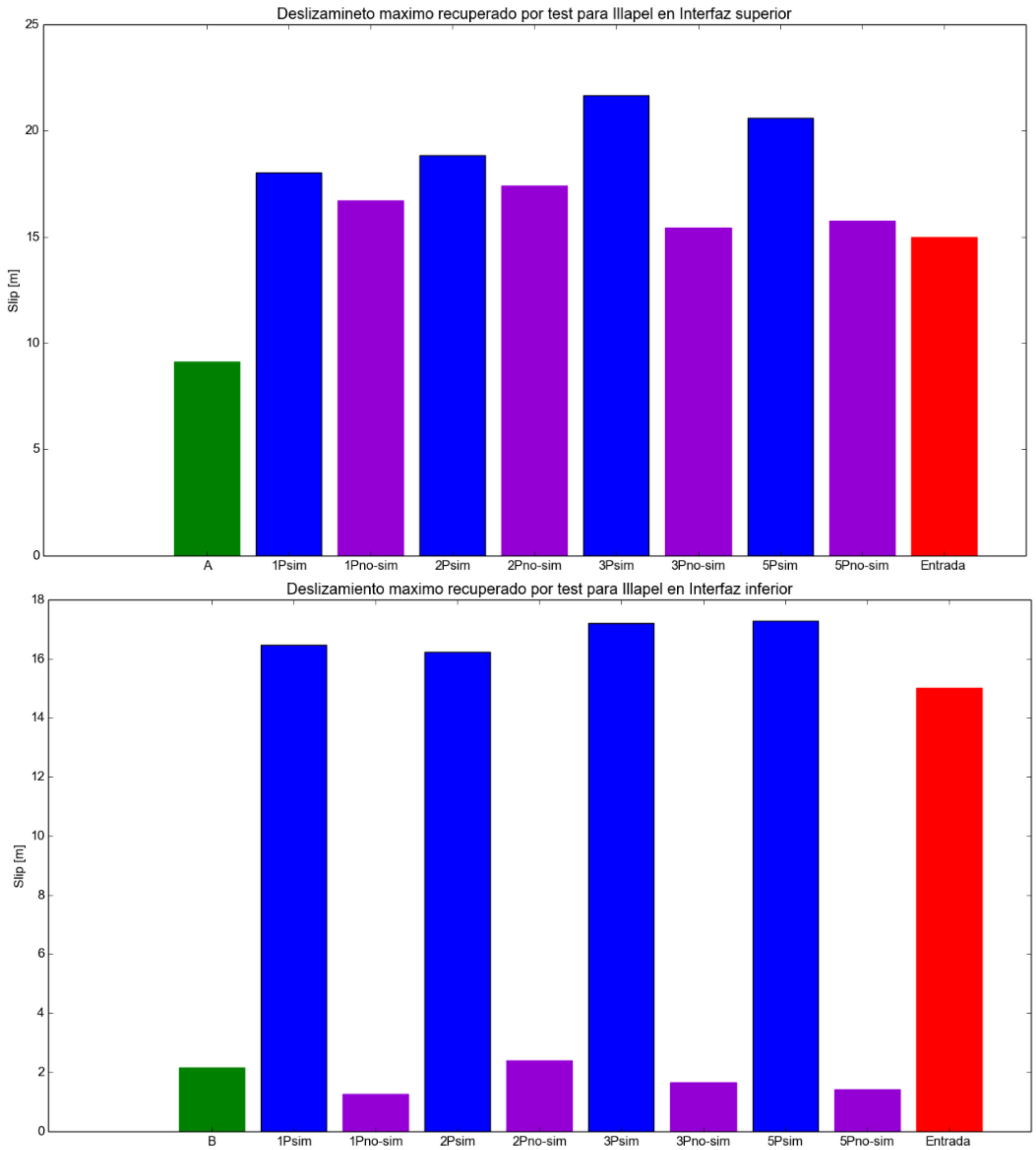

Figura 7.9: Histograma de valores máximos de deslizamientos recuperados para interfaces superior e inferior en diferentes casos asociados al terremoto de Illapel. Barra verde (A, arriba) representa el valor máximo alcanzado en deslizamientos para la inversión en la falla superior, (B, abajo) representa los máximos deslizamientos obtenidos en nuestros resultados para la falla inferior. Barras azul (1Psim, 2Psim, 3P, 5Psim) representan los máximos valores obtenidos en las inversiones simultáneas de test de resolución, en ambas interfaces. Barras violeta (1Pno-sim, 2Pno-sim, 3Pno-sim, 5Pno-sim) representan los máximos valores resueltos para la interfaz en el test de resolución "no simultáneo", para la interfaz superior (arriba) e inferior (abajo). Finalmente la barra roja (Entrada), representa el valor máximo de deslizamientos a recuperar en cada uno de los test de resolución. Para mas detalles de los valores máximos, revisar Tabla 7.3 en Subsección 7.2.2.

7.2.2. Valores deslizamientos máximos

Maule EQ	Inv	1P	1P no-s	2P	2P no-s	3P	3P no-s	5P	5P no-s
A [m]	19.09	17.93	18.8	14.79	16.07	19.65	17.27	19.34	17.34
B [m]	4.8	19.73	0.7	17.1	0.86	16.2	1.17	21.46	0.75
A(15) %	—	119.5 %	125.3 %	98.6 %	107.1 %	131 %	115.1 %	129 %	115.6 %
B(15) %	—	131.5 %	4.7 %	114 %	5.7 %	108 %	7.8 %	143.1 %	5 %
A(B) %	25.26 %	110 %	3.7 %	115.6 %	5.35 %	82.2 %	6.77 %	111 %	4.3 %

Cuadro 7.1: Valores máximos de Slip cosísmico recuperados, y su interrelación porcentual representativa para el terremoto del Maule. A, B representan los valores de deslizamiento cosísmico recuperados para las interfaces superior e inferior respectivamente, con unidades de medida en [m], en cada uno de las operaciones de inversión (**Inv:** inversión, **1P:** test de 1 Parche simultáneo, **1P no-s:** test resolución 1 Parche no simultáneo, sólo interfaz superior presenta deslizamientos a recuperar, **2P:** test resolución simultáneo de interfaces. **2P no-s:** test de resolución no simultáneo, con dos parches de deslizamiento a recuperar. **3P:** test de resolución para 3 Parches simultáneos en ambas interfaces. **3P no-s:** test de resolución no simultáneo, con 3 parches sólo en la interfaz superior. **5P:** test de resolución con 5 Parches simultáneos a recuperar en ambas interfaces. **5P no-s:** test de resolución para recuperar deslizamientos de 5 parches ubicados solamente en la interfaz superior.) $A(15)\,\%$ representa el valor porcentual recuperado en la interfaz A (superior), para un caso de test determinado, con un slip máximo a recuperar de 15 [m]. $B(15)\,\%$ reproduce los máximos deslizamientos resueltos por la interfaz B, en los test de resolución, con 15 [m] siendo el 100 % a recuperar. **A(B)** muestra la representación porcentual de los deslizamientos recuperados en B, en comparación con A. Es decir, cuanto vale el peak de Slip en B, respecto al peak Slip de A.

