



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



# MODELO CINEMÁTICO DE SUBDUCCIÓN DURANTE LAS ETAPAS CO- Y POST- SÍSMICAS DEL TERREMOTO DE TOHOKU-OKI, JAPÓN

Memoria para optar al Título de Geólogo

Matías Rodrigo Barra Villarroel

Profesor Patrocinante: Dr. Klaus Dieter Bataille Bollweg

Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés-Aranda

Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Concepción, 2022

Dedicado a mi familia,  
a mi pareja  
y a mis amigos.

# Índice

RESUMEN .....	7
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS .....	7
3. MARCO TEÓRICO.....	9
3.1 Antecedentes.....	9
3.3. Teoría de Dislocación Puntual en una Tierra Esférica.....	14
4. METODOLOGÍA.....	18
4.1. Datos y tratamientos.....	18
4.1.1. Etapa Post-sísmica .....	18
4.1.2. Etapa Co-sísmica .....	25
4.2. Modelamiento zona de subducción.....	29
4.3. Funciones de Green .....	33
5.4. Inversión .....	35
5.4.1. Suavización del deslizamiento .....	38
5. RESULTADOS .....	42
5.1. Distribución de deslizamientos.....	45
5.1.1. Co-sísmico .....	45
5.1.2. Post-sísmico.....	47
5.2. Test de resolución.....	50
6.CONCLUSIÓN .....	61
7. REFERENCIAS .....	66
8. ANEXO .....	70

# Índice de figuras

1.1. Ubicación área de estudio.....	3
1.2. Modelo de dislocación de Savage (1983).....	4
1.3. Modelo de subducción propuesto por Sieh y otros (1999).....	6
3.1. Perfiles sísmicos bajo zona noreste de Japón.....	9
3.2. Perfil esquemático del arco del noreste de Japón representando la distribución de los mecanismos focales.....	11
3.3. Recopilación realizada por Tanaka y otros (2006).....	12
3.4. Geometría de la dislocación D ( $\theta 1$ , $\phi 1$ ; $ds$ ) y el punto de observación P ( $\theta 2$ , $\phi 2$ ).....	15
3.5. Cuatro fuentes sísmicas independientes.....	16
3.6. Diagrama de flujo del funcionamiento del código de Gao y otros (2017).....	17
4.1. Ubicación estaciones GPS empleadas en la etapa post-sísmica.....	19
4.2. Determinación de velocidades post-sísmicas en estaciones terrestres.....	21
4.3. Determinación de velocidades post-sísmicas en estaciones GPS/Acústicas.....	22
4.4. Diagrama de relación entre el sistema de coordenadas geocéntricas (X, Y, Z), y sistema de coordenadas del plano tangente local (este, norte, vertical).....	23
4.5. Velocidades post-sísmicas observadas. ....	25
4.6. Ubicación estaciones GPS empleadas en la etapa co-sísmica.....	26
4.7. Desplazamientos co-sísmicos observadas.....	28
4.8. Histogramas de la distribución de eventos en la dirección normal al slab ordenado según la edad de la placa.....	29
4.9. Modelo de subducción propuesto.....	31
4.10. Mapa de distribución de profundidad en el modelo propuesto para las distintas interfaces.....	32
4.11. Variación de la rigidez con respecto a la profundidad.....	33
4.12. Representación del desplazamiento provocado por sub-fallas distintas dentro de un mismo plano de falla.....	34
4.13. Efecto de la matriz suavizadora sobre un plano de falla con sistema coordinado i-j.....	39

4.14. Gráfico de constante de suavización $\lambda$ vs residual. ....	41
5.1. Desplazamiento horizontal por efecto del desplazamiento unitario.....	43
5.2. Desplazamiento vertical por efecto del desplazamiento unitario.....	44
5.3. Distribución de deslizamientos etapa co-sísmica.....	46
5.4. Desplazamientos co-sísmicos.....	47
5.5. Distribución de deslizamientos etapa post-sísmica.....	48
5.6. Desplazamientos post-sísmicos.....	50
5.7. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica.....	52
5.8. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica.....	53
5.9. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,001% de ruido.....	55
5.10. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,001% de ruido.....	56
5.11. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,01% de ruido.....	57
5.12. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,01% de ruido.....	58
5.13. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,1% de ruido.....	59
5.14. Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,1% de ruido.....	60
6.1. Perfil distancia a la fosa vs profundidad.....	63
8.1. Distribución de deslizamientos para modelo con dos interfaces.....	70
8.2. Distribución de deslizamientos para modelo con tres interfaces.....	71

# Índice de tablas

4.1. Polo de Rotación Absoluto para la Placa de Norteamérica, según ITRF2008.

Extraído de Altamimi y otros (2012).....24

4.2. Fecha de la campaña previa y posterior más cercana al terremoto para cada

estación GPS/Acústica.....27

# RESUMEN

Durante el último siglo, de particular motivo de interés y estudio han sido los mecanismos que describen la dinámica y cinemática involucrada en las zonas de subducción y el ciclo sísmico, pues estos aún no son comprendidos completamente. El terremoto de Tohoku-Oki, ocurrió el 11 de marzo de 2011, en Japón, y corresponde al primer terremoto de zona de subducción de gran magnitud (Mw 9.1) registrado por una densa y moderna red de GPS, constituyendo una oportunidad para aumentar la comprensión de los mecanismos mencionados previamente, por lo que este evento corresponde a nuestro caso de estudio. Los desplazamientos registrados por las estaciones GPS se utilizan junto a un modelo de falla finita con el fin de recuperar deslizamientos en las etapas co- y post-sísmicos del ciclo sísmico. El modelo utilizado se basa en el Slab Model, que se compone de 2 planos, o interfaces y el cual ha sido empleado previamente para recuperar deslizamientos asociados al terremoto del Maule y de Illapel. La interfaz más somera corresponde al plano de contacto entre el slab y la placa subductante, y se asocia a un comportamiento inverso. La segunda interfaz, más profunda, delimita el espesor frágil del slab, y está ligada a un mecanismo normal. Además de los planos mencionados, se agregan 2 interfaces adicionales para modelar la distribución de deslizamientos en la zona transición frágil-dúctil bajo el slab, permitiendo, así, analizar la influencia de esta área durante el ciclo sísmico. Luego, se utiliza un código basado en la Teoría de Dislocación Esférica para calcular las Funciones de Green de Dislocación para cada una de estas interfaces, a través de las cuales se recuperan los deslizamientos para las etapas en estudio. El ajuste obtenido es de muy buen nivel, logrando replicar de excelente manera los desplazamientos co- y post-sísmicos. La interfaz inversa presenta una distribución de deslizamientos similar a los obtenidos en estudios previos para este mismo evento. Respecto a las interfaces normales, estas muestran deslizamientos importantes durante ambas etapas, por lo que su rol durante el ciclo sísmico es de gran importancia. Adicionalmente, se determinó una relación, entre la etapa co-sísmica y la etapa post-sísmica. Finalmente, la distribución de deslizamientos post-sísmica en la zona de transición frágil-dúctil parece ser uniforme en la extensión de esta misma, pero a la vez está influenciada por los deslizamientos máximos co-sísmicos.

# 1. INTRODUCCIÓN

Uno de los procesos claves en la tectónica de placas corresponde a la subducción. Este proceso se describe como el hundimiento, o subducción, de una placa oceánica bajo, ya sea otra placa oceánica o, una placa continental, penetrando de esta forma hacia el interior del manto. La interacción entre ambas placas, la subductada, o slab, y la subductante, conlleva a una serie de fenómenos, siendo los más importantes para esta Memoria de Título los terremotos de subducción o interplacas.

Un terremoto corresponde a la rápida liberación de la energía acumulada debido al acople de las placas, y es en torno a estos procesos de acumulación y liberación de energía que se establecen los llamados ciclos sísmicos. Según Govers y otros (2017) un ciclo sísmico corresponde a un patrón repetido de acumulación de energía elástica la cual es liberada posteriormente en un terremoto. Estos ciclos tienen una duración que varía significativamente, pues no son periódicos, y se componen de 3 etapas: la etapa de carga, o inter-sísmica, comprende el periodo de tiempo que precede a un terremoto, durante el cual la placa oceánica no puede subducir libremente bajo la placa subductante, es decir, se acoplan sísmicamente, acumulando esfuerzos o energía en la interfase entre las placas. La placa subductante se acorta de manera leve y desarrolla esfuerzos compresivos horizontales (Govers y otros 2017); en la etapa de descarga, o co-sísmica, los esfuerzos acumulados rompen la zona acoplada y la placa supera la resistencia a subducir, liberando de manera abrupta la mayor parte de los esfuerzos acumulados durante la etapa inter-sísmica y deformando de manera importante la superficie; la etapa de relajación, o post-sísmica, sucede a la co-sísmica y en ella continúa la liberación de los esfuerzos acumulados, con la diferencia de que la magnitud de la deformación es menor y el periodo de tiempo en que esta deformación ocurre es de años. Durante la etapa inicial de este periodo el mecanismo dominante de relajación corresponde al *afterslip*, es decir, el deslizamiento transitorio en la misma interfaz que se activó durante el co-sísmico y dependiendo de la tasa y de las propiedades de los materiales presentes en la interfaz puede incluir deslizamientos asísmicos y réplicas. En las últimas etapas del periodo post-sísmico las velocidades superficiales presentan un



patrón dominado por la relajación viscoelástica, otra forma de relajación post-sísmica, mediante la cual los esfuerzos de cizalle disminuyen a la vez que se acumula deformación de cizalle permanente y se produce un flujo de material viscoelástico. Con el tiempo, la señal post-sísmica decae y las observaciones tienden al patrón inter-sísmico (Govers y otros, 2017).

Los mecanismos que describen la dinámica y cinemática tanto de las zonas de subducción como del ciclo sísmico aún no son comprendidos en su totalidad, siendo motivo de interés y estudio durante el último siglo. La comprensión de estos fenómenos ha sido beneficiada por el avance tecnológico presentado, por ejemplo, por la densificación de redes de Sistemas de Posicionamiento Global (GPS), los cuales permiten la cuantificación del desplazamiento en superficie producto de la interacción entre la placa subductante y la subductada. Los modelos cuantitativos permiten vincular estos procesos de límite de placa con las observaciones superficiales (Govers y otros, 2017).

El 11 de marzo de 2011 ocurrió un terremoto en la costa Pacífica de Tohoku, Japón, conocido como el Terremoto de Tohoku-Oki, el cual fue de magnitud 9.1 (Mw, según USGS) y fue seguido por un tsunami que devastó a la población. Este terremoto ocurrió dentro de la zona de subducción noreste de Japón, donde la placa del Pacífico subducta bajo la placa de Okhotsk a una velocidad de  $\sim 8-9$  cm/año (Figura 1.1), y corresponde al primer terremoto de zona de subducción de gran magnitud registrado por una red densa y moderna de GPS y, por lo tanto, presenta una oportunidad sin precedentes de estudiar la evolución del desplazamiento durante los periodos inmediatamente antes, durante y después de un gran terremoto.

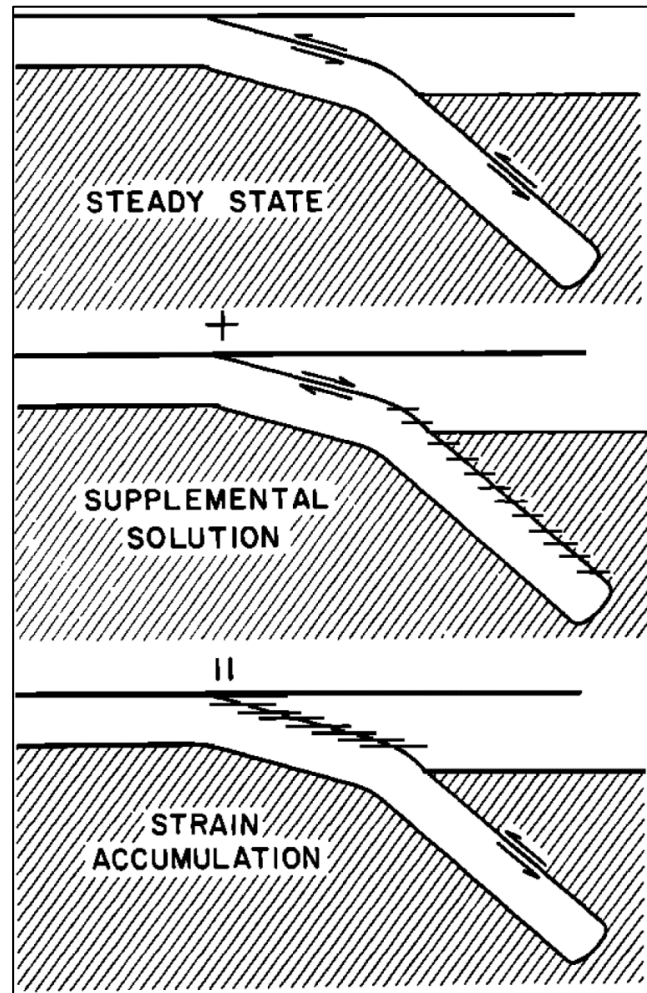
Al utilizar estos desplazamientos observados junto a modelos de falla finita, es decir, modelos que permiten relacionar una fuente a profundidad (ya sea puntual o planar) con los desplazamientos que esta fuente produce en superficie, es posible realizar inversiones con el fin de recuperar información geofísica y aumentar el conocimiento respecto a la interacción entre las placas y su comportamiento durante el ciclo sísmico.



**Figura 1.1: Ubicación área de estudio.** Zona de subducción noreste de Japón, límite entre placas de Okhotsk y del Pacífico.

Tradicionalmente, el modelo utilizado para el periodo inter-sísmico con estos fines corresponde al propuesto por Savage (1983) (Figura 1.2), donde se describe la acumulación y liberación de tensión durante el ciclo sísmico.

Durante el “estado estable” (*steady state*) se desarrolla la subducción uniforme del slab bajo la placa subductante y hacia la astenosfera, a la tasa de convergencia de las placas, asociado a un mecanismo de deslizamiento inverso uniforme. La solución suplementaria (*sumplemental solution*) consta de un mecanismo de deslizamiento normal dependiente de la tasa de convergencia de la placa subductante. Luego, al superponer ambas soluciones, se obtiene el proceso de acumulación de tensión (*strain accumulation*), dado durante el periodo inter-sísmico y donde la acumulación de tensión se debe al



**Figura 1.2: Modelo de dislocación de Savage (1983).** Superposición del estado estable y la solución suplementaria, resultando en el proceso de acumulación de tensión en zona de subducción. Zona sombreada indica la astenosfera, líneas horizontales indican zona de *locking*. Extraído de Savage (1983).

