

---

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



SLAB MODEL EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN:

**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**

**FELIPE ORLANDO VERA SANHUEZA**

HABILITACIÓN PROFESIONAL PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOFÍSICO

Lunes 05 de Diciembre, 2016

Concepción, Chile

---



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

SLAB MODEL EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN:

**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**

**FELIPE ORLANDO VERA SANHUEZA**

PROFESOR GUÍA:

**Dr. KLAUS DIETER BATAILLE BOLLWEG**

COMISIÓN:

**Dr. ROBERTO BENAVENTE, Dr. MATTHEW MILLER**

HABILITACIÓN PROFESIONAL PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOFÍSICO



Lunes 05 de Diciembre, 2016

Concepción, Chile



*Dedicado a mi familia, en especial,  
a mis padres **Juan Carlos** y **Mabel**.*



---

# Índice general

<b>1. Resumen</b>	<b>9</b>
<b>2. Introducción</b>	<b>12</b>
<b>3. Hipótesis y objetivos</b>	<b>23</b>
3.1. Hipótesis . . . . .	24
3.2. Objetivos . . . . .	24
<b>4. Marco teórico</b>	<b>27</b>
4.1. Modelo de falla finita: Fase-W . . . . .	28
4.1.1. Descripción teórica . . . . .	28
4.1.2. Evaluación desde una fuente puntual . . . . .	31
4.1.3. Modelo de falla finita . . . . .	36
4.1.4. Regularización . . . . .	42
4.1.5. Modelo cosísmico en zonas de subducción . . . . .	45
4.2. Modelo de falla finita: Soluciones analíticas de Okada (1985) . . . . .	48
4.2.1. Deformación superficial debido a una falla finita en un semiespacio homogéneo . . . . .	49
4.2.2. Modelo de falla finita . . . . .	51
4.2.3. Modelo intersísmico, cosísmico y postsísmico en zonas de subducción . . . . .	56
<b>5. Metodología</b>	<b>59</b>
5.1. Geometría de subducción . . . . .	60
5.2. Disponibilidad y tratamiento de datos . . . . .	65
5.3. Funciones de Green . . . . .	71
5.4. Velocidad de ruptura variable . . . . .	74
5.5. Procedimiento de regularización . . . . .	76

---

<b>6. Resultados</b>	<b>80</b>
<b>7. Conclusión y discusión</b>	<b>92</b>
<b>8. Referencias</b>	<b>97</b>
<b>9. Material suplementario</b>	<b>103</b>

---

## Índice de figuras

2.1. Modelo de acumulación de tensión en zonas de subducción postulado por Savage (1983). . . . .	14
2.2. Deformación al largo plazo en zonas de subducción producto de la fuerza asociada al slab-pull: Slab Model. . . . .	15
2.3. Diagrama de clasificación de mecanismos focales en el margen de subducción Japonés. . . . .	17
2.4. Marco de subducción Japonés y perfil vertical de eventos sísmicos relocalizados por Igarashi et al. (2001). . . . .	18
2.5. Sección E-W de eventos sísmicos localizados para el segmento de Iquique-Chile (21°S) durante el periodo comprendido entre los años 2005 y 2012. . . . .	19
2.6. Deformación cosísmica y postsísmica del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. . . . .	20
2.7. Distribución de deslizamiento cosísmico invertido desde registros de Fase-W para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011: Benavente & Cummins (2013). . . . .	21
3.1. Modelos de falla finita incorporados en la metodología de investigación. . . . .	24
3.2. Configuración tectónica del área de estudio. . . . .	25
4.1. Registro de Fase-W para el terremoto de Perú de 2001. . . . .	28
4.2. Comparación de ventanas de tiempo en inversiones de Fase-W para escalas telesísmicas-regionales desde registros sismológicos y en escalas regionales para datos GPS. . . . .	29
4.3. Representación de cuplas y doble cuplas de fuerza. . . . .	32
4.4. Sistema de cuplas de fuerza representativas de las componentes del tensor de momento. . . . .	34

---

4.5. Esquema de concatenación de observaciones de Fase-W. . . . .	36
4.6. Estructuración geométrica de un plano de falla a través de los parámetros de strike, rake y dip. . . . .	37
4.7. Esquema indicativo de la aplicación de la técnica de Múltiples Ventanas de Tiempo. . . . .	42
4.8. Sistema coordinado i-j empleado en la referenciación de subfallas para la suavización de las soluciones durante el procedimiento de inversión. .	45
4.9. Estructuración geométrica del Slab Model a través de un modelo de falla finita basado en registros de Fase-W. . . . .	46
4.10. Sistema coordinado de Okada (1985) para una falla finita en un semiespacio homogéneo. . . . .	48
4.11. Rotación de desplazamientos superficiales desde el sistema de coordenadas postulado por Okada (1985) a un sistema de coordenadas geográficas norte-este. . . . .	54
4.12. Composición de desplazamientos observados por instrumental GPS bajo la caracterización geométrica de un plano de falla. . . . .	55
4.13. Estructuración geométrica del Slab Model a través de un modelo de falla finita basado en registros estáticos de desplazamiento y/o velocidades desde receptores GPS. . . . .	57
5.1. Geometría de subducción referente al modelo estático de falla finita. Implementación de información geométrica en base al modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012). . . . .	60
5.2. Variación de la rigidez con respecto a la profundidad de las subfallas del modelo. Implementación base desde modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981). . . . .	61
5.3. Distribución en dip para el modelo de falla finita basado en registros de Fase-W. Geometría base generada por el modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012). . . . .	63

---

5.4. Distribución en profundidad del campo de subfallas para el modelo estático de subducción y para el modelo basado en registros de Fase-W.	64
5.5. Distribución de rigidez para las interfases constitutivas del modelo de falla finita basado en registros de Fase-W.	65
5.6. Evaluación estática desde series de tiempo de desplazamientos registrados por receptores GPS 1 Hz.	66
5.7. Desplazamiento estático cosísmico tanto en su componente vertical como horizontal para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011.	67
5.8. Datos de desplazamiento estático desde receptores de posicionamiento acústicos submarinos para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011.	68
5.9. Distribución espacial de 201 registros de velocidades intersísmicas utilizadas en el procedimiento de inversión.	69
5.10. Distribución de 65 estaciones (registros LHZ) utilizadas por Benavente & Cummins (2013) para la extracción y preparación de las formas de onda de Fase-W representativas al terremoto de Tohoku-Oki de 2011.	71
5.11. Esquema indicativo de la metodología de tratamiento de las funciones de Green llevada a cabo por Benavente (2016).	72
5.12. Mínimo tiempo de ruptura tanto para la interfase inferior como superior con movimientos relativos de tipo normal e inverso.	75
5.13. Distribución del residual total en relación a variaciones en la constante de regularización $\lambda_1$ . Se especifica el caso para el modelo estático de deslizamiento cosísmico.	79
6.1. Distribución de deslizamiento cosísmico tanto para la interfase inferior como superior con movimientos relativos de tipo normal e inverso respectivamente.	82

---

6.2.	Comparación entre desplazamientos estáticos cosísmicos observados y modelados para la componente este. Adicionalmente, se especifica la comparación entre el valor absoluto del residual obtenido entre los datos observados y modelados y el error de medición precisado por cada estación de posicionamiento. . . . .	83
6.3.	Velocidades intersísmicas modeladas. . . . .	85
6.4.	Inversión de falla finita desde registros de Fase-W. Distribución de deslizamiento cosísmico acumulado tanto para la interfase inferior como superior con un movimiento relativo de tipo normal e inverso respectivamente. . . . .	87
6.5.	Comparación de 16 registros de Fase-W observados y modelados para una cobertura de estaciones entre 11.5° y 88.2° con respecto al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki. . . . .	88
6.6.	Prueba de resolución correspondiente al modelo estático de deslizamiento cosísmico. . . . .	89
6.7.	Prueba de resolución para el modelo cosísmico basado en registros de Fase-W. . . . .	90
6.8.	Prueba de resolución para el modelo estático de velocidades intersísmicas. . . . .	91
9.1.	Comparación de 50 registros de Fase-W (LHZ) observados y modelados en el procedimiento de inversión y para una cobertura comprendida entre 11.5° y 88.2° con respecto al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki. . . . .	107

---

## Índice de tablas

5.1. Distribución de receptores de posicionamiento acústicos submarinos y desplazamientos estáticos observados en la componente este, norte y vertical para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. . . . .	70
5.2. Frecuencias esquinas requeridas por el filtro pasa banda de Butterworth en inversiones de Fase-W. Se establece asociación con la magnitud de los eventos en estudio. . . . .	74
5.3. Constantes de regularización utilizadas en el proceso de inversión de datos. Se especifica la regularización tanto para el modelo estático como en el basado en registros de Fase-W. . . . .	79
9.1. Variación de la rigidez con respecto a la profundidad para un intervalo comprendido entre 0 y 670 km. Datos adquiridos desde Thorne Lay & Terry C. (1995), referidos a su vez, al modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) . . . . .	104



## Capítulo 1

---

# Resumen

---

---

El ciclo sísmico en zonas de subducción ha sido ampliamente estudiado en la última década en base a la disposición de importantes avances en instrumental geodésico y sismológico, y además, desde el imponente catálogo de grandes eventos sísmicos tales como el terremoto del Maule de 2010 ( $M_w = 8.8$ ), Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ ), Iquique-Pisagua de 2014 ( $M_w = 8.2$ ) e Illapel de 2015 ( $M_w = 8.3$ ). Luego, posibilidades de comprensión de los procesos que rigen tales márgenes pueden ser concretados en base a métodos indirectos de evaluación, en específico, desde inversiones de datos geofísicos estructurados en torno a modelos de falla finita.

Por otra parte, la presente investigación se contextualiza en torno a modelos de falla finita geoméricamente referentes a la propuesta del Slab Model (Bataille et al., 2016), la cual a su vez, se fundamenta en torno al slab-pull como fuerza principal del movimiento tectónico de placas y desde la existencia de dos grandes zonas de deformación asociadas a la placa subductante, esto es, una interfase superior e inferior con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente. Por consiguiente, este nuevo paradigma de concepción geométrica de zonas de subducción, no solo permite una unificación del ciclo sísmico en un solo modelo, sino además, establece una explicación física y coherente de las diferentes etapas (intersísmica, cosísmica y postsísmica) de tal ciclo, no permitida además, por modelos previos de subducción.

Luego, en términos específicos para esta investigación, el trabajo metodológico se centra en el desarrollo y configuración del Slab Model para el intervalo latitudinal comprendido entre  $35^\circ\text{N}$  y  $41^\circ\text{N}$  representativo a la subducción entre la placa Pacífico y la placa de Okhotsk frente a las costas de Japón, esto, con el propósito de describir el deslizamiento cosísmico desde una postura sismo-geodésica para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 desde dos diferentes modelos de falla finita:

1. Un modelo de falla finita basado en 50 registros de Fase-W con el cual es posible definir el deslizamiento cosísmico del evento desde una perspectiva telesísmica.
2. Un modelo estático de deslizamiento cosísmico basado en información geodésica

---

desde 396 receptores GPS terrestres 1 Hz y seis receptores de posicionamiento acústicos submarinos. Adicionalmente, y como consecuencia del Slab Model, se especifica el marco teórico para un modelo postsísmico, y por otra parte, una evaluación intersísmica de la región antes mencionada desde la disponibilidad de 201 registros de velocidades superficiales otorgadas por receptores GPS.

Por último, los dos diferentes modelos de falla finita implementados en esta investigación y sujetos a la configuración geométrica del Slab Model, han permitido, una completa evaluación del periodo intersísmico y cosísmico respectivamente, demostrando así, una coherencia entre los procesos de “carga” y “descarga”, y por tanto, de la relevancia del modelo. Finalmente, esta investigación es parte del conjunto de trabajos investigativos (Peña C., 2014; Novoa C., 2015; Herrera A., 2016 y Quiroga A., 2016) generados con el objetivo de implementar y evaluar al Slab Model como modelo referente para zonas de subducción.

**Introducción**

---

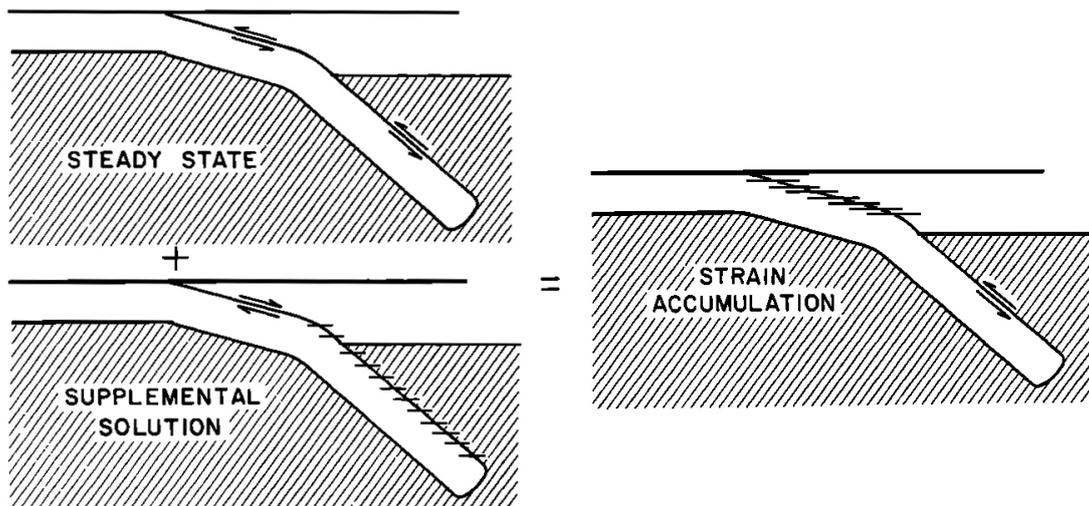
---

En la última década, el estudio de zonas de subducción ha sido impulsado por una gran cobertura de datos sísmicos y geodésicos, lo cual en efecto, ha permitido la aplicación y desarrollo de modelos de falla finita en las tres diferentes etapas del ciclo sísmico, esto es, (1) a través de una evaluación intersísmica del locking u acoplamiento de las regiones potencialmente susceptibles a generar grandes terremotos de subducción, (2) desde una perspectiva comparativa con la evolución espacio-temporal de deslizamiento cosísmico, y finalmente, (3) considerando una caracterización postsísmica con respecto a la distribución de afterslip y de importantes fenómenos tales como el comportamiento de réplicas y la relajación viscoelástica.

En lo que respecta a modelos de falla finita, en todos los casos, se requiere una fundamentación geométrica que sustente las observaciones, y que por tanto, constituya un modelo de dislocación coherente. En esta línea, un modelo de dislocación tradicionalmente utilizado en geociencias corresponde a la propuesta introducida por Savage (1983), que en términos generales, establece una descripción en dos dimensiones de la acumulación de tensión en zonas de subducción y de su eventual liberación a través de grandes terremotos. Luego, tal planteamiento establece que un modelo de acumulación y liberación de tensión puede ser entendido simplemente como una perturbación del estado estacionario u steady state del proceso de convergencia de placas, lo cual a su vez, es entendido como un estado de deslizamiento uniforme (de tipo inverso) con respecto a la tasa de convergencia, y que globalmente, puede ser comprendido como un promedio al largo plazo del movimiento que ocurre en zonas de subducción. Por otra parte, la postura de Savage en términos de la acumulación de tensión del modelo puede ser detallada a través del concepto de acoplamiento u locking de la zona de subducción, lo cual en específico, se logra a través de una solución suplementaria al steady state que impone un deslizamiento de tipo normal y que es dependiente al mismo tiempo de la tasa de convergencia de la placa subductante, luego, tal solución suplementaria permite proveer eventos de tipo inversos destinados a recuperar el deslizamiento normal acumulado y a representar los eventuales terremotos de subducción. Finalmente, la superposición de

---

los procesos asociados a la solución suplementaria y al steady state se esquematizan en la **Figura 2.1**, otorgando de esta forma, la descripción del proceso de acumulación de tensión en el plano de falla.



**Figura 2.1:** Modelo de acumulación de tensión en zonas de subducción postulado por Savage (1983). Se presenta la superposición de los procesos de steady state junto a la solución suplementaria, el resultado, describe el proceso de carga u periodo intersísmico, en donde, la interfase acoplada se ha representado con barras horizontales cruzando la interfase de fallamiento. Imagen modificada de Savage (1983).

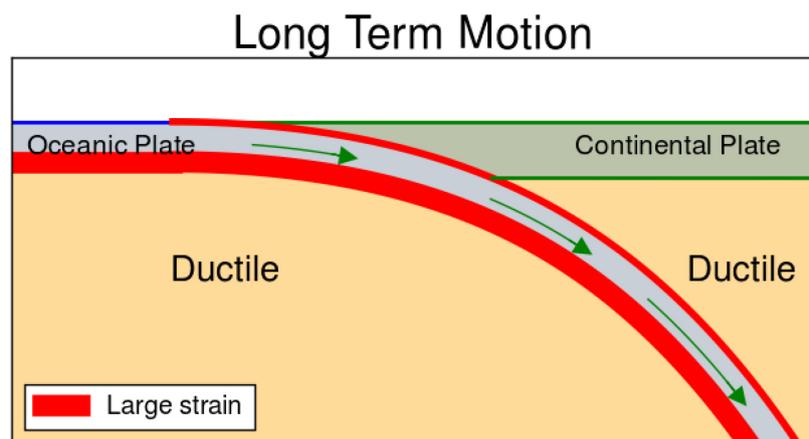
En términos estructurales, modelos de falla finita representativos del periodo intersísmico y presentes en la literatura científica actual se sustentan en base a la propuesta de Savage, esto, bajo el concepto del Back Slip Model que resume las ideas mencionadas con anterioridad. Sin embargo, pese a su amplia utilización, existe una serie de inconsistencias que impiden una descripción física adecuada de los procesos ligados a zonas de subducción, y que en efecto, requieren de una potencial evaluación desde las siguientes apreciaciones:

1. Producto que las soluciones del steady state no contribuyen en la generación

---

de tensión o en cambios de deformación superficial, es posible establecer que la acumulación de tensión es netamente responsable del deslizamiento de tipo normal descrito durante el periodo intersísmico, luego, el periodo cosísmico es entendido como el inverso al periodo intersísmico, y por tanto, no es posible establecer una deformación permanente al largo plazo.

2. La solución suplementaria no es realista, en efecto, la propuesta solo describe el proceso de subducción desde la perspectiva de un único plano de falla, esto, asumiendo que el periodo de “carga” u intersísmico es definido a través de un fallamiento de tipo normal, describiendo de esta forma, un movimiento relativo de la placa superior con respecto la convergencia e ignorando procesos involucrados en la subducción.



**Figura 2.2:** Esquema representativo de la deformación al largo plazo en zonas de subducción producto de la fuerza asociada al slab-pull. La dislocación desarrollada en tales zonas condiciona la fuente del movimiento durante el ciclo sísmico. Imagen de Bataille et al. (2016).

Por consiguiente, esta investigación desarrolla y evalúa una propuesta en términos de un modelo de dislocación elástica en zonas de subducción, la cual, no solo permite otorgar coherencia en la descripción intersísmica del ciclo sísmico, sino además, indicar un modelo único de fallamiento para la totalidad del ciclo sísmico. Luego, esta descripción

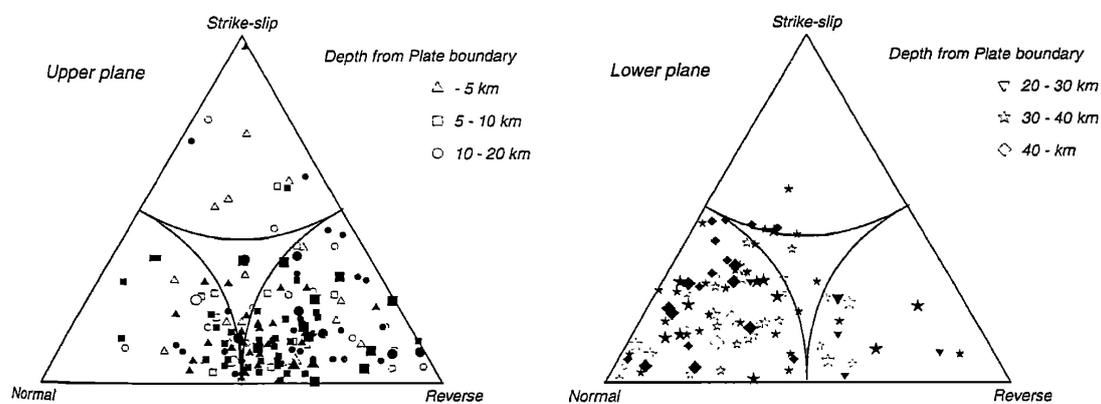
---

radica en la propuesta del Slab Model bajo una geometría esquematizada en la **Figura 2.2**, y cuya fundamentación, puede ser especificada según Bataille et al. (2016) en torno al (a) slab-pull como fuerza principal del movimiento tectónico de placas y (b) desde la existencia de dos grandes zonas de deformación en torno a la placa subductante. En efecto, es posible establecer zonas de deformación categorizadas en dos interfases, esto es, una interfase superior e inferior con un movimiento relativo de tipo inverso y normal respectivamente, lo cual en conjunto, permite establecer un modelo de deformación en la etapa intersísmica, cosísmica y postsísmica del ciclo sísmico.

Sin embargo, considerando la propuesta señalada con anterioridad, ¿qué evidencias observacionales pueden respaldar al Slab Model como un modelo de dislocación elástica distribuido en dos interfases de fallamiento?, un primer punto, puede ser desarrollado desde la información disponible por catálogos sísmicos y mecanismos focales en zonas de subducción, los cuales a su vez, han permitido definir el concepto de Doble Zona de Benioff u DZB aludiendo a la existencia de bandas de sismicidad en un formato predominantemente bimodal en placas subductantes.

En lo que respecta al estudio de las DZB, es posible detallar los primeros avances hace casi cuatro décadas con investigaciones preliminares tales como la de Hasegawa et al. (1978) en torno la subducción presente en Japón, sin embargo, ¿son las DZB en zonas de subducción el resultado de un mecanismo universal o solo corresponden a un fenómeno extraño bajo condiciones especiales?, en esta línea, el trabajo de Brudzinski et al. (2007) plantea y responde esta interrogante a través de un desarrollo metodológico basado en dos posturas indicativas a (i) si las DZB son globalmente prevalentes y (ii) la potencial relación entre la separación de las DZB y las propiedades de la placa subductante. Luego, el procedimiento de Brudzinski et al. (2007) contempla la investigación de 16 diferentes zonas de subducción (Alaska, Aleutinas, América central, Kurile-Kamchatka, Izu-Bonin, Japón, Mariana, Nazca, New Britain, New Hebrides, New Zealand, Philippines, Ryukyu, Sumatra, Sunda y Tonga), otorgando así, parámetros de estudio en un rango de edades de

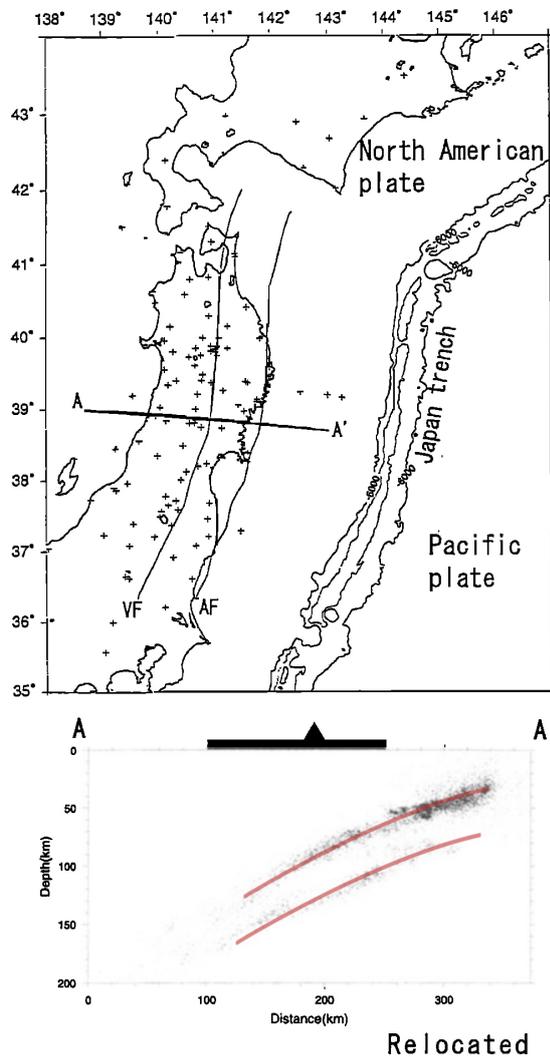
placas subductante de entre  $\sim 10$  a 160 millones de años (Ma) y ángulos de buzamiento o dip de entre  $\sim 0^\circ$  a  $70^\circ$ . Finalmente, los resultados de Brudzinski et al. (2007) revelan un espesor o separación de las DZB bajo una dependencia directa con el incremento de la edad de la placa subductante, esto es, de  $\sim 8$  km para  $\sim 12$  Ma y de hasta  $\sim 30$  km para  $\sim 160$  Ma, por otra parte, cada zona de subducción especificada en tal estudio indica al menos un segmento con una DZB, sugiriendo así, que la estructuración de una Doble Zona de Benioff es relativamente común y en efecto, es posible posicionar a tal fenómeno como una característica global.



**Figura 2.3:** Diagrama triangular para la clasificación de mecanismos focales bajo el océano Pacífico y frente a las costas de Japón. El sistema coordenado utilizado se ha basado en la superficie del slab. Los símbolos solidos indican que los ejes P (plano superior) y T (plano inferior) se han orientado hacia el downdip, mientras, que los símbolos abiertos denotan un evento de otro tipo cercano a la clasificación expuesta en el diagrama. Imagen modificada de Igarashi et al. (2001).

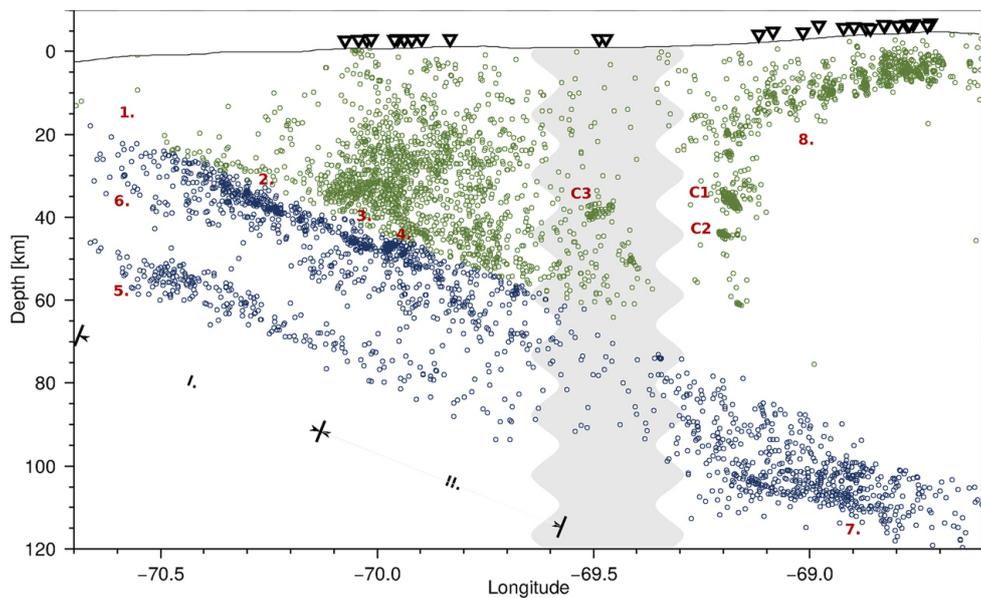
Luego, en términos prácticos, un estudio aplicado desde la perspectiva de la evaluación de la prevalencia de bandas de sismicidad es el realizado por Igarashi et al. (2001) en la zona de subducción presente en Japón, en donde, se han relocalizado hipocentros y se han determinado mecanismos focales con el objetivo de investigar en detalle la distribución de stress en torno a la placa subductante para el periodo comprendido entre

abril de 1992 y agosto de 1998. Por consiguiente, los resultados establecen dos bandas de sismicidad separadas por 30-40 km (**Figura 2.4**), además, de una caracterización de la interfase superior basada en eventos de compresión u *downdip compression* (DC) y de extensión u *downdip extension* (DE) para la interfase inferior. Por otra parte, en orden de investigar las características de la distribución de los eventos en las respectivas bandas de sismicidad, Igarashi et al. (2001) presenta los resultados en base a un diagrama triangular con el propósito de especificar los mecanismos focales obtenidos. Para esto, se han clasificado los eventos utilizando al slab como sistema de referencia. Luego, los símbolos cercanos al marcador de tipo normal de la **Figura 2.3** indican que el eje P u compresional es aproximadamente perpendicular a la superficie del slab, similarmente, eventos de tipo inverso indican un eje T u tensional cercano a la normal de la superficie del slab. Los resultados señalan un dominio de eventos de tipo inverso y normal en la interfase superior e inferior respectivamente, definiendo así, un proceso de fallamiento en la misma línea descriptiva de la propuesta del Slab Model. Por último, desde el enfoque de la



**Figura 2.4:** Marco de subducción Japonés, estaciones utilizadas (fig. superior) y perfil vertical de eventos sísmicos relocados (fig. inferior). AF y VF señalan el emplazamiento de las fronteras asísmica y volcánica respectivamente. Imagen modificada de Igarashi et al. (2001).