Iquique EQ	Inv	1P	1P no-s	2P	2P no-s	3P	3P no-s	5P	5P no-s
A [m]	1.91	15.2	19.2	17.2	20.22	15.4	18.81	16.21	18.78
B [m]	0.65	15.95	1.8	13.1	1.98	12.1	2.88	13.2	2.84
A(15) %	—	101.3 %	128 %	114.6 %	134.8 %	102.7 %	125.4 %	108.1 %	125.2 %
B(15) %	—	106.3 %	12.3 %	87.5 %	13.2 %	80.8 %	19.2 %	88 %	18.9 %
A(B) %	34.21 %	105 %	9.58 %	76.4 %	9.79 %	78.7 %	15.3 %	81.4 %	15.12 %

Cuadro 7.2: Valores máximos de Slip cosísmico recuperados, y su interrelación porcentual representativa para el terremoto de Iquique. A, B representan los valores de deslizamiento cosísmico recuperados para las interfaces superior e inferior respectivamente, con unidades de medida en [m], en cada uno de las operaciones de inversión (**Inv:** inversión, **1P:** test de 1 Parche simultáneo, **1P no-s:** test resolución 1 Parche no simultáneo, sólo interfaz superior presenta deslizamientos a recuperar, **2P:** test resolución simultáneo de interfaces. **2P no-s:** test de resolución no simultáneo, con dos parches de deslizamiento a recuperar. **3P:** test de resolución para 3 Parches simultáneos en ambas interfaces. **3P no-s:** test de resolución no simultáneo, con 3 parches sólo en la interfaz superior. **5P:** test de resolución con 5 Parches simultáneos a recuperar en ambas interfaces. **5P no-s:** test de resolución para recuperar deslizamientos de 5 parches ubicados solamente en la interfaz superior.) $A(15)\,\%$ representa el valor porcentual recuperado en la interfaz A (superior), para un caso de test determinado, con un slip máximo a recuperar de 15 [m]. $B(15)\,\%$ reproduce los máximos deslizamientos resueltos por la interfaz B, en los test de resolución, con 15 [m] siendo el 100 % a recuperar. **A(B)** muestra la representación porcentual de los deslizamientos recuperados en B, en comparación con A. Es decir, cuanto vale el peak de Slip en B, respecto al peak Slip de A.

Illapel EQ	Inv	1P	1P no-s	2P	2P no-s	3P	3P no-s	5P	5P no-s
A [m]	9.05	18	16.7	18.8	17.4	21.7	15.4	20.6	15.77
B [m]	2.04	16.5	1.26	16.2	2.39	17.2	1.65	17.3	1.42
A(15) %	—	120 %	111.3 %	125.5 %	116.1 %	144.4 %	102.7 %	137.3 %	105.1 %
B(15) %	—	110 %	8.4 %	108.1 %	15.93 %	114.7 %	11 %	115.2 %	9.47 %
A(B) %	22.6 %	91.4 %	7.54 %	86.14 %	13.73 %	79.5 %	10.7 %	84 %	9.0 %

Cuadro 7.3: Valores máximos de Slip cosísmico recuperados, y su interrelación porcentual representativa para el terremoto de Illapel. A, B representan los valores de deslizamiento cosísmico recuperados para las interfaces superior e inferior respectivamente, con unidades de medida en [m], en cada uno de las operaciones de inversión (**Inv:** inversión, **1P:** test de 1 Parche simultáneo, **1P no-s:** test resolución 1 Parche no simultáneo, sólo interfaz superior presenta deslizamientos a recuperar, **2P:** test resolución simultáneo de interfaces. **2P no-s:** test de resolución no simultáneo, con dos parches de deslizamiento a recuperar. **3P:** test de resolución para 3 Parches simultáneos en ambas interfaces. **3P no-s:** test de resolución no simultáneo, con 3 parches sólo en la interfaz superior. **5P:** test de resolución con 5 Parches simultáneos a recuperar en ambas interfaces. **5P no-s:** test de resolución para recuperar deslizamientos de 5 parches ubicados solamente en la interfaz superior.) $A(15)\,\%$ representa el valor porcentual recuperado en la interfaz A (superior), para un caso de test determinado, con un slip máximo a recuperar de 15 [m]. $B(15)\,\%$ reproduce los máximos deslizamientos resueltos por la interfaz B, en los test de resolución, con 15 [m] siendo el 100 % a recuperar. **A(B)** muestra la representación porcentual de los deslizamientos recuperados en B, en comparación con A. Es decir, cuanto vale el peak de Slip en B, respecto al peak Slip de A.

7.2.3. Test resolución simultáneo (5 parches)

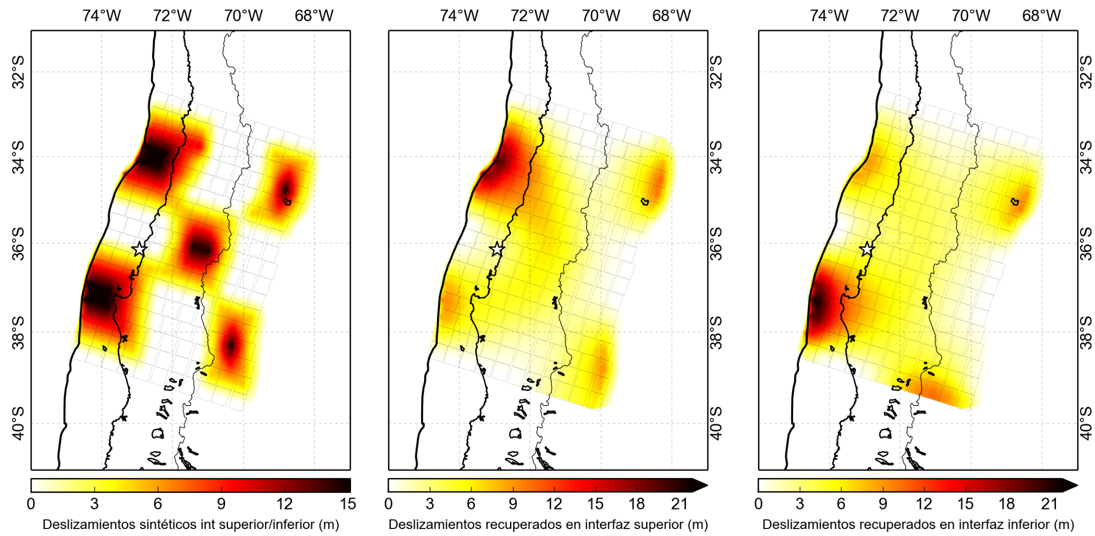

Figura 7.10: Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético con máximos de 15 (m) en la configuración del terremoto del Maule. La imagen izquierda se refiere a la distribución de entrada, al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la imagen derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver detalles de valores máximos recuperados, revisar Tabla 7.1 en Subsección 7.2.2.