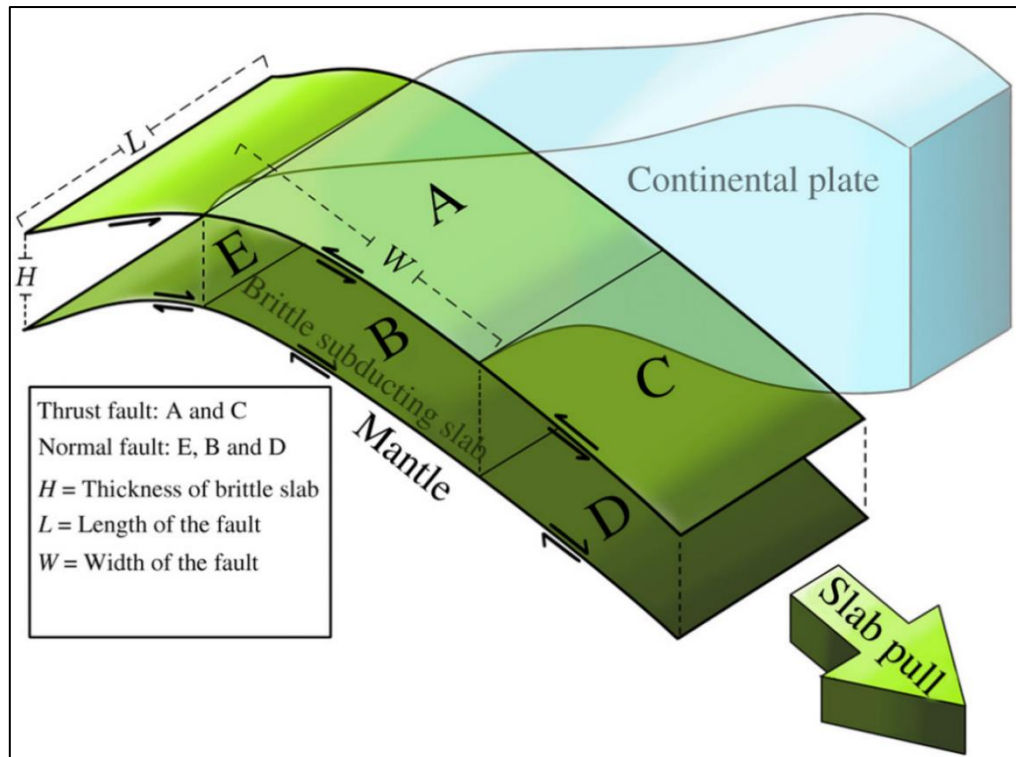
acoplamiento entre las placas. Así, el modelo de Savage (1983) se sustenta de un único plano de falla, o interfaz, para describir todo el ciclo sísmico, y modela un mecanismo normal, en esta misma interfaz, como el responsable del movimiento en superficie durante el inter-sísmico. Estos aspectos carecen de sentido físico por lo que se hace necesario utilizar un modelo que considere esto.

Un modelo más actual corresponde al propuesto por Sieh y otros (1999), el cual consta de 2 interfaces (Figura 1.3), una superior e inferior, asociadas a un comportamiento inverso y normal, respectivamente. Este modelo describe el ciclo sísmico en su totalidad, utilizando una base física y coherente para explicar cada etapa que lo compone, donde el desplazamiento cortical es producto del movimiento a través de ambas interfaces, las cuales constituyen el límite frágil del slab y el *slab pull* constituye la fuerza principal dentro del sistema. Este modelo fue utilizado por Aguirre y otros (2019) en el análisis de las etapas inter- y co-sísmicas de los terremotos del Maule y de Illapel en la zona de subducción chilena, donde obtuvieron resultados consistentes con los desplazamientos corticales observados.

Al comparar ambos modelos, es claro que la diferencia principal radica en la cantidad de interfaces utilizadas para acomodar los desplazamientos y, por ende, la cantidad de interfaces en las cuales se esperaría encontrar sismicidad. Al ser esta una diferencia fundamental entre ambos modelos, se hace necesario recurrir a la bibliografía con el fin de discernir, entre ellos, y determinar el modelo a utilizar en esta Memoria de Título.

El espesor frágil del slab está controlado por la profundidad de la transición frágil-dúctil, la cual a su vez depende de la temperatura (Burov, 2011). La transición frágil-dúctil corresponde a la profundidad a la que el comportamiento mecánico cambia de elástico con deslizamiento por falla a viscoelástico (Govers y otros, 2017). Cada vez se comprende más que la deformación dúctil, elástica o frágil no se puede tratar por separado de las otras. En general, prevalecen los comportamientos mixtos, por lo que comportamientos semi-frágiles/semi-dúctiles pueden desarrollarse cerca las zonas de transición frágil-dúctil (Burov, 2011).

Hasta la fecha no se han desarrollado modelos de subducción que consideren la zona de transición frágil-dúctil del slab al momento de invertir para obtener ya sea deslizamientos o velocidades dentro del ciclo sísmico. Esta es la problemática que busca abordar esta Memoria de Título. Para darle solución a este problema, se utilizarán 3 interfaces bajo el espesor frágil del slab para modelar, de manera discretizada, el comportamiento de la



**Figura 1.3: Modelo de subducción propuesto por Sieh y otros (1999).** En verde la zona frágil de la placa oceánica que se mueve como un cuerpo rígido, desarrollando 2 zonas de deslizamiento: una interfaz superior con mecanismo inverso y una interfaz inferior con mecanismo normal. Extraído de Aguirre y otros (2019).

zona de transición frágil-dúctil durante las etapas co- y post-sísmicas del terremoto de Tohoku-Oki, empleando además el código desarrollado por Gao y otros (2017) para calcular las Funciones de Green de Dislocación (DGFs) con la cuales se obtendrán los desplazamientos y velocidades para las etapas co- y post-sísmicas, respectivamente. Este código se basa en el modelo de Tierra esférica, simétrica y auto-gravitatoria de Tanaka y otros (2006) y no el modelo de Tierra planar de Okada (1985), el cual es utilizado tradicionalmente para recuperar desplazamientos y velocidades. Si bien anteriormente se han realizado memorias de título con un enfoque similar al usar múltiples interfaces (Novoa, 2015; Vera, 2016; Molina, 2017), esta se diferencia en dos aspectos muy importantes, en primer lugar, se utilizara el código de Gao y otros (2017) y no el modelo de Tierra planar de Okada (1985) y, en segundo lugar, además de las dos interfaces que limitan el slab propuestas por Sieh (1999) se invertirá para interfaces más profundas con el fin de modelar la distribución de deslizamiento dentro de la transición frágil-dúctil del slab.

## 2. OBJETIVOS

El objetivo general de esta Memoria de Título, es alcanzar un mayor entendimiento de la cinemática en torno al slab durante las etapas co- y post-sísmicas mediante el desarrollo un modelo de subducción que contemple distribución de deslizamientos en la zona frágil-dúctil.

Objetivos Específicos:

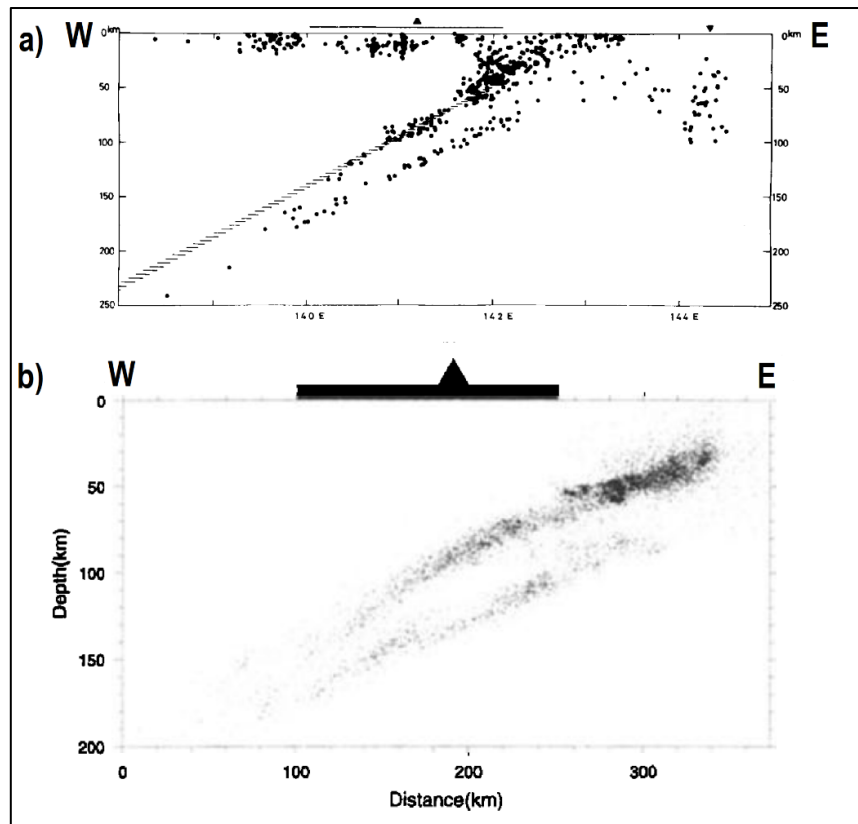
- Cuantificar el desplazamiento cortical, mediante la recopilación de datos registrados por estaciones de GPS, en el sector adyacente a la zona de ruptura del terremoto Tohoku-Oki.
- Calcular desplazamientos para la etapa co-sísmica y velocidades para la etapa post-sísmica, cambiando previamente el marco de referencia, a partir de los datos recopilados.
- Caracterizar la zona de subducción japonesa, entre las placas Pacífica y Okhotsk, estableciendo la geometría, cantidad de interfaces y numero de sub-fallas por interfaz.
- Cuantificar los desplazamientos asociados a cada sub-falla de manera independiente mediante la obtención de las Funciones de Green de Dislocación (DGFs).
- Obtener deslizamientos para cada interfaz durante los periodos co- y post-sísmicos del terremoto Tohoku-Oki a través de una inversión de mínimos cuadrados utilizando los desplazamientos y velocidades calculados, y las DGFs.
- Calcular desplazamientos superficiales sintéticos, utilizando deslizamientos conocidos en las interfaces, por medio del código de Gao y otros (2017), para

posteriormente realizar nuevamente la inversión utilizando los desplazamientos sintéticos y las DGFs, para así comparar los valores obtenidos vía inversión con aquellos utilizados inicialmente (sintéticos), evaluando de esta manera la confiabilidad de los resultados.

## 3. MARCO TEÓRICO

### 3.1 Antecedentes

Hace más de 40 años, en el arco del noreste de Japón, se llevaron a cabo una serie de investigaciones utilizando los datos de la red sísmica de la Universidad de Tohoku, en la cual se determinó que la zona sísmica bajo esta región está claramente separada en 2 planos, los cuales son casi paralelos entre ellos y se distancian por 30 a 40 km (Figura 3.1a).



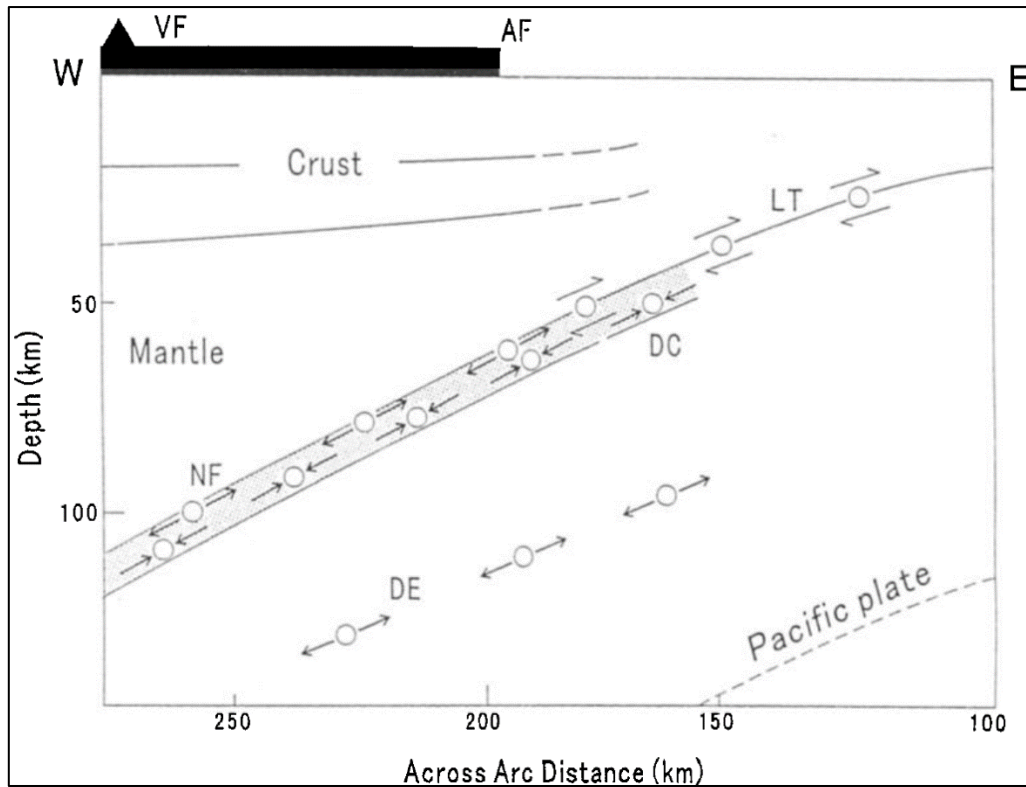
**Figura 3.1: Perfiles sísmicos bajo zona noreste de Japón.** a) Perfil de distribución de microsismos (círculos negros) y el límite esperado entre el slab y el manto sobre el (zona achurada). Además, se presenta el arco volcánico (triángulo), la fosa de Japón (triángulo invertido) y la zona terrestre de Japón (línea horizontal). Modificado de Hasegawa y otros (1978). b) Perfil de eventos relocalizados (círculos negros). También se muestra el arco volcánico (triángulo) y la zona terrestre de Japón (línea horizontal gruesa). Modificado de Igarashi (2001).



Los mecanismos focales asociados a los eventos registrados por esta red, entre abril y diciembre de 1975, indican que los sismos que se distribuyen en el plano superior se caracterizan por un fallamiento inverso, mientras que aquellos localizados en el plano inferior lo hacen por un fallamiento normal. A esta estructura la llamaron “zona sísmica profunda de doble plano” (Hasegawa y otros, 1978). Posteriormente, Igarashi (2001) relocalizó los hipocentros de 1106 sismos ocurridos entre abril de 1992 y agosto de 1998 en el arco del noreste de Japón. El resultado de esta relocalización corresponde a 2 bandas sub-paralelas de sismicidad, en las cuales se distribuyen la mayoría de los sismos (Figura 3.1b).

Adicionalmente, Igarashi (2001), al igual que estudios anteriores, analizó los mecanismos focales de estos sismos con el fin de determinar su distribución en la zona sísmica. Así, obtuvo que en el plano inferior se generan los sismos con mecanismo extensivo (DE, *downdip extensional*), y que el plano superior se compone de 2 subplanos de sismicidad, el primero se ubica ~2 km bajo la superficie del slab y en él se distribuyen sismos con fallamiento inverso bajo la costa (LT, *low-angle thrust fault*) y sismos con fallamiento normal bajo el territorio de Japón (NF, *normal fault*), mientras que el segundo se encuentra entre 5 y 20 km bajo la superficie del slab y los sismos que en él se encuentran son del tipo compresivo (DC, *downdip compressional*) (Figura 3.2). Es importante mencionar que los sismos del tipo normal dentro del primer subplano son atribuidos al cambio de fases minerales y el aumento de la fragilidad del slab por la deshidratación.