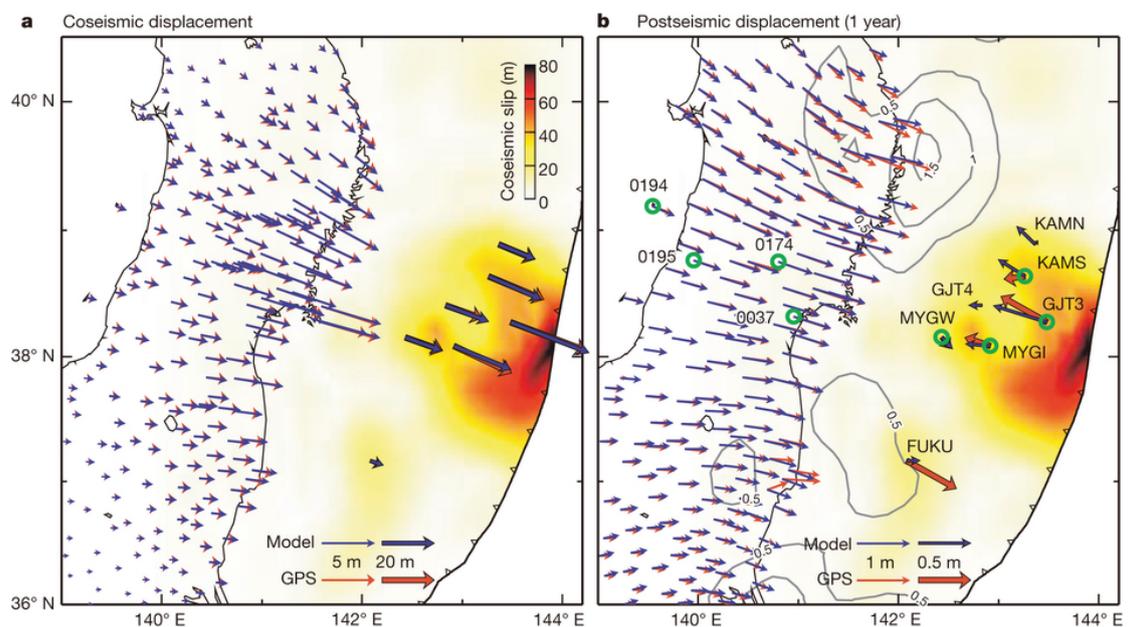
convergencia de placas en la zona de subducción Chilena, estudios tales como el de Bloch et al. (2014) señalan una correspondencia en la misma línea que el planteamiento de Igarashi (2001), es decir, con una distribución de sismicidad en dos bandas (**Figura 2.5**), la cual para el caso, es especificada por una localización de 5250 eventos desde dos redes sísmicas locales temporales en torno a la latitud 21°S.



**Figura 2.5:** Sección E-W con la localización de eventos sísmicos correspondiente al periodo comprendido entre los años 2005 y 2012 para el segmento de Iquique emplazado en el norte de Chile. Los eventos en la corteza continental se han representado en color verde mientras que la sismicidad relativa al slab se ha indicado en color azul. Imagen modificada de Bloch et al. (2014).

En efecto, la evaluación de zonas de subducción desde la postura de bandas de sismicidad con mecanismos focales asociados a procesos de fallamiento de tipo inverso y normal en dos diferentes planos, revela una configuración geométrica que apunta a la necesidad de evaluar y describir como hipótesis una placa subductante con respecto a dos grandes zonas de deformación, y por tanto, otorgar las bases para establecer desde esta premisa modelos de falla finita en las diferentes instancias del ciclo sísmico, sin embargo, este planteamiento no solo puede ser evidenciado desde una metodología de

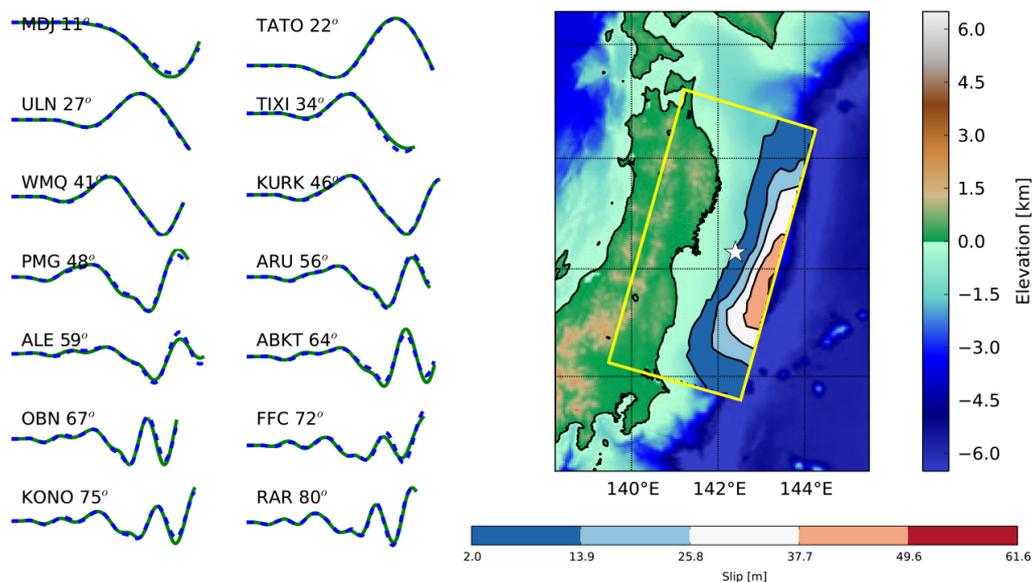
localización sísmica, sino además, desde información de posicionamiento global. En esta línea, es necesario mencionar el trabajo de Sun et al. (2014), en cuyo caso, evalúa la prevalencia de la relajación viscoelástica posterior al terremoto de Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS National Earthquake Information Center), esto, desde una cobertura de observaciones de posicionamiento terrestres y desde el excepcional registro de siete receptores geodésicos acústicos submarinos emplazados en cercanías de la fosa y sobre la placa de Okhotsk.



**Figura 2.6:** Deformación cosísmica y postsísmica del terremoto de Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS). La imagen (a) detalla el desplazamiento terrestre, submarino y su comparación con el modelo de deslizamiento cosísmico. Por otra parte, la imagen (b) presenta un año de desplazamiento postsísmico tanto para registros terrestres como submarinos. Imagen de Sun et al. (2014).

Luego, en lo que respecta al ciclo sísmico, y en específico, al periodo postsísmico, es comúnmente documentado que en una pequeña escala temporal la deformación en torno al área de ruptura es ocasionada principalmente por el afterslip, luego, la viscoelasticidad solo es relevante para deformaciones de gran escala temporal, traduciéndose en esta

forma, en observaciones postsísmicas terrestres con registros de desplazamiento hacia la fosa, no obstante, una contradicción a tal observación es la presentada por Sun et al. (2014), en donde, se revela un movimiento rápido hacia la costa del área correspondiente a la fosa (**Figura 2.6**), esto, en forma opuesta al movimiento hacia el este de los receptores de posicionamiento terrestres. El resultado de esta observación, puede ser explicado por Sun et al. (2014) como una consecuencia de la relajación de stress inducido por una ruptura asimétrica en el plano de falla, sin embargo, una potencial explicación puede ser basada desde la postura del Slab Model, en cuyo caso, el plano inferior con un fallamiento de tipo normal podría eventualmente tener una incidencia directa en este tipo de observaciones, a su vez, desconocidas por la falta de instrumental y de registros en cercanías de la fosa.



**Figura 2.7:** Distribución de deslizamiento cosísmico (Imagen derecha) invertido desde registros de Fase-W para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS). El ajuste de las formas de onda se indica en la imagen izquierda, en donde, el desplazamiento observado y modelado se ha representado con líneas en color verde y en trazados de color azul respectivamente. Imagen modificada de Benavente & Cummins (2013).

---

Finalmente, otorgado el planteamiento geométrico de un eventual modelo de falla finita, es necesario en consecuencia, establecer un marco metodológico base para la obtención del deslizamiento cosísmico y/o velocidades intersísmicas/postsísmicas en el espacio y tiempo. Luego, el procedimiento en esta investigación puede ser denotado por dos líneas de trabajo que involucran modelos de falla finita, esto es, (1) a través de una evaluación del ciclo sísmico en zonas de subducción desde la postura de la teoría de la deformación superficial debido a una falla rectangular finita en un semiespacio homogéneo (Okada Y., 1985), y por otra, (2) desde una caracterización del deslizamiento cosísmico en el espacio y tiempo definido por un procedimiento de inversión desde registros de Fase-W, tal como lo señalado por Benavente & Cummins (2013) para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 (**Figura 2.7**). Luego, la disponibilidad de datos se centra en la utilización de información geodésica y sismológica, lo cual permite en concordancia a lo anterior, disponer de un desarrollo sismo-geodésico integrado en términos del entendimiento de los procesos ligados a zonas de subducción.

**Hipótesis y objetivos**

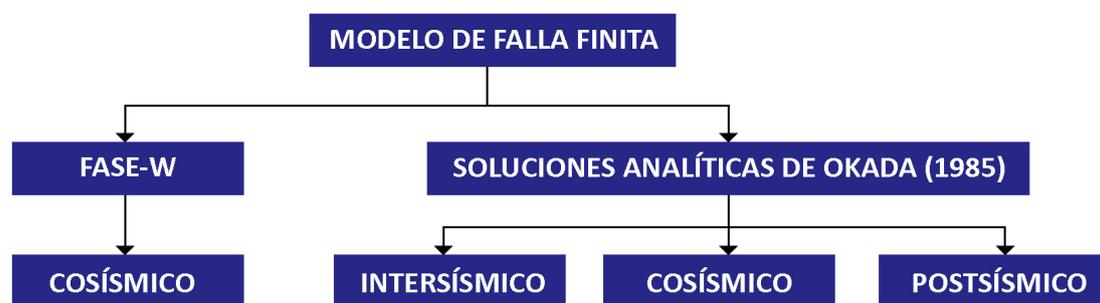
---

---

### 3.1. Hipótesis

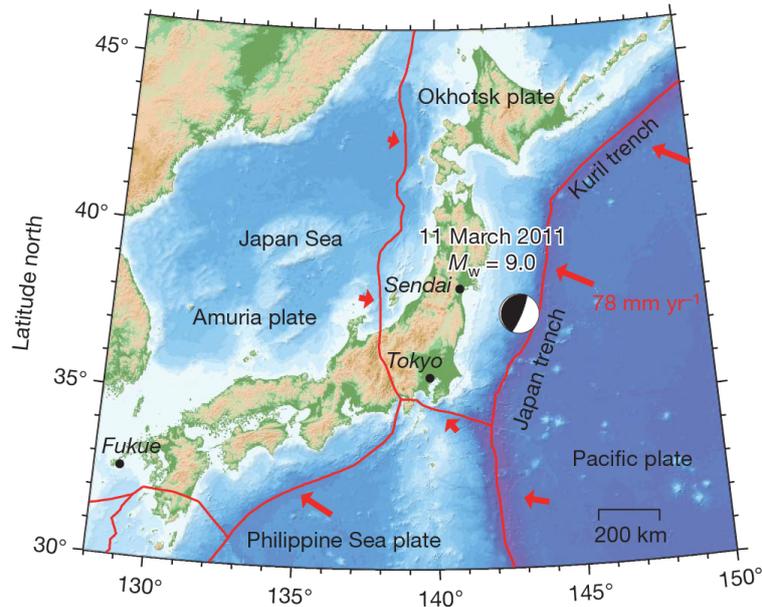
El ciclo sísmico en zonas de subducción puede ser representado y explicado como un modelo de falla finita desde la consideración del Slab Model, esto es, con una interfase superior e inferior con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente.

### 3.2. Objetivos



**Figura 3.1:** La metodología de investigación involucra la utilización de modelos de falla finita a través de inversiones geofísicas desde datos sismológicos (Fase-W) y geodésicos (modelo estático desde soluciones analíticas de Okada) con el propósito de describir el ciclo sísmico en zonas de subducción.

El objetivo de la investigación involucra la generación de modelos de falla finita (**Figura 3.1**) con el propósito de describir el deslizamiento cosísmico desde una postura sismo-geodésica para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS National Earthquake Information Center), en específico, para el intervalo latitudinal comprendido entre  $35^\circ\text{N}$  y  $41^\circ\text{N}$  representativo a la subducción entre la placa Pacífico y la placa de Okhotsk (**Figura 3.2**). Adicionalmente, y como consecuencia del planteamiento del Slab Model, se especifica una extensión del modelo para una descripción intersísmica y postsísmica, lo cual a su vez, se basa en la propuesta de unificación del ciclo sísmico en un solo modelo descriptivo.



**Figura 3.2:** Configuración tectónica de los márgenes de placa presentes en Japón. Imagen modificada de Ozawa et al. (2011).

Luego, la base metodológica se centra en la concepción geométrica del Slab Model y en la inversión de datos geofísicos desde dos enfoques:

1. Evaluación y análisis cosísmico basado en un modelo de falla finita desde la disponibilidad de registros de Fase-W:
  - Modelo de deslizamiento cosísmico en zonas de subducción.
  - Construcción base desde formas de onda de Fase-W extraídas y preparadas desde registros sismológicos.
  - Modelo con una velocidad de ruptura variable.
  - Geometría de subducción apropiada a través de la implementación de variaciones en la profundidad y dip del plano de falla (modelo Slab 1.0; Hayes et al., 2012), además de cambios locales en la rigidez controladas por el modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model; Dziewonski & Anderson, 1981).

---

2. Evaluación y análisis del ciclo sísmico desde un modelo estático, esto es, con respecto a la teoría de la deformación superficial debido a una falla rectangular finita en un semiespacio homogéneo (Okada Y., 1985):

- Modelo estático de deslizamiento cosísmico en zonas de subducción.
- Modelo estático de velocidades intersísmicas y afterslip postsísmico como consecuencia del planteamiento del Slab Model en zonas de subducción.
- Construcción en base a la disponibilidad de información geodésica desde receptores de posicionamiento GPS 1 Hz terrestres y receptores de posicionamiento acústicos submarinos.
- Geometría de subducción apropiada a través de la implementación de variaciones en la profundidad y dip del plano de falla (modelo Slab 1.0; Hayes et al., 2012).

## **Capítulo 4**

---

### **Marco teórico**

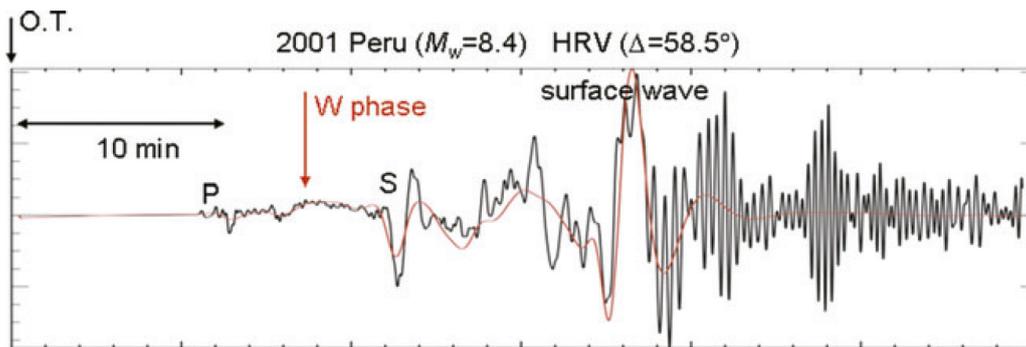
---

---

## 4.1. Modelo de falla finita: Fase-W

### 4.1.1. Descripción teórica

En lo que respecta a la descripción de la Fase-W, esta puede ser entendida ampliamente según lo señalado por Kanamori & Rivera (2008), en cuyo caso, se define como una fase de periodo largo y con un arribo presente entre las fases  $P$  y  $S$  (**Figura 4.1**) respectivamente. En relación a su origen, su registro fue observado por primera vez en el terremoto de Nicaragua de 1992, y finalmente, denominada como “Fase-W” por Kanamori (1993).

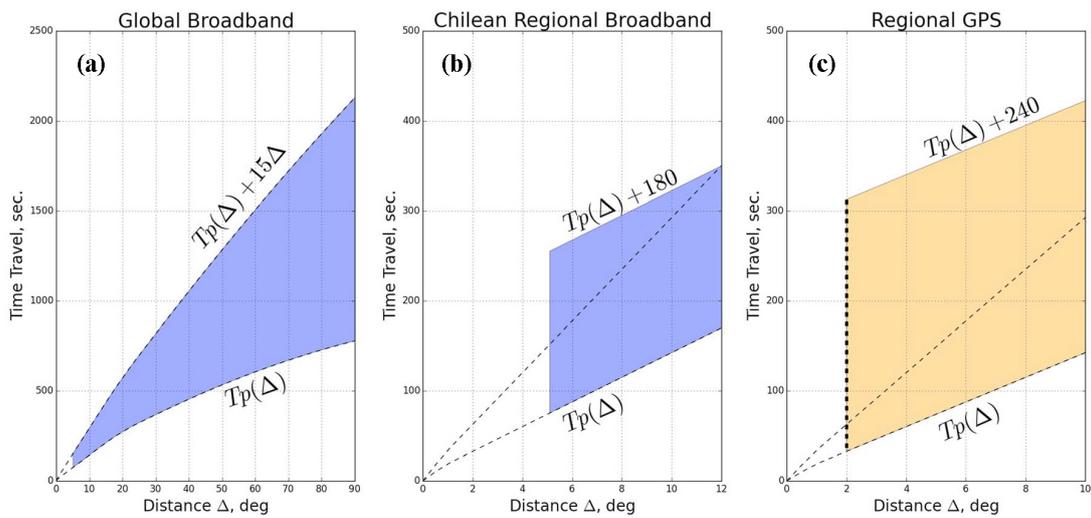


**Figura 4.1:** Registro de Fase-W (estación HRV) para el terremoto de Perú de 2001 ( $M_w = 8.4$ ). Imagen de Kanamori & Rivera (2008).

En términos de la teoría de rayos sísmicos, puede ser interpretada como una superposición de energía de periodo largo asociada con una serie de fases sísmicas tales como  $P$ ,  $PP$ ,  $SP$  y  $S$ , por otra parte, en la teoría de modos normales, la Fase-W es interpretada como la superposición de modos fundamentales (Kanamori & Rivera, 2008).

Adicionalmente, y en lo que respecta a la velocidad de grupo presente en la Fase-W, se establecen variaciones en un rango de entre  $4.5$  a  $9 \text{ kms}^{-1}$  para un intervalo de periodos de entre  $100$  a  $1000$  segundos (Kanamori & Rivera, 2008), luego, y según lo indicado por Hayes et al. (2009), producto de la elevada velocidad de grupo y de su baja sensibilidad

a variaciones de heterogeneidades laterales de la Tierra, resultados estables en términos de la descripción de la fuente sísmica para grandes terremotos pueden ser obtenidos dentro de los primeros  $\sim 20$  minutos de la ocurrencia del evento, lo cual en efecto, permite posicionar un método de inversión con un alto valor ante estimaciones rápidas y confiables de magnitudes y mecanismos focales para grandes terremotos de  $M_w > 7.0$ , así como, para eventos pequeños de al menos  $M_w = 5.8$ .



**Figura 4.2:** Comparación de ventanas de tiempo entre (a) inversión telesísmica desde registros de sismómetros, (b) inversión regional desde registros de sismómetros e (c) inversión regional desde datos GPS. La imagen (a) utiliza una ventana de tiempo ( $T_p$ ,  $T_p + 15\Delta$ ), en donde  $\Delta$  es la distancia en grados entre la estación y la fuente para un intervalo de entre  $5^\circ$  a  $90^\circ$ . La imagen (b) utiliza una ventana de tiempo constante de 180 s con un  $\Delta$  de entre  $5^\circ$  a  $12^\circ$ . Finalmente, la imagen (c) utiliza una ventana de tiempo constante de 240 s para un  $\Delta$  de entre  $2^\circ$  y  $10^\circ$ . La líneas azules indican la distancia cuando sismómetros de banda ancha son incorporados. Imagen modificada de Riquelme et al. (2016).

Un aspecto relevante en relación a la velocidad de grupo mencionada con anterioridad, es su eventual consecuencia en términos de la concentración de energía, lo cual en efecto,

---

permite su evaluación en un corto intervalo de tiempo luego del arribo de la fase  $P$  (en el instante  $T_p$ ). Por consiguiente, se ha estimado que para escalas telesísmicas la Fase-W puede ser descrita en función de la distancia fuente-estación ( $\Delta$ ), precisando así, una ventana de tiempo con una duración de  $15\Delta$  segundos ( $5^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ ) luego del arribo de la fase  $P$  (Kanamori & Rivera, 2008). Sin embargo, recientes trabajos aplicados desde la perspectiva de una fuente puntual, tal como el desarrollado por Riquelme et al. (2016), indican aproximaciones para ventanas de tiempo en escalas regionales (**Figura 4.2**) tanto para registros desde sismómetros ( $T_p$  a  $T_p+180$  s para  $5^\circ \leq \Delta \leq 12^\circ$ ) como para receptores de posicionamiento GPS ( $T_p$  a  $T_p+240$  s para  $2^\circ \leq \Delta \leq 10^\circ$ ), lo cual en efecto, marca un precedente en la evaluación de la fuente sísmica desde una perspectiva conjunta de datos geodésicos y sismológicos en el campo cercano, y permitiendo además según lo indicado por Riquelme et al. (2016), soluciones potencialmente disponibles 4-5 minutos luego de la generación del evento.

Finalmente, según lo señalado por Riquelme et al. (2016) desde un punto de vista operacional, la Fase-W ha probado ser confiable y robusta, siendo implementada en tiempo real en la National Earthquake Information Center, Pacific Tsunami Warning Center, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, y en Chile, en el Centro Sismológico Nacional (CSN) a través de estaciones de banda ancha y en distancias regionales. Por otra parte, y bajo la postura de alerta temprana o early warning, es de relevancia el reciente tratamiento de la Fase-W desde la postura de la geodesia impulsado por Riquelme et al. (2016), lo cual en efecto, instaura la utilización en tiempo real de registros de posicionamiento GPS, permitiendo así, la obtención del movimiento superficial en bajas frecuencias comúnmente limitado desde otros tipos de observaciones. Por consiguiente, instrumental GPS en conjunto a desarrollos tradicionalmente destinados a la sismología pueden disponer de nuevas técnicas y metodologías de estudio de la fuente sísmica en el campo cercano, y en específico, desde el marco teórico presente en la Fase-W, cuya evaluación no solo se restringe a una consideración de eventos sísmicos como fuentes puntuales, sino que otorga posibilidades adicionales de implementación desde modelos

---

de falla finita, tal como el impulsado por Benavente & Cummins (2013) y Benavente et al. (2016) para los eventos del Maule de 2010 ( $M_w = 8.8$ , USGS), Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS) e Illapel de 2015 ( $M_w = 8.3$ , USGS), por tanto, sus alcances en términos de la evaluación de la fuente sísmica son considerables.

#### 4.1.2. Evaluación desde una fuente puntual

Para establecer adecuadamente una metodología de inversión desde una serie de observaciones sismológicas, es necesario primero, precisar la relación entre los parámetros de la fuente y un punto de observación en específico. Luego, y según lo señalado por Shearer (2009), la discusión puede ser iniciada desde el planteamiento de la ecuación de momento para un medio elástico y continuo, es decir:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (4.1)$$

En donde  $\rho = \rho(\vec{x})$  representa la densidad del medio,  $u_i = u_i(\vec{x}, t)$  el desplazamiento observado,  $\tau_{ij}$  el tensor de esfuerzo y  $f_i = f_i(\vec{x}, t)$  el termino asociado a las fuerzas de cuerpo.

Por otra lado, y en orden de obtener una expresión completa para calcular el campo de desplazamiento definido en la expresión (4.1) es conveniente introducir las funciones de Green del medio elástico, las cuales, contienen información sobre la respuesta del medio ante un pulso unitario representativo de la fuerza aplicada en una cierta posición y tiempo (Benavente, 2016). En efecto, para una fuerza  $f_j$  generada en la posición  $\vec{x} = \vec{x}_0$  y tiempo  $t = t_0$  el campo de desplazamiento  $u_i$  resultante en la posición  $\vec{x} = \vec{x}$  e instante  $t = t$  es determinado por:

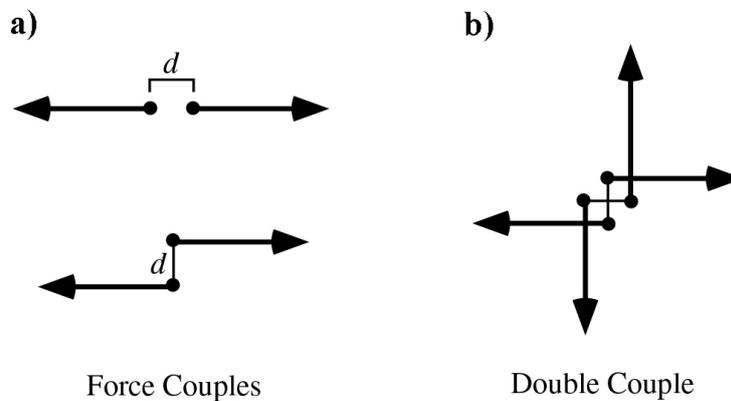
$$u_i(\vec{x}, t) = G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) \quad (4.2)$$

Luego, asumiendo que la función de Green  $G_{ij}$  puede ser calculada, los alcances de la ecuación (4.2) son inmediatos, en el sentido de que tal expresión es lineal y el desplazamiento resultante desde cualquier distribución de fuerzas de cuerpo puede ser calculada

---

como la suma o superposición de las soluciones individuales para cada fuente puntual (Shearer, 2009).

Una consideración relevante en relación a la expresión (4.2) es que su aplicación no puede ser directa en términos de la descripción de la fuente sísmica, luego, es necesario introducir conceptos adicionales para tal procedimiento, lo cual a su vez, se concreta desde la definición de una cupla de fuerzas y de su representación desde el tensor de momento.



**Figura 4.3:** (a) Cuplas de fuerza corresponden a fuerzas puntuales separadas por una pequeña distancia  $d$ . (b) Una doble cupla señala un par de cuplas complementarias que establecen un torque nulo. Imagen modificada de Shearer (2009).

Bajo tal perspectiva y siguiendo el lineamiento descriptivo de Shearer (2009), si se considera la fuente sísmica lo suficientemente pequeña en comparación con la longitud de onda de la energía radiada, entonces, es posible describir a esta como una fuente puntual, sin embargo, una simple fuerza actuando en un punto solo puede ser el resultado de la aplicación de fuerzas externas, por lo tanto, el momento no es conservado. Fuerzas internas resultantes de una explosión o liberación de stress en una falla deben actuar en direcciones opuestas para conservar el momento, constituyendo así, el concepto de cupla de fuerzas, lo cual finalmente, puede ser representado (**Figura 4.3a**) a través de dos

---

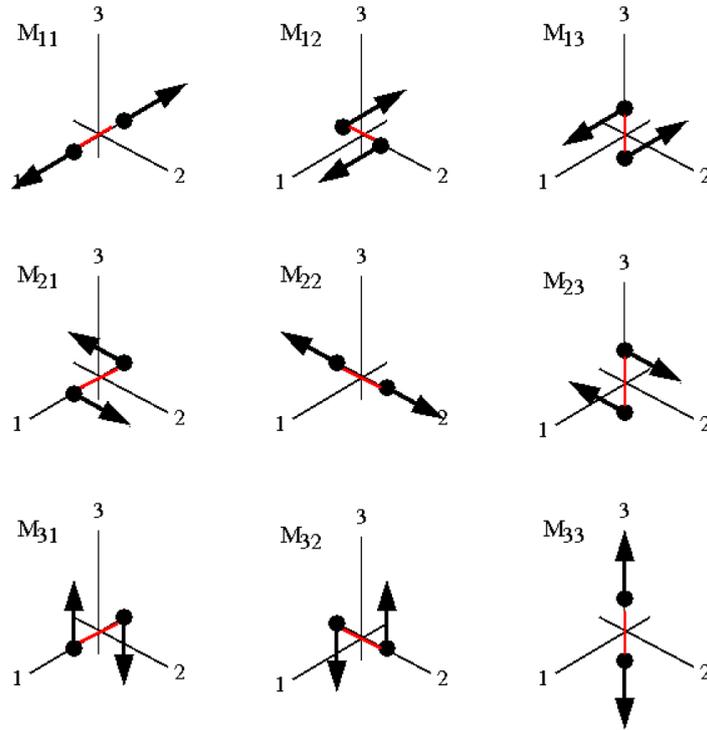
vectores indicativos de la fuerza, separados por una distancia  $d$  y con sentidos opuestos.

Por otra parte, el tensor de momento provee un marco teórico general para describir fuentes sísmicas basadas en la generalización de cuplas de fuerzas. La descripción del tensor de momento no es restrictiva para fuentes sísmicas, sino además, permite cubrir otros tipos de fuentes tales como explosiones, implosiones, deslizamientos, explosiones asociadas a meteoritos (atmosféricas) y una mezcla de modos de rupturas inducidos por fluidos y gases (Dahm and Krüger, 2014).