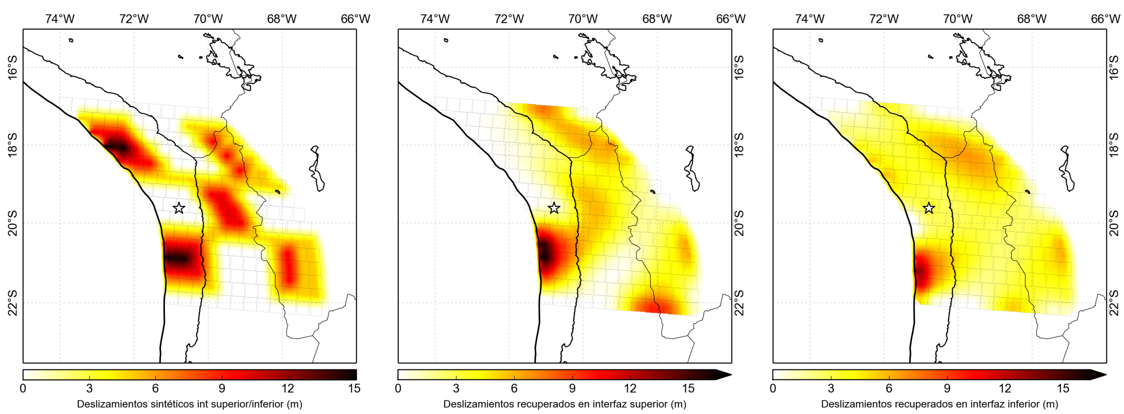

Figura 7.11: Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético con máximos de 15 (m) en la configuración del terremoto de Iquique. La imagen izquierda se refiere a la distribución de entrada, al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la imagen derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver detalles de valores máximos recuperados, revisar Tabla 7.2 en Subsección 7.2.2.

7.2.4. Formas de onda

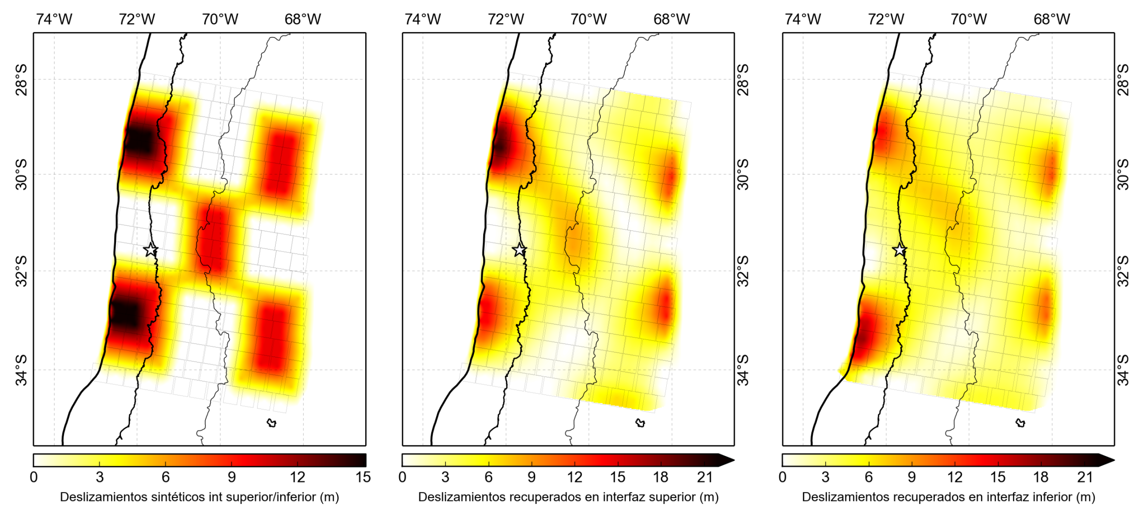

Figura 7.12: Test de resolución para distribuciones de 5 parches de deslizamiento sintético con máximos de 15 (m) en la configuración del terremoto de Illapel. La imagen izquierda se refiere a la distribución de entrada, al centro se agrega la distribución recuperada para la interfaz superior, mientras que en la imagen derecha se agrega la distribución recuperada para la interfaz inferior. Cada escala de colores representa el rango de valores que ha sido recuperado en cada caso. Para ver detalles de valores máximos recuperados, revisar Tabla 7.3 en Subsección 7.2.2.