Un estudio de carácter global, fue el llevado a cabo por Brudzinski y otros (2007), donde desarrollaron un método que consiste en utilizar catálogos globales de sismicidad y determinar la distribución de eventos en la dirección normal al slab, para un determinado segmento de este mismo, tal que los planos sísmicos se presentan como *peaks* en un histograma de sismos. Este método les permite determinar la existencia de una Zona de Benioff Doble (DBZ) y la separación entre sus planos. Esta técnica fue aplicada a 16 zonas de subducción diferentes (Alaska, Aleutianas, América Central, Kuril-Kamchatka, Izu-Bonin, Japón, Mariana, Nazca, Nueva Bretaña, Nuevas Hébridas, Nueva Zelanda,



**Figura 3.2: Perfil esquemático del arco del noreste de Japón representando la distribución de los mecanismos focales.** VF y AF denotan el frente volcánico y el frente asísmico, respectivamente. Modificado de Igarashi (2001).

Filipinas, Okinawa, Sumatra, Sonda, y Tonga) abarcando un amplio rango de edades, entre ~10 y 160 millones de años (Ma), y manteos, desde ~0° hasta 70°, del slab, además de diversas orientaciones de esfuerzos. Todas las zonas de subducción a las que se le aplico este método presentan a la menos un segmento con DBZ. El análisis realizado por Brudzinski y otros (2007) concluye que las DBZ son relativamente comunes y la separación entre los planos aumenta con la edad de la placa, desde ~8 km para un slab de ~12 Ma de edad hasta ~30 km para un slab de 160 Ma de edad.

Otro aspecto importante dentro del ámbito de las inversiones, corresponde al modelo utilizado para calcular los desplazamientos teóricos. El modelo propuesto por Okada (1985) es ampliamente utilizado con este fin, pues sus ecuaciones son altamente concisas y prácticas, y constituyen un avance al incorporar los efectos de fallas de tensión, además de cizalle, en la deformación en superficie, tanto para fuentes puntuales

como para fuentes rectangulares finitas. Sin embargo, las ecuaciones de Okada (1985) se basan en un semiplano, es decir, considera a la Tierra como un plano infinito, ignorando la esfericidad que esta posee. Asimismo, diversos métodos han sido implementados con el fin de calcular la deformación post-sísmica. Así lo muestran Tanaka y otros (2006) a través de una breve recopilación de los diversos métodos utilizados con este fin (Figura 3.3), indicando el algoritmo que utilizan, si consideran o no la compresibilidad dentro de su modelo y el número de capas consideradas para la estructura radial de la Tierra y, adicionalmente, comparándolo con su propio método. El método de Tanaka y otros (2006), a diferencia del modelo de Okada (1985), emplea un modelo de Tierra esférica, simétrica y auto-gravitatoria, y utiliza simultáneamente la transformada inversa de Laplace (NIL) y el teorema de reciprocidad (RPT) con el fin de posibilitar el uso conjunto de la compresibilidad y la estructura radial continua de la Tierra.

Posteriormente, Gao y otros (2017) desarrollaron un código para calcular deformaciones co-sísmicas y post-sísmicas, y cambios en el geoide y de gravedad producto de una fuente sísmica en una posición dada, utilizando la teoría de dislocación esférica (SDT, *spherical dislocation theory*) propuesta por Tanaka y otros (2006, 2007).

Author(s)	Basic algorithm	Compressibility	Radial structure
Pollitz (1997)	NMM	Y	3
Piersanti <i>et al.</i> (1995)	NMM	N	4–5
Sabadini & Vermeersen (1997)	NMM	N	10
Wang (1999)	RPT	Y	11
Present study	RPT & NIL	Y	No limit

NMM: Normal mode method (Peltier 1974).  
RPT: Reciprocity theorem (Okubo 1993).  
NIL: Numerical inverse Laplace integration.

**Figura 3.3: Recopilación realizada por Tanaka y otros (2006).** Se describe el algoritmo utilizado, si se considera o no la compresibilidad y la cantidad de capas utilizadas en la estructura radial de la Tierra. Extraído de Tanaka y otros (2006).

En vista de los antecedentes mencionados, en esta Memoria de Título se hará uso del modelo propuesto por Sieh (1999), también utilizado por Aguirre y otros (2019), para modelar la zona de subducción japonesa, y el código desarrollado por Gao y otros (2019) para calcular las Funciones de Green de Dislocación (DGFs), todo esto con el fin de invertir los desplazamientos asociados al terremoto de Tohoku-Oki.

Según Gao y otros (2017) la teoría de Tanaka y otros (2006, 2007), tiene una alta precisión computacional puesto que representa de manera realística a la Tierra al considerar su curvatura, auto-gravedad, estructura laminada y compresibilidad. Además, señalan que esta Teoría de Dislocación Esférica (SDT) se basa en la teoría de dislocación puntual (Sun y Okubo, 1993, en Gao y otros, 2017), es decir, que las Funciones de Green de Dislocación (DGFs) se obtienen bajo la premisa de que el tamaño de la falla es insignificante. La relación entre este evento puntual (falla modelada) y la deformación superficial es establecida a través de las DGFs, las cuales son el núcleo de la teoría de dislocación y reflejan la respuesta de la Tierra a las dislocaciones.

Para terremotos grandes, es posible considerar la falla como un agregado de fuentes puntuales a lo largo de la superficie de esta misma, formando así sub-fallas homogéneas, las cuales permiten discretizar el deslizamiento en el plano de falla. La solución en una de estas sub-fallas se obtiene integrando la solución puntual a lo largo y ancho de la sub-falla. De esta manera, el desplazamiento total en un punto de observación producto del deslizamiento de todo el plano de falla se obtiene al acumular los desplazamientos producidos por cada sub-falla en ese punto.

Es en este último concepto que se basa el código proporcionado por Tanaka y otros (2006, 2007), no obstante, este código presenta dos deficiencias que posteriormente fueron resueltas por Gao y otros (2017). La primera se relaciona al uso de la teoría de dislocación puntual, puesto que según Sun y Okubo (1998, en Gao y otros, 2017) una falla puede considerarse una fuente puntual solo si la distancia entre el punto de observación y el centro de la falla es diez veces mayor que el lado más largo de la falla. Esta condición podría cumplirse para puntos de observación lejanos, pero para aquellos cercanos podría no hacerlo, resultando en grandes errores en el cálculo. Con el fin de satisfacer esta condición Gao y otros (2017) desarrollaron un proceso que consiste en comparar la distancia epicentral entre el punto de observación y la sub-falla: si la distancia es igual o menor a diez veces la longitud del lado más largo, el código automáticamente subdivide la sub-falla en celdas más pequeñas. Este proceso se repite hasta que la condición se cumple, pudiendo de esta forma considerar la sub-falla (o celda) como una

dislocación puntual. La segunda deficiencia se relaciona al cálculo de las DGFs. Esto se debe a que al elegir un perfil de viscosidad se debe encontrar una ruta adecuada de integración en la integración inversa de Laplace vía prueba y error. La elección de la ruta correcta hará que los resultados converjan, mientras que una ruta incorrecta puede producir errores de un pequeño porcentaje en las DGFs. Para resolver este problema Gao y otros (2017) diseñaron un marco numérico que contiene un conjunto de marcos discretos bidimensionales de DGFs. En vista de lo anterior, en esta Memoria de Título se utiliza el código desarrollado por Gao y otros (2017) puesto que resuelve el problema de baja precisión en los puntos de observación cercanos a la falla y no requiere el cálculo de las DGFs de manera individual.

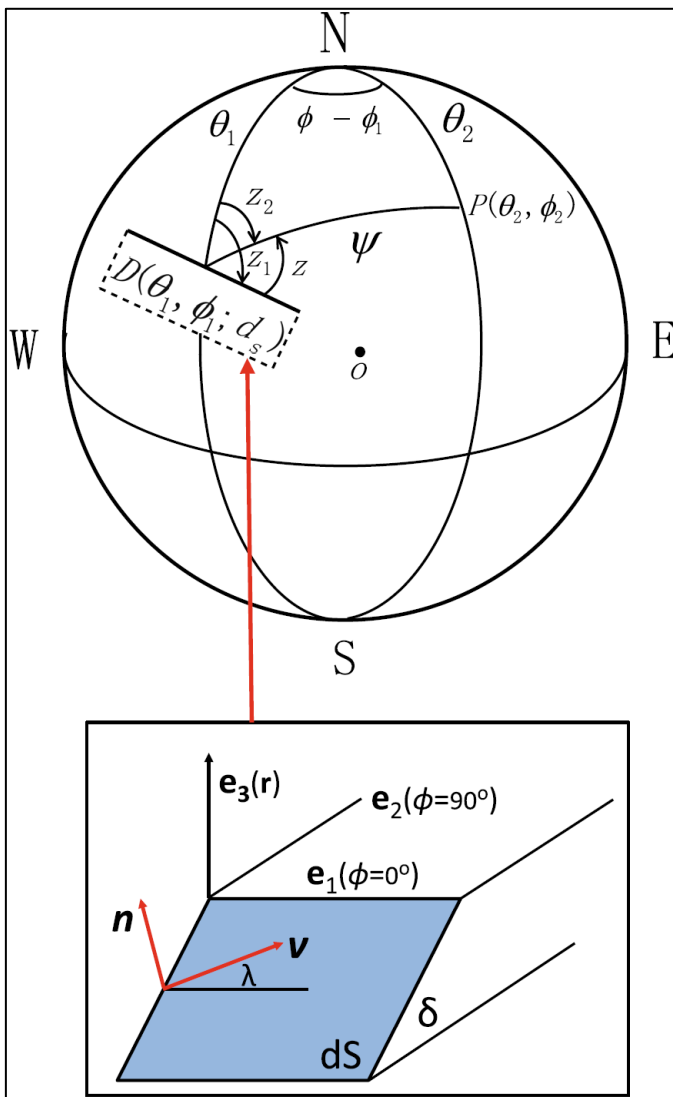
Este código consiste principalmente de dos partes. La primera es el marco numérico de DGFs, compuesto por un conjunto de marcos discretos bidimensionales de DGFs para 18 profundidades calculadas utilizando el código de Tanaka y otros (2006, 2007). La segunda parte es una función de integración que permite operaciones de interpolación spline bicuadráticas en el marco de DGFs para cualquier profundidad entre 0 y 200 km.

### 3.3. Teoría de Dislocación Puntual en una Tierra Esférica

La base de las teorías de dislocación de Tanaka y otros (2006, 2007) es la Teoría de Dislocación Esférica (SDT) en una Tierra esféricamente simétrica, la cual a su vez se establece bajo la premisa de que el tamaño de la falla es insignificante, asunto abordado con anterioridad. Considerando una dislocación infinitesimal ubicada en  $D (\theta_1, \phi_1; d_s)$  y un punto de observación en  $P (\theta_2, \phi_2)$ , como se muestra en la Figura 3.4, donde las variables independientes  $\theta_1$  y  $\phi_1$  son la colatitud y longitud de la dislocación y  $d_s$  su profundidad focal, mientras que  $\theta_2$  y  $\phi_2$  son la colatitud y longitud del punto de observación. La variable  $\psi$  corresponde a la distancia angular entre la dislocación y el punto de observación y su relación se establece a través de la ecuación (3.1).

$$\cos \psi = \cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos (\phi_2 - \phi_1) \quad (3.1)$$

El plano de falla se define por su rumbo ( $Z_1$ , en sentido horario desde el norte), su manteo ( $\delta$ , con respecto a la superficie de la Tierra) y su rake ( $\lambda$ , medido en el plano de falla en sentido antihorario desde la horizontal). El rumbo del punto de observación P con respecto a la dislocación D se describe como  $Z_2$ , medido en sentido horario desde el norte y, el rumbo del punto de observación con respecto a la traza de la falla se describe como  $Z$  ( $Z = Z_1 - Z_2$ ). La relación entre la distancia angular  $\psi$  y el rumbo  $Z_2$  se expresa utilizando trigonometría esférica en las ecuaciones (3.2) y (3.3), por medio de las cuales se pueden obtener los valores previamente mencionados ( $\psi$  y  $Z_2$ ) para el punto de observación P.

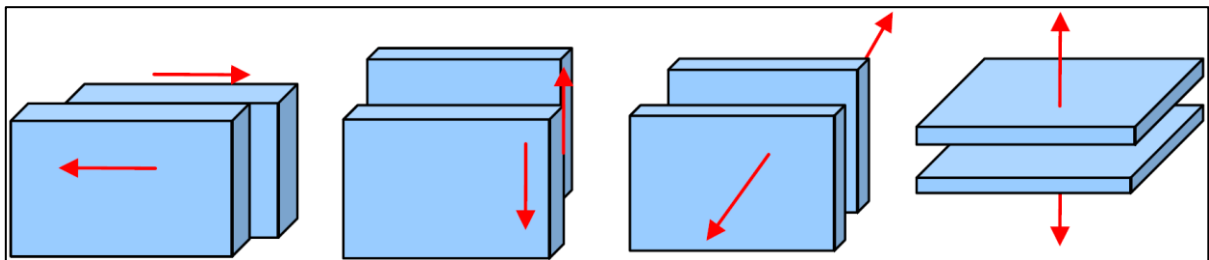


**Figura 3.4: Geometría de la dislocación D ( $\theta_1, \phi_1; d_s$ ) y el punto de observación P ( $\theta_2, \phi_2$ ).** Extraído de Gao y otros (2017).

$$\sin Z_2 = \frac{1}{\sin \psi} \sin \theta_2 \sin (\phi_2 - \phi_1) \quad (3.2)$$

$$\sin Z_2 = \frac{1}{\sin \psi} \sin \theta_2 \sin (\phi_2 - \phi_1) \quad (3.3)$$