Luego, es posible definir el tensor de momento  $\mathbf{M}$  como la composición de cuplas de fuerzas ( $M_{ij}$ ) en un sistema coordenado cartesiano, en donde, las fuerzas apuntan en la dirección  $i$  a la vez que se encuentran separadas una distancia  $d$  en la dirección  $j$ . Las nueve diferentes cuplas de fuerzas constitutivas del tensor de momento se esquematizan en la **Figura 4.4** y pueden ser representadas matricialmente según la siguiente expresión:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (4.3)$$

En esta línea, una importante consideración surge de la física fundamental, esto es, si no hay fuerzas externas y torques actuando sobre la fuente entonces el momento lineal y angular deben ser conservados. Luego, para verificar tal condición en su totalidad es relevante definir el tensor de momento expresado en (4.3) como simétrico, es decir, verificando que  $M_{ij} = M_{ji}$ . Lo anterior, permite la cancelación del momento angular a través de la existencia de una cupla de fuerzas complementaria o doble cupla (**Figura 4.3b**) que equilibra las fuerzas presentes en la fuente, definiendo así, solo seis términos independientes para  $\mathbf{M}$ . Por último, para fuentes doble cupla la traza del tensor de momento es cero, esto es  $M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$ , por tanto, se constituye como una eventual condición en el procedimiento de inversión de la fuente sísmica.



**Figura 4.4:** Sistema de cuplas de fuerza representativas de las componentes del tensor de momento a través de un sistema de coordenadas cartesianas. Imagen de Dahm & Krüger (2014).

Por último, y según lo discutido por Shearer (2009) es posible implementar las consideraciones anteriores para expresar el campo de desplazamiento indicado en la ecuación (4.2) como resultado de una cupla de fuerzas en  $\vec{x} = \vec{x}_0$  y en términos de la función de Green como:

$$\begin{aligned}
 u_i(\vec{x}, t) &= G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) - G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0 - \hat{x}_k d, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) \\
 &= \frac{\partial G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} f_j(\vec{x}_0, t_0) d
 \end{aligned} \tag{4.4}$$

En donde los vectores de fuerza  $f_j$  representan una cupla de fuerzas a través de la inclusión de una distancia de separación  $d$  en la dirección  $\hat{x}_k$ . Luego, las componentes del tensor de momento pueden ser definidas por el producto  $f_j(\vec{x}_0, t_0)d$ , en efecto, la expresión (4.4) puede ser reescrita de la siguiente forma:

$$u_i(\vec{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0)}{\partial (x_0)_k} M_{jk}(\vec{x}_0, t_0) \quad (4.5)$$

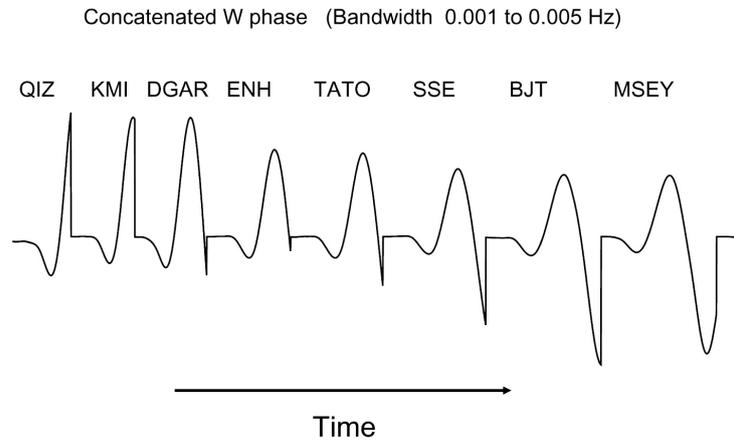
Por tanto, se precisa una relación lineal entre el desplazamiento y las componentes del tensor de momento, lo cual a su vez, involucra la derivadas espaciales de las funciones de Green. Finalmente, si las funciones de Green son calculadas para un modelo de referencia en específico, es posible implementar tal descripción en conjunto a observaciones sísmicas para invertir las componentes del tensor de momento (Shearer., 2009), luego, este procedimiento indicativo para una fuente puntual, puede ser representado matricialmente según lo señalado por Kanamori & Rivera (2008) de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} u_{w,1}^{1,1} & u_{w,1}^{2,2} & \dots & u_{w,1}^{2,3} \\ u_{w,2}^{1,1} & u_{w,2}^{2,2} & \dots & u_{w,2}^{2,3} \\ u_{w,3}^{1,1} & u_{w,3}^{2,2} & \dots & u_{w,3}^{2,3} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ u_{w,k}^{1,1} & u_{w,k}^{2,2} & \dots & u_{w,k}^{2,3} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{23} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{w1} \\ u_{w2} \\ u_{w3} \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ u_{wk} \end{pmatrix} \quad (4.6)$$

En donde  $M_{ij}$  representa los  $ij$  elementos del tensor de momento,  $u_{wk}^{i,j}$  las funciones de Green asociadas a la estación  $k$  y a los  $ij$  elementos del tensor de momento, por último,  $u_{wk}$  corresponde a la Fase-W observada en la correspondiente estación  $k$ .

Finalmente, se considera en la construcción del sistema de ecuaciones indicado en (4.6) la concatenación de las observaciones de Fase-W (en orden creciente con respecto a la distancia epicentral) y de las respectivas columnas de la matriz de funciones de Green, ambos casos, como un vector columna. El detalle de este procedimiento se esquematiza

en la **Figura 4.5**, y su finalidad, solo responde al propósito de otorgar condiciones de facilidad en la evaluación de las señales disponibles para el proceso de inversión.



**Figura 4.5:** Esquema de concatenación de una serie de observaciones de Fase-W. Imagen de Kanamori & Rivera (2008).

### 4.1.3. Modelo de falla finita

Con el objetivo de definir un modelo de deslizamiento cosísmico desde una serie de observaciones de Fase-W, es necesario primero, desarrollar el planteamiento indicado por una fuente puntual y de su caracterización a través del tensor de momento. Luego, un paso fundamental es la identificación de los parámetros geométricos descriptivos de una falla (**Figura 4.6**), los cuales a su vez, son determinados por los conceptos de rake ( $\lambda$ ), dip ( $\delta$ ) y strike ( $\phi$ ) de la fuente sísmica.

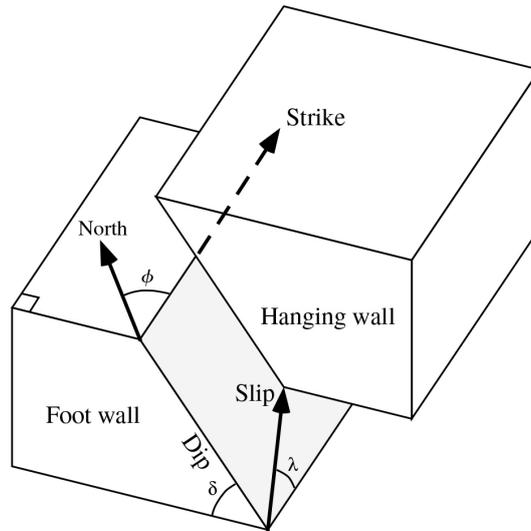
En adición a tales parámetros geométricos, es de importancia introducir el concepto de momento sísmico escalar ( $M_0$ ), el cual otorga una descripción de la energía liberada (medida en Newton-metro o dina-centímetro) durante un evento sísmico en términos de la rigidez ( $\mu$ ), del deslizamiento promedio ( $S$ ) y del área de ruptura ( $A$ ):

$$M_0 = \mu SA \quad (4.7)$$

Luego, dada las consideraciones anteriores, es posible iniciar el desarrollo de un modelo

de deslizamiento de falla finita desde el concepto de una fuente puntual indicado en la expresión (4.6), esto, producto que para una fuente doble cupla, las componentes cartesianas del tensor de momento pueden ser definidas en términos de los parámetros geométricos de la falla (strike, dip y rake) y del momento sísmico escalar (Bock, 2012), es decir:

$$\begin{aligned}
 M_{11} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) &= M_0 m^{1,1} \\
 M_{12} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + 0,5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) &= M_0 m^{1,2} \\
 M_{13} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) &= M_0 m^{1,3} \\
 M_{22} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) &= M_0 m^{2,2} \\
 M_{23} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi) &= M_0 m^{2,3} \\
 M_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda &= M_0 m^{3,3}
 \end{aligned} \tag{4.8}$$



**Figura 4.6:** Un plano de falla puede ser definido a través del strike ( $\phi$ ) y dip o ángulo de buzamiento de la falla ( $\delta$ ), además de la dirección del vector de deslizamiento o rake ( $\lambda$ ). Imagen de Shearer (2009).

Una consideración relevante en términos de la aplicación de las expresiones señaladas con anterioridad tiene relación con una correcta asociación entre las funciones de Green y las componentes del tensor de momento. Luego, para el caso práctico de esta

---

investigación se empleara la misma base de datos utilizada por Kanamori & Rivera (2008), en efecto, la notación de la teoría de modos normales debe ser considerada en las componentes del tensor de momento, lo cual a su vez, puede concretarse utilizando coordenadas esféricas  $(r;\theta;\phi)$ , en donde  $r$  es la distancia radial entre la fuente y el centro de la Tierra,  $\theta$  es la colatitud y  $\phi$  es la longitud de la fuente puntual (Bock, 2012), finalmente, los seis elementos independientes del tensor de momento expresados en un sistema coordenado cartesiano y relativo a las componentes  $(r;\theta;\phi)$  son definidos por las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
M_{\theta\theta} &= M_{TT} = M_{11} \\
M_{\phi\phi} &= M_{PP} = M_{22} \\
M_{rr} &= M_{RR} = M_{33} \\
M_{\phi\theta} &= M_{PT} = -M_{12} \\
M_{\theta r} &= M_{TR} = M_{13} \\
M_{\phi r} &= M_{PR} = -M_{23}
\end{aligned} \tag{4.9}$$

Por otra parte, es importante destacar que las componentes del tensor de momento relativas a los términos  $(r;\theta;\phi)$  requieren en el procedimiento de inversión de una rotación en torno al eje vertical predispuesto en la fuente, lo cual a su vez, es determinado por una cantidad representativa al azimut  $\Phi$  entre la respectiva fuente y un punto de observación Q bajo la siguiente composición señalada por Kanamori & Rivera (2008):

$$\begin{aligned}
M'_{\theta\theta} &= M_{\phi\phi} \sin^2 \Phi + 2M_{\phi\theta} \sin \Phi \cos \Phi + M_{\theta\theta} \cos^2 \Phi \\
M'_{\phi\phi} &= M_{\phi\phi} \cos^2 \Phi - 2M_{\phi\theta} \sin \Phi \cos \Phi + M_{\theta\theta} \sin^2 \Phi \\
M'_{rr} &= M_{rr} \\
M'_{\phi\theta} &= -\frac{1}{2}(M_{\theta\theta} - M_{\phi\phi}) \sin 2\Phi + M_{\phi\theta} \cos 2\Phi \\
M'_{\theta r} &= M_{\theta r} \cos \Phi + M_{\phi r} \sin \Phi \\
M'_{\phi r} &= M_{\phi r} \cos \Phi - M_{\theta r} \sin \Phi
\end{aligned} \tag{4.10}$$

Por consiguiente, al implementar los términos de (4.10) en el sistema de ecuaciones de (4.6) y su asociación con la descripción del tensor de momento en componentes cartesia-

nas, se obtiene como resultado, la rotación de las funciones Green indicativas a cada componente del tensor de momento. Luego, esta etapa constituye un paso fundamental en un procedimiento de inversión de datos, en donde, es posible considerar la cobertura de estaciones sismológicas empleadas y su configuración con respecto a la fuente.

Luego, si se considera la relación indicada en (4.8) entre las componentes del tensor de momento y la geometría de una determinada falla ( $M_0, \delta, \lambda, \phi$ ), junto a las respectivas relaciones de (4.9) y (4.10), es posible entonces, ampliar la metodología de inversión desde una fuente puntual hacia a una falla finita. Lo anterior, permite en efecto determinar la distribución de deslizamiento del evento en estudio, en donde es necesario además considerar la expresión del tensor de momento desde la teoría de modos normales y desde la descomposición del momento sísmico escalar definido en (4.7), esto, con el propósito de establecer el deslizamiento ( $S$ ) como variable objetivo en la inversión de datos. Por lo tanto, si se considera un plano de falla compuesto por  $n$  subfallas y  $k$  observaciones, entonces, el sistema de ecuaciones indicativo para el caso puede ser expresado como:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{g}^1[S_1]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_1]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_1]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}^1[S_2]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_2]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_2]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}^1[S_3]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_3]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_3]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}^1[S_4]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_4]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_4]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}^1[S_5]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_5]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_5]_{(1 \times t_k)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathbf{g}^1[S_n]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}^2[S_n]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}^k[S_n]_{(1 \times t_k)} \end{pmatrix}^T \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ S_5 \\ \dots \\ S_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{(t_1 \times 1)}^1 \\ \mathbf{U}_{(t_2 \times 1)}^2 \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \mathbf{U}_{(t_k \times 1)}^k \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{G}_{(t_1+t_2+\dots+t_k) \times n}^W \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{U}_{(t_1+t_2+\dots+t_k) \times 1}^W \quad (4.11)$$

$$\mathbf{g}^k[S_n]_{(1 \times t_k)} = \mu_n A_n \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 u_{k,n}^{i,j} m_n^{i,j}(\delta_n, \lambda_n, \phi_n) \quad (4.12)$$

En donde  $\mathbf{U}_{(t_1 \times 1)}^k$  señala la  $k$ -ésima observación de Fase-W compuesta por un muestreo de  $t_k$  elementos,  $S_n$  indica el deslizamiento de la subfalla  $n$ -ésima y  $\mathbf{g}^k[S_n]_{(1 \times t_k)}$

---

identifica la caracterización geométrica representativa entre la subfalla  $n$ -ésima y la observación  $k$ -ésima, lo cual a su vez, se define desde la rigidez  $\mu_n$  y el área  $A_n$  de la subfalla  $n$ -ésima junto a la sumatoria del producto entre las funciones de Green  $u_{k,n}^{i,j}$  y la respectiva descomposición geométrica  $m_n^{i,j}$  de las componentes  $ij$  del tensor de momento. Por último, las columnas de la matriz  $\mathbf{G}^W$  y las observaciones  $\mathbf{U}^W$  se expresan concatenadas en forma análoga al planteamiento de una fuente puntual.

Por otra parte, dos consideraciones deben ser incluidas en la evaluación del sistema de ecuaciones indicado en (4.11), esto es, una velocidad máxima de ruptura  $v_r^m$  (e.g. Olson & Apsel, 1982; Benavente, 2016) y la aplicación de una metodología de Múltiples Ventanas de Tiempo (Olson & Apsel, 1982) para estimar una distribución espacio-temporal de deslizamiento en cada subfalla. En efecto, dada una máxima velocidad de ruptura es posible definir un retardo en el tiempo de ruptura en  $N$  ventanas de tiempo, luego, cada subfalla puede definir un deslizamiento  $N$  veces, simulando así, una fuente sísmica realista (**Figura 4.7**) para el evento en estudio.

Por consiguiente, para establecer la parametrización desde la técnica de Múltiples Ventanas de Tiempo, es necesario primero, indicar la discretización del plano de falla, el cual, puede ser dividido en un conjunto de subfallas en donde el deslizamiento puede ser alojado  $N$  veces. Luego, la forma funcional de la parametrización señalada por Olson & Apsel (1982) y Benavente (2016) puede ser indicada de la siguiente forma:

$$S_{(\vec{x},t)} = \sum_{n=1}^n X_n(\vec{x}) \sum_{k=1}^N S_{nk} P_k(\vec{x}, t) \quad (4.13)$$

$$X_n(\vec{x}) = \begin{cases} 1 & \text{si está en la } n\text{-ésima subfalla} \\ 0 & \text{si no está en la } n\text{-ésima subfalla} \end{cases} \quad (4.14)$$

$$P_k(\vec{x}, t) = F(t - T(\vec{x}) - k\delta t) \quad (4.15)$$

En donde  $n$  representa la subfalla objetivo,  $S_{nk}$  el deslizamiento en la subfalla  $n$  para la  $k$ -ésima ventana de tiempo (con una máxima distribución en  $N$  ventanas) y la función  $X_n$  permite la activación de subfallas según sea su distribución espacial con respecto al

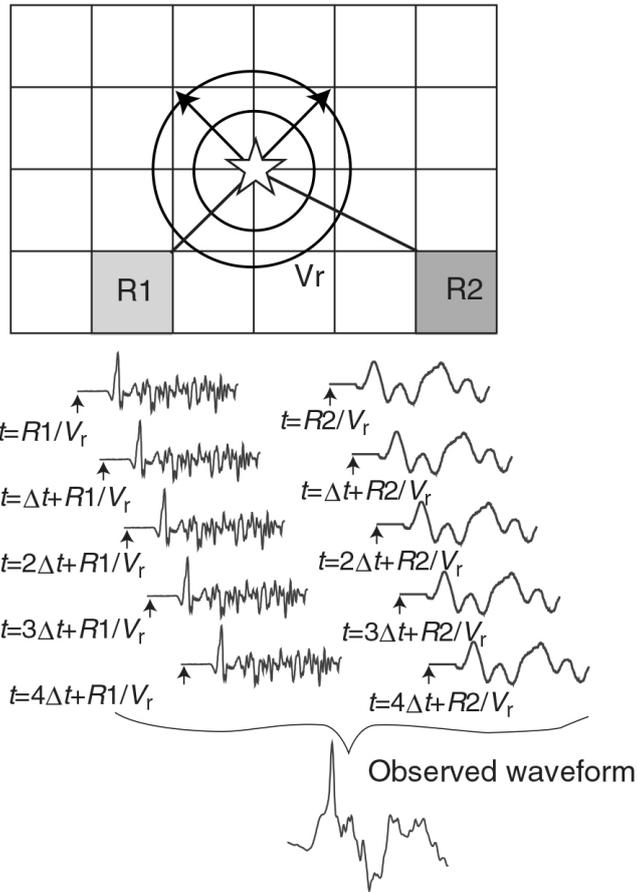
hipocentro. Por otra parte, el término  $P_k$  indica la dependencia temporal del  $k$ -ésimo deslizamiento de una subfalla, lo cual finalmente, se relaciona directamente con el tiempo de activación de la subfalla  $T(\vec{x})$  y de un incremento  $\delta t$  en el tiempo según sea la ventana de tiempo  $k$  en análisis. Por último, el tiempo de activación de cada subfalla depende de la máxima velocidad de ruptura, es decir:

$$T(\vec{x}) = \frac{|\vec{x} - \vec{x}_0|}{v_m^r} \quad (4.16)$$

Para  $\vec{x}_0$  y  $\vec{x}$  indicativos de la posición del hipocentro y de la subfalla respectivamente. Por otro lado,  $v_m^r$  puede ser considerado efectivamente como un promedio de la velocidad de ruptura (Benavente, 2016).

Finalmente, es posible reconsiderar el planteamiento del sistema de ecuaciones indicado en (4.11) basado en la técnica de Múltiples Ventanas de Tiempo. Luego, este procedimiento conlleva un aumento de  $N$  veces los parámetros de inversión, sin embargo, establece una ruptura más realista con respecto al número de subfallas a la vez que mantiene el desarrollo de un problema lineal. La matriz  $\mathbf{G}^W$  y vector  $\mathbf{S}$  pueden ser expresados para  $N$  ventanas de tiempo como:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{g}_1^1[S_1]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_1]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_1]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}_1^1[S_2]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_2]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_2]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}_1^1[S_3]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_3]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_3]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}_1^1[S_4]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_4]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_4]_{(1 \times t_k)} \\ \mathbf{g}_1^1[S_5]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_5]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_5]_{(1 \times t_k)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathbf{g}_1^1[S_n]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_1^2[S_n]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_1^k[S_n]_{(1 \times t_k)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \mathbf{g}_N^1[S_n]_{(1 \times t_1)} & \mathbf{g}_N^2[S_n]_{(1 \times t_2)} & \dots & \mathbf{g}_N^k[S_n]_{(1 \times t_k)} \end{pmatrix}^T \cdot \begin{pmatrix} S_{1,1} \\ S_{2,1} \\ S_{3,1} \\ S_{4,1} \\ S_{5,1} \\ \dots \\ S_{n,1} \\ \dots \\ S_{n,N} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{(t_1 \times 1)}^1 \\ \mathbf{U}_{(t_2 \times 1)}^2 \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ \mathbf{U}_{(t_k \times 1)}^k \end{pmatrix} \quad (4.17)$$



**Figura 4.7:** Esquema indicativo de la aplicación de la técnica de Múltiples Ventanas de Tiempo. Cada subfalla es activada en base a una velocidad de ruptura, luego, la metodología de Múltiples Ventanas de Tiempo permite definir  $N$  veces el deslizamiento en una subfalla con respecto a las  $N$  posibles ventanas de tiempo. Imagen modificada de Satake et al. (2013).

#### 4.1.4. Regularización

El sistema de ecuaciones descrito en la expresión (4.17) junto a las condiciones necesarias para garantizar la inversión de datos desde un modelo de falla finita, establece un número de incógnitas mayor al número de ecuaciones disponibles, luego, se configura un sistema compatible indeterminado con infinitas soluciones, por tanto, se requiere regularizar el sistema de ecuaciones para obtener soluciones apropiadas en el problema.

---

En efecto, con el propósito de definir soluciones físicamente acordes con la distribución de deslizamiento cosísmico en una serie de subfallas, se asumirán dos condiciones de regularización del sistema de ecuaciones, luego, estas pueden ser descritas desde el enfoque de la minimización y suavidad del deslizamiento resultante en la serie de subfallas del modelo.

## Minimización del deslizamiento

Bajo esta perspectiva, y según lo señalado por Peña C. (2014) se busca que el deslizamiento ( $\mathbf{S}$ ) en un determinado sistema de ecuaciones no aumente desmesuradamente en ciertas zonas o subfallas, luego, el deslizamiento crece solamente si es necesario para ajustar las observaciones. Por consiguiente, el proceso de minimización puede ser concretado a través de una matriz identidad ( $\mathbf{I}$ ) y de un escalar  $\lambda_1$  que establece la cantidad y/o proporción del deslizamiento ( $\mathbf{S}$ ) en la serie de subfallas del problema:

$$\lambda_1 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ S_5 \\ \dots \\ S_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ \dots \\ 0_n \end{pmatrix}$$

$$\lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{0}_{n \times 1} \quad (4.18)$$

De esta forma, la expresión (4.18) en conjunto al sistema de ecuaciones indicado en (4.17), reducirá al mínimo los deslizamientos obtenidos en el procedimiento de inversión.

---

## Suavidad del deslizamiento

Incluir condiciones de suavidad para regularizar el sistema de ecuaciones implica obligar a generar subfallas con deslizamientos “similares” y con ello hacer que las soluciones en cada subfalla sean más “suaves” o que sus valores no cambien abruptamente entre fallas vecinas (Peña, C., 2014). Luego, la expresión que regula esta condición puede ser definida para  $n$  subfallas de la siguiente forma:

$$\lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{0}_{n \times 1} \quad (4.19)$$

En donde,  $\lambda_2$  regula la intensidad de la suavidad buscada y  $\mathbf{F}$  es entendida como la matriz suavizadora, la cual, define en totalidad sus elementos a través del Laplaciano para diferencias finitas en 2-D:

$$\nabla^2 S_{ij} = \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} \quad (4.20)$$

Luego,  $\nabla^2 S_{ij}$  representa el deslizamiento suavizado de la subfalla, esto, para un  $i$  y  $j$  indicativos de la posición de la subfalla en la dirección del manto y del rumbo del plano de falla respectivamente.

Por otra parte, y según a lo planteado por Novoa C. (2015), la descripción de la expresión (4.20) dependerá además de la posición de la subfalla con respecto al plano de falla del modelo (**Figura 4.8**), esto es, bajo la consideración de las ecuaciones (4.21) y (4.22) para subfallas centrales, y finalmente, desde las expresiones (4.23) y (4.24) para subfallas emplazadas en los vértices del plano de falla (ejemplo para  $i = j = 0$ ):

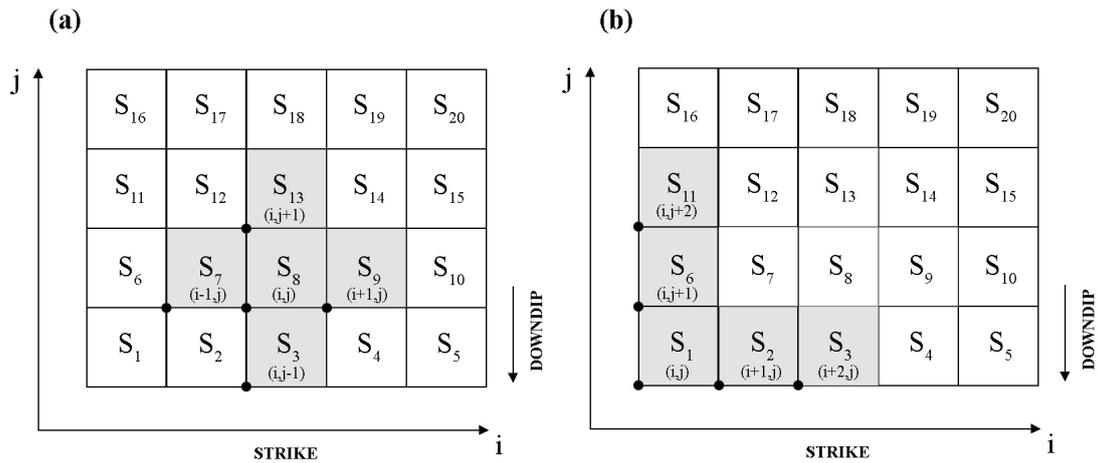
$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{S(i+1, j) + S(i-1, j) - 2S(i, j)}{h_x^2} \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{S(i, j+1) + S(i, j-1) - 2S(i, j)}{h_y^2} \quad (4.22)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \frac{S(i, j) - 2S(i+1, j) + S(i+2, j)}{h_x^2} \quad (4.23)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \frac{S(i, j) - 2S(i, j+1) + S(i, j+2)}{h_y^2} \quad (4.24)$$

En donde, los términos  $h_x$  y  $h_y$  corresponden al ancho de la subfalla en la dirección del rumbo y del manteo respectivamente. Luego, el procedimiento responde a una configuración simétrica, por tanto, independiente de la subfalla en análisis, el método es precisado por alguna de las expresiones particulares mencionadas anteriormente.

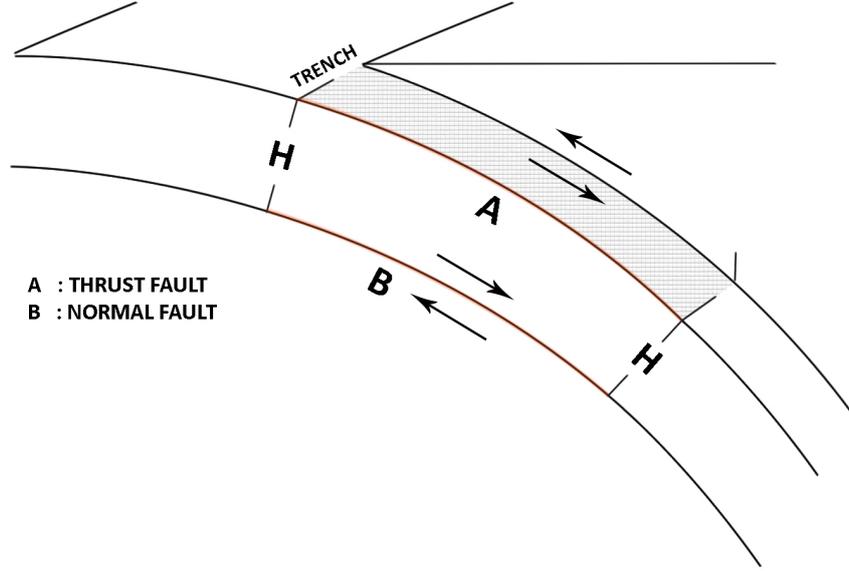


**Figura 4.8:** Sistema coordenado  $i$ - $j$  empleado en la referenciación de subfallas con respecto al rumbo u strike y manteo del plano de falla. Se ha ejemplificado en color gris el caso para (a) una subfalla central y (b) para una subfalla emplazada en el vertice del plano de falla, luego, la evaluación de una subfalla en la posición  $(i, j)$ , contempla la consideración de los deslizamientos de las subfallas adyacentes según sea el caso. Por último, la evaluación de la suavidad en las subfallas restantes del plano de falla responden a un procedimiento análogo, y por tanto, pueden generalizarse desde las presentes configuraciones.

#### 4.1.5. Modelo cosísmico en zonas de subducción

Para establecer un modelo de falla finita referente al periodo cosísmico y desde la concepción del Slab Model, es necesario primero, definir un sistema de ecuaciones referente a un plano de falla entandar bajo un fallamiento de tipo inverso, y en donde además, pueda considerarse los dos niveles de regularización, esto es, minimización y suavidad

del deslizamiento. Luego, el sistema de ecuaciones descrito en (4.17) representativo a la metodología de Múltiples Ventanas de Tiempo junto al procedimiento de regularización de (4.18) y (4.19) pueden definir la siguiente expresión en términos de un modelo cosísmico dada una serie de observaciones de Fase-W.