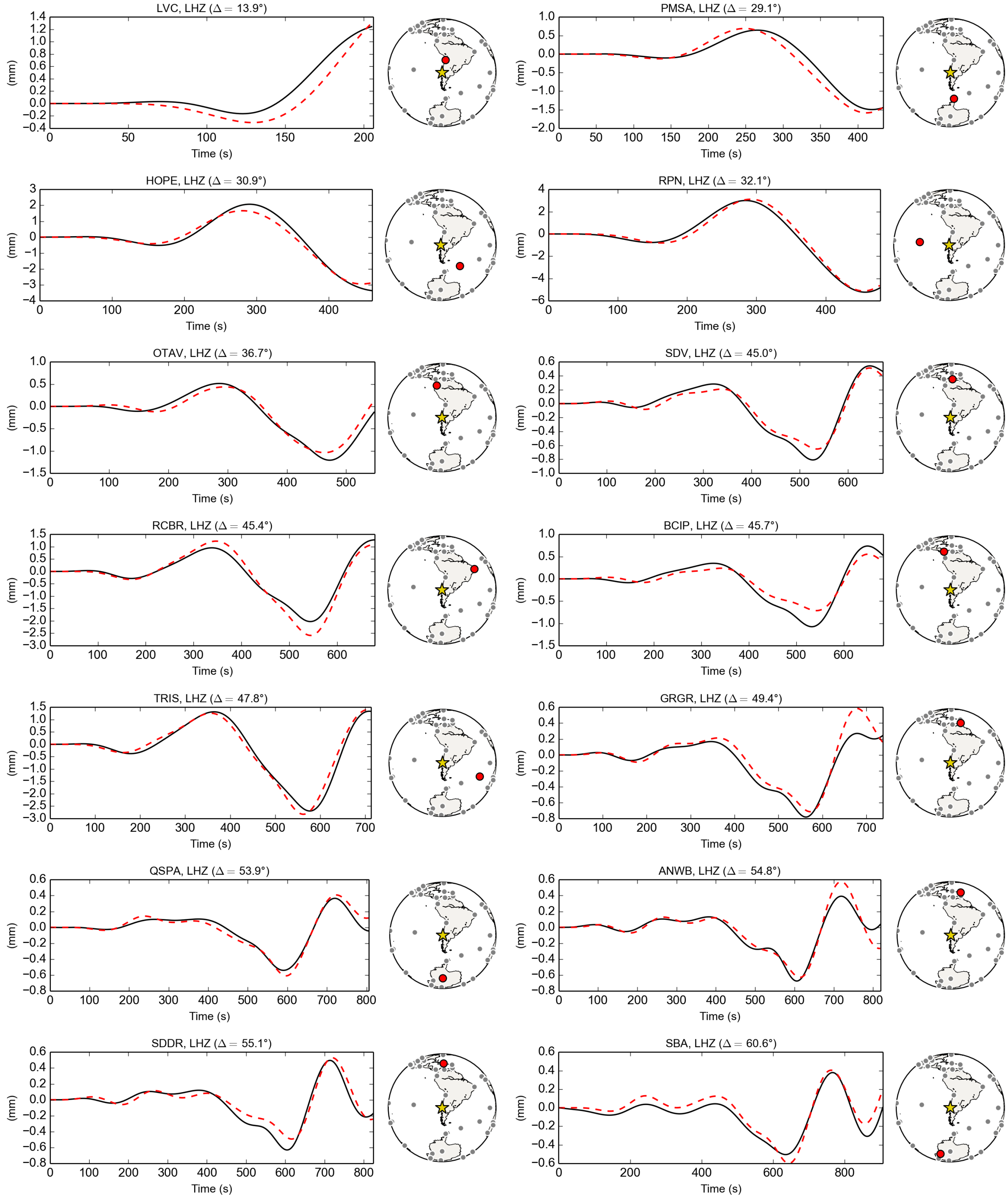

Figura 7.13: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto del Maule. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.9° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.7°. En la figura, formas de onda correspondiente a estaciones 1 a 14.

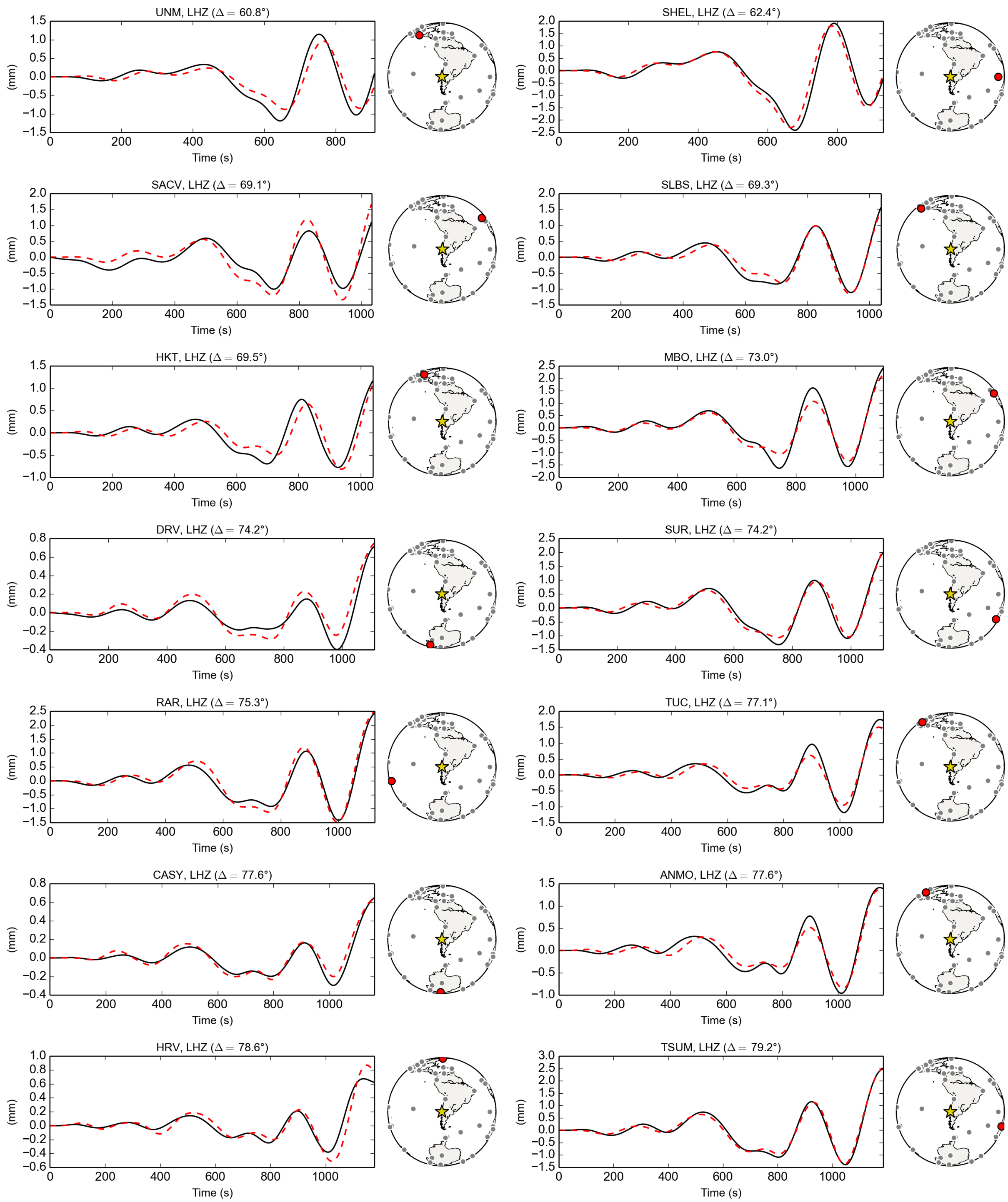

Figura 7.14: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto del Maule. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.9° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.7°. En la imagen, ajustes de formas de onda para estaciones 15 a 28.