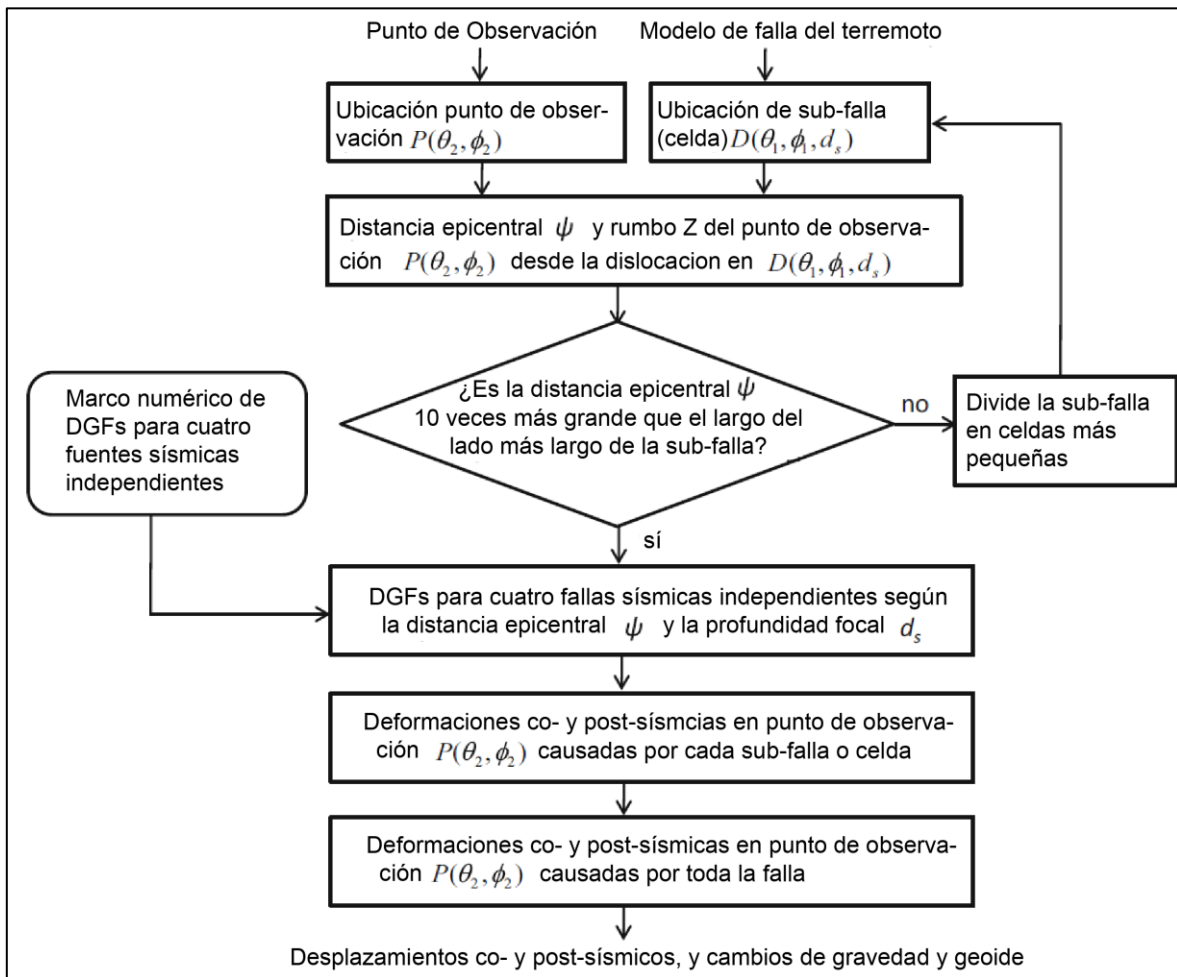
Tanaka y otros (2006, 2007) y Gao y otros (2017) utilizan un modelo de Tierra esféricamente simétrica, para la cual existen cuatro fuentes sísmicas independientes: de deslizamiento en el rumbo en un plano vertical, de deslizamiento en el manteo en un plano vertical, de tensión en un plano vertical y de tensión en un plano horizontal (Figura 3.5).



**Figura 3.5: Cuatro fuentes sísmicas independientes.** De izquierda a derecha: deslizamiento en el rumbo en un plano vertical, deslizamiento en el manteo en un plano vertical, tensión en plano vertical y tensión en un plano horizontal. Extraído de Gao y otros (2017).

El código proporcionado por Gao y otros (2017) sigue el diagrama de flujo presentado en la Figura 3.6. Para utilizarlo se debe proporcionar la información del modelo de falla y de los puntos de observación. El modelo de falla se describe a través de los siguientes valores para cada sub-falla: la latitud y longitud del centro de las sub-fallas, desde  $0^\circ$  a  $360^\circ$  para la longitud y desde  $-90^\circ$  a  $90^\circ$  para la latitud; la magnitud de la dislocación en unidades de metros; el *rake* del bloque colgante respecto al bloque yacente, con rango desde  $0^\circ$  hasta  $360^\circ$ ; la profundidad del centro de la sub-falla en unidades de kilómetros, el rumbo, en un rango entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$ ; el manteo en unidades de grados y, el largo y ancho de cada sub-falla en unidades de kilómetros. Para describir los puntos de observación se requiere la latitud, desde  $-90^\circ$  hasta  $90^\circ$ , y longitud, desde  $0^\circ$  hasta  $360^\circ$ , para cada uno de estos.

Dada esta información, el código reconoce la ubicación de cada sub-falla y punto de observación para luego determinar la distancia epicentral  $\psi$  entre el punto de observación y el centro de las sub-falla, como también el rumbo  $Z$  de este punto  $P$  respecto a la dislocación en la sub-falla  $D$ , según las ecuaciones (3.1), (3.2) y (3.3). Luego el código lee o computa las DGFs para las cuatro fuentes sísmicas independientes utilizando el marco de DGFs preparado de antemano. Posteriormente, se calculan las deformaciones en el punto de observación  $P$  producto de cada sub-falla, o celda, combinando las DGFs y, finalmente, el código calcula la deformación en el punto de observación  $P$  producto de toda la falla al integrar las deformaciones causadas por el deslizamiento de cada sub-falla.



**Figura 3.6:** Diagrama de flujo del funcionamiento del código de Gao y otros (2017). Modificado de Gao y otros (2017).



## 4. METODOLOGÍA

### 4.1. Datos y tratamientos

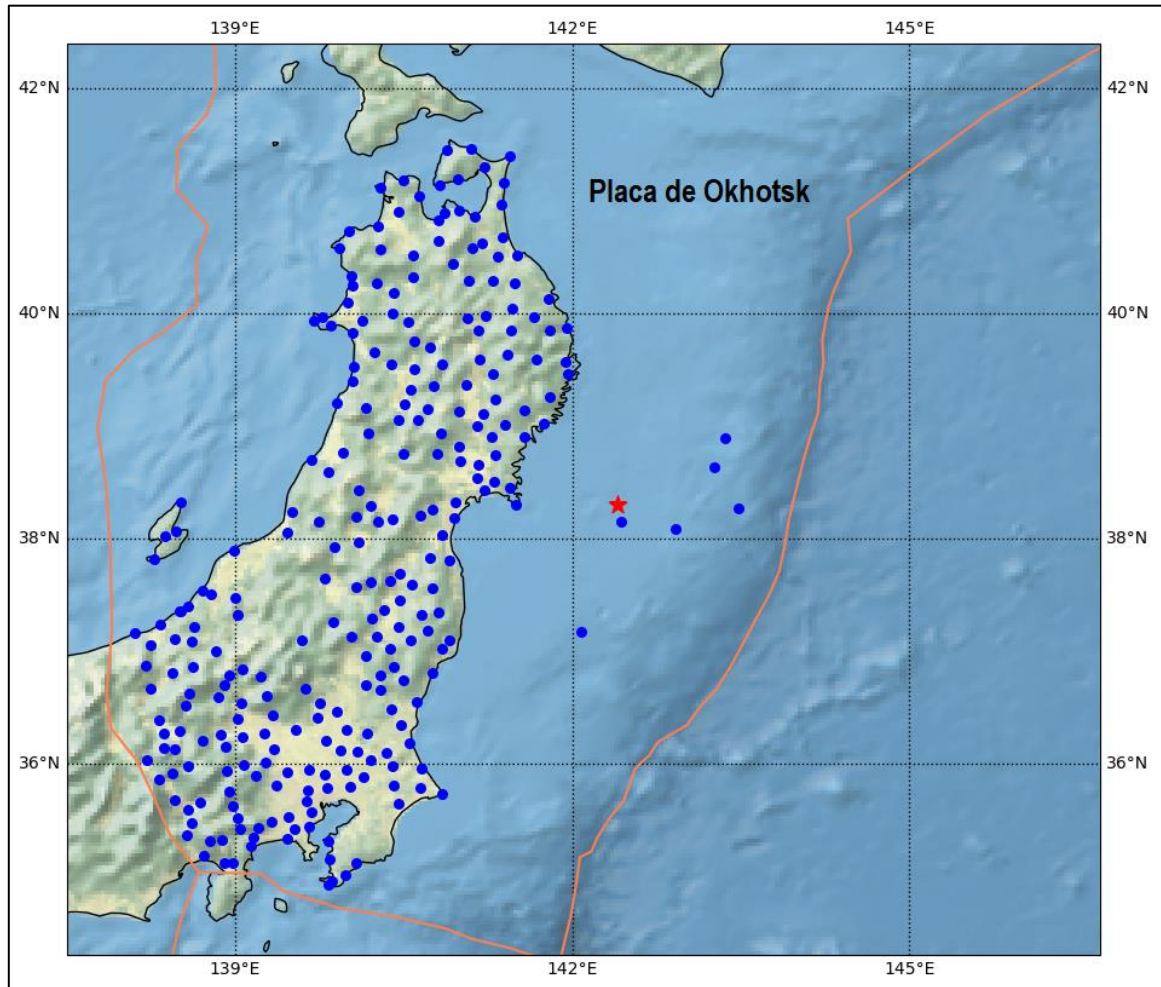
Esta Memoria de Título se enfoca en las etapas co- y post-sísmicas del ciclo sísmico, y con el fin de estudiar estas etapas se lleva a cabo un proceso ligeramente distinto para cada una de ellas, tanto en los datos que se utilizan como en el tratamiento de ellos. Es importante mencionar que se utilizan dos tipos de estaciones GPS, las estaciones GPS terrestres, de gran abundancia en Japón y distribuidas de manera uniforme sobre el país, y que llevan un registro diario de su posición, mientras que las estaciones GPS/Acústicas realizan registros durante campañas de menor frecuencia, aportando con una menor cantidad de datos para un mismo intervalo de tiempo en comparación a los GPS terrestres. Las estaciones seleccionadas son aquellas ubicadas en las cercanías a la zona de ruptura del terremoto de Tohoku-Oki, específicamente sobre la placa de Okhotsk, entre los  $35^{\circ}$  -  $42^{\circ}$  latitud norte y  $138^{\circ}$  -  $142^{\circ}$  longitud este.

#### 4.1.1. Etapa Post-sísmica

Los datos empleados para la etapa post-sísmica se componen por 262 estaciones GPS distribuidas sobre el territorio japonés obtenidas desde la red de GPS del Laboratorio Geodésico de Nevada, y 6 estaciones GPS/Acústicas (Figura 4.1). Respecto a los registros de estas últimas estaciones 5 de ellos fueron obtenidos desde el material suplementario de Watanabe y otros (2011) y 1 fue facilitado por Diego Molina y es utilizada tanto en su memoria de título (Molina, 2017) como en Sun y otros (2014).

Los datos de las estaciones pertenecientes a la red de GPS del Laboratorio Geodésico de Nevada corresponden a mediciones diarias de la posición de los GPS separadas en componentes este, norte y vertical, en unidades de metros. Para determinar la deformación registrada por estas estaciones durante la etapa post-sísmica se definió un periodo de 2.85 años posterior al terremoto, correspondiente al tiempo de registro de las estaciones GPS/Acústicas, durante el cual se buscará cuantificar el desplazamiento de

las estaciones. Este desplazamiento corresponde a una velocidad debido a que ocurre durante un periodo de tiempo determinado.



**Figura 4.1: Ubicación estaciones GPS empleadas en la etapa post-sísmica.** Los puntos azules representan las estaciones GPS, la estrella roja marca el epicentro del terremoto Tohoku-Oki, y la línea naranja define el límite de placas, estando todas las estaciones sobre la placa de Okhotsk.

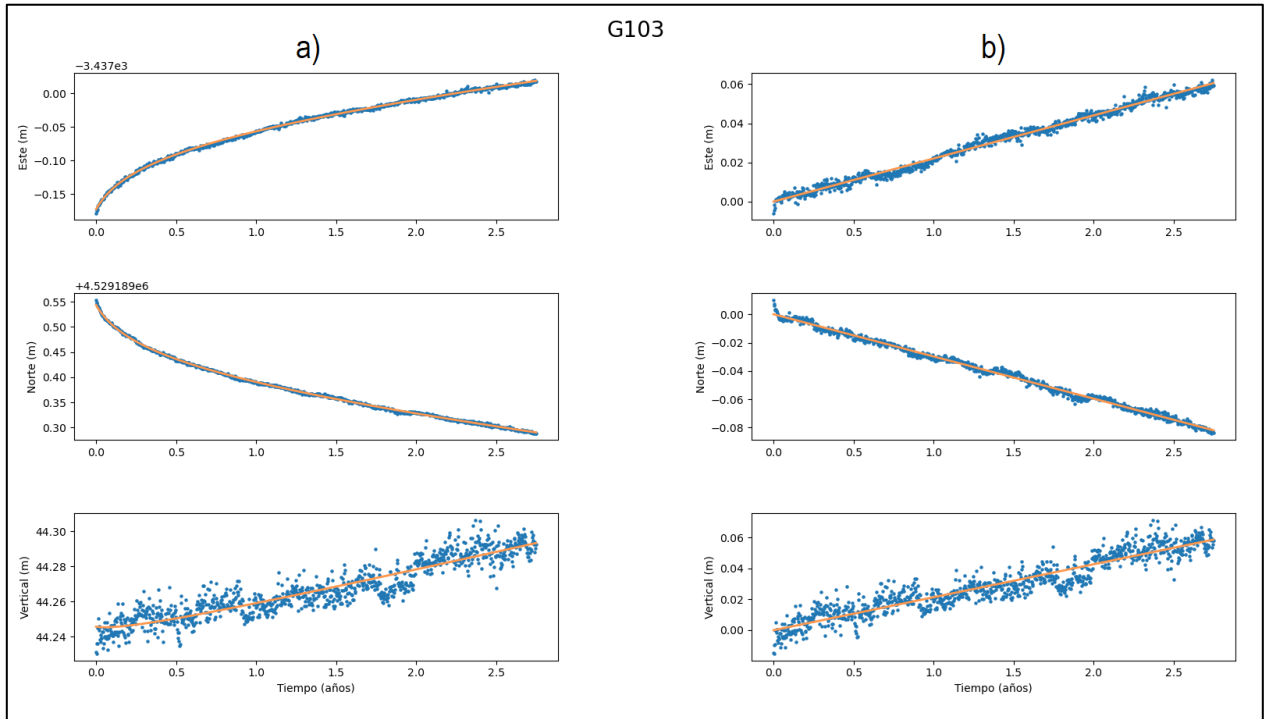
Como se mencionó anteriormente, las estaciones de GPS terrestres registran diariamente el cambio de posición, por lo que para extraer un desplazamiento representativo de este periodo de 2.85 años se debe determinar la tendencia que siguen los datos, es decir, buscar el ajuste lineal que mejor los describa. Para determinar este ajuste lineal, primero se realiza un ajuste presentado en la ecuación (4.1) siguiendo el modelo de trayectoria extendida (ETM) descrito por Bevis & Brown (2014).