**Figura 4.9:** Slab Model en zonas de subducción relativo al periodo cosísmico. Se indica la zona sismogénica a través de las interfases A y B con fallamientos de tipo inverso y normal respectivamente. El espesor asociado a la separación de las interfases se ha indicado como  $H$ .

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}^{\mathbf{W}^1}_{t \times n} & \mathbf{G}^{\mathbf{W}^2}_{t \times n} & \dots & \mathbf{G}^{\mathbf{W}^N}_{t \times n} \\ \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} & \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} & \dots & \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} \\ \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \mathbf{S}^{\mathbf{W}^1}_{n \times 1} \\ \mathbf{S}^{\mathbf{W}^2}_{n \times 1} \\ \dots \\ \mathbf{S}^{\mathbf{W}^N}_{n \times 1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{U}^{\mathbf{W}}_{t \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \dots \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \end{pmatrix} \quad (4.25)$$

En donde  $\mathbf{G}^{\mathbf{W}^N}_{t \times n}$  señala a las funciones de Green para la respectiva ventana de tiempo  $N$  dependiente a su vez de  $n$  subfallas, y cuya generalización además, está determinada por

---

$t = t_1 + t_2 + \dots + t_k$  elementos constitutivos de las dimensiones para  $k$  observaciones concatenadas  $\mathbf{U}_{t \times 1}^{\mathbf{W}}$  de Fase-W. Adicionalmente, los procedimientos de minimización y suavidad del deslizamiento se han construido en forma de garantizar una aplicación independiente para cada ventana de tiempo.

Luego, una adecuada implementación numérica a través de un problema de mínimos cuadrados no negativos o NNLS (Non-Negative Least Squares) permite definir soluciones positivas en términos de un deslizamiento  $\mathbf{S}$  incógnita, esto, para una serie de  $n$  subfallas y  $N$  ventanas de tiempo.

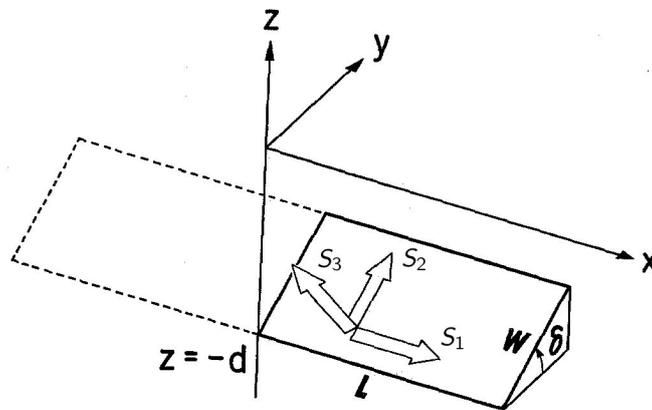
Finalmente, la ampliación del sistema de ecuaciones de (4.25) hacia una representación de la propuesta del Slab Model, en específico para el periodo cosísmico (**Figura 4.9**), implica, la adición en términos de la fuente sísmica de una nueva interfase de fallamiento, esto, bajo la misma discretización espacial de subfallas pero con diferencias en términos geométricos desde un fallamiento relativo de tipo normal y con respecto a un espesor  $H$  asociado a la placa subductante. Luego, las observaciones de Fase-W dependientes de ambas interfases pueden ser expresadas para una sola ventana de tiempo como:

$$\mathbf{G}_{\mathbf{A}}^{\mathbf{W}} \cdot \mathbf{S}_{\mathbf{A}} + \mathbf{G}_{\mathbf{B}}^{\mathbf{W}} \cdot \mathbf{S}_{\mathbf{B}} = \mathbf{U}^{\mathbf{W}} \quad (4.26)$$

De esta forma, se postula como respuesta a los desplazamientos observados ( $\mathbf{U}^{\mathbf{W}}$ ) una composición de deslizamiento derivado de un fallamiento de tipo inverso ( $\mathbf{S}_{\mathbf{A}}$ ) y normal ( $\mathbf{S}_{\mathbf{B}}$ ), los cuales a su vez, se distribuyen en subfallas para una interfase superior e inferior bajo una caracterización geométrica independiente en cada caso, esto es,  $\mathbf{G}_{\mathbf{A}}^{\mathbf{W}}$  y  $\mathbf{G}_{\mathbf{B}}^{\mathbf{W}}$ . Luego, el sistema de ecuaciones representativo a tal distribución y considerando  $N_{\mathbf{A}}$  y  $N_{\mathbf{B}}$  ventanas de tiempo para las interfases  $\mathbf{A}$  y  $\mathbf{B}$ , puede ser planteado según lo indicado en la expresión (4.27), en donde además, se ha incluido una regularización del sistema de ecuaciones independiente tanto para las ventanas de tiempo como para las interfases  $\mathbf{A}$  ( $\lambda_1, \lambda_2$ ) y  $\mathbf{B}$  ( $\lambda_3, \lambda_4$ ), esto es, minimización y suavidad del deslizamiento respectivamente.

$$\begin{pmatrix}
 \mathbf{G}_{A \ t \times n}^{W^1} & \dots & \mathbf{G}_{A \ t \times n}^{W^{N_A}} & \mathbf{G}_{B \ t \times n}^{W^1} & \dots & \mathbf{G}_{B \ t \times n}^{W^{N_B}} \\
 \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} & \dots & \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} & \lambda_3 \mathbf{I}_{n \times n} & \dots & \lambda_3 \mathbf{I}_{n \times n} \\
 \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} & \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} & \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} \\
 \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} & \lambda_4 \mathbf{F}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} \\
 \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \mathbf{0}_{n \times n} & \mathbf{0}_{n \times n} & \dots & \lambda_4 \mathbf{F}_{n \times n}
 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix}
 \mathbf{S}_{A \ n \times 1}^{W^1} \\
 \dots \\
 \mathbf{S}_{A \ n \times 1}^{W^{N_A}} \\
 \mathbf{S}_{B \ n \times 1}^{W^1} \\
 \dots \\
 \mathbf{S}_{B \ n \times 1}^{W^{N_B}}
 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix}
 \mathbf{U}_{t \times 1}^W \\
 \mathbf{0}_{n \times 1} \\
 \mathbf{0}_{n \times 1} \\
 \dots \\
 \mathbf{0}_{n \times 1} \\
 \mathbf{0}_{n \times 1} \\
 \dots \\
 \mathbf{0}_{n \times 1}
 \end{pmatrix} \quad (4.27)$$

## 4.2. Modelo de falla finita: Soluciones analíticas de Okada (1985)



**Figura 4.10:** Geometría del modelo de fuente. Se indica el sistema de coordenadas  $(x, y, z)$  dependientes del rumbo y buzamiento  $(\delta)$  de la falla rectangular finita de ancho  $W$  y largo  $L$ , a su vez, la fuente se caracteriza por una profundidad  $d$  y deslizamientos en torno al rumbo o strike-slip ( $S_1$ ), con respecto al ángulo de buzamiento o dip-slip ( $S_2$ ) y en sentido vertical al plano de falla o tensile ( $S_3$ ). Imagen modificada de Okada, Y. (1985).

---

El estudio del ciclo sísmico en zonas de subducción puede ser ampliamente tratado desde un eventual registro de posicionamiento otorgado por instrumental geodésico, en específico, desde Global Positioning System o GPS. Por otra parte, la implementación de tales registros en un modelo de estático de falla finita requiere inicialmente una teoría base que permita asociar correctamente un proceso de dislocación con una respectiva deformación superficial, luego, tal descripción puede ser implementada desde la teoría de la deformación superficial debido a una falla rectangular finita en un semiespacio homogéneo, lo cual su vez, se especifica desde las soluciones analíticas Okada (1985).

Luego, las siguientes subsecciones 4.2.1 y 4.2.2 abordan tal descripción desde una perspectiva cosísmica, por consiguiente, el proceso de dislocación antes descrito es referido netamente al deslizamiento cosísmico, sin embargo, su aplicación puede extenderse en forma directa a registros de velocidades intersísmicas y postsísmicas, tal como lo indica, la respectiva y última subsección de este capítulo.

#### **4.2.1. Deformación superficial debido a una falla finita en un semiespacio homogéneo**

La discusión puede ser iniciada en base a la parametrización de desplazamientos en superficie en tres componentes  $(u_x, u_y, u_z)$  producto de deslizamientos definidos en la dirección del rumbo o strike-slip y del manteo o dip-slip. Luego, para proceder con tal descripción, es necesario considerar la base geométrica indicada por Okada (1985) y esquematizada en la **Figura 4.10**, en donde además, se asume como fuente y/o sistema de referencia a una falla rectangular finita de largo  $L$  y ancho  $W$ .

Por otra parte, es importante destacar que las expresiones indicadas a continuación consideran una representación compacta a través de la notación de Chinnery denotada

por la expresión “||”, en efecto, tal descripción puede ser desarrollada como:

$$f(\xi, \eta)|| = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (4.28)$$

En donde, se presenta una dependencia a través de parámetros geométricos tales como el ancho  $W$  y largo  $L$  de la falla, y de su respectiva posición en el sistema de referencia de Okada, lo cual a su vez, es determinado por su coordenada en  $x$  y por la variable  $p$  dependiente de  $y$ , de la profundidad  $d$  y del buzamiento de la falla  $\delta$ , esto es:

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta. \quad (4.29)$$

Luego, considerado que los desplazamientos en superficie pueden ser descritos por deslizamientos en sentidos del rumbo de la falla o strike-slip ( $u_{x_{ss}}, u_{y_{ss}}, u_{z_{ss}}$ ) y del manteo o dip-slip ( $u_{x_{ds}}, u_{y_{ds}}, u_{z_{ds}}$ ), es posible entonces, detallar su descripción bajo la notación de Chinnery de la siguiente forma:

$$u_{x_{ss}} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_1 \sin \delta \right] \quad (4.30)$$

$$u_{y_{ss}} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} + I_2 \sin \delta \right] \quad (4.31)$$

$$u_{z_{ss}} = -\frac{S_1}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} + I_4 \sin \delta \right] \quad (4.32)$$

$$u_{x_{ds}} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (4.33)$$

$$u_{y_{ds}} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (4.34)$$

$$u_{z_{ds}} = -\frac{S_2}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (4.35)$$

Parámetros que finalmente, dependerán de una completa descripción geométrica y espacial de la falla en estudio, esto, incluyendo consideraciones adicionales de constantes elásticas tales como los parámetros de Lamé ( $\lambda, \mu$ ) indicativos del comportamiento elástico del medio ante una eventual deformación. Luego, en base a lo indicado por Okada

(1985), la serie de sustituciones pueden ser resumidas bajo la siguiente composición:

$$I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ -\frac{1}{\cos \delta} \frac{\xi}{R + \hat{d}} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \quad (4.36)$$

$$I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \quad (4.37)$$

$$I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{\cos \delta} \frac{\hat{y}}{R + \hat{d}} - \ln(R + \eta) \right] + \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \quad (4.38)$$

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos \lambda} \left[ \ln(R + \hat{d}) - \sin \delta \ln(R + \eta) \right] \quad (4.39)$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \quad (4.40)$$

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta \quad (4.41)$$

$$q = y \sin \delta - d \cos \delta \quad (4.42)$$

$$\hat{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta \quad (4.43)$$

$$\hat{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta \quad (4.44)$$

$$R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \hat{y}^2 + \hat{d}^2 \quad (4.45)$$

$$X^2 = \xi^2 + q^2 \quad (4.46)$$

## 4.2.2. Modelo de falla finita

Con el objetivo de establecer un modelo de falla finita desde un registro de desplazamiento en tres componentes, se requiere en una primera etapa, que los deslizamientos en sus componentes strike-slip ( $S_1$ ) y dip-slip ( $S_2$ ) sean expresados en función de un deslizamiento neto ( $S$ ) y del vector de deslizamiento o rake de la falla ( $\lambda$ ), es decir, bajo la siguiente descripción:

$$S_1 = S \cos \lambda \quad (4.47)$$

$$S_2 = S \sin \lambda \quad (4.48)$$

Luego, las ecuaciones constitutivas de los desplazamientos en superficie señaladas en las expresiones (4.30) a (4.35) pueden ser reescritas en términos de un deslizamiento neto y del rake de la falla, esto, con el propósito de establecer expresiones con respecto a dos elementos claves definidos tanto por el deslizamiento objetivo involucrado en un

eventual proceso de inversión como de la respectiva caracterización geométrica de la falla dependiente de la zona de subducción en estudio. Por consiguiente, la reevaluación de los desplazamientos en superficie producto de la incorporación de las ecuaciones (4.47) y (4.48) puede ser implementada según las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
u_{x_{-ss}} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_1 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
u_{y_{-ss}} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} + I_2 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
u_{z_{-ss}} &= -\frac{S \cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} + I_4 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
u_{x_{ds}} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
u_{y_{ds}} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
u_{z_{ds}} &= -\frac{S \sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\|
\end{aligned} \tag{4.49}$$

En efecto, las ecuaciones indicadas con anterioridad permiten establecer un término geométrico dependiente de la falla en análisis, el cual a su vez, puede ser definido según sea la componente de desplazamiento objetivo, esto es:

$$\begin{aligned}
Gu_{x_{-ss}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_1 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
Gu_{y_{-ss}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} + I_2 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
Gu_{z_{-ss}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\cos \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \eta)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} + I_4 \sin \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
Gu_{x_{ds}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
Gu_{y_{ds}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{y}q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\| \\
Gu_{z_{ds}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| &= -\frac{\sin \lambda}{2\pi} \left[ \frac{\hat{d}q}{R(R + \xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \left( \frac{\xi \eta}{qR} \right) - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \Bigg\| \Bigg\|
\end{aligned} \tag{4.50}$$

En donde los variables  $Gu_{x_{-ss}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\| \dots Gu_{z_{ds}}(\xi, \eta) \Big\| \Big\|$  representan consecuentemente la caracterización geométrica de la falla bajo la respectiva notación de Chinnery.

Por consiguiente, si se requiere establecer observaciones de desplazamiento superficial en tres componentes ( $u_x, u_y, u_z$ ), estas pueden ser consideradas como la suma de los desplazamientos derivados de las componentes strike-slip y dip-slip, en donde además, es requerida una descripción en términos de un deslizamiento neto y de una caracterización geométrica de la respectiva falla. Luego, este planteamiento puede ser instaurado bajo el marco de referencia de Okada y en relación a una determinada dislocación según la siguiente descripción:

$$u_x = u_{x-ss} + u_{x-ds} = (Gu_{x-ss}(\xi, \eta) + Gu_{x-ds}(\xi, \eta))S \quad (4.51)$$

$$u_y = u_{y-ss} + u_{y-ds} = (Gu_{y-ss}(\xi, \eta) + Gu_{y-ds}(\xi, \eta))S \quad (4.52)$$

$$u_z = u_{z-ss} + u_{z-ds} = (Gu_{z-ss}(\xi, \eta) + Gu_{z-ds}(\xi, \eta))S \quad (4.53)$$

Por otra parte, bajo la finalidad de caracterizar los desplazamientos en superficie producto de una dislocación generada por una falla rectangular finita, es necesario además, considerar los resultados en un marco de referencia geográfico norte-este. Para esto, es necesario definir una rotación desde el sistema de referencia de origen (**Figura 4.11**), en cuyo caso, se expresa una dependencia directa con el strike ( $\phi$ ) de la falla:

$$U_e = u_x \sin(\phi) - u_y \cos(\phi) \quad (4.54)$$

$$U_n = u_x \cos(\phi) + u_y \sin(\phi) \quad (4.55)$$

$$U_z = u_z \quad (4.56)$$

Luego, aplicando el detalle de las componentes por desplazamiento ( $u_x, u_y, u_z$ ) definidas en las ecuaciones (4.51), (4.52) y (4.53) bajo un sistema coordenado norte-este detallado en las expresiones (4.54), (4.55) y (4.56), es posible entonces, resumir el planteamiento de las soluciones analíticas de Okada con respecto la serie de consideraciones anteriores:

$$U_e = [(Gu_{x-ss} + Gu_{x-ds}) \sin \varphi - (Gu_{y-ss} + Gu_{y-ds}) \cos \varphi] S = G_e S \quad (4.57)$$

$$U_n = [(Gu_{x-ss} + Gu_{x-ds}) \cos \varphi + (Gu_{y-ss} + Gu_{y-ds}) \sin \varphi] S = G_n S \quad (4.58)$$

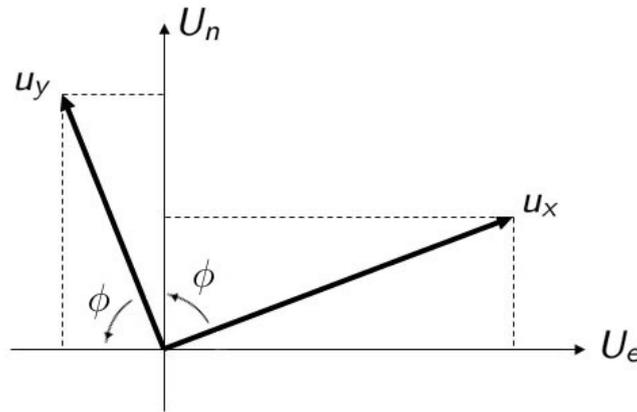
$$U_z = (Gu_{z-ss} + Gu_{z-ds})S = G_e S \quad (4.59)$$

De esta manera, y para efectos prácticos a nivel de código, las soluciones analíticas de Okada permitirán determinar la caracterización geométrica de la falla, y en términos de

resultado, obtener el deslizamiento de una falla a partir de un procedimiento de inversión de datos de desplazamiento en superficie. Esquemáticamente, las ecuaciones (4.57), (4.58) y (4.59) pueden resumirse bajo la notación indicada por Novoa C. (2015):

$$U_e, U_n, U_z = F_{okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi) \cdot S \quad (4.60)$$

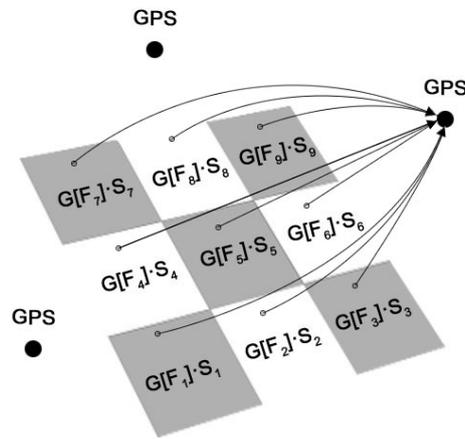
En donde,  $F_{okada}(x, y, z, W, L, \delta, \lambda, \phi)$  representa la caracterización geométrica de la falla determinada por las expresiones analíticas de Okada, por otra parte,  $S$  corresponde al deslizamiento objetivo del procedimiento de inversión, y los términos  $U_e$ ,  $U_n$  y  $U_z$  indican los desplazamientos observados en sus respectivas componentes este, norte y vertical.



**Figura 4.11:** Rotación de desplazamientos superficiales ( $u_x, u_y$ ) desde el sistema de coordenadas postulado por Okada (1985) a un sistema de coordenadas geográficas norte-este ( $U_e, U_n$ ). La rotación se efectúa con respecto al strike ( $\phi$ ) de la falla rectangular finita.

Por otro lado, y con el objetivo de plantear un modelo de deslizamiento de falla finita, se requiere asociar la obtención de desplazamientos con respecto a una cierta distribución de subfallas, luego, desde esta perspectiva es posible generalizar lo indicado por la expresión (4.60) en un sistema de ecuaciones para una cantidad de parámetros de deslizamiento, dependientes a su vez, de  $n$  subfallas y  $m$  observaciones definidas por la cantidad de receptores GPS (tres componentes por estación, es decir 1 GPS  $\Rightarrow m = 3$ ), por consiguiente, es posible establecer que:

$$\begin{pmatrix}
 G_{e\textcircled{1}}[S_1] & G_{e\textcircled{1}}[S_2] & \dots & G_{e\textcircled{1}}[S_n] \\
 G_{e\textcircled{2}}[S_1] & G_{e\textcircled{2}}[S_2] & \dots & G_{e\textcircled{2}}[S_n] \\
 \dots & \dots & \dots & \dots \\
 G_{e\textcircled{k}}[S_1] & G_{e\textcircled{k}}[S_2] & \dots & G_{e\textcircled{k}}[S_n] \\
 G_{n\textcircled{1}}[S_1] & G_{n\textcircled{1}}[S_2] & \dots & G_{n\textcircled{1}}[S_n] \\
 G_{n\textcircled{2}}[S_1] & G_{n\textcircled{2}}[S_2] & \dots & G_{n\textcircled{2}}[S_n] \\
 \dots & \dots & \dots & \dots \\
 G_{n\textcircled{k}}[S_1] & G_{n\textcircled{k}}[S_2] & \dots & G_{n\textcircled{k}}[S_n] \\
 G_{z\textcircled{1}}[S_1] & G_{z\textcircled{1}}[S_2] & \dots & G_{z\textcircled{1}}[S_n] \\
 G_{z\textcircled{2}}[S_1] & G_{z\textcircled{2}}[S_2] & \dots & G_{z\textcircled{2}}[S_n] \\
 \dots & \dots & \dots & \dots \\
 G_{z\textcircled{k}}[S_1] & G_{z\textcircled{k}}[S_2] & \dots & G_{z\textcircled{k}}[S_n]
 \end{pmatrix}
 \begin{pmatrix}
 S_1 \\
 S_2 \\
 S_3 \\
 S_4 \\
 S_5 \\
 S_6 \\
 S_7 \\
 S_8 \\
 S_9 \\
 \dots \\
 S_n
 \end{pmatrix}
 =
 \begin{pmatrix}
 U_{e\textcircled{1}} \\
 U_{e\textcircled{2}} \\
 \dots \\
 U_{e\textcircled{k}} \\
 U_{n\textcircled{1}} \\
 U_{n\textcircled{2}} \\
 \dots \\
 U_{n\textcircled{k}} \\
 U_{z\textcircled{1}} \\
 U_{z\textcircled{2}} \\
 \dots \\
 U_{z\textcircled{k}}
 \end{pmatrix}
 \quad (4.61)$$



**Figura 4.12:** El desplazamiento observado en un determinado receptor GPS es definido a través de la suma del producto del deslizamiento de cada subfalla con su respectiva caracterización geométrica.

En donde la variable  $k$  señala el número de observaciones para cada componente de desplazamiento (este, norte y vertical) dado por  $k = m/3$ , y el valor numérico  $\textcircled{1} \dots \textcircled{k}$  indica a que observación o receptor GPS corresponde la operación. Luego, este

---

sistema representado en la **Figura 4.12**, establece que para una determinada observación, el desplazamiento resultante en superficie es equivalente a la suma del producto del deslizamiento de cada subfalla con su respectiva caracterización geométrica. En efecto, la expresión general que regula el sistema de ecuaciones para un plano de falla puede resumirse como:

$$\mathbf{G}_{m \times n}^{\text{Okada}} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \mathbf{U}_{m \times 1} \quad (4.62)$$

Finalmente, el planteamiento del sistema de ecuaciones definido en (4.62) y las condiciones necesarias para modelar la inversión desde un plano de único de falla, es decir, la obtención de  $\mathbf{S}$  bajo la distribución de  $\mathbf{G}^{\text{Okada}}$  y  $\mathbf{U}$ , precisan que el número de incógnitas sea mayor al número de ecuaciones disponibles, es decir, es un sistema compatible indeterminado con infinitas soluciones, por tanto, análogo a la implementación de un modelo de falla finita basado en registros de Fase-W (sección 4.1), se requiere regularizar el sistema para obtener soluciones acordes al problema, lo cual en efecto, se realiza desde la postura de la minimización y suavidad del deslizamiento expresado en las ecuaciones (4.18) y (4.19), es decir:

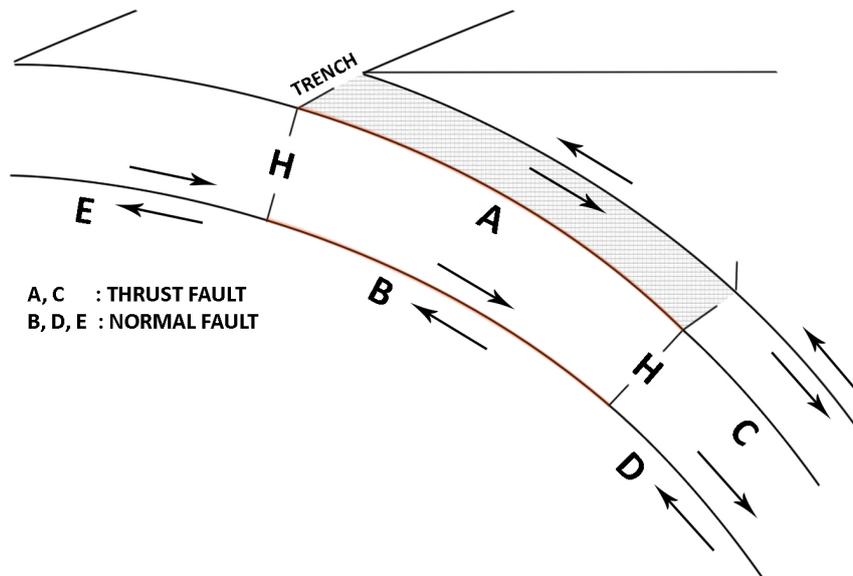
$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{m \times n}^{\text{Okada}} \\ \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} \\ \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} \end{pmatrix} \cdot \mathbf{S}_{n \times 1} = \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{m \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \end{pmatrix} \quad (4.63)$$

### 4.2.3. Modelo intersísmico, cosísmico y postsísmico en zonas de subducción

Un modelo representativo del ciclo sísmico en zonas de subducción, dependiente a su vez, de registros estáticos de desplazamiento y velocidades, puede ser definido desde la hipótesis de este trabajo y desde la geometría ya postulada en el eventual modelo de falla finita basado en registros de Fase-W. Luego, la implementación del modelo dependerá de dos interfases de fallamiento asociadas a la placa subductante de espesor  $H$ , sin embargo, es necesario especificar algunos detalles en lo que respecta a su aplicación

---

desde registros estáticos en las instancias intersísmica, cosísmica y postsísmica del ciclo sísmico.



**Figura 4.13:** Modelo de falla finita en zonas de subducción. Se indica la zona sismogénica a través de las interfases A y B con fallamientos de tipo inverso y normal respectivamente, por otra parte, los planos de falla C, D y E, con fallamientos de tipo inverso y normales respectivamente, permiten implementar deslizamientos libres en escalas de tiempo mayores a la indicada para el periodo cosísmico, en específico, para el periodo intersísmico y postsísmico. La placa subductante se ha especificado con un espesor  $H$ .

En relación a la geometría del modelo propuesto, puede observarse su configuración en la **Figura 4.13**, en cuyo caso, se destacan cinco interfases de fallamiento destinadas a una configuración apropiada durante las etapas del proceso de subducción. Por consiguiente, el modelo presenta una zona sismogénica constituida por las interfases A y B con fallamientos de tipo inverso y normal respectivamente, por otra parte, los planos de falla C, D y E permiten involucrar velocidades libres producto de la convergencia de placas para escalas temporales mayores a la indicada para el periodo cosísmico,

permitiendo así, eliminar del registro de datos señales correspondientes a fuentes de deformación ajenas a la zona sismogénica en estudio.