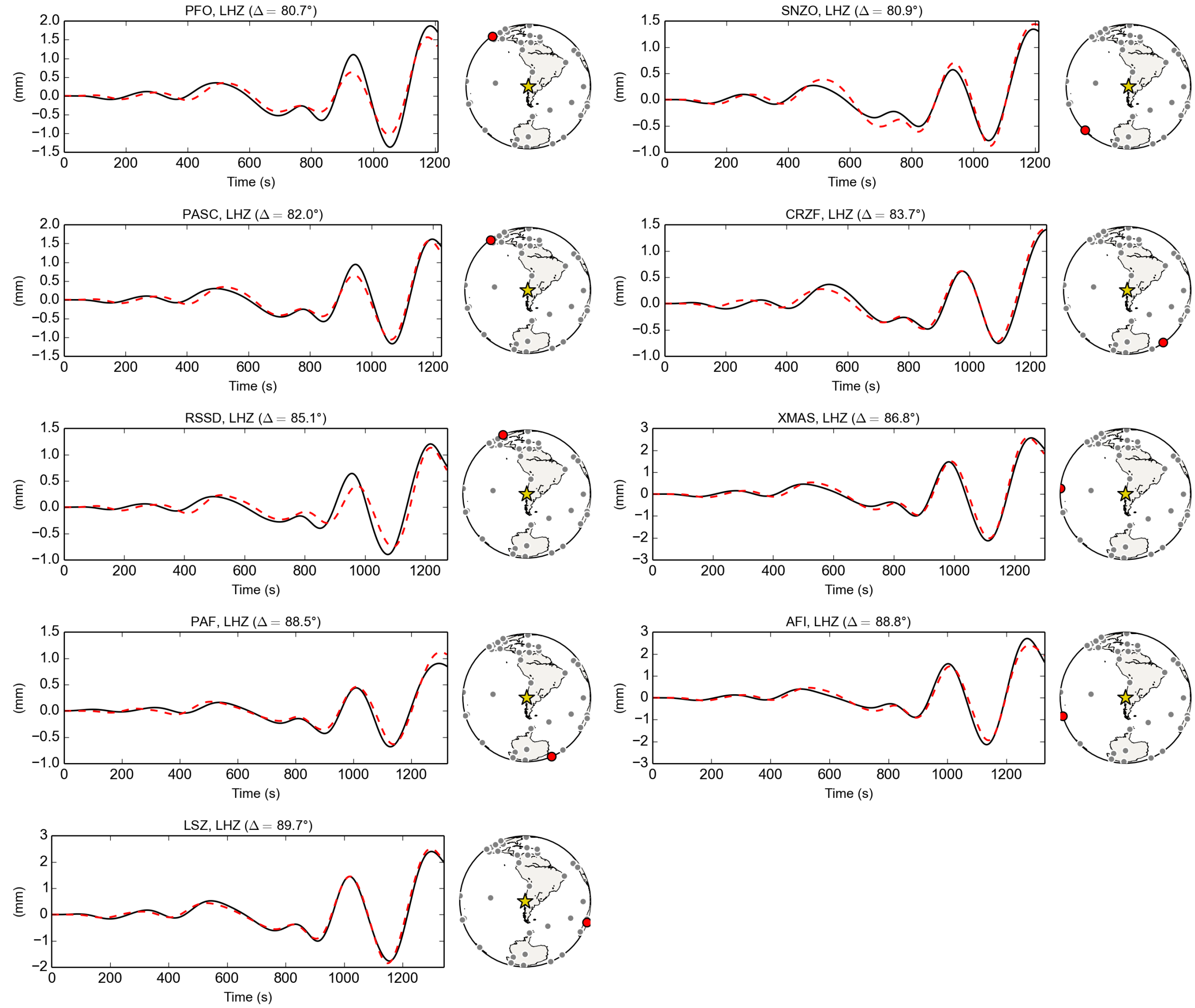

Figura 7.15: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto del Maule. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.9° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.7°. En la imagen, formas de onda para estaciones 29 a 37.

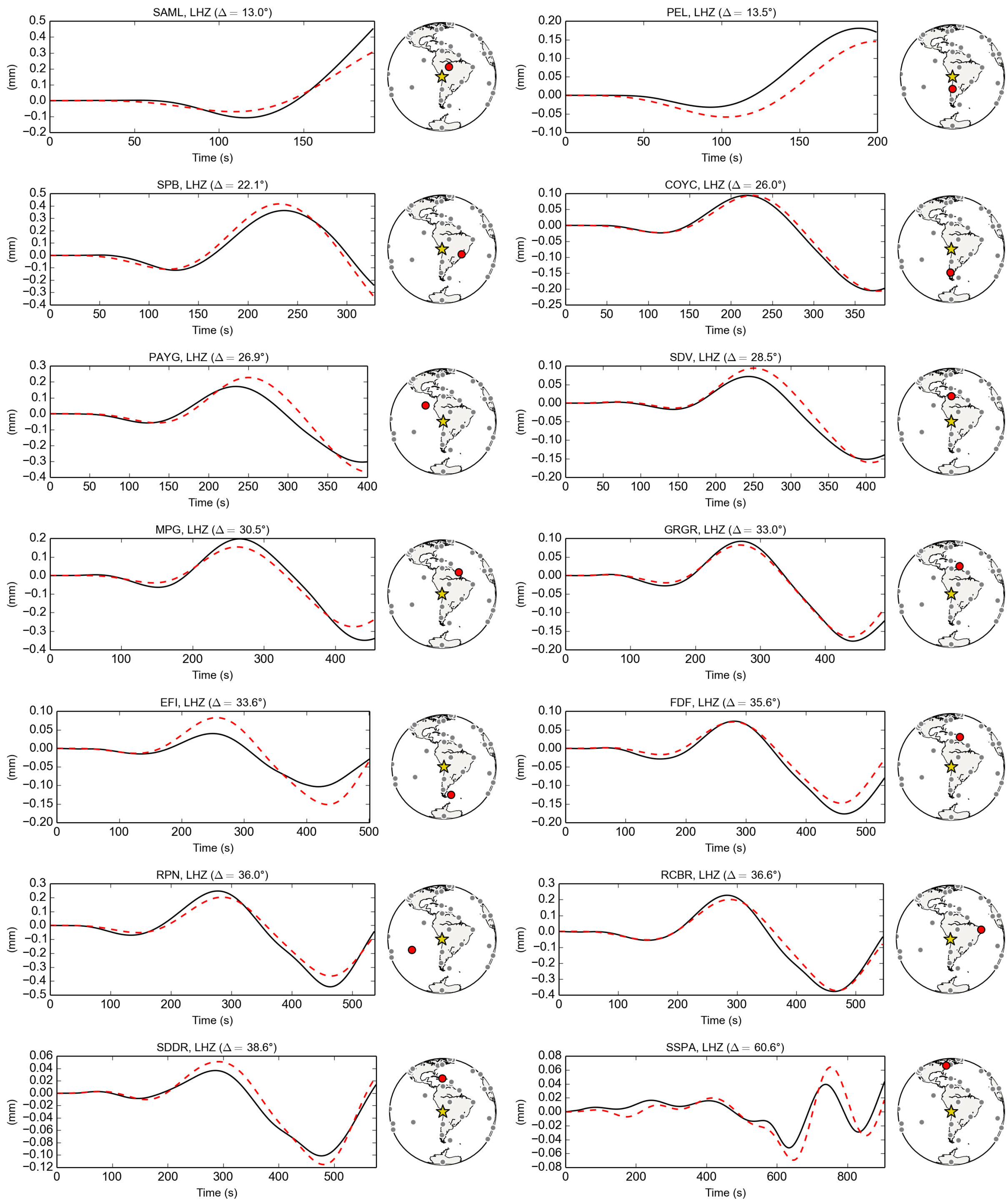

Figura 7.16: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Iquique. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.0° de la fuente, en cambio la mas lejana a 87.9°. En la figura, formas de onda correspondiente a estaciones 1 a 14.