$$\begin{aligned}
x(t) = & \sum_{i=1}^{n_p+1} p_i (t - t_R)^{i-1} + \sum_{j=1}^{n_j} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_f} s_k \sin(\omega_k t) + c_k \cos(\omega_k t) \\
& + \sum_{i=1}^{n_T} a_i \log(1 + \Delta t_i / T_i)
\end{aligned} \tag{4.1}$$

Donde  $x(t)$  es la posición respecto al tiempo,  $t$  es la variable tiempo en años,  $n_p$  es el orden o la máxima potencia del polinomio. Si  $n_p = 1$ , entonces  $p_1 = xR$ , es decir, la posición de la estación, y  $p_2 = v$ , la velocidad que deseamos determinar.  $t_R$  corresponde a un tiempo de referencia, en este caso  $t_R = 0$ .  $\sum_{j=1}^{n_j} b_j H(t - t_j)$  acomoda saltos repentinos observados en diversos registros que, en la mayoría de los casos corresponden a saltos instrumentales (ya sea por cambio de la antena o el radomo de la estación), también conocidos como saltos Heaviside. Sin embargo, las estaciones utilizadas en esta Memoria de Título fueron previamente seleccionadas con el fin de no incluir aquellas estaciones que presentaran saltos instrumentales, por lo que este término no se considera dentro del ajuste.  $\sum_{k=1}^{n_f} s_k \sin(\omega_k t) + c_k \cos(\omega_k t)$  describe las oscilaciones estacionales registradas por los equipos GPS, donde  $n_f$  es el número de frecuencias usadas para modelar el ciclo de desplazamiento anual y  $\omega_k = 2\pi/1 \text{ año}$ . Finalmente,  $\sum_{i=1}^{n_T} a_i \log(1 + \Delta t_i / T_i)$  ajusta los desplazamientos post-sísmicos mediante una función logarítmica, donde  $\Delta t_i$  corresponde al tiempo desde que ocurrió el terremoto, por ende  $\Delta t_i = t$ , y  $T_i$  es tratado como una constante conocida, y por defecto  $T_i = 1$  (Bevis & Brown, 2014). Así, al aplicar estos valores a la ecuación (4.1), obtenemos la ecuación (4.2), que corresponde a la ecuación mediante la cual se ajustaran los registros de la etapa post-sísmica.

$$x(t) = \sum_{i=1}^{n_p+1} p_i (t)^{i-1} + \sum_{k=1}^{n_f} s_k \sin(2\pi t) + c_k \cos(2\pi t) + \sum_{i=1}^{n_T} a_i \log(1 + t) \tag{4.2}.$$

Al realizar este ajuste a los datos registrados por una estación (Figura 4.2a) se obtienen los valores de  $p_i$ ,  $s_k$ ,  $c_k$  y  $a_i$ .



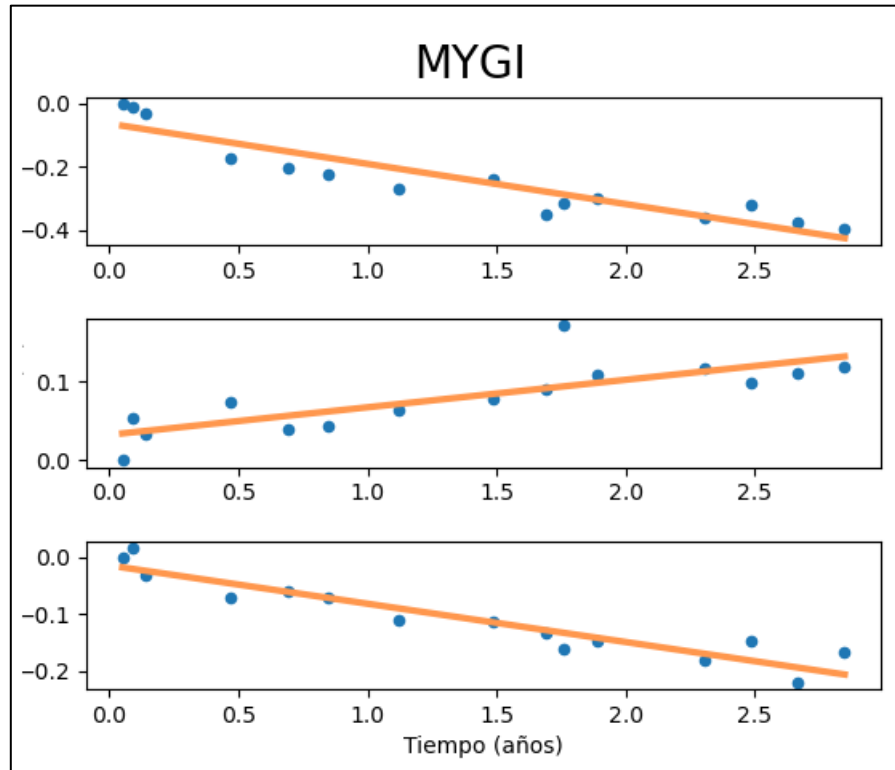
**Figura 4.2: Determinación de velocidades post-sísmicas en estaciones terrestres** Los puntos azules representan los registros de la estación G103, separado en componentes este, norte y vertical. La recta naranja indica el ajuste realizado. a) ajuste según la ecuación (4.2). b) ajuste lineal tras extraer las oscilaciones estacionales y el desplazamiento logarítmico.

Luego, a las observaciones se les extraen las oscilaciones estacionales y el desplazamiento logarítmico, mediante la ecuación (4.3), para así obtener el ajuste lineal donde  $p_i$  corresponde a la velocidad de la estación (Figura 4.2b).

$$x(t) - \sum_{k=1}^{n_f} s_k \sin(2\pi) + c_k \cos(2\pi) - \sum_{i=1}^{n_T} a_i \log(1+t) = \sum_{i=1}^{n_p+1} p_i(t)^{i-1} \quad (4.3).$$

En el caso de las estaciones de GPS/Acústicas no se aplicó este mismo ETM pues al presentar una menor cantidad de registros, debido a la regularidad de las campañas, no se alcanza un buen ajuste de los datos, por lo que se procede mediante un ajuste lineal

de mínimos cuadrados, donde la pendiente del ajuste corresponde a la velocidad de la estación (Figura 4.3).



**Figura 4.3: Determinación de velocidades post-sísmicas en estaciones GPS/Acústicas.** Los puntos azules representan los registros de la estación MYGI, separado en componentes este, norte y vertical. La recta naranja describe el mejor ajuste de estas observaciones, cuya pendiente corresponde a la velocidad.

Una vez calculada la velocidad de ambos tipos de estaciones GPS se debe realizar un cambio en el sistema de referencia, específicamente una rotación, pues se necesita extraer de los registros el efecto del movimiento de las placas tectónicas, es decir, se busca determinar la velocidad considerando la placa de Okhotsk fija. No obstante, en el marco de referencia ITRF2008 no se presentan los parámetros de esta placa, por lo que se procede a usar los de la placa de Norteamérica, pues la placa de Okhotsk se mueve lentamente respecto a esta (Kogan y Steblov, 2008, en Steblov y otros, 2014). Esta operación se describe por la siguiente ecuación:

$$\text{Norteamérica} \vec{V}_{\text{Observado}} = \text{ITRF} \vec{V}_{\text{Observado}} - \text{ITRF} \vec{V}_{\text{Norteamérica}} \quad (4.4)$$

donde  ${}_{Norteam\acute{e}rica}V_{Observado}$  es la velocidad observada respecto a la placa de Norteamérica fija,  ${}_{ITRF}V_{Observado}$  es la velocidad observada respecto a ITRF, es decir, la velocidad extraída desde las estaciones GPS y  ${}_{ITRF}V_{Norteam\acute{e}rica}$  es la velocidad de la placa de Norteamérica respecto a ITRF.

Adicionalmente:

$${}_{ITRF}\vec{V}_i{}_{Norteam\acute{e}rica} = {}_{ITRF}\vec{\omega}_{Norteam\acute{e}rica} \times \vec{r}_i \quad (4.5)$$

Con:

$$\vec{r}_i = R[\cos \lambda_i \cos \phi_i \hat{x} \quad \cos \lambda_i \sin \phi_i \hat{y} \quad \sin \lambda_i \hat{z}] \quad (4.6)$$

Donde  ${}_{ITRF}\vec{\omega}_{Norteam\acute{e}rica}$  es la velocidad angular correspondiente al polo de Euler de la placa de Norteamérica, R es el radio de la Tierra, i corresponde a cada punto de observación y,  $\lambda$  y  $\phi$  son la latitud y longitud de estos puntos (Figura 4.4), respectivamente.

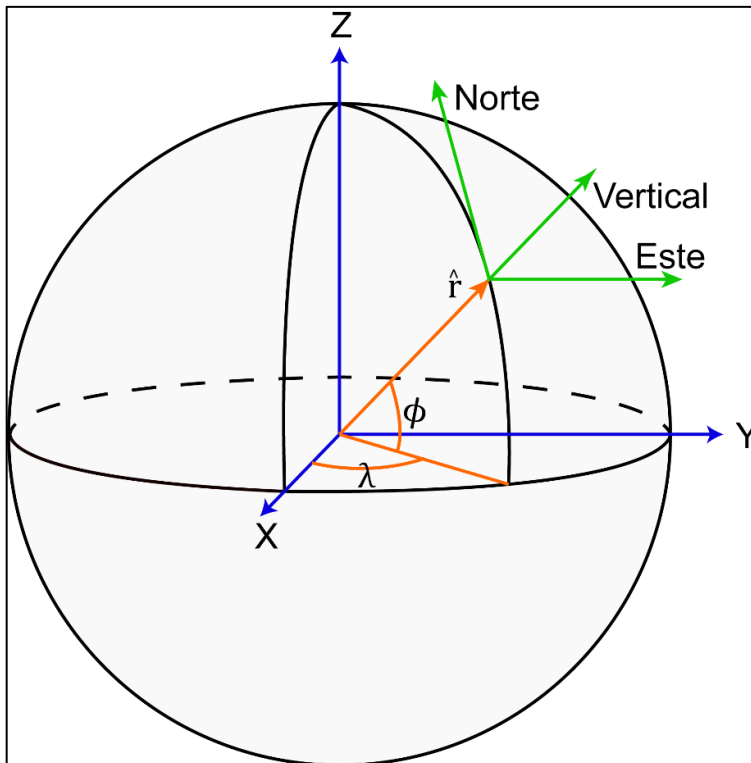


Figura 4.4: Diagrama de relación entre el sistema de coordenadas geocéntricas (X, Y, Z), y sistema de coordenadas del plano tangente local (este, norte, vertical)

La velocidad angular para la placa de Norteamérica se obtiene desde Altamimi y otros (2012) y sus valores se presentan en la siguiente tabla:

**Tabla 4.1: Polo de Rotación Absoluto para la Placa de Norteamérica, según ITRF2008. Extraído de Altamimi y otros (2012).**

$\omega_x(\text{mas/a})$	$\omega_y(\text{mas/a})$	$\omega_z(\text{mas/a})$	$\omega (^{\circ}/\text{Ma})$
$0.035 \pm 0.008$	$-0.662 \pm 0.009$	$-0.100 \pm 0.008$	$0.186 \pm 0.002$

Una vez calculado  ${}_{ITRF}\vec{V}_{i\text{Norteamérica}}$  para todos los puntos de observación, se produce una problemática, pues las velocidades observadas se calcularon en base al marco de referencia local, es decir,  $[\hat{e} \ \hat{n} \ \hat{v}]$  (este, norte y vertical), mientras que  ${}_{ITRF}\vec{V}_{i\text{Norteamérica}}$  se encuentran en un marco de referencia geocéntrico, es decir,  $[\hat{x} \ \hat{y} \ \hat{z}]$ .

Debido a esto el siguiente paso consiste en determinar las direcciones este, norte y vertical, correspondiente al sistema de referencia de observación, en coordenadas geocéntricas, a partir de  $\vec{r}_i$  y la dirección  $\hat{z}$  (Figura 4.4).

Este cálculo se explica mediante las siguientes ecuaciones:

$$\left. \begin{array}{l} \hat{e} \perp \hat{r} \\ \hat{e} \perp \hat{z} \end{array} \right\} \hat{e} = \frac{\hat{z} \times \hat{r}}{|\hat{z} \times \hat{r}|} \quad (4.7)$$

$$\left. \begin{array}{l} \hat{n} \perp \hat{e} \\ \hat{n} \perp \hat{r} \\ \hat{e} \perp \hat{r} \end{array} \right\} \hat{n} = \hat{r} \times \hat{e} \quad (4.8)$$

$$\hat{v} = \hat{r} \quad (4.9)$$

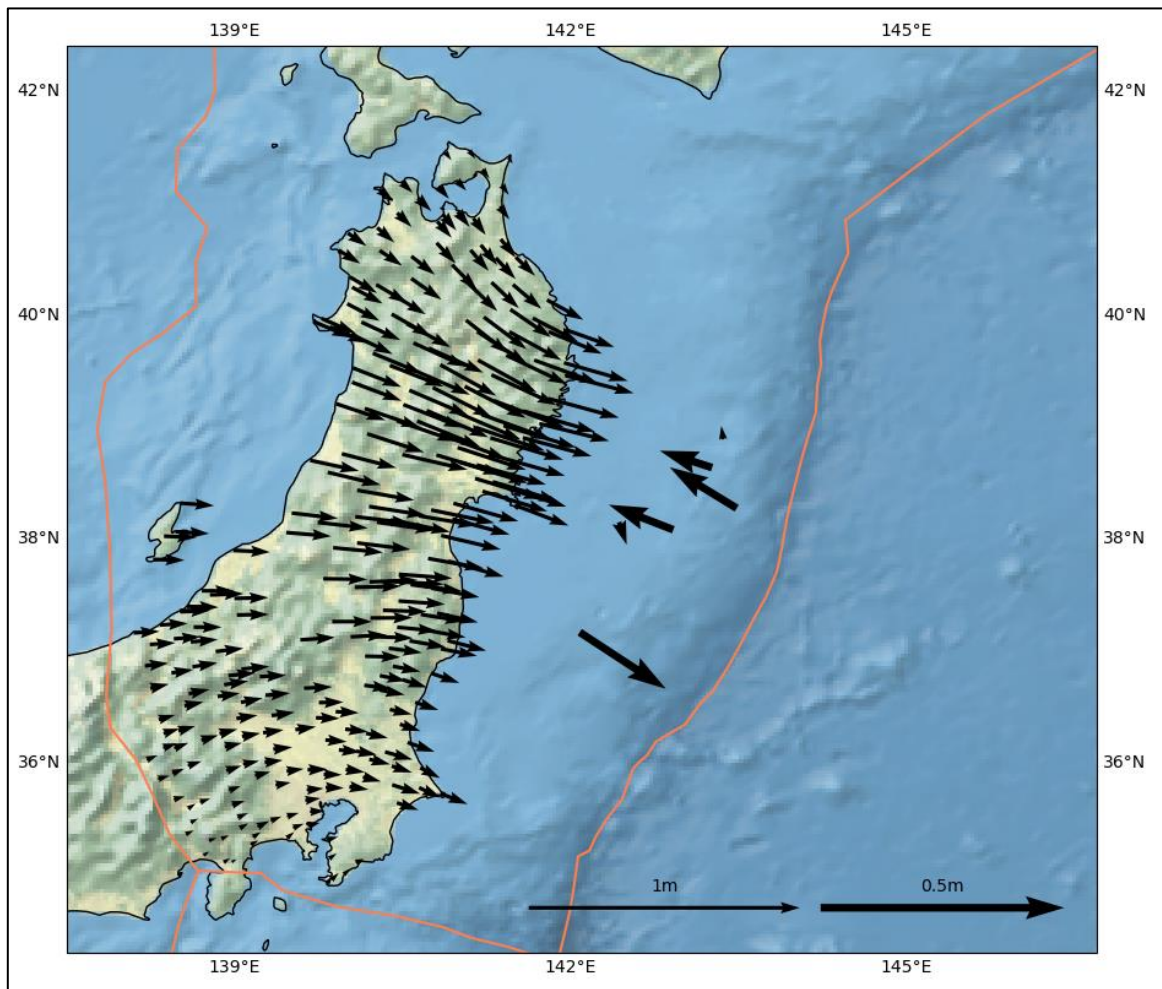
Luego, se procede a determinar la proyección de  ${}_{ITRF}\vec{V}_{i\text{Norteamérica}}$  sobre los vectores  $\hat{e}$ ,  $\hat{n}$  y  $\hat{v}$ . Esto se realiza a través del producto punto, o producto escalar, de la siguiente forma:

$${}_{ITRF}\vec{V}_{este\text{Norteamérica}} = {}_{ITRF}\vec{V}_{i\text{Norteamérica}} \cdot \hat{e} \quad (4.10)$$

$${}_{ITRF}\vec{V}_{norte\text{ Norteamérica}} = {}_{ITRF}\vec{V}_i\text{ Norteamérica} \cdot \hat{n} \quad (4.11)$$

$${}_{ITRF}\vec{V}_{vertical\text{ Norteamérica}} = {}_{ITRF}\vec{V}_i\text{ Norteamérica} \cdot \hat{v} \quad (4.12)$$