Luego, bajo tales implementaciones geométricas y considerando además los procedimientos de regularización señalados en la sección 4.1.4, es posible entonces, definir un sistema de ecuaciones para un modelo de falla finita que contempla las tres etapas del ciclo sísmico:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{\mathbf{A}m \times n}^{\text{Okada}} & \mathbf{G}_{\mathbf{B}m \times n}^{\text{Okada}} \\ \lambda_1 \mathbf{I}_{n \times n} & \lambda_3 \mathbf{I}_{n \times n} \\ \lambda_2 \mathbf{F}_{n \times n} & \mathbf{0}_{n \times n} \\ \mathbf{0}_{n \times n} & \lambda_4 \mathbf{F}_{n \times n} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \mathbf{S}_{\mathbf{A}n \times 1} \\ \mathbf{S}_{\mathbf{B}n \times 1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{m \times 1} - \mathbf{U}'_{m \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \\ \mathbf{0}_{n \times 1} \end{pmatrix} \quad (4.64)$$

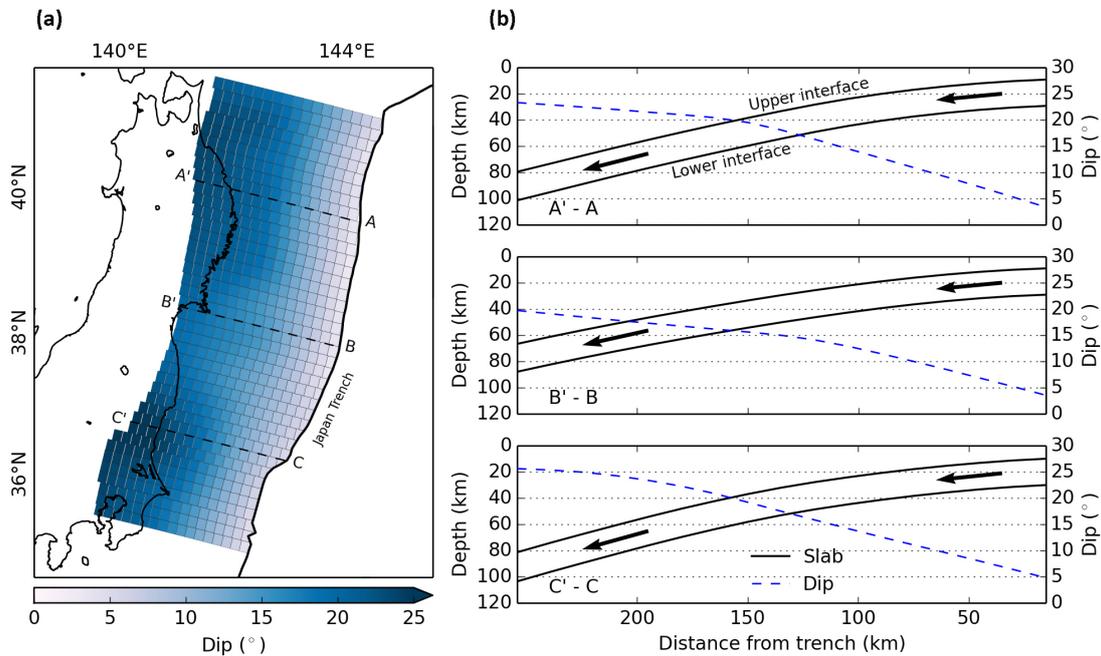
$$\mathbf{U}'_{m \times 1} = \begin{cases} \dot{\mathbf{U}}_{m \times 1}^{\mathbf{C}} + \dot{\mathbf{U}}_{m \times 1}^{\mathbf{D}} + \dot{\mathbf{U}}_{m \times 1}^{\mathbf{E}} & \text{Intersísmico o postsísmico} \\ \mathbf{0}_{m \times 1} & \text{Cosísmico} \end{cases} \quad (4.65)$$

En donde  $\mathbf{U}_{m \times 1}$  indica los desplazamientos o velocidades observadas (dependientes del periodo en evaluación) y  $\mathbf{U}'_{m \times 1}$  las velocidades generadas por fuentes de deformación ajenas a la zona sismogénica, en específico, por fuentes distribuidas en los planos de falla **C**, **D** y **E**, y cuya aplicación además, solo es válida para periodos intersísmicos y postsísmicos. Por otra parte, la regularización en términos de la minimización y suavidad del deslizamiento se ha definido tanto para la interfase **A** ( $\lambda_1, \lambda_2$ ) como para la interfase **B** ( $\lambda_3, \lambda_4$ ) con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente.

**Metodología**

---

## 5.1. Geometría de subducción



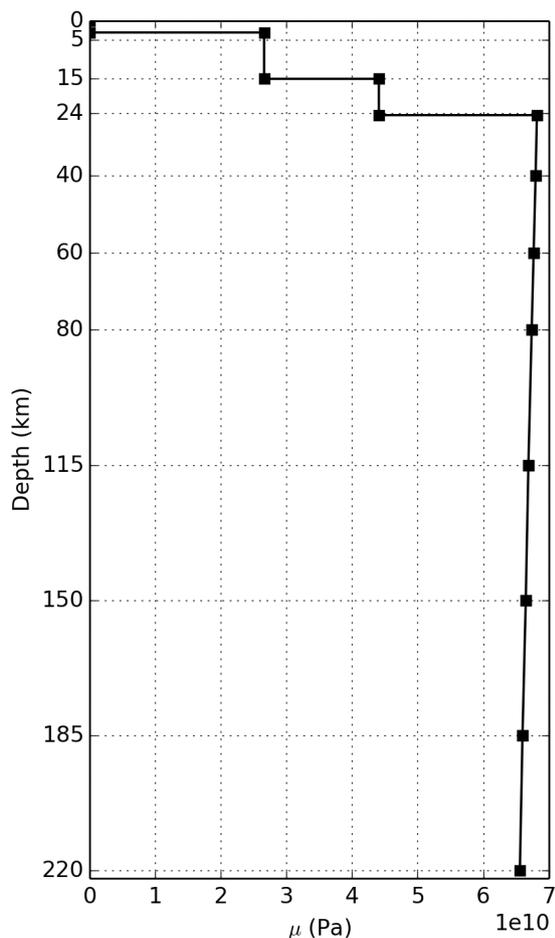
**Figura 5.1:** Geometría de subducción referente al Slab Model presente en el modelo de falla finita basado en las soluciones analíticas de Okada (1985). La imagen (a) indica la distribución del dip en la serie de subfallas utilizadas en el modelo. Por otra parte, la imagen (b) representa tres secciones (A'- A, B'- B y C'- C) con variaciones en profundidad y dip, esto, tanto para la interfase superior como inferior del modelo. Se ha utilizado un espesor de 20 km entre tales interfases. Por último, los datos de profundidad y dip se construyeron en base al modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012).

La estructuración de modelos de falla finita requiere de una geometría acorde a la documentada en zonas de subducción, luego, bajo esta perspectiva la presente investigación desarrolla un método de caracterización base desde la información predisuelta por el modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012), el cual, describe en detalle la geometría tridimensional de aproximadamente el 85 % de las zonas de subducción del mundo. Por consiguiente,

es posible establecer variaciones en profundidad y dip de los planos de falla constitutivos del modelo, otorgando de esta forma, una geometría adecuada de la zona en estudio.

Luego, con la finalidad de caracterizar la interacción entre la placa Pacífico y la placa de Okhotsk frente a las costas de Japón, en concreto entre 35°N y 41°N, se ha procedido a discretizar las interfases de fallamiento con respecto a los dos modelos de falla finita introducidos en esta investigación, esto es, (1) desde la consideración de las soluciones analíticas de Okada (1985), y por otra, (2) desde registros de Fase-W, tal como lo desarrollado e implementado por Benavente & Cummins (2013).

En relación a un modelo constituido desde las soluciones analíticas de Okada, es de relevancia destacar que su configuración base radica en la disponibilidad de registros GPS, y en efecto, en la eventual asociación de desplazamientos y/o velocidades observadas (según sea el periodo en evaluación) con un determinado proceso de dislocación. Por otra parte, una apropiada cobertura de receptores GPS garantiza una resolución espacial elevada, y por tanto, suficiente como para discretizar el proceso de dislocación en un número elevado de subfallas,



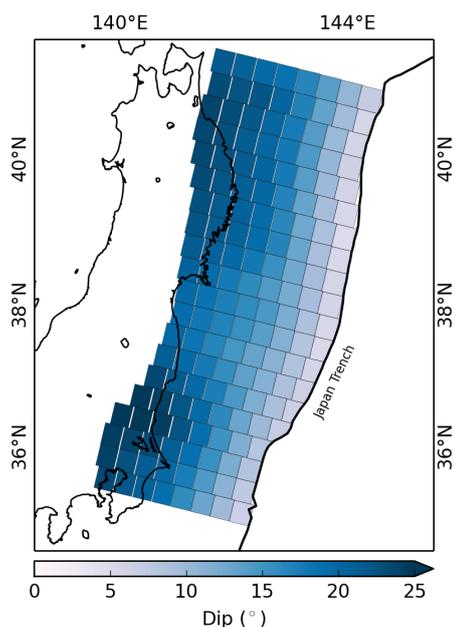
**Figura 5.2:** Variación de la rigidez ( $\mu$ ) con respecto a la profundidad. Datos adquiridos desde Thorne Lay & Terry C. (1995), referidos a su vez, al modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981).

---

contribuyendo así, en establecer en detalle el comportamiento de la región en estudio. Luego, la geometría del modelo referida a las interfases A y B (**Figura 4.13**, adicionalmente especificadas las interfases C, D y E), se ha construido para el caso con una distribución de 680 subfallas por interfase y con dimensiones de  $17.4 \text{ km} \times 15.3 \text{ km}$ , lo cual finalmente, permite la configuración de un total de 1360 subfallas con variaciones en dip y profundidad según lo señalado en la **Figura 5.1a** y **Figura 5.4a**. Adicionalmente, la **Figura 5.1b** indica la estructuración teórica del modelo planteada en la hipótesis de esta investigación, es decir, dos interfases de fallamiento con movimientos relativos de tipo inverso y normal, y un espesor  $H = 20 \text{ km}$  determinado para el caso con el objetivo de representar un estándar entre la separación de los respectivos planos de falla (e.g. Brudzinski et al., 2007). Con respecto a las interfases C y D, su disposición se ha distribuido en 1600 subfallas por interfase con dimensiones de  $17.4 \text{ km} \times 15.3 \text{ km}$ , es decir equivalente a las definidas para las interfases A y B, luego, su construcción se establece en forma adyacente a la zona sismogénica del modelo, permitiendo así, introducir velocidades sintéticas en superficie generadas por velocidades libres emplazadas hacia el downdip del Slab (desde un problema directo), y que luego, son eliminadas del campo de velocidades intersísmicas o postsísmicas para garantizar que las observaciones e inversión de datos respondan netamente al comportamiento de las regiones A y B respectivamente. Para el caso de la interfase E, se ha dispuesto de un plano de falla continuo a la interfase B, cuyo propósito es análogo al indicado para las interfases C y D, pero con una extensión “outer trench” definida por subfallas de  $17.4 \text{ km} \times 500 \text{ km}$ . Finalmente, para efectos de la inversión de datos, se ha asumido un rake constante para las interfases superiores (A y C) de  $\lambda = 85^\circ$  y para las interfases inferiores (B, D y E) de  $\lambda = 265^\circ$ , además de un strike constante de  $\phi = 193^\circ$  determinado por la estructuración de los planos de falla.

En lo que respecta a un modelo de falla finita desde registros de Fase-W, Benavente & Cummins (2013) denotan la inversión de tales modelos como una composición de momento sísmico derivado desde los aportes de fuentes puntuales que constitu-

yen la solución de la falla finita, en efecto, la obtención de deslizamiento cosísmico dependerá directamente de una conversión del momento sísmico, y por tanto, es relevante en términos estructurales de disponer de variaciones locales en la rigidez. Luego, y siguiendo el lineamiento de Benavente & Cummins (2013), se incluye en esta investigación el modelo PREM (Preliminary Reference Earth Model)

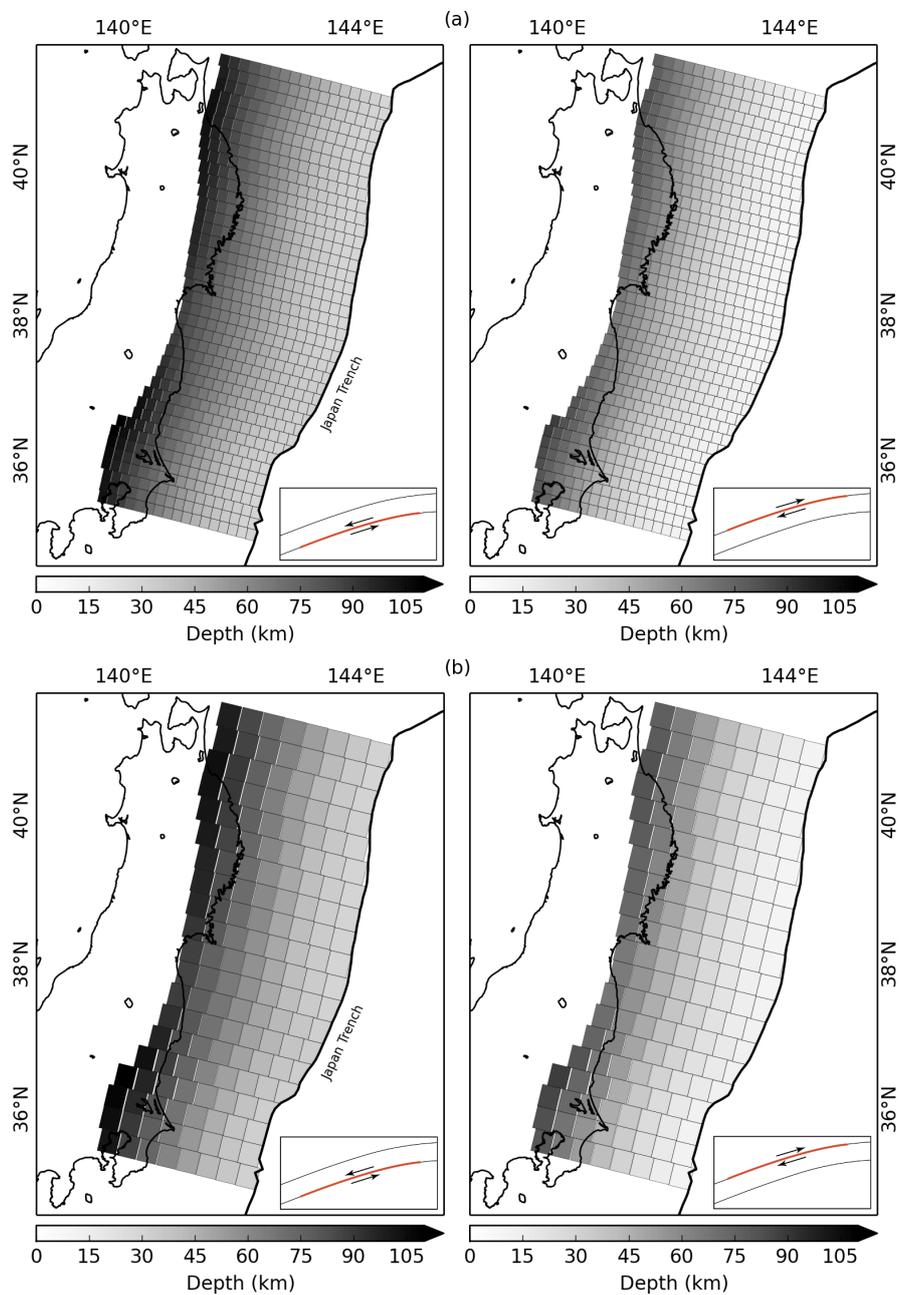


**Figura 5.3:** Distribución en dip para el modelo de falla finita basado en registros de Fase-W. Geometría base generada por el modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012).

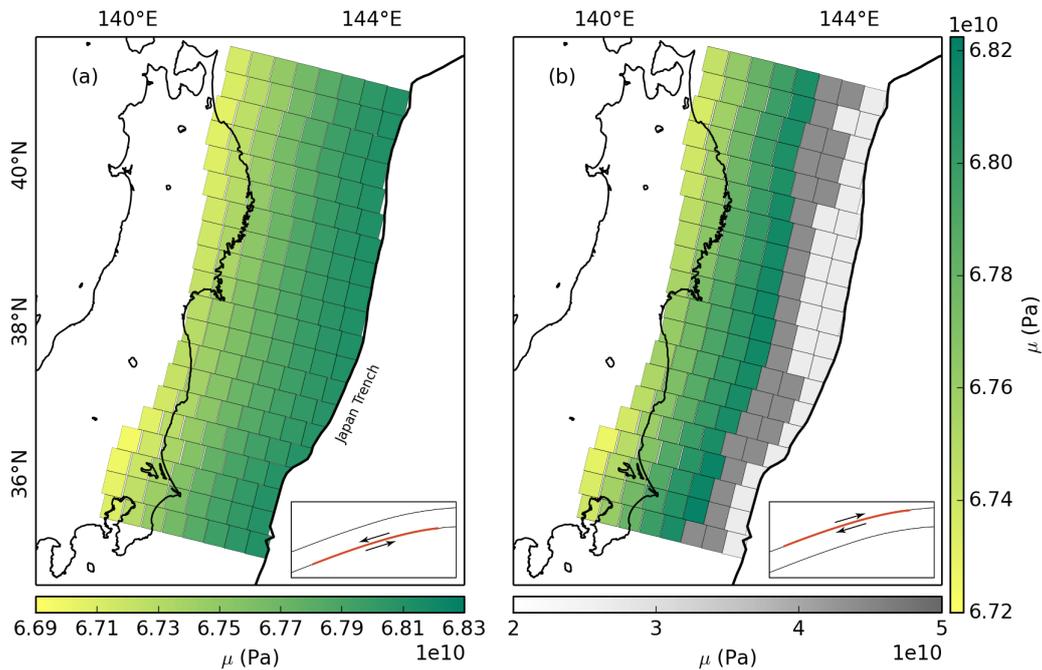
desarrollado por Dziewonski & Anderson (1981) con el objetivo de disponer de una representación de la estructura de la Tierra (**Figura 5.2, Cuadro 9.1** en sección de material suplementario). Por consiguiente, el detalle de la distribución de rigidez en las interfases del modelo estructurado desde PREM se indica en la **Figura 5.5**. Por último, la distribución espacial de subfallas se ha establecido para el respectivo modelo con una cobertura de 160 subfallas tanto para la interfase A como B (**Figura 4.9**), otorgando así, un total de 320 subfallas de dimensiones  $34.9 \text{ km} \times 32.5 \text{ km}$ , luego, esta reducción en el número de subfallas con respecto al modelo anterior permite garantizar subfallas con un

tamaño de al menos  $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ , lo cual es señalado por Benavente & Cummins (2013) como un dimensión apropiada para tolerar la introducción de ruido. En efecto, la distribución en dip y profundidad para este campo de subfallas se especifica en la **Figura 5.3** y **Figura 5.4b**, lo cual en términos de resultado, no difiere potencialmente de las indicadas para el caso del modelo de falla finita basado en las soluciones analíticas de Okada, esto, producto de la automatización del modelo hacia una configuración predeterminada por el modelo Slab 1.0. Por último, se ha considerado un espesor ( $H$ ),

rake ( $\lambda$ ) y strike ( $\phi$ ) análogo a lo señalado para el modelo estático de falla finita.



**Figura 5.4:** Distribución en profundidad del campo de subfallas para (a) el modelo estático de subducción y (b) para el modelo basado en registros de Fase-W. Se indica los casos para la interfase inferior (columna izquierda) y superior (columna derecha) respectivamente. La configuración geométrica se ha basado en el modelo Slab 1.0 (Hayes et al., 2012).



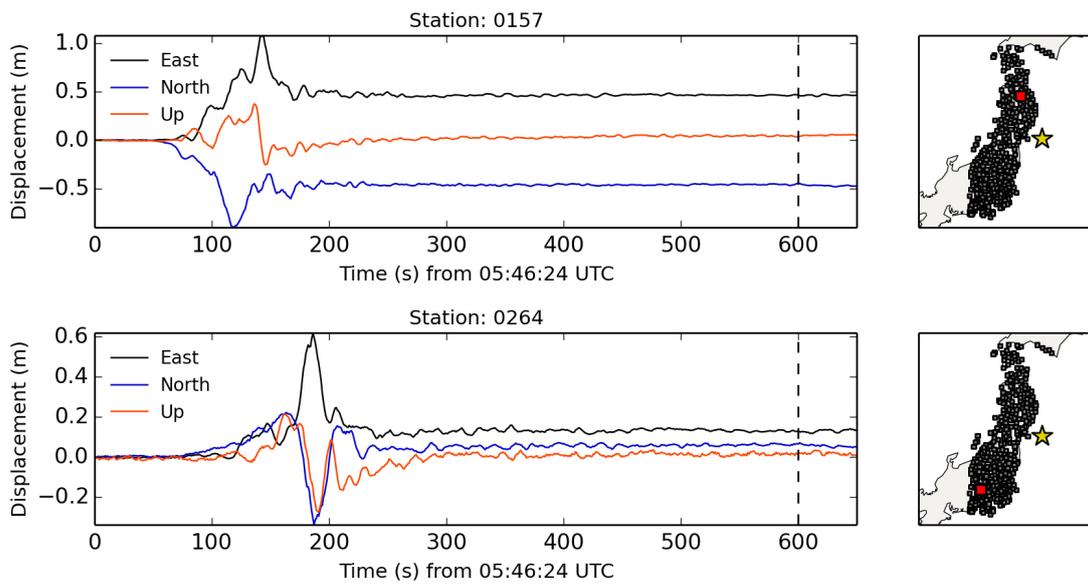
**Figura 5.5:** Distribución de rigidez ( $\mu$ ) para las interfases constitutivas del modelo de falla finita basado en registros de Fase-W. Se indica el detalle para **(a)** la interfase inferior y **(b)** superior del modelo. Los valores de rigidez se han adquirido desde el modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981).

## 5.2. Disponibilidad y tratamiento de datos

La información geodésica disponible para esta investigación es respaldada por una amplia cobertura espacial y temporal de datos, en específico, desde receptores de posicionamiento GPS, lo cual en efecto, permite una completa evaluación de los procesos presentes en el margen de subducción en estudio.

En relación a la distribución de datos cosísmicos, estos pueden ser descritos por el registro continuo de 396 receptores GPS 1 Hz terrestres otorgados por la Geospatial Information Authority of Japan (GSI) y por las organizaciones indicadas en la sección de referencias. Luego, la disponibilidad de datos se fundamenta en series de tiempo de

desplazamiento en las componente este, norte y vertical, desde las cuales además, es posible extraer los desplazamientos estáticos entendidos como los desplazamientos netos de cada receptor luego del terremoto, y cuya aplicación, permite finalmente establecer una asociación entre una respectiva dislocación con una observación en concreto, y por tanto, contribuyen en precisar un método de inversión que explique la totalidad de las observaciones desde la base geométrica del proceso de subducción.

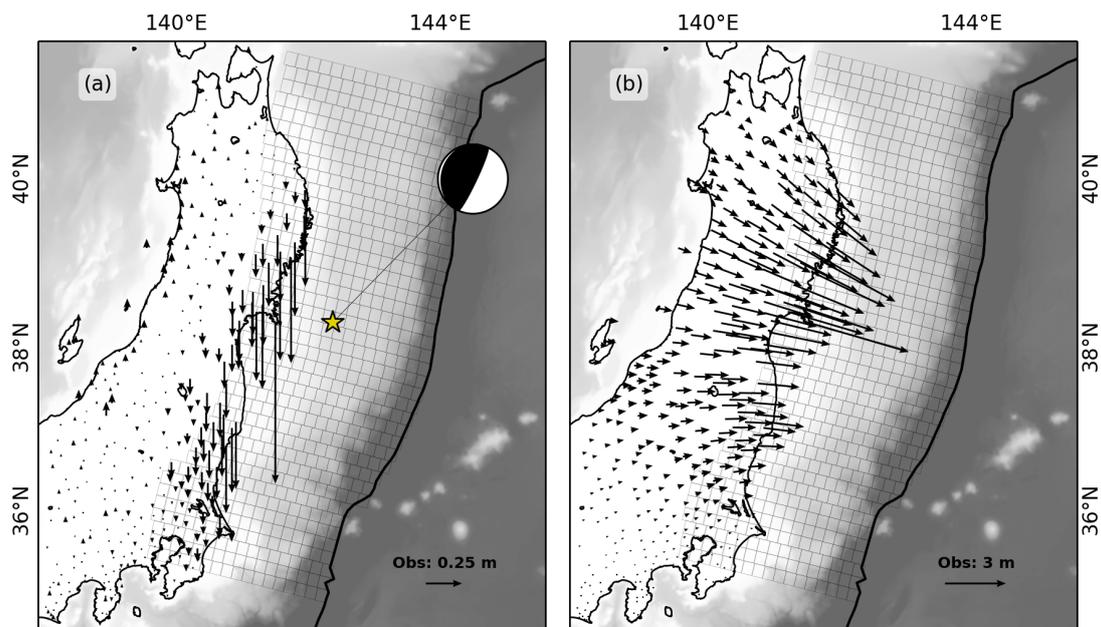


**Figura 5.6:** Series de tiempo de desplazamientos registrados por receptores GPS 1 Hz.

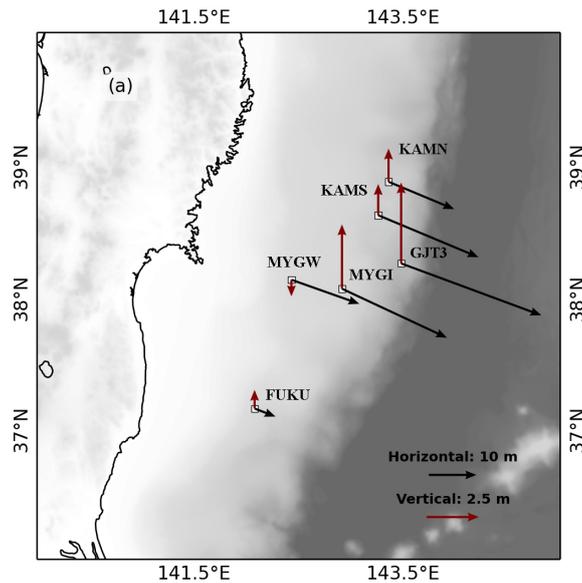
Se presenta el registro de señales en las componentes este, norte y vertical para los receptores 0157 y 0264, los cuales a su vez, pueden ser localizados geográficamente en Japón según lo señalado en el mapa (símbolos en color rojo). Los receptores de posicionamiento restantes disponibles para esta investigación se indican en color gris en el respectivo mapa. Por último, la línea vertical representa la evaluación estática a los 600 segundos luego del inicio de la ruptura del terremoto (05:46:24 UTC, USGS) y la estrella señala el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki (USGS).

En efecto, el procedimiento de preparación de los desplazamientos estáticos puede comenzar con la evaluación de las series de tiempo desde el origen de la nucleación

del terremoto de Tohoku-Oki (05:46:24 UTC, USGS National Earthquake Information Center), permitiendo así, generar un marcador para inicializar en cero las series de tiempo y garantizar un sistema de referencia para la evolución temporal de los desplazamientos observados. Luego, para el caso práctico de esta investigación, la evaluación estática se ha determinado a los 600 segundos luego del inicio de la ruptura del evento, situación ejemplificada en la **Figura 5.6** con la inicialización de las series de tiempo y la respectiva extracción de los desplazamientos estáticos. Por último, los 396 registros de desplazamiento obtenidos desde tal procedimiento se indican en la **Figura 5.7**, esto, a través de un campo de desplazamiento en la componente vertical y horizontal, los cuales a su vez, son incluidos en forma íntegra en el método de inversión.



**Figura 5.7:** Desplazamiento estático cósmico tanto en su componente (a) vertical como (b) horizontal para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011, se establece una cobertura espacial de datos desde 396 receptores de posicionamiento GPS 1 Hz. La región cuadrículada señala el emplazamiento geométrico del modelo en la zona de subducción, la estrella indica el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki (USGS) y el mecanismo focal del evento se ha obtenido desde el Global Centroid Moment Tensor database (gCMT).



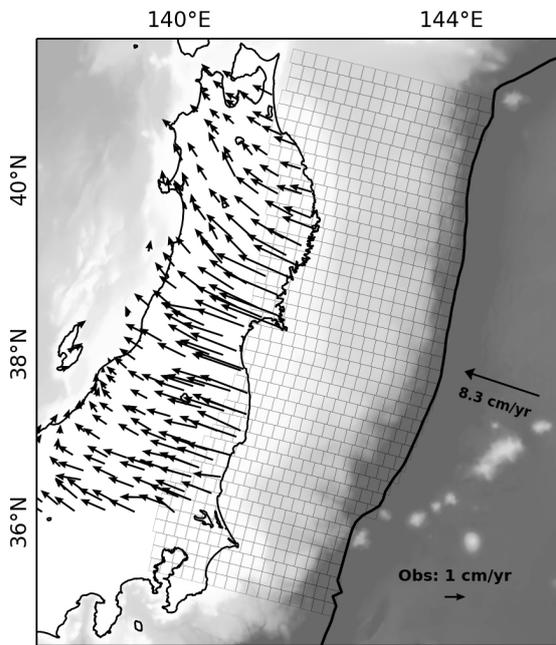
**Figura 5.8:** Datos de desplazamiento estático desde receptores de posicionamiento acústicos submarinos para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Se indica el desplazamiento cosísmico vertical (vectores en color rojo) y horizontal (vectores en color negro) para seis receptores GPS acústicos (KAMN, KAMS, GJT3, MYGI, MYGW y FUKU) emplazados en el fondo marino y en cercanías de la fosa. Los datos se han adquirido desde Inuma et al. (2012), Kido et al. (2011) y Sato et al. (2011).

Es importante mencionar que los procesos implementados con anterioridad consideran la conversión del Tiempo GPS al Tiempo Universal Coordinado (UTC), en donde, es posible considerar al Tiempo GPS como una escala temporal coincidente con la escala UTC a las 00:00:00 del 06 de enero de 1980. Luego, cualquier comparación entre tales escalas que comprenda una fecha posterior a la ya señalada requiere considerar una corrección en segundos (leap seconds). Por consiguiente, para el año asociado al terremoto de Tohoku-Oki (2011) se establece una asociación entre el Tiempo GPS y UTC según Galvan et al., (2012) como:

$$\text{UTC} = \text{GPS Time} - 15 \text{ leap seconds} \quad (5.1)$$

Luego, se especifica una corrección de 15 segundos en el respectivo tratamiento de

datos. Por otro lado, y en adición a los registros cosísmicos terrestres desde receptores GPS 1 Hz, se dispone de seis registros de desplazamiento estático del fondo



**Figura 5.9:** Distribución espacial de 201 registros de velocidades intersísmicas utilizadas en el procedimiento de inversión. El posterior tratamiento de datos considera una velocidad de convergencia de 8.3 cm/año relativo a la subducción entre la placa Pacífico y la placa de Okhotsk.

marino y en cercanías de la fosa otorgados por receptores de posicionamiento acústicos submarinos (**Figura 5.8, Cuadro 5.1**). Luego, tales registros son referentes a los señalados en los trabajos de Inuma et al. (2012), Kido et al. (2011) y Sato et al. (2011), permitiendo en conjunto, proporcionar una excepcional resolución en cercanías de la fosa y de los procesos de cosísmicos ligados al terremoto de Tohoku-Oki.