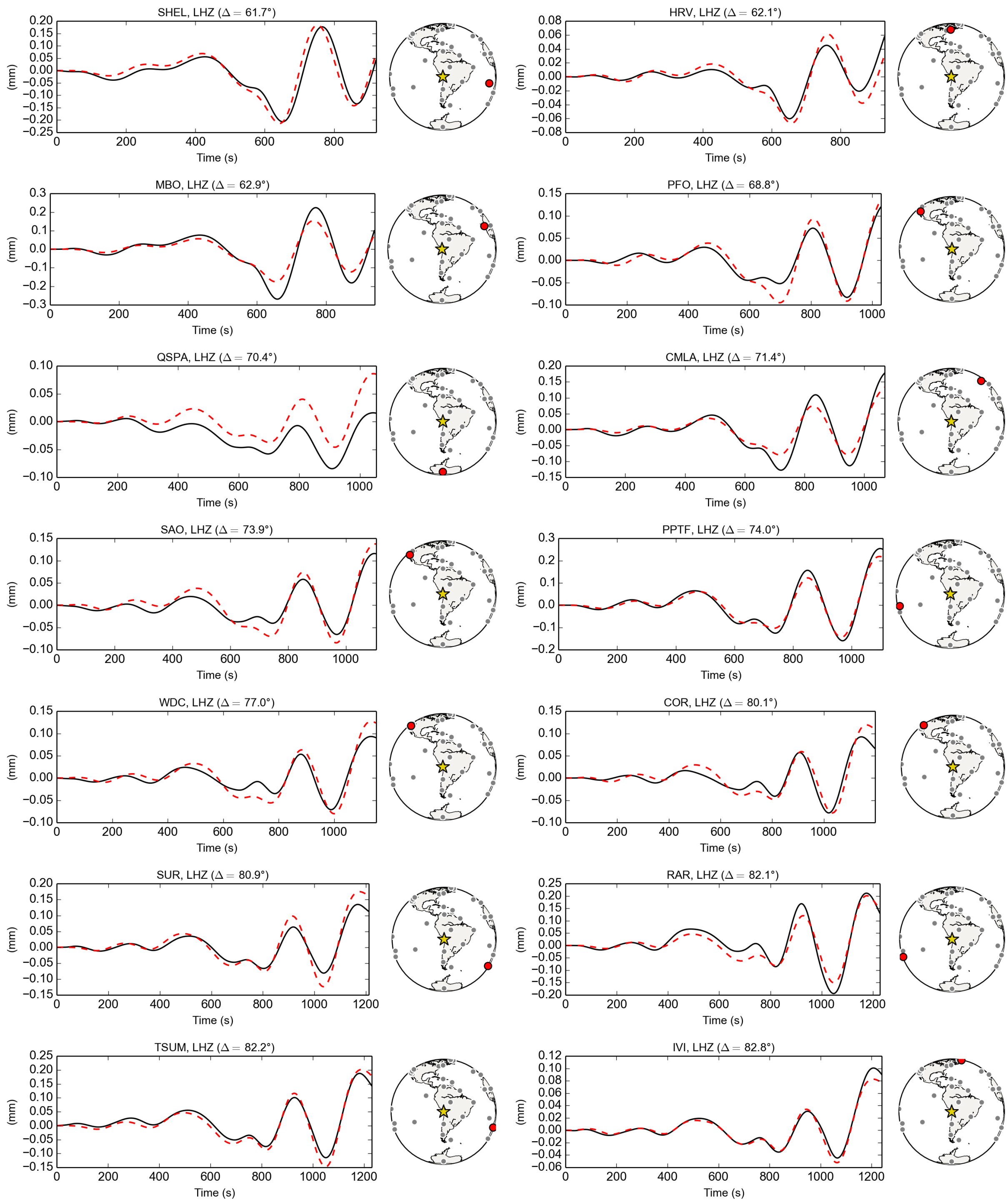

Figura 7.17: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Iquique. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.0° de la fuente, en cambio la mas lejana a 87.9°. En la imagen, ajustes de formas de onda para estaciones 15 a 28.

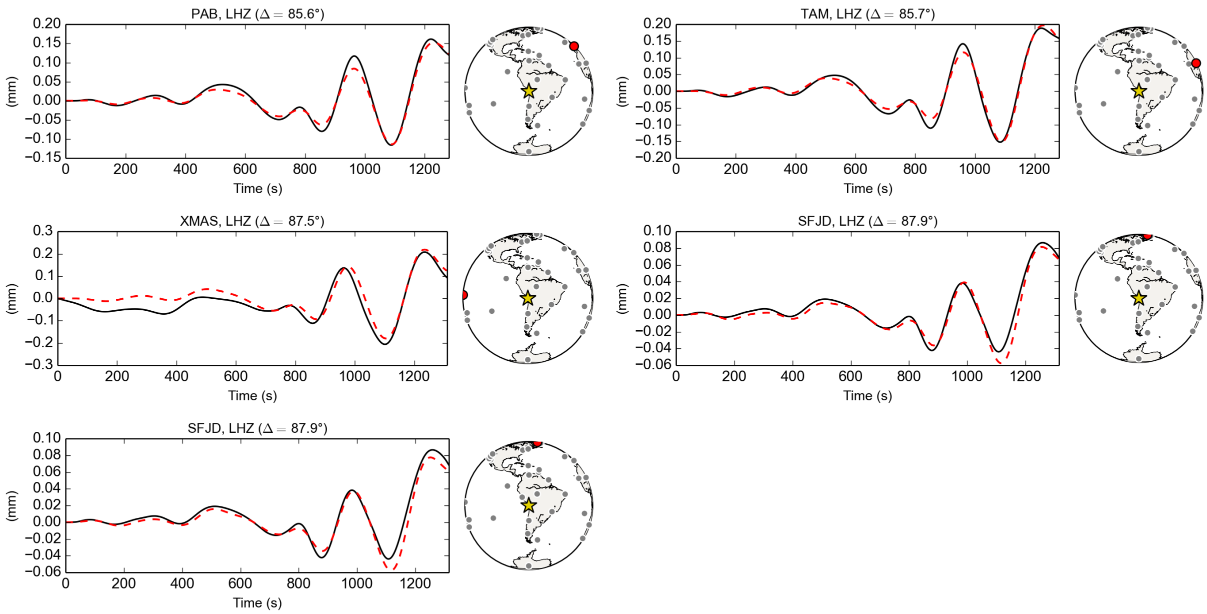

Figura 7.18: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Iquique. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 13.0° de la fuente, en cambio la mas lejana a 87.9°. En la imagen, formas de onda para estaciones 29 a 33.