De esta manera, se tiene  ${}_{ITRF}\vec{V}_i\text{ Norteamérica}$  en coordenadas locales, el mismo sistema de coordenadas de  ${}_{ITRF}\vec{V}_{Observado}$ . Así, ahora se puede utilizar la ecuación (4.4) y obtener la velocidad post-sísmica respecto a la placa de Okhotsk/Norteamérica fija (Figura 4.5).



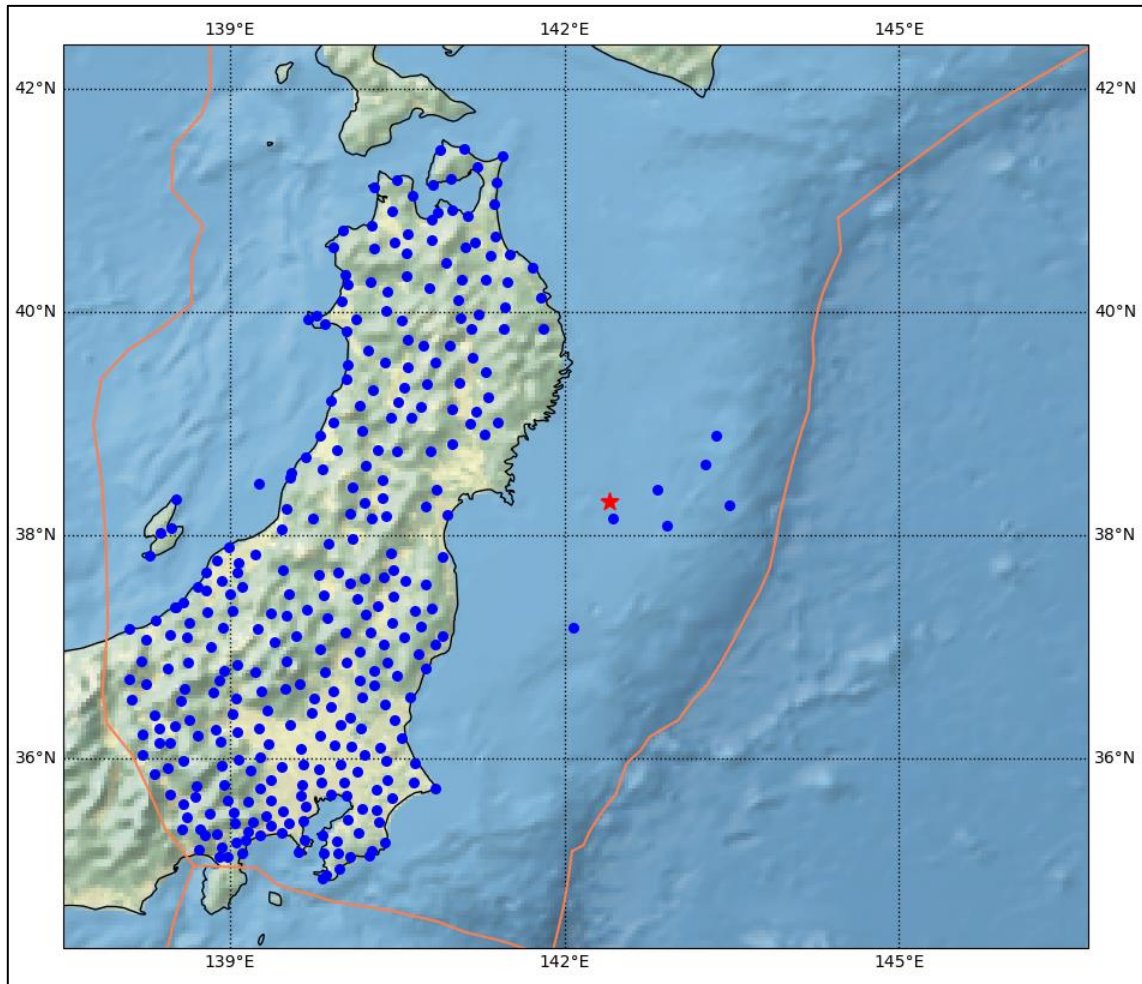
**Figura 4.5: Velocidades post-sísmicas observadas.**

#### 4.1.2. Etapa Co-sísmica

Los datos utilizados para la etapa co-sísmica se componen por 316 estaciones GPS (Figura 4.6) distribuidas sobre el territorio japonés también obtenidas desde la red de



GPS del Laboratorio Geodésico de Nevada, y 7 estaciones GPS/Acústicas, 5 obtenidas desde el material complementario de Sato y otros (2011) y 2 extraídas desde Kido y otros (2011).



**Figura 4.6: Ubicación estaciones GPS empleadas en la etapa co-sísmica.** Los puntos azules representan las estaciones GPS, la estrella roja marca el epicentro del terremoto Tohoku-Oki, y la línea naranja define el límite de placas.

Para medir la deformación co-sísmica registrada por estas estaciones se calcula la diferencia posicional entre el día previo y el día posterior al terremoto, determinando así un desplazamiento co-sísmico, en tres componentes, para cada estación que cuantifica precisamente el efecto del terremoto de Tohoku-oki.

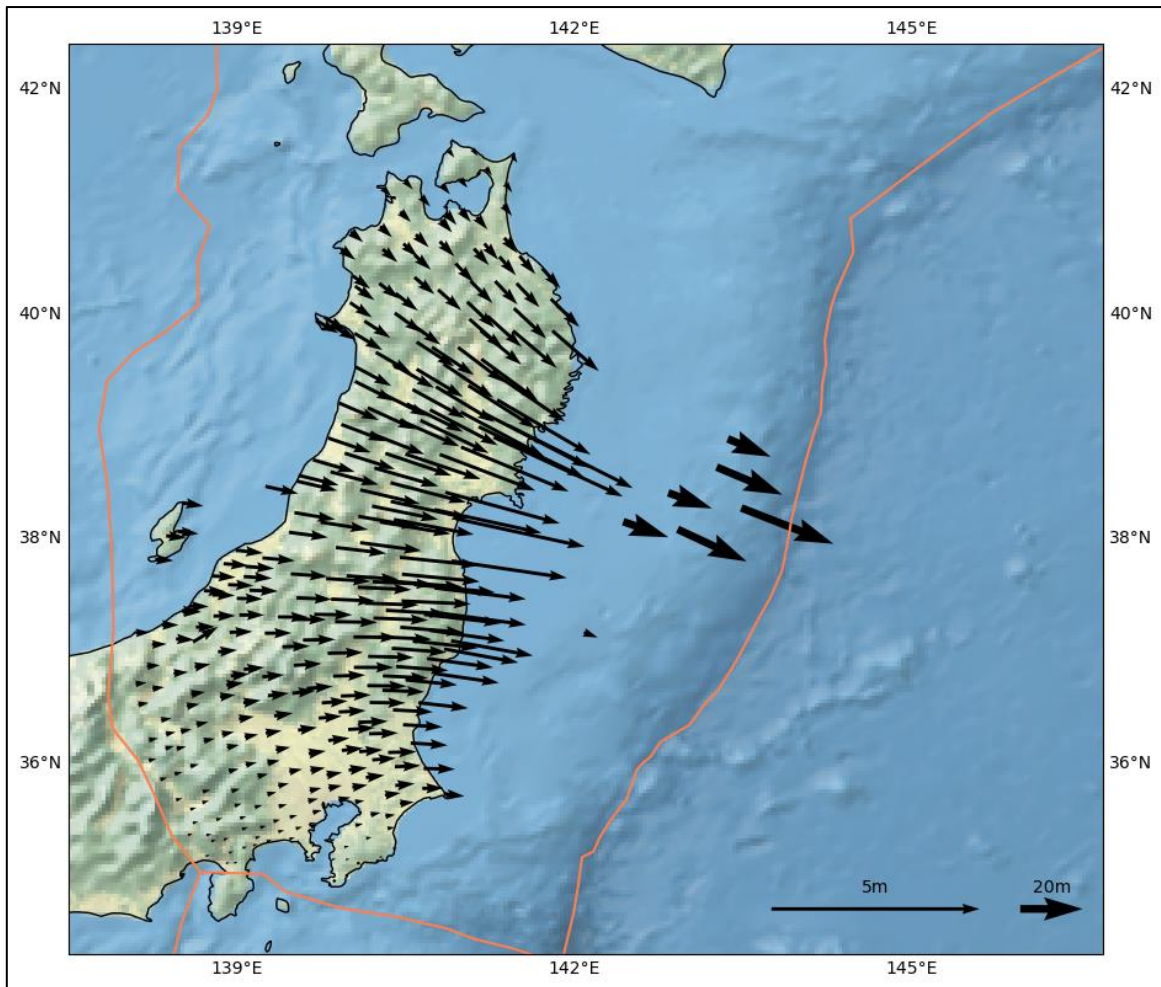
A diferencia de los GPS terrestres, las estaciones de GPS/Acústicas recolectan datos durante campañas llevadas a cabo con menor frecuencia. Debido a esto no es posible calcular la diferencia entre los días inmediatamente antes y después al terremoto, pero si entre las campañas más cercanas a este evento. La fecha de estas campañas se especifica en la Tabla 4.2.

**Tabla 4.2: Fecha de la campaña previa y posterior más cercana al terremoto para cada estación GPS/Acústica.**

<b>Estación</b>	<b>Fecha Previa</b>	<b>Fecha Posterior</b>
KAMN	16/11/2010	03/04/2011
KAMS	19/11/2011	05/04/2011
MYGI	21/02/2011	28/03/2011
MYGW	21/02/2011	27/03/2011
FUKU	23/02/2011	29/03/2011
GJT3	01/11/2005	11/04/2011
GJT4	2010	11/04/2011

Los desplazamientos co-sísmicos obtenidos para los GPS terrestres y de fondo oceánico (Figura 4.7) no requieren un cambio de sistema de referencia, puesto que ocurren en un intervalo de tiempo muy acotado, considerándose así, como un movimiento instantáneo que no es afectado por el movimiento de las placas.

Las estaciones distribuidas sobre el fondo oceánico son relevantes para esta Memoria de Título, pues por su ubicación proporcionan información importante sobre la deformación cortical cerca de la fosa durante el ciclo sísmico. Estos datos son poco comunes en las zonas de subducción. Sun y otros (2014) utilizaron estas mismas estaciones de fondo oceánico para modelar los deslizamientos co- y post-sísmicos del terremoto Tohoku-Oki. Sin embargo, notaron que durante la etapa post-sísmica, las estaciones de GPS/Acústicas presentaban un movimiento anómalo en dirección a Japón, opuesto al movimiento hacia la fosa esperado, que, si mostraban las estaciones GPS terrestres, de la misma forma que se exhibe en la Figura 4.4. Según los autores, este



**Figura 4.7: Desplazamientos co-sísmicos observadas.**

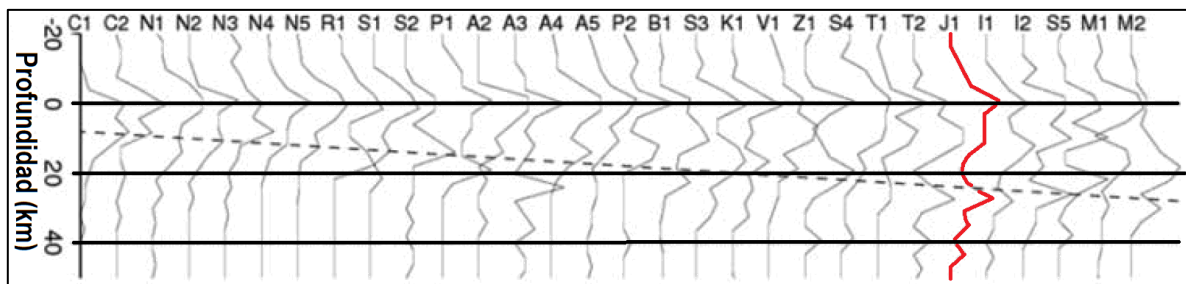
movimiento hacia el oeste de la zona de la fosa se debe a la relajación viscoelástica de los estreses inducida por la ruptura asimétrica del terremoto Tohoku-Oki. Esta ruptura induciría una tensión mayor en la placa de Okhotsk, la cual jalaría la fosa hacia Japón mientras el manto experimenta relajación viscoelástica. En base a estas mismas observaciones D'Acquisto & Govers (2022) proponen que para que se transmita el movimiento hacia tierra desde la placa subductada a la placa subductante se requiere un re-bloqueo rápido de la interfaz. Sin embargo, este movimiento hacia tierra de la fosa ascendió hasta 50 cm durante el primer año luego del evento (Sun y otros, 2014). Así, D'Acquisto & Govers (2022) determinan que tal amplitud es significativamente mayor de lo que se puede explicar mediante el re-bloqueo y la tasa de convergencia y concluyen que el re-bloqueo de la interfaz es necesario para permitir que la relajación post-sísmica,

la cual produce un movimiento hacia la tierra del slab y del manto bajo este, también afecte la zona de la placa subductante cercana a la fosa.