Por otra parte, y continuando con la cobertura de datos geodésicos, se indica para el periodo intersísmico la inclusión de 201 registros de velocidades en su componente horizontal (**Figura 5.9**), las cuales además, son parte de los registros utilizados por Herrera A. (2016) y referidos a su vez al campo de datos de Loveless & Meade (2010) adquirido entre los años

1997 y 2000. Luego, en lo que respecta su tratamiento, se ha considerado una tasa de convergencia de  $\sim 83$  mm/año relativo al movimiento entre la placa Pacífico (u placa de Okhotsk en la literatura actual) y Norteamericana (DeMets et al., 2010; Mavrommatis et al., 2014), lo cual en efecto, permite la implementación de velocidades libres relativas a las interfases C, D y E especificadas en la geometría del Slab Model. Luego, las

velocidades intersísmicas antes señaladas son corregidas a través de la eliminación de la contribución en el registro de datos de velocidades generadas por los procesos radicados en tales interfases. Por último, y en consecuencia de lo anterior, se precisa en la inversión velocidades netamente originarias a fuentes establecidas en la zona sismogénica del modelo, en concreto, en las interfases A y B con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente.

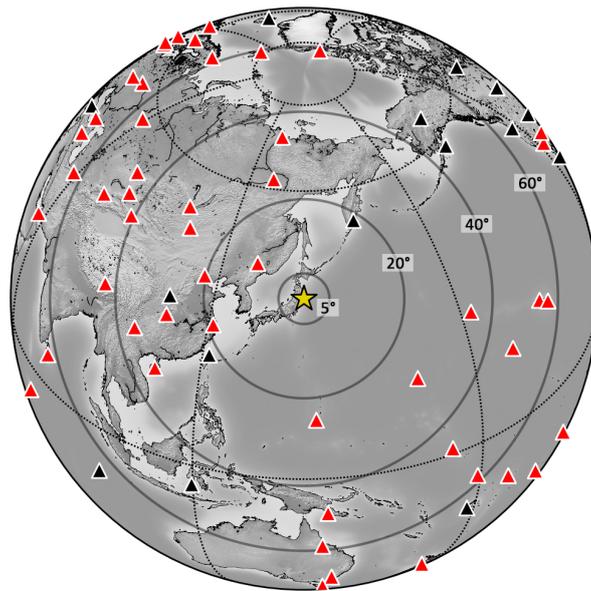
Estación	Longitud	Latitud	Este (m)	Norte (m)	Vertical (m)
GJT3	143.482700°	38.272700°	29.5±0.5	-11±0.5	3.9±0.5
MYGI	142.916634°	38.080941°	22.1± $\alpha$	-10.4± $\alpha$	3.1± $\alpha$
MYGW	142.433146°	38.148860°	14.3± $\alpha$	-5.1± $\alpha$	-0.8± $\alpha$
FUKU	142.080898°	37.166112°	4.4± $\alpha$	-1.7± $\alpha$	-0.9± $\alpha$
KAMN	143.362186°	38.887983°	13.8± $\beta$	-5.8± $\beta$	1.6± $\beta$
KAMS	143.263339°	38.636464°	21.1± $\beta$	-8.9± $\beta$	1.5± $\beta$

**Cuadro 5.1:** Distribución de receptores de posicionamiento acústicos submarinos y desplazamientos estáticos observados en la componente este, norte y vertical.  $\alpha = 0,1 \sim 0,2$  m y  $\beta = 0,5 \sim 0,6$  m. Datos obtenidos desde Inuma et al. (2012), Kido et al. (2011) y Sato et al. (2011).

Finalmente, en relación a la evaluación cosísmica desde formas de onda de Fase-W, se ha implementado en esta investigación 50 registros LHZ de Fase-W relativos al Terremoto de Tohoku-Oki de 2011, los cuales en específico, fueron utilizados y tratados por Benavente & Cummins (2013). Luego, estas señales son parte del total de 65 registros LHZ empleados en tal investigación, llevada a cabo además por Benavente & Cummins (2013) para explorar la capacidad de las formas de onda de Fase-W de ser empleadas en inversiones que puedan recuperar la distribución de deslizamiento cosísmico de primer orden. Por último, las ventanas de tiempo de tales registros de Fase-W se encuentran debidamente configuradas con respecto al arribo de la fase P y de la distancia ( $\Delta$ ) con respecto a la fuente ( $T_p, T_p + 15\Delta$ ), las cuales simultáneamente, garantizan una cober-

---

tura entre  $5^\circ < \Delta < 90^\circ$  (**Figura 5.10**). Por consiguiente, los registros otorgados por Benavente & Cummins (2013) pueden implementarse en forma directa al procedimiento de inversión.



**Figura 5.10:** Distribución de las 65 estaciones (registros LHZ) utilizadas por Benavente & Cummins (2013) para la extracción y preparación de las formas de onda de Fase-W representativas al terremoto de Tohoku-Oki de 2011. En color rojo se indican las 50 estaciones seleccionadas para esta investigación, por otra parte, las estaciones restantes se han presentado en color negro. Por último, la estrella señala el epicentro (USGS) del terremoto.

### 5.3. Funciones de Green

Las funciones de Green y su respectivo tratamiento constituyen una etapa fundamental en el procedimiento de inversión destinado a obtener el deslizamiento cosísmico desde formas de onda de Fase-W, puesto que, no solo configuran la respuesta del medio ante una determinada dislocación, sino que además, permiten incluir variaciones en la veloci-

---

dad de ruptura desde la base del patrón de comportamiento de la serie de subfallas que conforman las interfases del modelo.

Luego, para esta investigación, se ha utilizado la base de datos desarrollada por Kanamori & Rivera (2008), desde la cual, se dispone de funciones de Green para tres componentes de desplazamiento en un rango de distancia entre  $0^\circ < \Delta < 90^\circ$  con intervalos de  $0.1^\circ$  y para un rango de profundidades entre 0 y 760 km. En el caso del presente modelo, las observaciones de forma de onda de Fase-W corresponden a registros LHZ, en consecuencia, las funciones de Green y componentes del tensor de momento solo responden a la componente vertical.

En relación al tratamiento de las funciones Green, se ha implementado la metodología señalada por Benavente (2016) para un procedimiento de inversión de falla finita en tiempo real desde registros de Fase-W, esto es, según lo indicado en la **Figura 5.11**.



**Figura 5.11:** Esquema indicativo de la metodología de tratamiento de las funciones de Green llevada a cabo por Benavente (2016), esto, para un procedimiento de inversión de falla finita en tiempo real desde registros de Fase-W.

Luego, el planteamiento puede iniciarse en torno a **(1)** la selección de las funciones de Green, esto, en conformidad a la distribución en profundidad y distancia a la fuente indicada por Kanamori & Rivera (2008). Por consiguiente, el procedimiento de obtención de las funciones de Green para una respectiva subfalla-estación consiste en una primera instancia en la evaluación de la profundidad de la subfalla en análisis, para luego, establecer la profundidad más cercana a esta según el rango de profundidades

---

disponibles en la base de datos de Kanamori & Rivera (2008), posteriormente, se precisa la distancia subfalla-estación, para que en efecto, las funciones de Green no solo respondan a una profundidad adecuada, sino que además, sean representativas a la distancia entre la fuente y la estación desde la cual se ha determinado la forma de onda de Fase-W. El procedimiento es análogo para la totalidad de subfallas que componen las interfases A y B del modelo.

Por otra parte, y según lo señalado por Kanamori & Rivera (2008) para computar el desplazamiento en un punto representativo a la estación desde la cual de constituye el registro de Fase-W, es necesario, **(2)** rotar el tensor de momento en torno al eje vertical predispuesto en la fuente por una cantidad  $\Phi$  asociada al azimut. Luego, esta rotación del tensor de momento introducida en la sección 4.1.3, se traduce en una rotación de las funciones de Green, en donde, se asume como fuente las respectivas subfallas del modelo, y por tanto, el azimut es controlado por la interacción entre cada subfalla y las coordenadas geográficas de las estaciones incluidas en el procedimiento de inversión. Adicionalmente, el respectivo tratamiento requiere incluir **(3)** la convolución de las funciones de Green con una función triangular indicativa del comportamiento de la fuente, luego, esta función triangular es regulada por un parámetro  $t_h$  o “half duration”, el cual es definido por Kanamori & Rivera (2008) como la mitad del ancho de la función triangular representativa de la liberación de momento. Luego, el procedimiento en esta investigación considera un  $t_h = 15$  segundos propuesto por Benavente & Cummins (2013) para la inversión de falla finita del terremoto de Tohoku-Oki de 2011, y adaptado para el caso, desde el procedimiento de convolución presente en el código de inversión para una fuente puntual de Benavente & Cummins (2013). Por último, en adición a las consideraciones anteriores, se introduce la aplicación de un **(4)** filtro pasa banda de Butterworth en el rango frecuencial comprendido entre 0.001 Hz (1000 s) y 0.005 Hz (200 s), indicado a su vez, por Hayes et al. (2009) para eventos con magnitudes  $M_w > 8.0$  (**Cuadro 5.2**) e implementado respectivamente por Benavente & Cummins (2013) para filtrar y obtener las formas de ondas utilizadas en esta investigación.

---

Finalmente, la última etapa del tratamiento involucra un correcto “timing” u evaluación temporal de la ventana de tiempo de las funciones de Green. Luego, para concretar esta cualidad, se ha procedido a evaluar el arribo de la fase  $P$  y a seleccionar la ventana según sea la distancia fuente-estación ( $T_p, T_p + 15\Delta$ ). Por consiguiente, los parámetros de profundidad y localización de cada subfalla son de relevancia para definir el arribo de la fase  $P$  en cada estación y en el correcto “timing” de las funciones de Green, lo cual en específico, se concreta en esta investigación a través de los tiempos de viaje definidos por el modelo de velocidades IASP91 desarrollado por Kennett & Engdahl (1991).

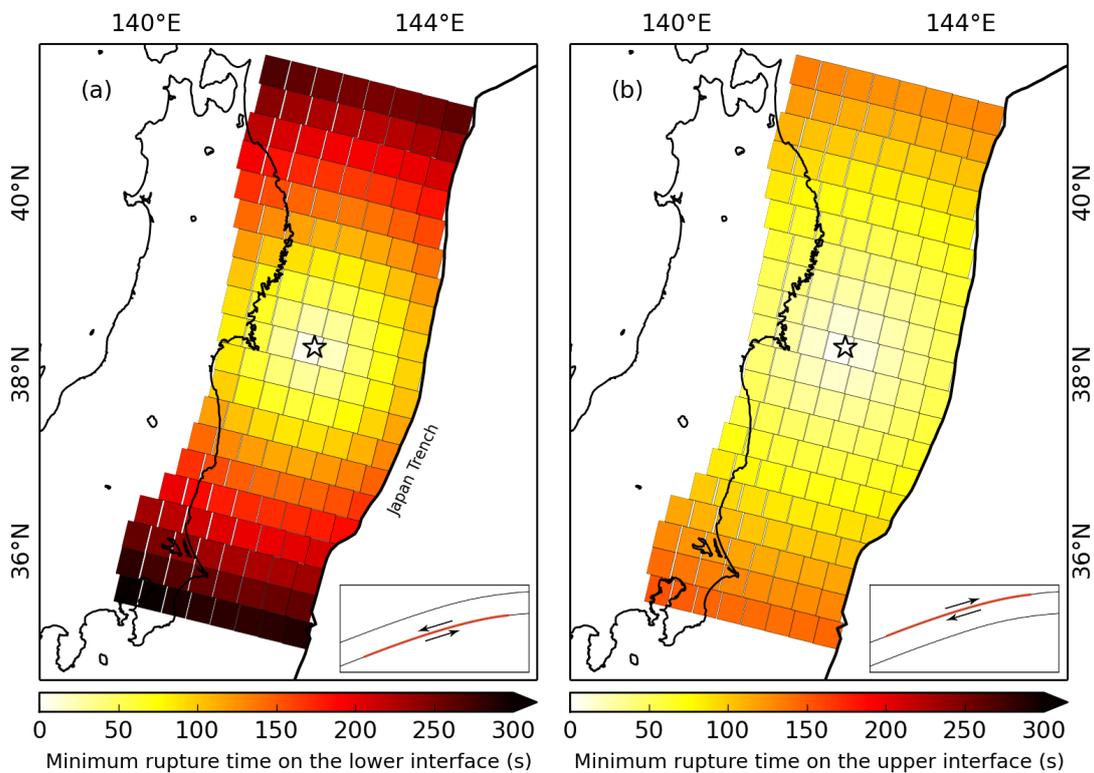
Magnitud	Esquina Inferior	Esquina Superior
$M_w > 8.0$	0.001 Hz (1000 s)	0.005 Hz (200 s)
$8.0 > M_w \geq 7.5$	0.00167 Hz (600 s)	0.005 Hz (200 s)
$7.5 > M_w \geq 7.0$	0.00167 Hz (600 s)	0.01 Hz (100 s)
$7.0 > M_w > 6.5$	0.002 Hz (500 s)	0.01 Hz (100 s)
$6.5 \geq M_w$	0.0067 Hz (150 s)	0.02 Hz (50 s)

**Cuadro 5.2:** Frecuencias esquinas requeridas por el filtro pasa banda de Butterworth en inversiones de Fase-W. Se establece asociación con la magnitud de los eventos en estudio. Datos indicados por Hayes et al. (2009).

## 5.4. Velocidad de ruptura variable

La inclusión de una máxima velocidad de ruptura para cada interfase del modelo, y por otra, la posibilidad de otorgar un rango de posibles variaciones en tal velocidad, puede concretarse en base a la propuesta de Múltiples Ventanas de Tiempo (Olson & Apsel, 1982) y en su aplicación desde la evaluación temporal de las funciones de Green, luego, la metodología permite propiciar la captura de la mayor cantidad de momento liberado

desde la consideración de que cada subfalla puede romper  $N$  veces, y por tanto, alojar  $N$  veces el deslizamiento cosísmico objetivo de la inversión de datos. Luego, para concretar este aspecto, se ha establecido una máxima velocidad de ruptura dependiente de la proyección del epicentro del terremoto de Tohoku-Oki ( $38.297^\circ\text{N}$ ,  $142.373^\circ\text{E}$ , USGS National Earthquake Information Center) en cada interfase del modelo y en un patrón radial de ruptura configurado desde la distancia entre tal proyección y las respectivas subfallas.



**Figura 5.12:** Mínimo tiempo de ruptura tanto para (a) la interfase inferior como (b) superior con movimientos relativos de tipo normal e inverso, y en donde además, se ha considerado máximas velocidades de ruptura de  $v_r^m = 1.25 \text{ kms}^{-1}$  y  $v_r^m = 2.5 \text{ kms}^{-1}$  respectivamente. Luego, las máximas velocidades de ruptura permiten introducir Múltiples Ventanas de Tiempo a través de retardos continuos de  $t_d = t_h = 15$  segundos en las funciones de Green, con lo cual finalmente, es posible otorgar variaciones en la velocidad de ruptura del modelo.

---

Luego, para el caso del modelo desarrollado en esta investigación, se ha implementado una máxima velocidad de ruptura de  $v_r^m = 2.5 \text{ kms}^{-1}$  para la interfase superior con un movimiento relativo de tipo inverso, esto, según lo indicado por Benavente & Cummins (2013) quienes establecen esta máxima velocidad de ruptura para el caso del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Adicionalmente, se introducen variaciones en la velocidad de ruptura a través de cinco ventanas de tiempo, las cuales se configuran con retardos  $t_d$  (time delay) de  $t_d = t_h = 15$  segundos posterior a una ventana principal de  $t_d = 0$  segundos (representativa a la máxima velocidad de ruptura), por consiguiente, se permite según lo indicado por Benavente & Cummins (2013) que los triángulos sean superpuestos por la misma cantidad  $t_h$ , luego, cada subfalla permite generar deslizamientos  $N$  veces bajo sucesivos incrementos de  $t_h$  después de que un frente de ruptura con velocidad  $v_r^m$  alcance la subfalla.

Para el caso de la interfase inferior con un movimiento relativo de tipo normal, se ha considerado una máxima velocidad de ruptura de  $v_r^m = 1.25 \text{ kms}^{-1}$  y tres ventanas de tiempo con retardos de  $t_d = t_h = 15$  segundos. En relación a esta máxima velocidad de ruptura, su selección ha sido determinada para el caso como la máxima velocidad de ruptura en la cual el sistema es estable, esto es, sin la consideración de efectos de borde u comportamientos anómalos del plano de falla, en especial, para las soluciones en la interfase superior con un patrón de deslizamiento ya determinado por autores como Benavente & Cummins (2013). Por último, la **Figura 5.12** indica una representación gráfica del mínimo tiempo en el cual las subfallas de las interfases del modelo son activadas bajo la configuración de las máximas velocidades de ruptura ya señaladas y para un tiempo de retardo equivalente a  $t_d = 0$  segundos.

## 5.5. Procedimiento de regularización

El procedimiento de regularización requerido tanto en el sistema de ecuaciones del modelo de falla finita basado en las soluciones analíticas de Okada (1985) como en

---

registros de Fase-W, constituye la última etapa del procedimiento de inversión de datos, esto, porque permite obtener soluciones únicas desde tales sistemas compatibles indeterminados (infinitas soluciones), y a la vez, otorgar un sentido físico a las soluciones a partir de la minimización y suavidad del deslizamiento y/o velocidades según sea el periodo del ciclo sísmico en análisis.

Por consiguiente, según lo descrito en los respectivos modelos de falla finita, esta regularización es determinada por cuatro constantes asociadas a la minimización y suavidad de la interfase superior ( $\lambda_1, \lambda_2$ ) e inferior ( $\lambda_3, \lambda_4$ ) con movimientos relativos de tipo inverso y normal respectivamente. Luego, la definición de tales constantes se establece para el caso del modelo estático en la obtención de una curva descriptiva del residual total para una serie de inversiones controladas por combinaciones de las constantes antes mencionadas, y para el caso de registros de Fase-W, en un procedimiento análogo, pero con la especificación de una curva de comparación entre las observaciones y los resultados generados por el modelo desde un ajuste  $L^2$ -norm u norma Euclidiana. Luego, la selección final de las constantes es regulada por el criterio de la “L” descrito por Novoa C. (2015), en donde, es necesario recurrir a la selección de las constantes presentes en la zona de transición de la curva de análisis hacia una estabilización del residual y/o ajuste de las soluciones, y además, por el procedimiento metodológico señalado a continuación:

- Inicialmente, se establece una condición de igualdad entre los parámetros de regularización de ambas interfases, esto es:

$$\lambda_1 = \lambda_3 \quad (5.2)$$

$$\lambda_2 = \lambda_4 \quad (5.3)$$

- Posteriormente, se procede a computar múltiples inversiones de datos para una variedad de constantes de regularización determinadas por las combinaciones:

$$\lambda_1 = \{10^{-1}, 5 \times 10^{-2}, 10^{-2}, 5 \times 10^{-3}, 10^{-3}, 10^{-4}, \dots, 10^{-10}\} \quad (5.4)$$

$$\lambda_2 = \{10^{-1}, 5 \times 10^{-2}, 10^{-2}, 5 \times 10^{-3}, 10^{-3}, 10^{-4}, \dots, 10^{-10}\} \quad (5.5)$$

---

Es decir, para establecer una curva de evaluación de la constante  $\lambda_1$ , se fija un valor arbitrario de  $\lambda_2$ , luego, se computan múltiples inversiones para la totalidad de valores de  $\lambda_1$  señalados en la expresión (5.4). El resultado, permite generar una curva de evaluación única, sin embargo, si se aplica el mismo procedimiento para la serie de valores de  $\lambda_2$  disponibles en la expresión (5.5), se obtendrá una serie de curvas que permitirán en su conjunto explorar la evolución del residual y/o ajustes del modelo, y por tanto, otorgar desde la consideración del criterio de la “L” la constante  $\lambda_1$  apropiada para la regularización.

- Una vez seleccionada la constante  $\lambda_1$ , es posible fijar su valor y explorar inversiones con la totalidad de valores indicativos de  $\lambda_2$  señalados en (5.5). El resultado, permite construir una única curva de evaluación para  $\lambda_2$ , en donde, el criterio de análisis es análogo al caso antes mencionado.
- Finalmente, la obtención de  $\lambda_3$  y  $\lambda_4$  se realiza en forma directa bajo las consideraciones de las igualdades expresadas en (5.2) y (5.3). Sin embargo, es posible ejecutar variaciones de estos parámetros en torno a las constantes  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$ , esto, producto de que la regularización no es cerrada, y por tanto, es necesario considerar además las asociación de estas con una correcta interpretación de la solución obtenida, en donde, parámetros tales como la cobertura de estaciones, modelo y/o características del evento deben ser considerados.

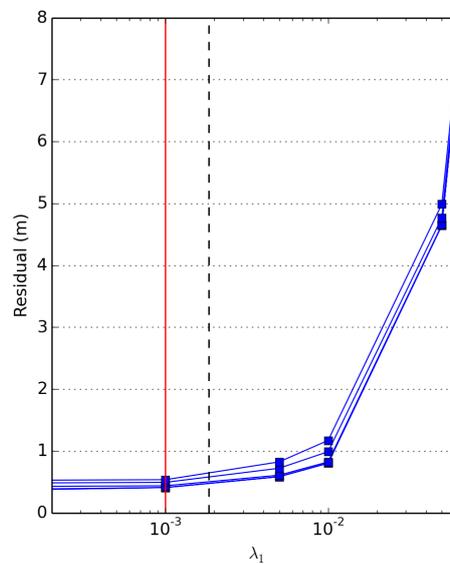
Finalmente, los resultados de selección de las constantes de regularización implementadas en esta investigación se indican en el **Cuadro 5.3**. Luego, en términos generales para el modelo estático, se ha encontrado una estabilidad del sistema de ecuaciones en torno al punto medio del primer cambio de pendiente de la curva, lo cual en concreto, se emplaza en la zona de transición definida por el criterio de la “L”. Un caso ejemplo puede observarse en la **Figura 5.13**, en donde, se indica la respectiva región de transición y selección de la constante  $\lambda_1$ , esto, para la evaluación cosísmica del terremoto de Tohoku-Oki. Por otra parte, para el caso del modelo de falla finita basado en formas de onda de Fase-W, se ha aplicado un procedimiento análogo de regularización, sin

embargo, se han permitido variaciones de los parámetros  $\lambda_3$  y  $\lambda_4$  desde la condición de igualdad indicada en (5.2) y (5.3), esto, con el propósito de propiciar una estabilidad de las soluciones en ambas interfases. Por consiguiente, para la interfase inferior se ha obtenido un parámetro de suavidad menor en un orden y una constante de minimización según la indicada en el respectivo cuadro.

Modelo de Falla Finita	Periodo	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$\lambda_3$	$\lambda_4$
Estático	Cosísmico	0.00185	0.0501	0.00185	0.0750
Estático	Intersísmico	0.0242	0.0501	0.0242	0.0501
Fase-W	Cosísmico	0.00009	0.001	0.0003	0.01

**Cuadro 5.3:** Constantes de regularización utilizadas en el proceso de inversión de datos.

Se especifica la regularización tanto para el modelo estático como en el basado en registros de Fase-W.



**Figura 5.13:** Distribución del residual total en relación a variaciones en la constante de regularización  $\lambda_1$ . Se especifica el caso para el modelo estático de deslizamiento cosísmico. La línea roja señala el cambio transicional hacia la estabilización del residual total y la línea negra intercalada indica la selección de la constante  $\lambda_1$ .

**Resultados**

---

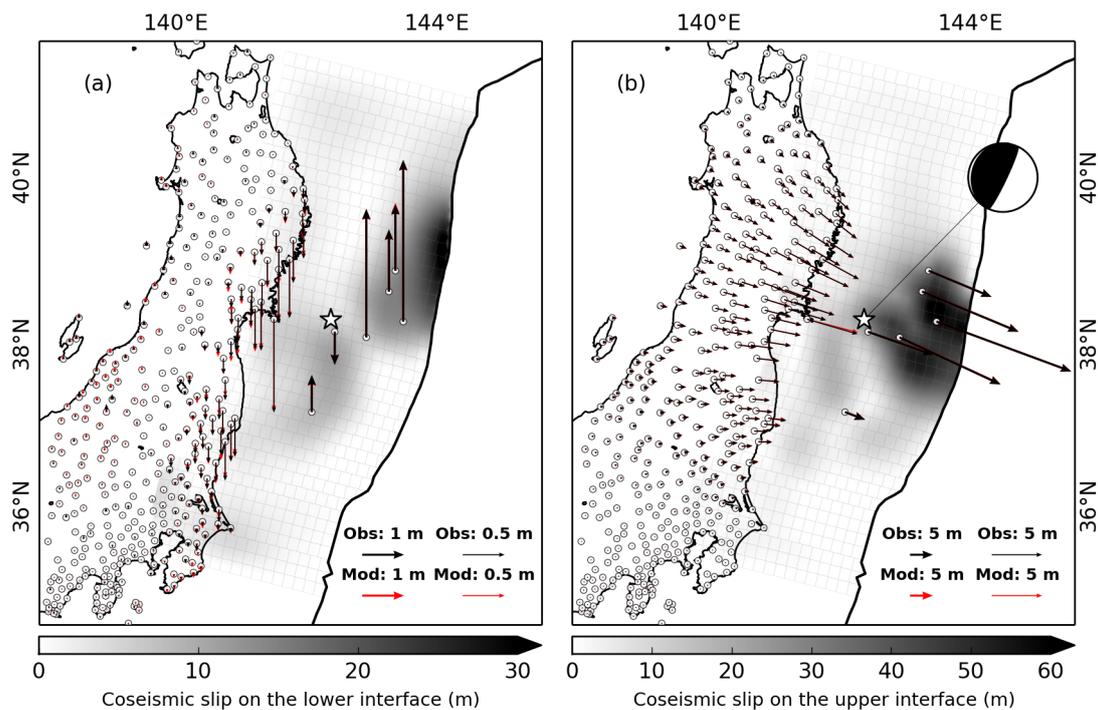
---

La distribución de deslizamiento cosísmico para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 ( $M_w = 9.1$ , USGS National Earthquake Information Center) se indica en la **Figura 6.1**, esto, en base al modelo estático estructurado según la hipótesis de esta investigación y bajo la consideración de la cobertura y disponibilidad de datos desde 396 receptores GPS 1 Hz terrestres y seis receptores de posicionamiento acústicos submarinos.

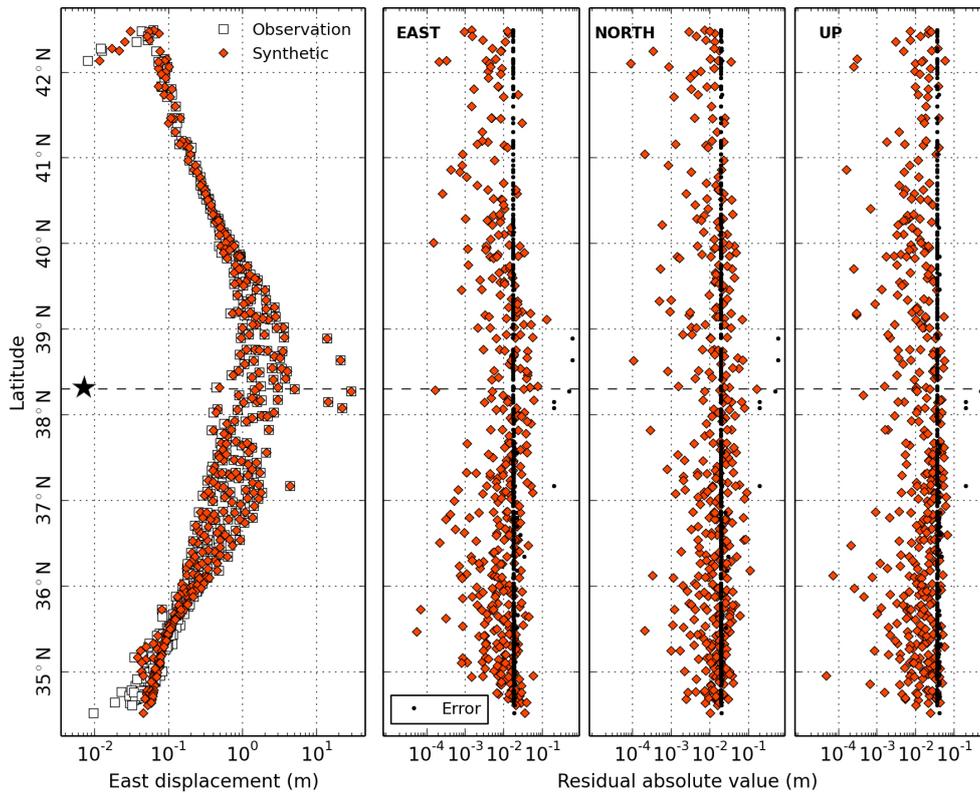
En términos descriptivos, el resultado establece una distribución de deslizamiento cosísmico para la interfase superior del modelo (**Figura 6.1b**) con máximas de hasta  $\sim 63$  m en cercanías de la fosa y hacia el updip desde el epicentro frente a la costa de la prefectura de Miyagi, luego, esta distribución espacial y máximas de deslizamiento es concordante con la ya documentada por Simons et al. (2011), Yagi & Fukahata (2011), Iinuma et al. (2012) y Sun et al. (2014), en donde, deslizamientos de más de 50 metros han caracterizado la solución para aquellos casos en donde se dispone de información geodésica en cercanías de la fosa. Por otra parte, en lo que respecta a la interfase inferior (**Figura 6.1a**), se ha determinado una distribución de deslizamiento con máximas de hasta  $\sim 32$  metros en cercanías a la fosa, aunque, con un emplazamiento dominante hacia el norte de la principal área de deslizamiento identificada en la interfase superior. Luego, el momento sísmico escalar asociado a esta distribución bimodal de ruptura ha sido determinado para la interfase superior en  $M_0 = 4.6 \times 10^{22}$  Nm ( $M_w = 9.0$ ), mientras que para la interfase inferior se ha especificado en  $M_0 = 2.0 \times 10^{22}$  Nm ( $M_w = 8.8$ ), ambas, con un movimiento relativo de tipo inverso y normal respectivamente.