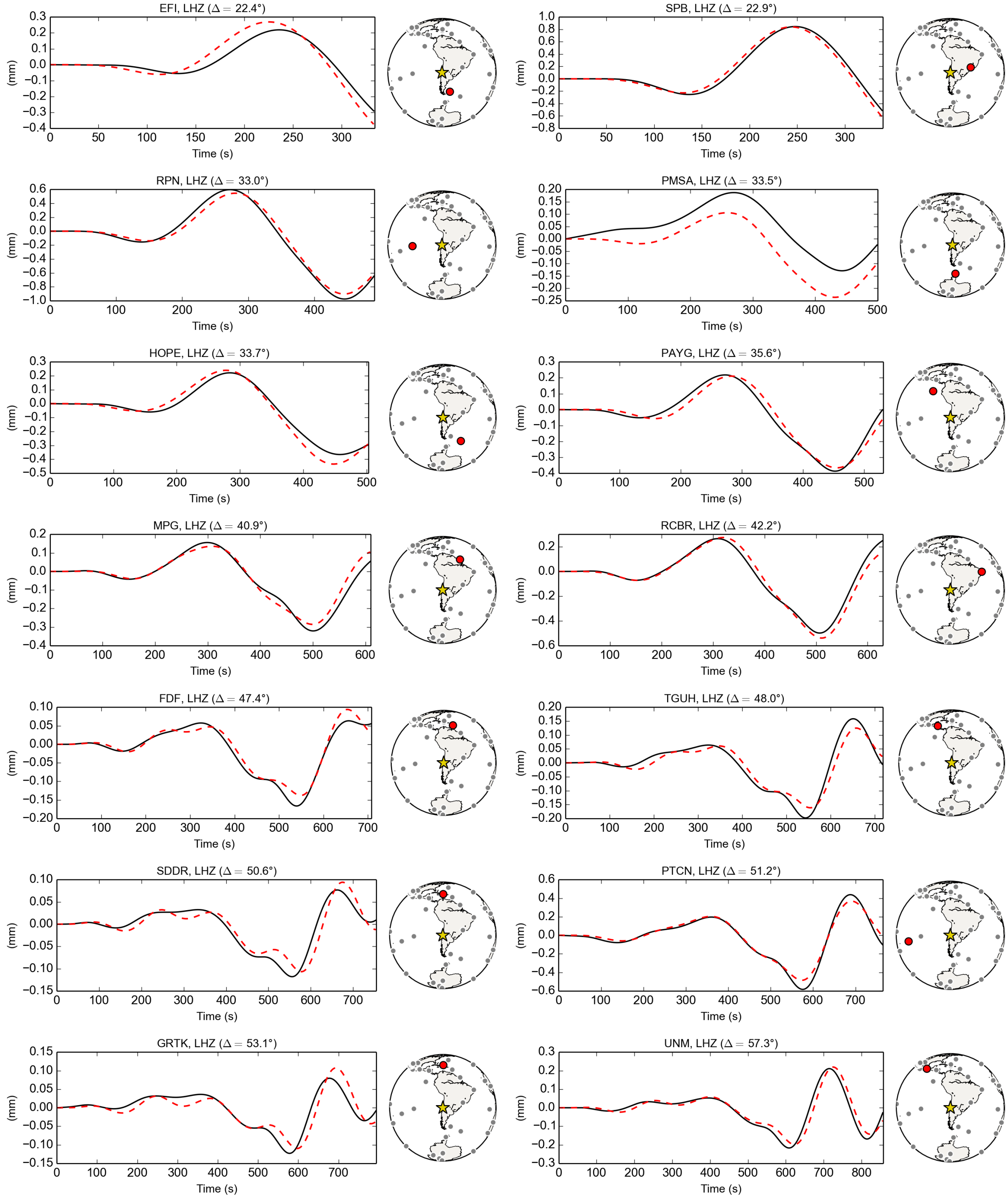

Figura 7.19: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Illapel. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 22.4° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.5°. En la figura, formas de onda correspondiente a estaciones 1 a 14.

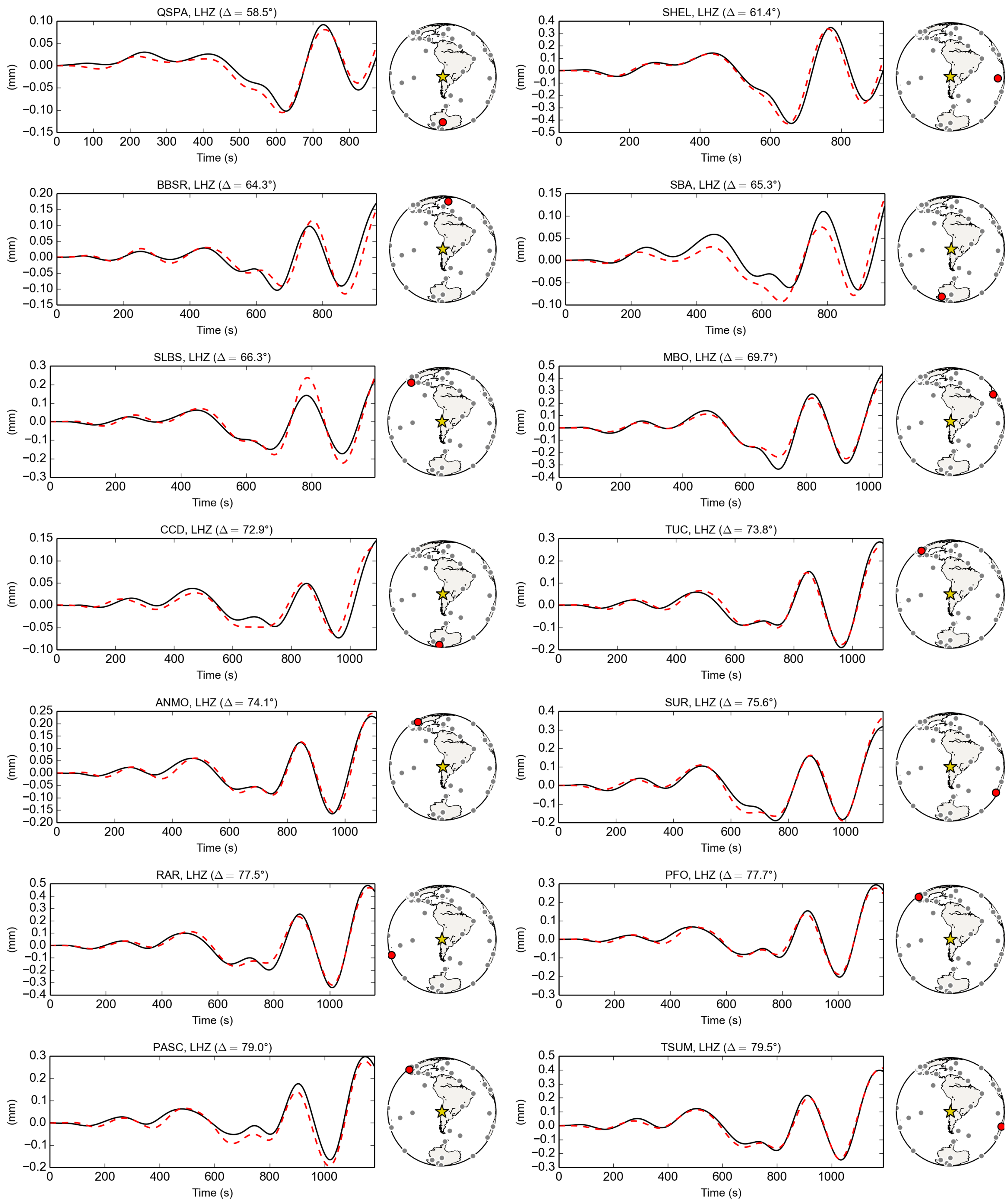

Figura 7.20: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Illapel. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 22.4° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.5°. En la imagen, ajustes de formas de onda para estaciones 15 a 28.