## 4.2. Modelamiento zona de subducción

En vista del objetivo de la presente Memoria de Título, el cual radica en adquirir un mayor entendimiento de la dinámica en torno al slab durante el ciclo sísmico, es que se requiere de un modelo de la zona de subducción que represente adecuadamente su geometría.

A fin de simplificar el modelo se idealizó el slab, asumiendo una geometría plana o, en otras palabras, el manto de este no varía con la profundidad. Luego, la separación entre las DBZ del slab se definió en 20 km, puesto que en Brudzinski y otros (2007) se determinó el espesor de la DBZ para diversas zonas de subducción a nivel global, y como se aprecia en la Figura 4.8, el espesor de la DBZ en Japón es de  $\sim 20$  km. El plano más superficial se asociará a un comportamiento inverso (interfaz A), mientras que aquel más profundo a uno normal (interfaz B). Estos planos delimitan el espesor frágil de la placa subductante.



**Figura 4.8:** Histogramas de la distribución de eventos en la dirección normal al slab ordenado según la edad de la placa. En rojo la zona DBZ de la zona de subducción japonesa, separada por  $\sim 20$  km. Modificado de Brudzinski y otros (2007).

Diversas son las publicaciones en las que se utiliza una placa subductante con un espesor menor al esperado para el límite litosfera-astenosfera (LAB) según el modelo de control termal. Tanto Hu y Wang (2012) como Sun y otros (2014) utilizan una placa con 30 km de espesor para determinar deslizamientos durante el ciclo sísmico. Inmediatamente bajo esta placa Hu y Wang (2012) posicionan la astenosfera, con una viscosidad de  $10^{20}$  Pa s, mientras que Sun y otros (2014) ubican una “capa débil” de baja

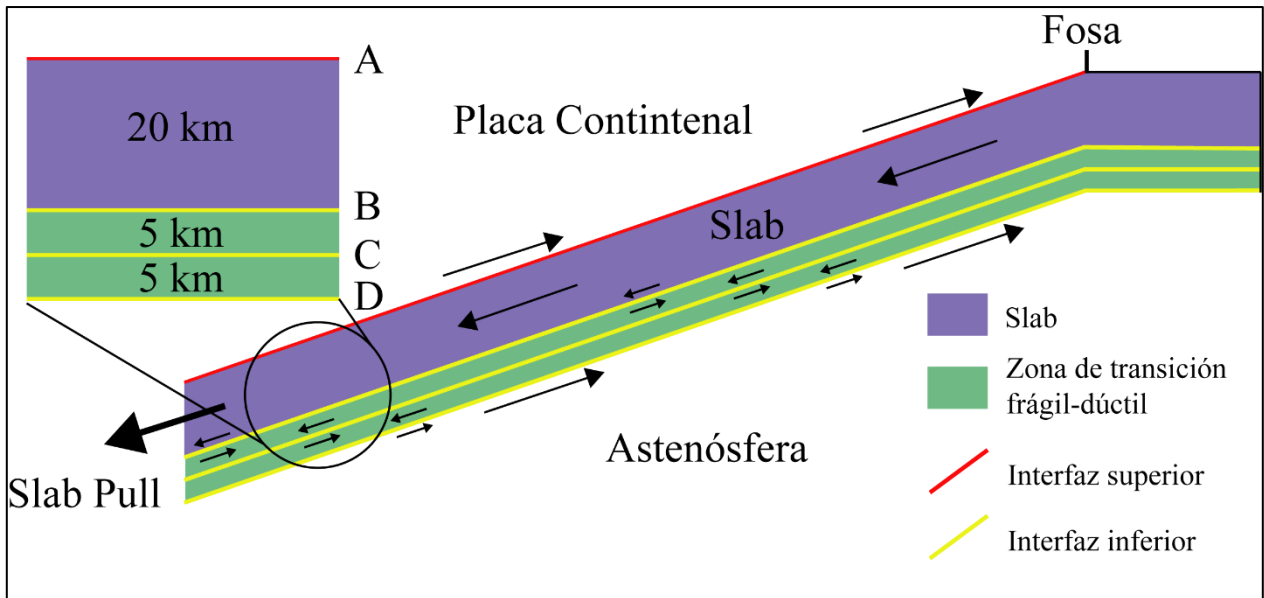
viscosidad entre la placa oceánica y el manto bajo esta, a fin de considerar el efecto del desacople mecánico entre estas dos últimas estructuras. Cabe mencionar que los resultados obtenidos con este modelo, en comparación con otros modelos que no consideran esta capa, son más consistentes con las observaciones según Sun y otros (2014). Adicionalmente, Stern y otros (2015) describen esta misma capa como un “canal” de 10 km de espesor, con un alto contenido de fundidos o volátiles, lo que provoca la baja viscosidad, el cual experimenta un cizalle debido al movimiento de la placa del Pacífico sobre la astenosfera. Además, estos últimos autores mencionan que este canal sería una característica ubicua de las placas oceánicas. Contreras y otros (2016) estudiaron la deformación inter-sísmica previa al terremoto del Maule 2010 a través de un modelo de elementos finitos 2D. Utilizando este modelo evaluaron la influencia del espesor del slab, con espesores entre 5 y 50 km. Sus resultados indicaron que la variación de este factor tiene una influencia pequeña sobre los desplazamientos superficiales obtenidos.

El espesor frágil del slab está controlado por la profundidad de la transición frágil-dúctil, la cual a su vez depende de la temperatura. En esta zona de transición, en general, prevalecen los comportamientos mixtos, por lo que comportamientos semi-frágiles/semi-dúctiles pueden desarrollarse (Burov, 2011), y es esta zona la que se incorporara al modelo para obtener tanto desplazamientos como velocidades para las etapas co- y post-sísmicas, respectivamente.

En vista de lo anterior, bajo la zona frágil de la placa oceánica consideraremos una región de 10 km de espesor a modo de representar la zona de transición frágil-dúctil y, análogamente, considerar el efecto del desacople mecánico entre la litosfera y la astenosfera. En esta zona de transición se modelarán dos interfaces adicionales con comportamiento normal (interfaces C y D), con el objetivo de cuantificar el deslizamiento en esta área durante el ciclo sísmico. Así, la zona de transición frágil-dúctil estará delimitada por las interfaces B y D, mientras que la interfaz C estará dentro de la misma.

De esta manera el modelo de la zona de subducción se compone por 4 interfaces (Figura 4.9), donde la más somera se asocia a un comportamiento inverso, mientras que las tres

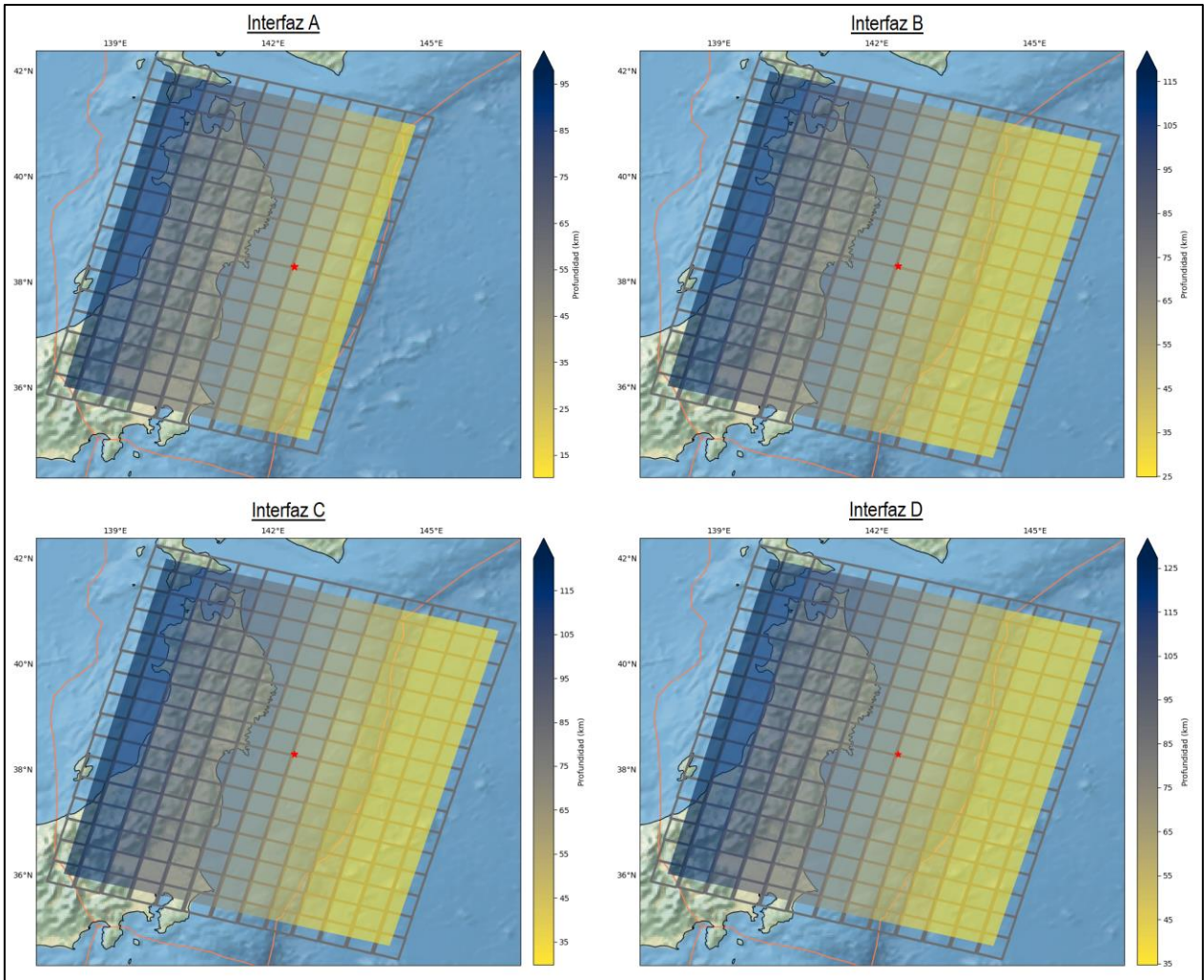
más profundas se ligan a un mecanismo normal. Adicionalmente, para estas últimas tres interfaces se considerará una extensión horizontal hacia el este de la fosa, para dar continuidad a la estructura y recuperar deslizamientos en esta zona. Esto último no se puede replicar para la interfaz A.



**Figura 4.9: Modelo de subducción propuesto.** Las interfaces, en orden según el aumento de la profundidad, reciben el nombre de A, B, C y D.

La interfaz A tiene un largo  $L$  de 734 km (en dirección del rumbo) y un ancho  $W$  de 458 km (en dirección del manteo), y está compuesta por 160 sub-fallas (16x10), mientras que las tres interfaces inferiores tienen un largo de 734 km y un ancho de 596 km, y se componen por 208 sub-fallas cada una (16x13), resultando en un total de 784 sub-fallas entre las cuatro interfaces. Cada sub-falla tiene 45,906 km de largo y 45,823 km de ancho y su profundidad aumenta hacia el NW (Figura 4.10). El rumbo y manteo del plano de falla se obtuvieron a través de los resultados de relocalización del terremoto del catálogo mundial CMT y corresponden a  $203^\circ$  y  $10^\circ$ , respectivamente. Para la interfaz A se determinó, de la misma manera, un *rake* de  $88^\circ$ . Para las interfaces B, C y D el *rake* se calcula sumando  $180^\circ$  al *rake* de la interfaz inversa, para así obtener el *rake* de una interfaz normal, el cual es de  $268^\circ$ .





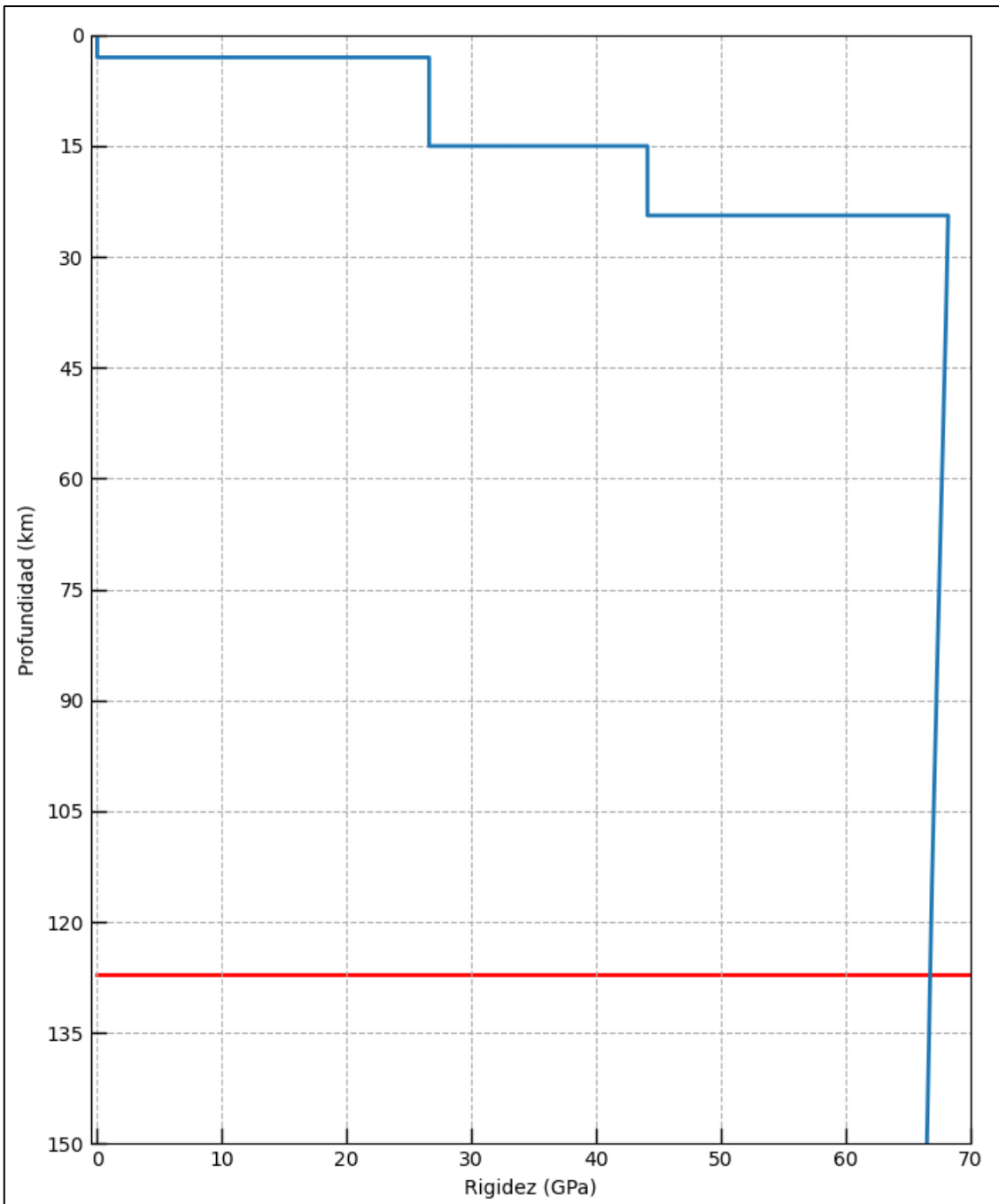
**Figura 4.10:** Mapa de distribución de profundidad en el modelo propuesto para las distintas interfaces. La estrella roja representa el epicentro del terremoto de Tohoku-Oki.