En relación a los desplazamientos estáticos observados y modelados, se indica su comparación tanto para el campo de desplazamiento horizontal (**Figura 6.1b**) como vertical (**Figura 6.1a**). Luego, los resultados apuntan a un correcto ajuste entre el modelo y observaciones, lo cual en concreto, puede visualizarse en residuales absolutos porcentualmente menores al error esperado (**Figura 6.2**) y en un ajuste  $L^2$ -norm u norma Euclidiana de 0.7 % , 2.4 % y 7.6 % para la componente este, norte y vertical de desplazamiento.

Adicionalmente, se han computado test de resolución indicados en la **Figura 6.6**, esto, a través de parches sintéticos de deslizamiento de 5 m distribuidos en forma alternada y simultanea entre las interfases del modelo. Luego, una evaluación conjunta de tales casos permite concluir una resolución excepcional entre 37°N y 40°N, lo cual en efecto, permite una resolución en cercanías de la fosa y en forma simultanea en ambas interfases, aunque, con una pérdida gradual de resolución hacia la interfase inferior traducida en una menor capacidad de recuperar áreas de ruptura y deslizamientos máximos. Por consiguiente, la distribución de deslizamiento cosísmico obtenido en el proceso de inversión es respaldado por una resolución apropiada, y por tanto, por un área de confiabilidad determinada por el intervalo latitudinal antes señalado.



**Figura 6.1:** Distribución de deslizamiento cosísmico tanto para **(a)** la interfase inferior como **(b)** superior con movimientos relativos de tipo normal e inverso respectivamente. Se indica la comparación entre los desplazamientos estáticos observados y modelados en su **(a)** componente vertical y **(b)** horizontal. Las circunferencias indican la ubicación de los receptores de posicionamiento y la estrella señala el epicentro (USGS) del terremoto de Tohoku-Oki.



**Figura 6.2:** Comparación entre desplazamientos estáticos cosísmicos observados y modelados para la componente este. Adicionalmente, se especifica la comparación entre el valor absoluto del residual obtenido entre los datos observados y modelados y el error de medición precisado por cada estación de posicionamiento, esto, para el total de los 396 registros terrestres y seis registros de posicionamiento acústicos submarinos empleados en la inversión de datos. Por último, la línea horizontal indica la proyección latitudinal del epicentro ( $38.297^{\circ}\text{N}$ , USGS) del terremoto de Tohoku-Oki.

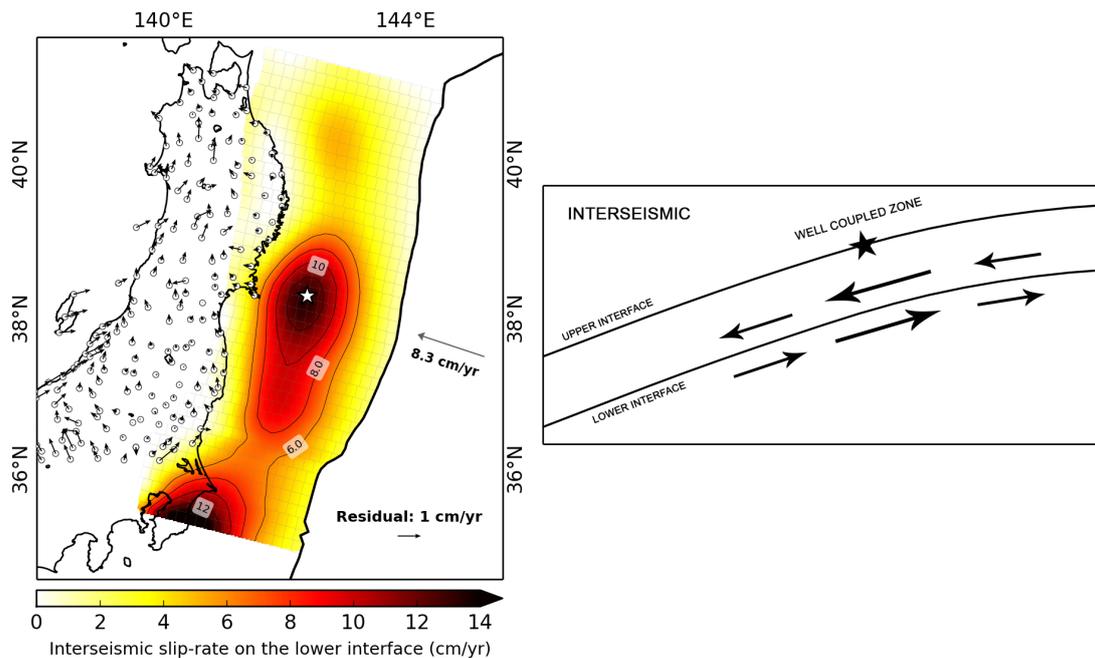
Con respecto al periodo intersísmico, la cobertura de 201 registros de velocidades superficiales otorgadas por receptores de posicionamiento GPS junto a la consideración de una velocidad de convergencia de  $8.3 \text{ cm/año}$ , ha permitido, determinar una distribución de velocidades en los planos de falla del modelo según lo indicado en la **Figura 6.3**. Luego, el resultado de la inversión señala una interfase superior extensamente acoplada y una importante distribución de velocidades intersísmicas en la interfase inferior ( $M_0 =$

---

$2.6 \times 10^{20}$  Nm,  $M_w = 7.5$ ), esto, con un emplazamiento dominante frente a la costa de la prefectura de Miyagi, y en donde además, es posible establecer una correspondencia entre la proyección del epicentro del terremoto de Tohoku-Oki y tal región de máximas velocidades intersísmicas (más de 10 cm/año). En relación a un segundo segmento de velocidades intersísmicas emplazado al sur del plano de falla y frente a la prefectura de Ibaraki, es necesario precisar su cercanía a la zona de contacto entre la placa Filipina y la placa de Okhotsk, luego, su representación no ha sido objetivo de la metodología expuesta en este trabajo, y en efecto, su interpretación no es cerrada. Por consiguiente, desde la base de este resultado junto a la configuración geométrica del modelo, es posible postular un proceso de deformación dominante en la interfase inferior de fallamiento durante el periodo intersísmico, lo cual en efecto, condicionaría una potencial ruptura tanto en la interfase superior (fuertemente acoplada) como inferior, y en donde finalmente, se distribuirían deslizamientos cosísmicos importantes, tal como lo evidenciado en la **Figura 6.1** para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Por lo tanto, es posible establecer una coherencia y correspondencia entre los procesos de “carga” y “descarga” de la placa subductante en base a la propuesta bimodal de dislocación del Slab Model.

Por otro lado, pruebas de resolución generadas en base a parches de velocidades de 8 cm/año, distribuidos a su vez, en forma alternada y exclusiva en la interfase inferior del modelo (**Figura 6.8a** y **Figura 6.8b**), indican una resolución apropiada en la mayor parte del plano de falla, aunque, producto de la carencia de receptores geodésicos acústicos submarinos, no es posible establecer una resolución en cercanías de la fosa. Luego, bajo esta característica, y considerando además la escala de la dislocación (significativamente menor comparada con el periodo cosísmico) pruebas de resolución para parches de velocidades simultaneas en ambas iterfases (**Figura 6.8c**) indican imposibilidades de ser recuperadas adecuadamente, en específico, en la interfase inferior. Sin embargo, si se considera el comportamiento del campo de velocidades en superficie bajo una sentido predominante noroeste (**Figura 5.9**) y los resultados de la inversión de datos con una dominancia absoluta de la interfase inferior (**Figura 6.3**), es directo concluir entonces,

que los procesos radican para el caso solo en la interfase inferior con un movimiento relativo de tipo normal, en consecuencia, patrones de velocidades sintéticas simultaneas en ambas interfaces no representan las observaciones y procesos del periodo intersísmico, luego, pruebas de resolución alternadas exclusivas para la interfase inferior como la antes mencionada son suficientes para garantizar la confiabilidad de los resultados obtenidos.



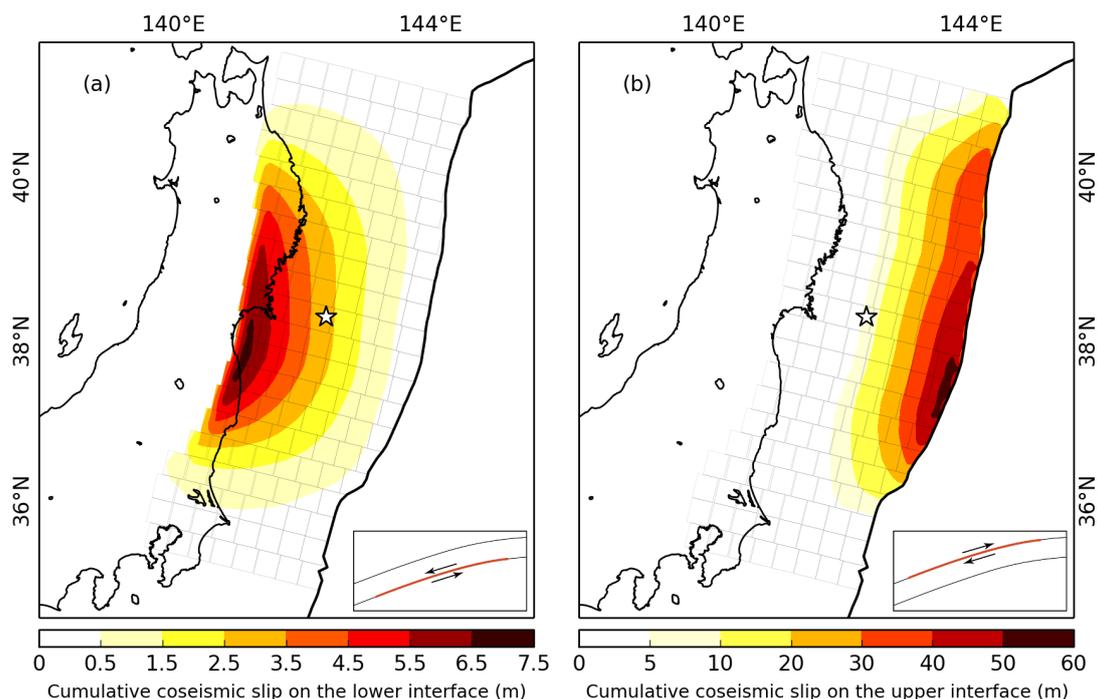
**Figura 6.3:** Velocidades intersísmicas modeladas. La imagen izquierda detalla el residual resultante entre las velocidades intersísmicas modeladas y los datos de velocidades corregidas (eliminado la contribución de las interfases de fallamiento C, D y E). Se ha considerado una velocidad de convergencia de 8.3 cm/año. Por otra parte, la ilustración (imagen derecha) indica la distribución de velocidades resultantes de la inversión, en donde además, se ha determinado una interfase superior extensamente acoplada. En este caso, la zona de máxima velocidad intersísmica se correlaciona con la proyección de la nucleación del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Finalmente, las circunferencias indican la distribución de receptores de posicionamiento y la estrella señala el epicentro (38.297°N, 142.373°E, USGS) del terremoto.

---

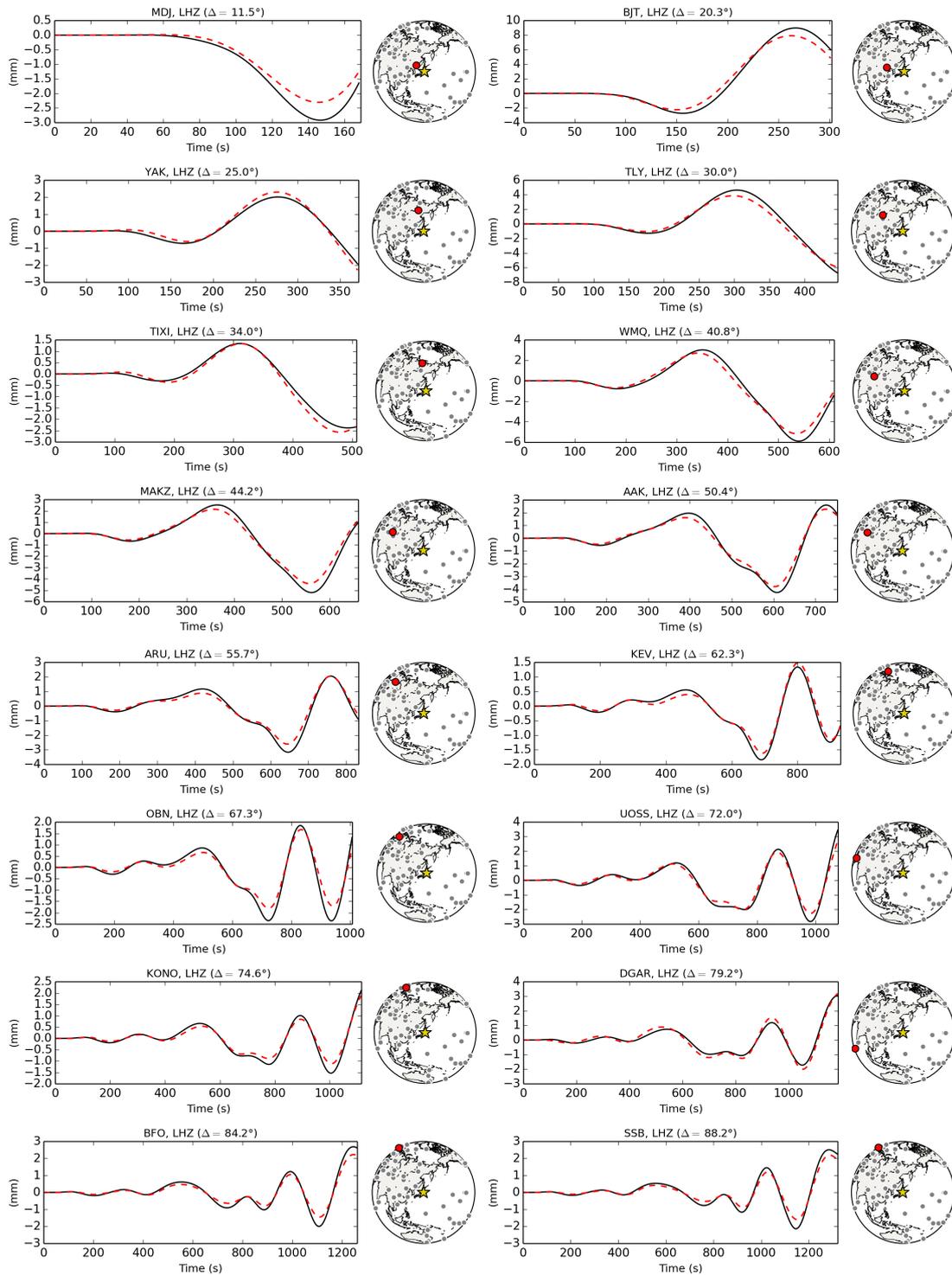
Finalmente, el modelo de falla finita basado en formas de ondas de Fase-W ha determinado una distribución de deslizamiento cosísmico según lo señalado en la **Figura 6.4**. Luego, la presente solución caracterizada por una cobertura de 50 registros LHZ (parte de los 65 registros LHZ procesados y utilizados por Benavente & Cummins, 2013) indica para la interfase superior (**Figura 6.4b**) una distribución de deslizamiento con máximas de hasta  $\sim 52$  m en cercanías a la fosa, lo cual a su vez, es dependiente de una máxima velocidad de ruptura de  $v_r^m = 2.5 \text{ kms}^{-1}$ , un parámetro “half duration” de  $t_h = 15$  s y por cinco ventanas de tiempo configuradas con retardos consecutivos de  $t_d = t_h = 15$  s, lo cual en efecto, ha permitido otorgar variaciones en la velocidad de ruptura que caracteriza el plano de falla. Luego, con respecto a la selección de tales parámetros, es importante destacar que tanto la máxima velocidad de ruptura  $v_r^m$  como el término  $t_h$  han sido implementados en forma directa según lo señalado por Benavente & Cummins (2013) para la evaluación cosísmica del terremoto de Tohoku-Oki de 2011. Por otro lado, en relación a la interfase inferior (**Figura 6.4a**), se ha asumido un máxima velocidad de ruptura de  $v_r^m = 1.25 \text{ kms}^{-1}$  y tres ventanas de tiempo reguladas por un retardo de  $t_d = t_h = 15$  s, luego, se ha determinado para el caso una distribución de deslizamiento con máximas de hasta  $\sim 7$  m y un emplazamiento caracterizado por una localización hacia el downdip del plano de falla y bajo el epicentro. Por último, el momento sísmico escalar se ha calculado en  $M_0 = 6.9 \times 10^{22}$  Nm ( $M_w = 9.1$ ) para la interfase superior con un movimiento relativo de tipo inverso y en  $M_0 = 2.0 \times 10^{22}$  Nm ( $M_w = 8.8$ ) para la interfase inferior con un movimiento relativo de tipo normal.

En relación a los registros observados y modelados de Fase-W, se ejemplifica un caso comparativo en la **Figura 6.5**, en específico, para 16 registros emplazados entre  $11.5^\circ$  y  $88.2^\circ$  con respecto al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki. Adicionalmente, una completa comparación de las señales sintéticas y observadas se indica en la **Figura 9.1**, presente además, en el material suplementario de esta investigación. Luego, una evaluación completa establece un ajuste  $L^2$ -norm u norma Euclidiana de 27.7 % entre los registros modelados y observados.

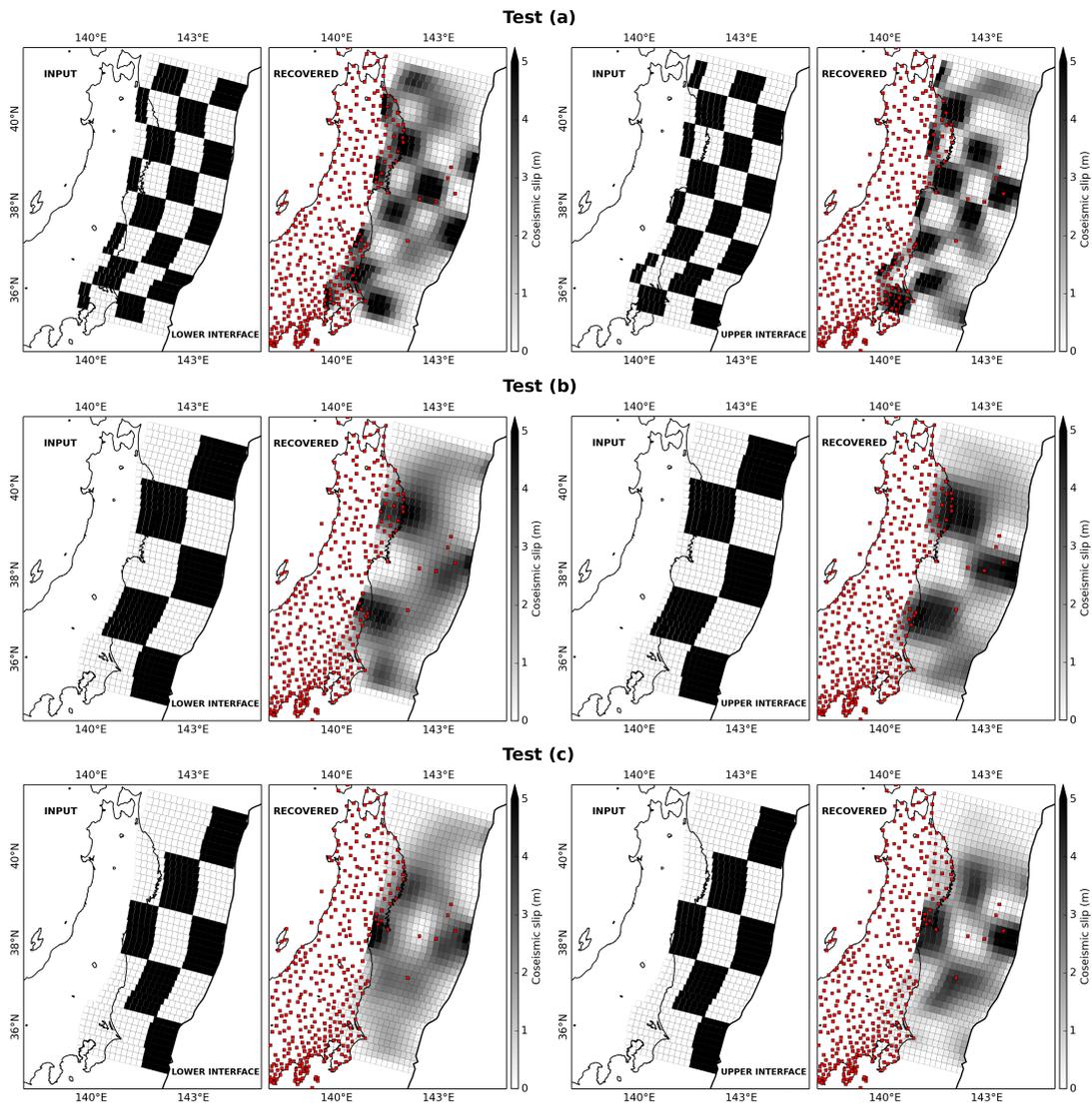
Por último, pruebas de resolución asociadas al modelo de falla finita basado en registros de Fase-W pueden observarse en la **Figura 6.7**. El resultado, indica que es posible recuperar deslizamientos sintéticos en forma extensiva en ambas interfases, en particular, para una configuración simultanea de parches de deslizamiento de hasta 15 m entre los respectivos planos de falla, aunque, con una mayor tasa de recuperación de los máximos en la interfase superior y de áreas y/o límites de ruptura en la interfase inferior. Luego, si bien es posible plantear una excelente resolución para la evaluación cosísmica desde formas de onda de Fase-W, es necesario mencionar que esta ha demostrado ser dependiente de áreas de deslizamiento significativas, por consiguiente, parches de deslizamientos simultáneos más reducidos y con disposiciones espaciales mas complejas presentan inconvenientes en términos del campo de resolución, al menos, con la distribución de estaciones sismológicas utilizadas en esta investigación.



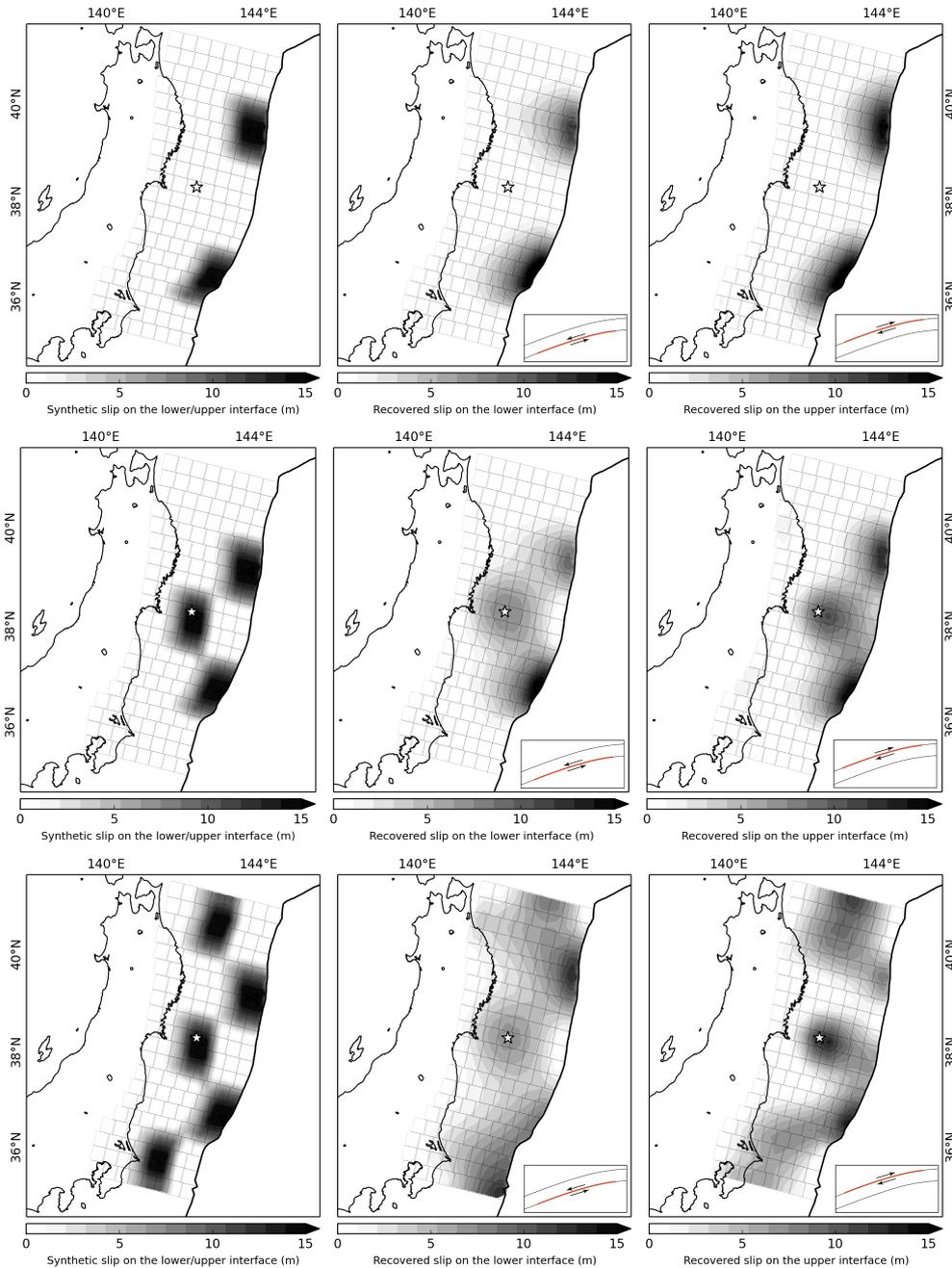
**Figura 6.4:** Inversión de falla finita desde registros de Fase-W. Distribución de deslizamiento cosísmico acumulado tanto para (a) la interfase inferior como (b) superior con un movimiento relativo de tipo normal e inverso respectivamente. La estrella señala el epicentro (USGS) del terremoto de Tohoku-Oki.



**Figura 6.5:** Comparación de 16 registros de Fase-W observados (en color negro) y modelados (líneas intercaladas en color rojo) para una cobertura de estaciones entre  $11.5^\circ$  y  $88.2^\circ$  con respecto al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki.