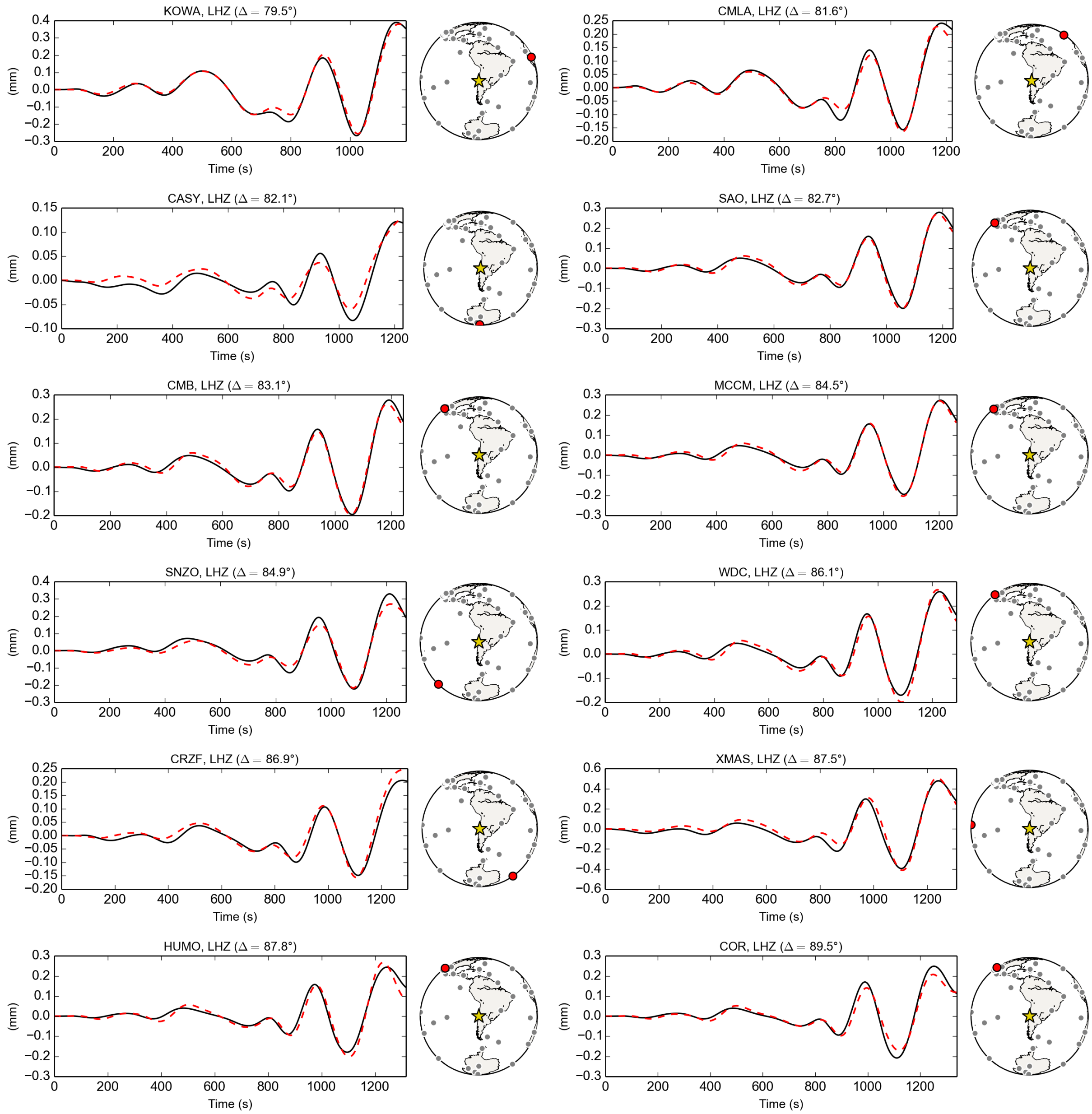

Figura 7.21: Formas de onda asociadas a cada estación empleada en la inversión del terremoto de Illapel. En negro se observan las formas de onda observadas, y con una línea segmentada roja se denotan las formas de onda sintéticas correspondientes a la estación en evaluación (círculo rojo). Además del nombre de la estación, y su canal correspondiente (LHZ), se agrega la distancia epicentral (en grados), a partir de su ubicación con respecto al origen (estrella amarilla). La amplitud de las formas de onda se mide en [mm], y la ventana temporal en [s]. La estación mas cercana se ubica a 22.4° de la fuente, en cambio la mas lejana a 89.5°. En la imagen, formas de onda para estaciones 29 a 40.

Agradecimientos

Sinceramente, esta es la parte del trabajo que mas me costó iniciar en escribir, porque, a pesar de siempre estar "pensando" en los agradecimientos que se hacen en la tesis, no sé ni como ni que agradecer. Mejor voy al grano y comienzo realmente agradeciendo a mi familia, en especial a mi madre Nelida, y a mi abuelita Elsa, por siempre estar presentes, siendo mi madre una fuente constante de apoyo, y la mejor formadora que he podido tener en la vida. Y en segundo lugar, no menos importante (bien se yo de eso siendo simpatizante de la católica, jajaj) a mi pareja Lorena, por su incondicional cariño durante tooooodos estos años de colegio y universidad. De la misma forma que agradezco a mis amigos y compañeros de vida a este punto, Alexi, Millaray, Rodrigo, Feñita, Pedro, Vicky-Esp y Vicky-Bel, Naty, Nicolás "Jesus", Daniel Potros Cabrera, a los Shapas y Pieros, Arggturos, Gonzaluuud, Mandi, y al Guatón parralino (a las calilas y las mojojos), a cada uno de ellos por constantemente soportar mi mal humor, y amistad de dudosa calidad, y retribuir nada mas que cariño y amor (E incluso algunos por haber soportado vivir conmigo, o aceptarme como inquilino en mis viajes a Conce). Se que he olvidado algunos nombres, lo siento, pero también saben que tod_s tienen un espacio en mi corazoncillo.

Y aquí quiero hacer un punto aparte y muy especial agradecimiento, a mi gran amigo Felipe Vera (et al), quien con su ayuda, apoyo, y cariño (desde el primer "agno" de la u), y quién con su capacidad para resolver dudas (algunas muy tontas, otras no tanto) a toda hora (y con 5 horas de desfase) siempre ha estado y estuvo presente en mi vida universitaria, y especialmente en este trabajo. Realmente esto no habría ocurrido sin sus esfuerzos, trabajo, guía, apoyo y cariño. Yo lo consideraría un co-guía, pero eso no depende de mí, y además está muy lejos, así que es un co-guía moral.

Finalmente quiero agradecer a mi profesor guía, Klaus Bataille, por su infinita paciencia, yo le daría un premio por eso, además de su constante apoyo y motivación entregada en cada una de las veces que me "alentó" a realizar trabajos y presentaciones en contextos extracurriculares, y por su dedicación y pasión para resolver

dudas y realizar clases, con lo que llegué a este punto culmine de la carrera.
Ahora realmente, sin más que agradecer, porque no tengo proyecto que me financie, a todas las personas que tengan contacto con este documento espero que pueda servir como guía o ayuda en alguno de los temas planteados, y si existe algún punto en el que pueda ayudar, no duden en contactarme.

Un gran abrazo con mucho cariño a cada una de las personas antes mencionadas.

Nicolás