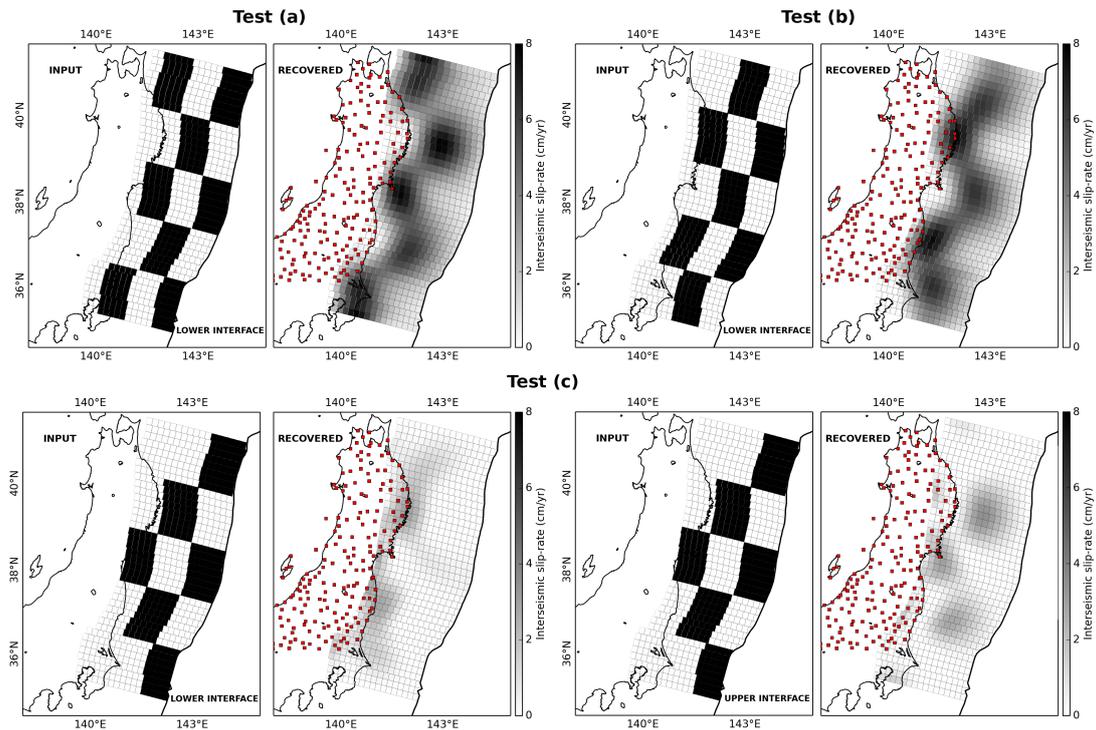


**Figura 6.6:** Prueba de resolución correspondiente al modelo estático de deslizamiento cosísmico. El test (a) indica una distribución y recuperación de deslizamiento sintético intercalado tanto en su interfase inferior como superior con movimientos relativos de tipo normal e inverso respectivamente. Por otra parte, el test (b) y test (c) detallan el resultado para una distribución de deslizamiento simultaneo en ambas interfases del modelo. Para el caso, se ha considerado un deslizamiento sintético de 5 m y los cuadros en color rojo señalan los receptores de posicionamiento utilizados en la evaluación cosísmica.



**Figura 6.7:** Prueba de resolución para el modelo cosísmico basado en registros de Fase-

W. Se ha implementado un campo de deslizamiento sintético con máximas de 15 m y una distribución simultanea de deslizamiento en ambas interfaces del modelo. Por otra parte, se ha considerado que la ruptura ocurre en una ventana de tiempo única con velocidades de  $v_r^m = 2.5 \text{ kms}^{-1}$  y  $v_r^m = 1.25 \text{ kms}^{-1}$  tanto para la interfase superior como inferior respectivamente. Se ha incluido un 10 % de ruido Gaussiano.



**Figura 6.8:** Prueba de resolución para el modelo estático de velocidades intersísmicas.

Se indica el test (a) y test (b) para una distribución única de velocidades sintéticas en la interfase inferior, esto es, asumiendo que el proceso de deformación ocurre solo en tal interfase mientras que la restante permanece acoplada. Por otra parte, el test (c) señala el caso para una distribución simultánea de velocidades en ambas interfases. En todos los casos se han considerado parches de velocidades de 8 cm/año y los cuadros en color rojo señalan las estaciones de posicionamiento utilizadas en la evaluación intersísmica.

**Conclusión y discusión**

---

---

En primer lugar, los dos diferentes modelos de falla finita implementados en esta investigación y sujetos a la configuración geométrica del Slab Model, han permitido, una completa evaluación del periodo intersísmico y cosísmico respectivamente, demostrando así, una coherencia entre los procesos de “carga” y “descarga” de la subducción relativa entre la placa Pacífico y la placa de Okhotsk, en concreto, para el intervalo latitudinal comprendido entre 35°N y 41°N.

En relación al modelo estático de deslizamiento cosísmico para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011, el conjunto de 396 receptores de posicionamiento GPS 1 Hz y seis receptores de posicionamiento acústicos submarinos, han establecido, una distribución de deslizamiento en la interfase superior ( $M_0 = 4.6 \times 10^{22}$  Nm,  $M_w = 9.0$ ) e inferior ( $M_0 = 2.0 \times 10^{22}$  Nm,  $M_w = 8.8$ ) con máximas de hasta  $\sim 63$  m y  $\sim 32$  m respectivamente, además, de un emplazamiento característico de tales máximas en cercanías de la fosa. Por otro lado, los 201 registros de velocidades intersísmicas han determinado un proceso de deformación exclusivamente dominante en la interfase inferior ( $M_0 = 2.6 \times 10^{20}$  Nm,  $M_w = 7.5$ ), en consecuencia, los resultados establecen una importante región de velocidades intersísmicas de más de 10 cm/año frente a la prefectura de Miyagi, y además, de una completa concordancia con la proyección de la zona de nucleación del terremoto de Tohoku-Oki, lo cual en consecuencia, postula un proceso de “carga” a través de la interfase inferior del modelo durante el periodo intersísmico, para luego, condicionar una ruptura en la interfase superior sobre tal región de máximas velocidades, y además, incorporando en la respectiva ruptura zonas acopladas predisuestas en la interfase inferior, es decir, bajo un comportamiento bimodal entre los planos de falla del modelo.

Adicionalmente, el modelo de falla finita basado en registros de Fase-W es coherente con lo antes mencionado, es decir, una evaluación cosísmica caracterizada por una distribución de deslizamiento tanto en la interfase superior ( $M_0 = 6.9 \times 10^{22}$  Nm,  $M_w = 9.1$ ) como inferior ( $M_0 = 2.0 \times 10^{22}$  Nm,  $M_w = 8.8$ ) con máximas de deslizamiento

---

de  $\sim 52$  m y  $\sim 7$  m respectivamente. Luego, si bien el patrón de deslizamiento en la interfase superior es concordante con el modelo estático, una primera discrepancia en términos de resultados se establece para la interfase inferior, en donde, se ha precisado una configuración de deslizamiento hacia el *downdip* del plano de falla, aunque, con una equivalencia en el momento sísmico escalar entre ambos modelos de falla finita. Por consiguiente, una hipótesis al respecto es el rol del modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) en la metodología de inversión, el cual en específico, es utilizado para disponer de variaciones en la rigidez con respecto a la profundidad, luego, como consecuencia de tal implementación, se ha establecido una relación entre las soluciones del procedimiento de inversión de datos y la configuración de la rigidez en los planos de falla, esto es, favoreciendo el emplazamiento de parches de deslizamiento en aquellas áreas caracterizadas por una menor rigidez. En concreto, esto puede ser visualizado si se compara la configuración de rigidez del modelo (**Figura 5.5**) con respecto a la distribución de deslizamiento obtenido en la inversión (**Figura 6.4**), y además, desde la serie de pruebas de resolución presentadas en la **Figura 6.7**. En efecto, se plantea la necesidad de mejores métodos de control sobre la rigidez en profundidad, en específico para la interfase inferior, y que además, sean exclusivamente referidos al comportamiento esperado en una zona de subducción y no a un estándar global de la Tierra, para otorgar en consecuencia, una geometría más exacta en modelos de falla finita.

Por otra parte, en términos de instrumentación geodésica, el modelo estático ha indicado una elevada dependencia con distribuciones densas de receptores de posicionamiento GPS, lo cual en consecuencia, permite disponer de una resolución adecuada en procedimientos de inversión que comprometan el estudio simultáneo de ambas interfases. Lo anterior, es aún más evidente para procesos presentes en cercanías de la fosa, los cuales finalmente, solo han sido posibles de medir a través de la incorporación de información geodésica acústica submarina, por consiguiente, potenciales estudios en otras zonas de subducción plantean la necesidad de incorporación de tal instrumentación, esto, con el propósito de otorgar un completo campo de resolución del proceso de convergencia

---

desde la perspectiva del Slab Model. Adicionalmente, modelos de falla finita basados en registros sísmicos de Fase-W, han permitido, sentar las bases en términos de la resolución espacial desde una postura telesísmica para ambas interfases e introduciendo además posibilidades de implementación en tiempo real con aplicaciones de alerta temprana o early warning, sin embargo, tal escala de resolución es condicionada además por distribuciones de deslizamientos considerables y/o por eventos sísmicos significativos, luego, comportamientos complejos de ruptura en los respectivos planos de falla y terremotos de menor escala quedan sujetos a la ya mencionada cobertura de instrumental geodésico, con la cual además, es posible resolver características espaciales más reducidas del proceso de dislocación y condicionar además estudios en otros periodos del ciclo sísmico.

Bajo este último planteamiento, un desarrollo relativamente reciente es la utilización de datos geodésicos en la caracterización cinemática de la ruptura cosísmica, lo cual previamente, radicaba en una descripción exclusiva desde instrumentación sismológica. En efecto, considerando que los receptores GPS han sido tradicionalmente utilizados en el registro de deformaciones superficiales o en la respectiva evaluación estática, esta nueva línea, ha permitido la capacidad de registrar ondas sísmicas generadas por terremotos moderados a fuertes en el campo cercano, permitiendo así, superar las limitaciones causadas por la saturación del registro de señales sísmicas en el campo cercano evidenciadas en sismómetros de banda ancha (Xu et al., 2016). Luego, tales antecedentes han permitido el desarrollo de nuevos métodos de alerta temprana de Tsunami basados en datos geodésicos y sísmicos (Melgar et al., 2016, 2015), y a su vez, ha impulsado una nueva base para la caracterización rápida de grandes terremotos a través de la implementación de registros de Fase-W desde receptores GPS (Riquelme et al., 2016), sugiriendo de esta forma, la necesidad de una integración de las observaciones geodésicas y sismológicas para el estudio de terremotos en zonas de subducción desde diferentes escalas y coberturas de datos. Por consiguiente, y bajo tales consideraciones, es de importancia mencionar proyecciones de la presente investigación hacia un modelo de falla finita basado en registros de Fase-W desde la disponibilidad de series de tiempo

---

de desplazamiento otorgadas por receptores GPS 1 Hz terrestres. Luego, avances en este campo ya han sido implementados según lo antes mencionado por Riquelme et al. (2016), aunque, solo desde la perspectiva de una fuente puntual, sin embargo, los procedimientos y consideraciones metodológicas de tal investigación son un antecedente importante para una evaluación sismo-geodésica unificada desde un modelo falla finita, y en donde además, se establecen posibilidades de implementación de registros de Fase-W para una cobertura de estaciones GPS entre  $2^\circ \leq \Delta \leq 10^\circ$  y para ventanas de tiempo de 240 s con respecto al arribo de la fase P (**Figura 4.2**). Luego, es posible plantear interrogantes en torno a los alcances de tal evaluación como método de caracterización de la fuente sísmica desde el campo cercano y a través de modelos de falla finita relativos a la configuración geométrica del Slab Model.

Finalmente, la consecuencia directa de la hipótesis de esta investigación y de los presentes resultados es el de un cambio de paradigma en la concepción del proceso de convergencia de placas y/o de subducción, normalmente descrito, desde una solo plano de falla y asumiendo inconsistencias físicas que expliquen tanto los procesos de “carga” durante el periodo intersísmico como su relación con las etapas restantes del ciclo sísmico. En efecto, la conjunción de dos interfases de fallamiento con movimientos relativos de tipo inverso y normal, y que además, son concordantes con observaciones sismológicas, geodésicas y desde la propia geometría que caracteriza la subducción, permiten finalmente, una descripción coherente y unificada del ciclo sísmico desde un único modelo, y que además, precisa una física adecuada para la compresión de los terremotos de subducción.

**Referencias**

---

- 
1. Bataille, K., Peña, C., Novoa, C., Herrera, A., Vera, F. and Hernandez, N., 2016. Slab model of subduction and its implication on the earthquake cycle. In: Second Colloquium of Geophysical Signatures of Earthquakes and Volcanoes (2GSEV), Santiago de Chile.
  2. Benavente, R., Cummins, P., Dettmer, J., 2016. Rapid automated W-phase slip inversion for the Illapel great earthquake (2015, Mw = 8.3). *Geophys Res Lett* 43, 1910–1917.
  3. Benavente, R., 2016. Rapid Finite Fault Inversion for Megathrust Earthquakes (Tesis doctoral). Australian National University, Research School of Earth Sciences, College of Physical and Mathematical Sciences.
  4. Benavente, R., 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. *Geophys Res Lett* 40, 3591–3595.
  5. Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., Shapiro, S., 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophys J Int* 197, 1744–1749.
  6. Bock, G., 2012. Source parameters and moment-tensor solutions. In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, pp. 1-14.
  7. Brudzinski, M., Thurber, C., Hacker, B., Engdahl, E., 2007. Global prevalence of double Benioff zones. *Sci New York N Y* 316, 1472–4.
  8. Dahm, T., Krüger, F., 2014. Moment tensor inversion and moment tensor interpretation. In: Bormann, P. (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, pp. 1-37.
  9. DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1–80.

- 
10. Dziewonski, A., Anderson, D., 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25, 297–356.
  11. Galvan, D., Komjathy, A., Hickey, M., Stephens, P., Snively, J., Song, Y., Butala, M., Mannucci, A., 2012. Ionospheric signatures of Tohoku-Oki tsunami of March 11, 2011: Model comparisons near the epicenter. *Radio Sci* 47.
  12. Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A., 1978. Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the Northeastern Japan Arc. *Geophys J Roy Astr S* 54, 281–296.
  13. Hayes, G., Wald, D., Johnson, R., 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J Geophys Res Solid Earth* 117.
  14. Hayes, G., Rivera, L., Kanamori, H., 2009. Source Inversion of the W-Phase: Real-time Implementation and Extension to Low Magnitudes. *Seismol Res Lett* 80, 817–822.
  15. Herrera, A., 2016. Modelo Intersísmico para Japón (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
  16. Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N., 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. *J Geophys Res Solid Earth* 106, 2177–2191.
  17. Inuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., Miura, S., 2012. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *J Geophys Res Solid Earth* 117.
  18. Kanamori, H., Rivera, L., 2008. Source inversion of W phase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophys J Int* 175, 222–238.

- 
19. Kanamori, H., 1993. W phase. *Geophysical Research Letters* 20, 1691–1694.
  20. Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., & Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
  21. Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., Ito, Y., 2011. Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys Res Lett* 38.
  22. Loveless, J., Meade, B., 2010. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research* 115.
  23. Mavrommatis, A., Segall, P., Johnson, K., 2014. A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys Res Lett* 41, 4486–4494.
  24. Melgar, D., Allen, R., Riquelme, S., Geng, J., Bravo, F., Baez, J., Parra, H., Barrientos, S., Fang, P., Bock, Y., Bevis, M., Caccamise, D., Vigny, C., Moreno, M., Smalley, R., 2016. Local tsunami warnings: Perspectives from recent large events. *Geophys Res Lett* 43, 1109–1117.
  25. Melgar, D., Crowell, B., Geng, J., Allen, R., Bock, Y., Riquelme, S., Hill, E., Protti, M., Ganas, A., 2015. Earthquake magnitude calculation without saturation from the scaling of peak ground displacement. *Geophys Res Lett* 42, 5197–5205.
  26. Novoa, C., 2015. Modelo mecánico de acoplamiento sísmico en Chile (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
  27. Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear tensile faults in a half-space. *Bull Seismol Soc Am* 75:1135-1154.

- 
28. 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(6A), 1969–2001.
  29. Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., Imakiire, T., 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature* 475, 373–376.
  30. Peña, C., 2014. Inversión del deslizamiento de la placa subductante en el Sur de Chile mediante datos GPS (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
  31. Quiroga, A., 2016. Evolución temporal y distribución espacial del deslizamiento en la zona norte de subducción de Cascadia durante el periodo intersísmico (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
  32. Riquelme, Bravo, Melgar, Benavente, Geng, Barrientos, Campos, 2016. W phase source inversion using high-rate regional GPS data for large earthquakes. *Geophys Res Lett* 43, 3178–3185.
  33. Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., Namegaya, Y., 2013. Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. *B Seismol Soc Am* 103, 1473–1492.
  34. Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., Asada, A., 2011. Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science* 332, 1395–1395.
  35. Savage, 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 4984–4996.
  36. Shearer, P. M., 2009. *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.

- 
37. Simons, M., Minson, S.E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S.E., Meng, L., Ampuero, J.-P.P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D.V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A.W., Webb, F.H., 2011. The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science* 332, 1421–5.
  38. Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., Hu, Y., 2014. Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature* 514, 84–87.
  39. Thorne, L., Wallace, T., 1995. *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego, California, 521 pp.
  40. Xu, C., Gong, Z., Niu, J., 2016. Recent developments in seismological geodesy. *Geodesy and Geodynamics* 7, 157–164.
  41. Yagi, Y., Fukahata, Y., 2011. Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophys Res Lett* 38.

---

## **AGRADECIMIENTOS**

---

Disponibilidad de datos GPS 1 Hz terrestres para el terremoto de Tohoku-Oki de 2011:

- GSI (Geospatial Information Authority, Japan): Deploy, manage, and operate GEONET (GPS Earth Observation Network).
- NGDS (Nippon GPS Data Service, Japan): Real-time 1Hz data for user, Archive 1Hz data, Provide 1Hz data for case studies.
- Hitz (Hitachi Zosen Co., Japan): Develop RTNet software.
- GPSS (GPS Solutions, Boulder, CO, USA): Develop RTNet software.
- VERIPOS: Provide GPS satellite clock/orbit based on global network with real-time streaming.

**Material suplementario**

---

---

Profundidad (km)	$\mu$ (kbar)
0	0
3.0	0
3.0	266
15.0	266
15.0	441
24.4	441
24.4	682
40.0	680
60.0	677
80.0	674
115.0	669
150.0	665
185.0	660
220.0	656
220.0	741
265.0	757
310.0	773
400.0	806
400.0	906
450.0	977
500.0	1051
600.0	1210
670.0	1239

**Cuadro 9.1:** Variación de la rigidez ( $\mu$ ) con respecto a la profundidad para un intervalo comprendido entre 0 y 670 km. Datos adquiridos desde Thorne Lay & Terry C. (1995), referidos a su vez, al modelo PREM (Dziewonski & Anderson, 1981).

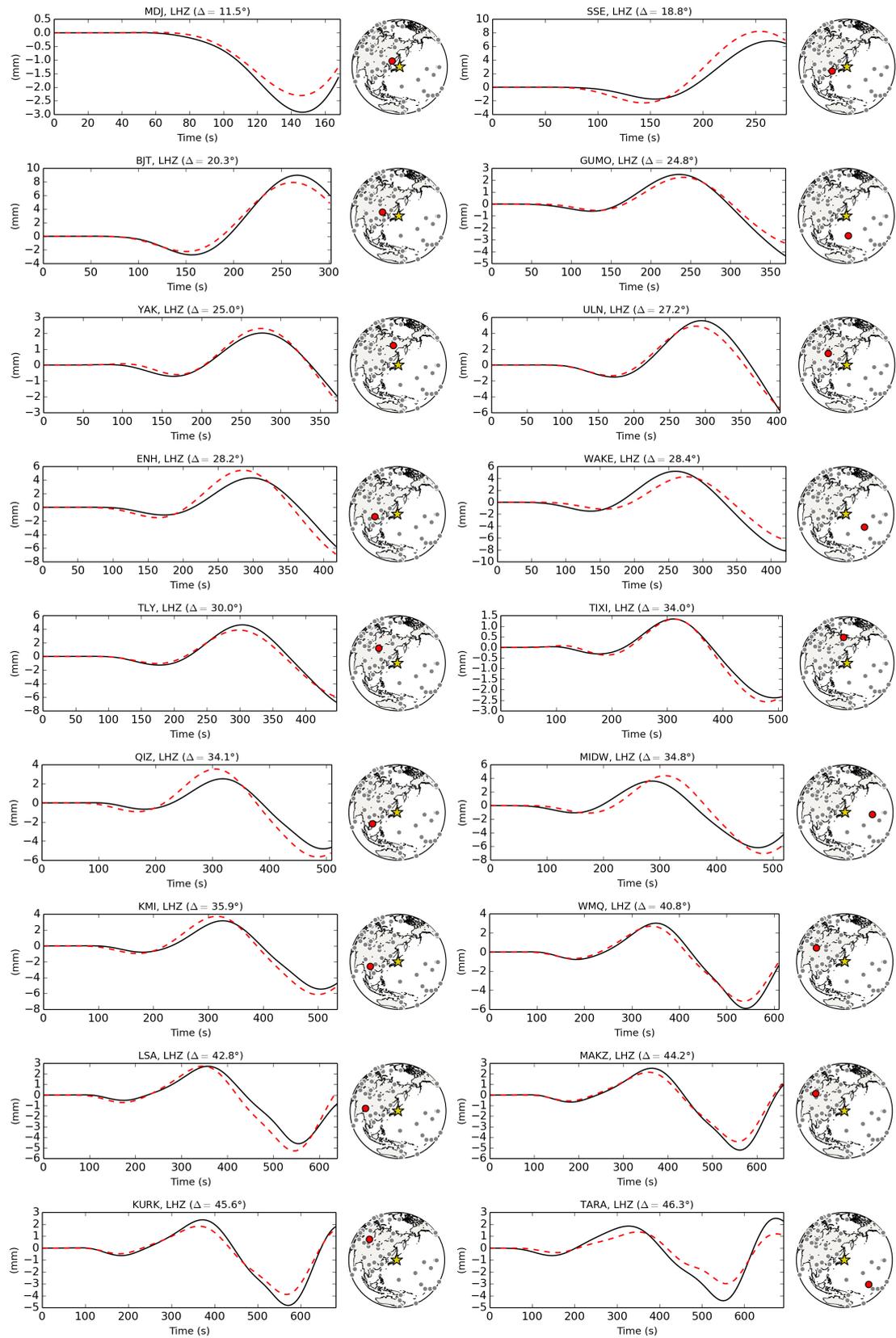


Figura 9.1 ...

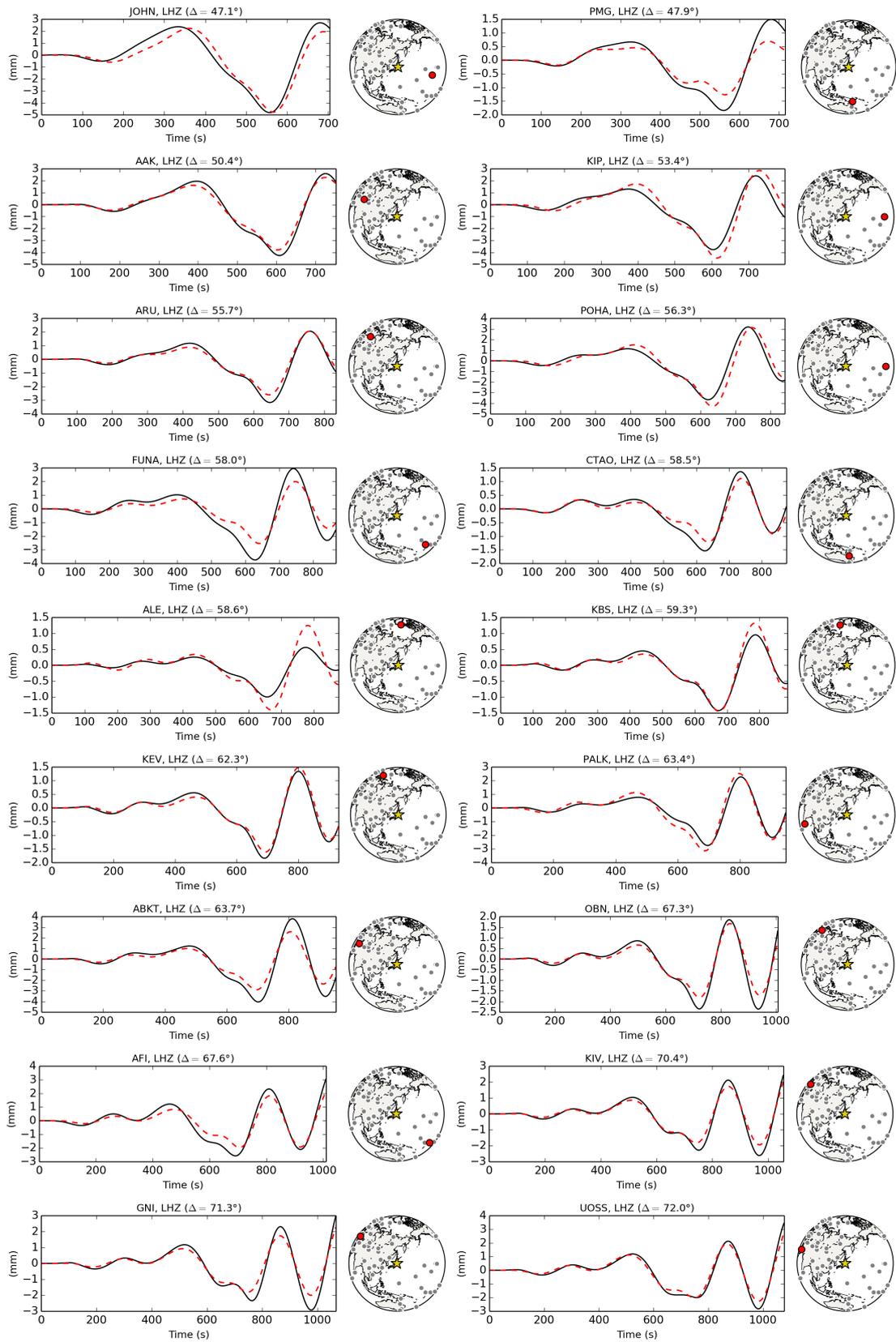
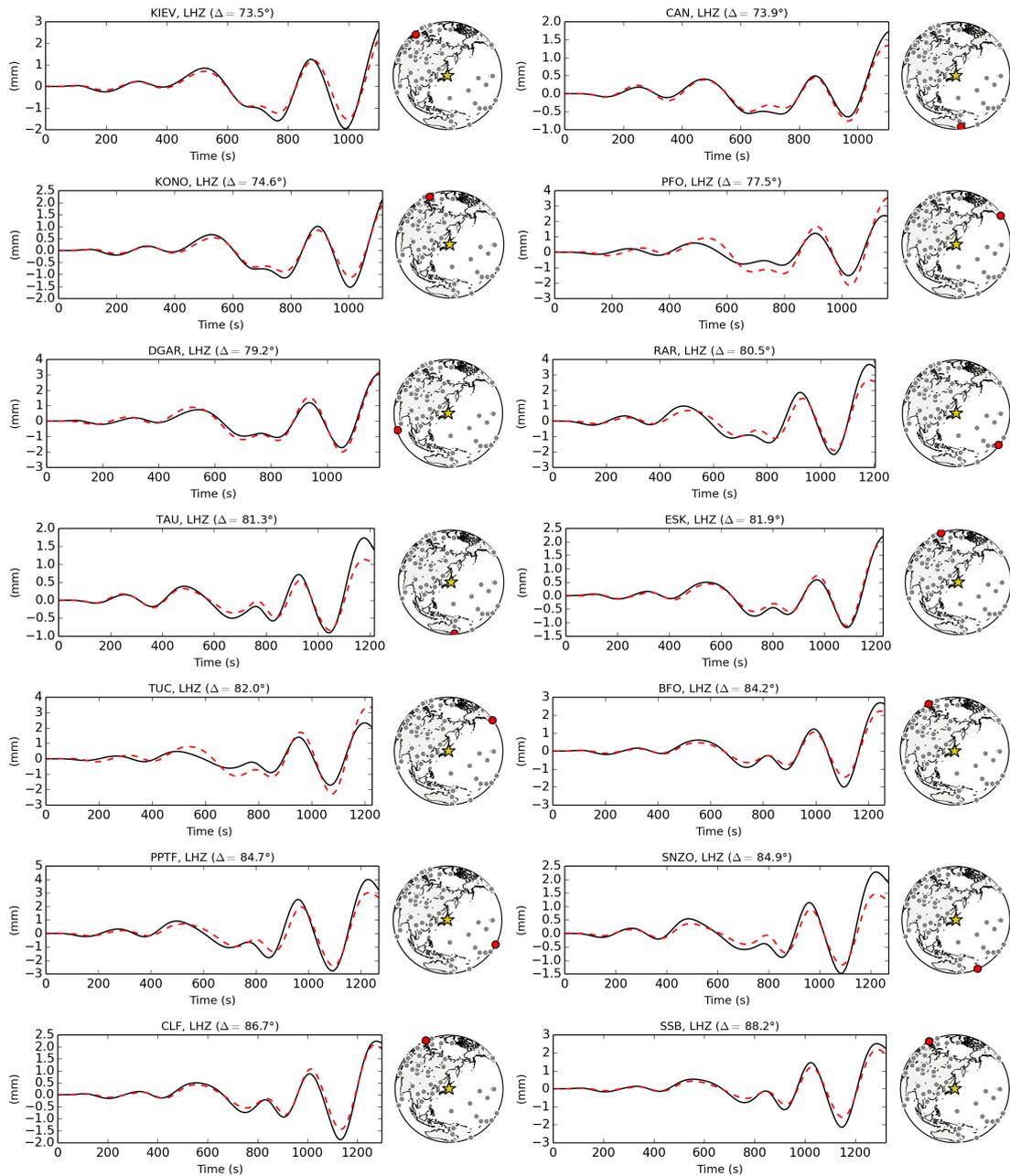


Figura 9.1 ...



**Figura 9.1:** Comparación de 50 registros de Fase-W (LHZ) observados (en color negro) y modelados (líneas intercaladas en color rojo) en el procedimiento de inversión y para una cobertura comprendida entre  $11.5^\circ$  y  $88.2^\circ$  con respecto al epicentro del terremoto de Tohoku-Oki.