Luego, para cuantificar la energía liberada durante las etapas a estudiar se utilizará el momento sísmico escalar  $M_0$  (Aki & Richards, 2002) y la magnitud de momento sísmico  $M_w$  (Kanamori, 1977). Con:

$$M_0 = \mu A u \quad (4.13)$$

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) \quad (4.14)$$

Donde  $\mu$  corresponde a la rigidez, la cual depende de la profundidad (Figura 4.11),  $A$  es el área de ruptura y  $u$  el deslizamiento promedio.



**Figura 4.11: Variación de la rigidez con respecto a la profundidad.** Datos obtenidos desde Lay & Wallace (1995). En rojo la profundidad máxima del modelo.

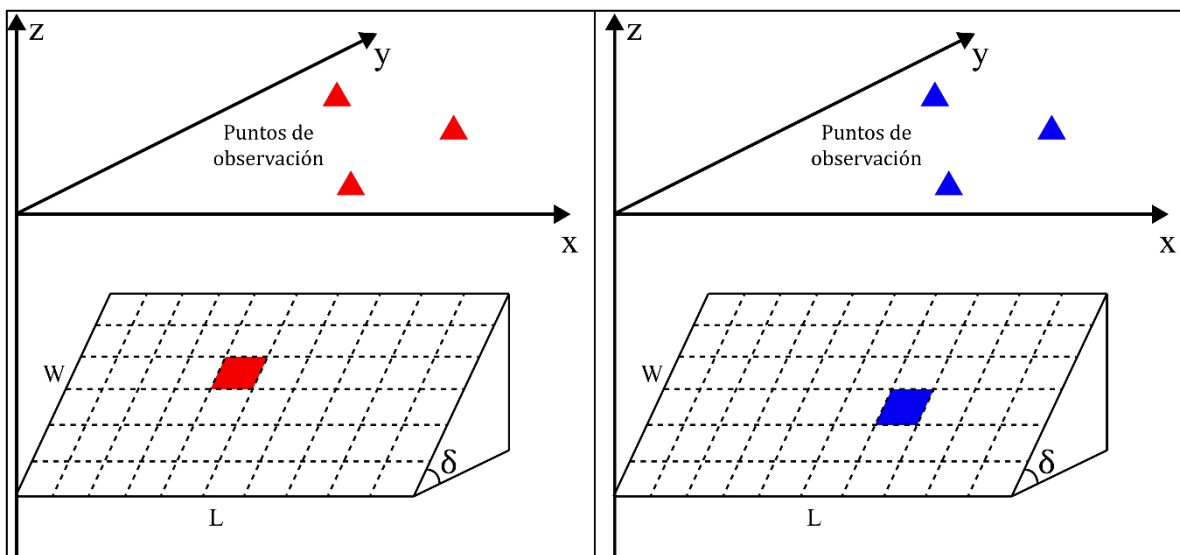
### 4.3. Funciones de Green

Las funciones de Green constituyen el núcleo en la resolución de ecuaciones diferenciales no homogéneas en ámbitos matemáticos y físicos, pues corresponden a la



respuesta del medio ante una dislocación. Utilizando el código de Gao y otros (2017) es posible obtener las funciones de Green que nos permitirán posteriormente, utilizando una inversión de mínimos cuadrados no negativos, determinar deslizamientos discretizados en las distintas interfaces.

Como se mencionó anteriormente, el código de Gao y otros (2017) calcula la deformación producida por un modelo de falla en los puntos de observación dados y, en el caso de un plano de falla dividido en sub-fallas o celdas, el código automáticamente integra la deformación causada por el deslizamiento de cada sub-falla o celda, para entregar una deformación total en cada punto de observación. Con el propósito de elaborar las funciones de Green, funciones de Green de Dislocación (DGFs) en este caso, se requiere la deformación en todos los puntos de observación generada por el deslizamiento unitario de cada sub-falla, de manera independiente (Figura 4.12). Para conseguir esta deformación se utiliza el código de Gao y otros (2017) de una sub-falla a la vez, ingresando los distintos valores requeridos por el programa y un deslizamiento de 1 metro. Los puntos de observación corresponden a la misma ubicación de las estaciones GPS empleadas para calcular los desplazamientos y velocidades en las etapas co- y post-sísmicas, respectivamente.



**Figura 4.12: Representación del desplazamiento provocado por sub-fallas distintas dentro de un mismo plano de falla.** Modificado de Gao y otros (2017).

## 5.4. Inversión

Una vez obtenidos los desplazamientos y velocidades, a partir de los datos de las estaciones GPS, y las DGFs, calculadas utilizando el modelo de falla junto al código de Gao y otros (2017), se puede proceder a determinar los deslizamientos en cada una de estas sub-fallas durante las etapas co- y post-sísmicas.

Las DGFs representan la respuesta del medio, con magnitud y sentido, ante el deslizamiento en las interfaces, divididas en sub-fallas. Al comparar esta DGFs con los desplazamientos, o velocidades, registrados por las estaciones GPS, se espera determinar la participación, o contribución, de cada sub-falla al desplazamiento total, permitiendo, así, cuantificar y posicionar los deslizamientos dentro de las cuatro interfaces definidas para el terremoto de Tohoku-Oki.

En primera instancia, podemos expresar la relación entre el desplazamiento y las DGFs de la siguiente forma:

$$U_e, U_n, U_v = DGFs(\theta, \phi, S, \lambda, d_s, Z, \delta, L, W) \quad (4.15)$$

Donde  $U_e, U_n, U_v$  es el desplazamiento en las coordenadas este, norte y vertical, respectivamente,  $\theta$  y  $\phi$  son la colatitud y la longitud del centro de la sub-falla,  $S$  es el slip o deslizamiento,  $\lambda$  es el *rake*,  $d_s$  es la profundidad focal del centro de la sub-falla, y  $Z, \delta, L, W$  corresponde al rumbo, manteo, largo y ancho de la sub-falla, respectivamente. Esta expresión es válida para la etapa co-sísmica. Ahora, si se trata de la etapa post-sísmica, tenemos que este desplazamiento transcurre en un tiempo determinado, por lo que la ecuación para esta etapa corresponde a:

$$U_e/t, U_n/t, U_v/t = V_e, V_n, V_v = DGFs(\theta, \phi, S, \lambda, d_s, Z, \delta, L, W) \quad (4.16)$$

Pero, en la caracterización de las sub-fallas todos los parámetros, salvo el slip, se consideran conocidos, siendo el slip la única variante dentro de las DGFs. En consecuencia, las ecuaciones anteriores pueden ser reescritas de esta manera:

$$U_e, U_n, U_v = DGFs(\theta, \phi, S, \lambda, d_s, Z, \delta, L, W) * S \quad (4.17)$$

$$V_e, V_n, V_v = DGFs(\theta, \phi, S, \lambda, d_s, Z, \delta, L, W) * S \quad (4.18)$$

Así,  $U_e, U_n, U_v, V_e, V_n$  y  $V_v$  son los datos obtenidos desde las estaciones GPS y caracterizan el desplazamiento, o velocidad, observado en la superficie, DGFs corresponde al desplazamiento, o velocidad, en la superficie causada por el slip unitario de cada sub-falla, y  $S$  constituye la única incógnita dentro de esta ecuación, y representa un factor que aplicado al slip unitario resuelve la ecuación, en otras palabras, es el slip esperado en la sub-falla.

A continuación, para simplificar, se explicará utilizando el caso para la etapa post-sísmica, siendo la etapa co-sísmica análoga a esta. Si consideramos 2 estaciones GPS y una falla única podemos expresar lo anterior de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} V_{e1} \\ V_{e2} \\ V_{n1} \\ V_{n2} \\ V_{v1} \\ V_{v2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{e1} \\ G_{e2} \\ G_{n1} \\ G_{n2} \\ G_{v1} \\ G_{v2} \end{pmatrix} \cdot S \quad (4.19)$$

Aquí, a fin de abreviar  $G$  representa la DGF para cada sub-falla. Si agregamos otra falla a este caso, la expresión toma la forma siguiente:

$$\begin{pmatrix} V_{e1} \\ V_{e2} \\ V_{n1} \\ V_{n2} \\ V_{v1} \\ V_{v2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{e1(1)} & G_{e1(2)} \\ G_{e2(1)} & G_{e2(2)} \\ G_{n1(1)} & G_{n1(2)} \\ G_{n2(1)} & G_{n2(2)} \\ G_{v1(1)} & G_{v1(2)} \\ G_{v2(1)} & G_{v2(2)} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \end{pmatrix} \quad (4.20)$$

Donde el primer subíndice de  $G$  corresponde al índice del punto de observación, y el segundo corresponde al índice de la sub-falla. De esta manera, la matriz  $V$  tendrá tantos elementos como la cantidad de observaciones, es decir, será 3 veces la cantidad de estaciones GPS, pues cada estación está compuesta de datos en las direcciones este, norte y vertical. La matriz  $G$  tendrá tantas filas como  $V$  y tantas columnas como el numero de sub-fallas, y esta última define a la vez la cantidad de elementos de  $S$ .

Ahora, nuestro modelo de subducción se conforma por 4 interfaces, cada una de las cuales se divide a su vez en 160 sub-fallas (interfaz A) o 208 sub-fallas (interfaces B, C y D). Además, la cantidad de estaciones GPS utilizadas es de 323 para la etapa co-sísmica y 267 para la post-sísmica, por lo que el sistema a resolver para esta última etapa tiene el siguiente aspecto:

$$\begin{pmatrix} V_{e1} \\ \vdots \\ V_{e267} \\ V_{n1} \\ \vdots \\ V_{n267} \\ V_{v1} \\ \vdots \\ V_{v267} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \text{Interfaz A} & \text{Interfaz B} & \text{Interfaz C} & \text{Interfaz D} \\ \begin{matrix} G_{e1(1)} & \dots & G_{e1(160)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{e267(1)} & \dots & G_{e267(160)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{e1(161)} & \dots & G_{e1(368)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{e267(161)} & \dots & G_{e267(368)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{e1(369)} & \dots & G_{e1(576)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{e267(369)} & \dots & G_{e267(576)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{e1(577)} & \dots & G_{e1(784)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{e267(577)} & \dots & G_{e267(784)} \end{matrix} \\ \begin{matrix} G_{n1(1)} & \dots & G_{n1(160)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{n267(1)} & \dots & G_{n267(160)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{n1(161)} & \dots & G_{n1(368)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{n267(161)} & \dots & G_{n267(368)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{n1(369)} & \dots & G_{n1(576)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{n267(369)} & \dots & G_{n267(576)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{n1(577)} & \dots & G_{n1(784)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{n267(577)} & \dots & G_{n267(784)} \end{matrix} \\ \begin{matrix} G_{v1(1)} & \dots & G_{v1(160)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{v267(1)} & \dots & G_{v267(160)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{v1(161)} & \dots & G_{v1(368)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{v267(161)} & \dots & G_{v267(368)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{v1(369)} & \dots & G_{v1(576)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{v267(369)} & \dots & G_{v267(576)} \end{matrix} & \begin{matrix} G_{v1(577)} & \dots & G_{v1(784)} \\ \vdots & & \vdots \\ G_{v267(577)} & \dots & G_{v267(784)} \end{matrix} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ \vdots \\ S_{160} \\ \vdots \\ S_{161} \\ \vdots \\ S_{368} \\ \vdots \\ S_{369} \\ \vdots \\ S_{576} \\ \vdots \\ S_{577} \\ \vdots \\ S_{784} \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

Con:

$$\text{Número de ecuaciones Co – sísmico (969)} > \text{Número de incógnitas (784)} \quad (4.22)$$

$$\text{Número de ecuaciones Post – sísmico (801)} > \text{Número de incógnitas (784)} \quad (4.23)$$

Así, ambos sistemas pueden tener solución única, tener solución múltiple o no tener solución. Para resolver esta indefinición se calculan los valores singulares de ambas matrices. La cantidad de valores singulares en ambos casos es de 784, lo que es igual al número de incógnitas, por lo que ambos sistemas tienen solución única. Adicionalmente, previo a realizar la inversión se empleará una matriz y constante de multiplicación adicionales con el fin de suavizar los deslizamientos en las interfaces.

#### 5.4.1. Suavización del deslizamiento

Al incluir esta matriz y constante de multiplicación, o suavización, se busca minimizar la diferencia en el deslizamiento entre fallas contiguas, lo que se refleja en una distribución de deslizamientos suave donde entre sub-fallas adyacentes existe un cambio moderado, y no abrupto, en la magnitud del deslizamiento. La expresión que describe esta condición es la siguiente:

$$0_{nx1} = \lambda F_{n \times n} \cdot S_{nx1} \quad (4.24)$$

Donde  $n$  corresponde al número de sub-fallas de la interfaz,  $\lambda$  es la constante de suavización que regula el nivel de suavización aplicado y  $F$  es la matriz suavizadora. Según Vera (2016), la matriz suavizadora describe sus elementos a través del Laplaciano para diferencias finitas en 2 dimensiones de la siguiente manera:

$$\nabla^2 S_{ij} = \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S(i,j)}{\partial y^2} \quad (4.25)$$

Donde  $\nabla^2 S_{ij}$  corresponde al deslizamiento suavizado de la sub-falla con  $i$  y  $j$  como indicadores de la posición de la sub-falla, dentro de la interfaz. Así,  $i$  indica la posición en la dirección del rumbo y  $j$  en la dirección del manto.

No obstante, esta expresión varía dependiendo de la posición de la sub-falla dentro de la interfaz, desglosando 4 nuevas expresiones, de las cuales las 2 primeras describen una

sub-falla central, es decir, que no está ni en un borde ni en un vértice de la interfaz, y las 2 ultimas describen una sub-falla ubicada en un vértice de la sub-falla.

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \left[ \frac{S(i+1, j) + S(i-1, j) - 2S(i, j)}{h_x^2} \right] \quad (4.26)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \left[ \frac{S(i, j+1) + S(i, j-1) - 2S(i, j)}{h_y^2} \right] \quad (4.27)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial x^2} = \left[ \frac{S(i, j) - 2S(i+1, j) + S(i+2, j)}{h_x^2} \right] \quad (4.28)$$

$$\frac{\partial^2 S(i, j)}{\partial y^2} = \left[ \frac{S(i, j) - 2S(i, j+1) + S(i, j+2)}{h_y^2} \right] \quad (4.29)$$

Aquí,  $h_x$  y  $h_y$  representan la longitud de la sub-falla en la dirección del rumbo y del manteo (Figura 4.13), respectivamente.

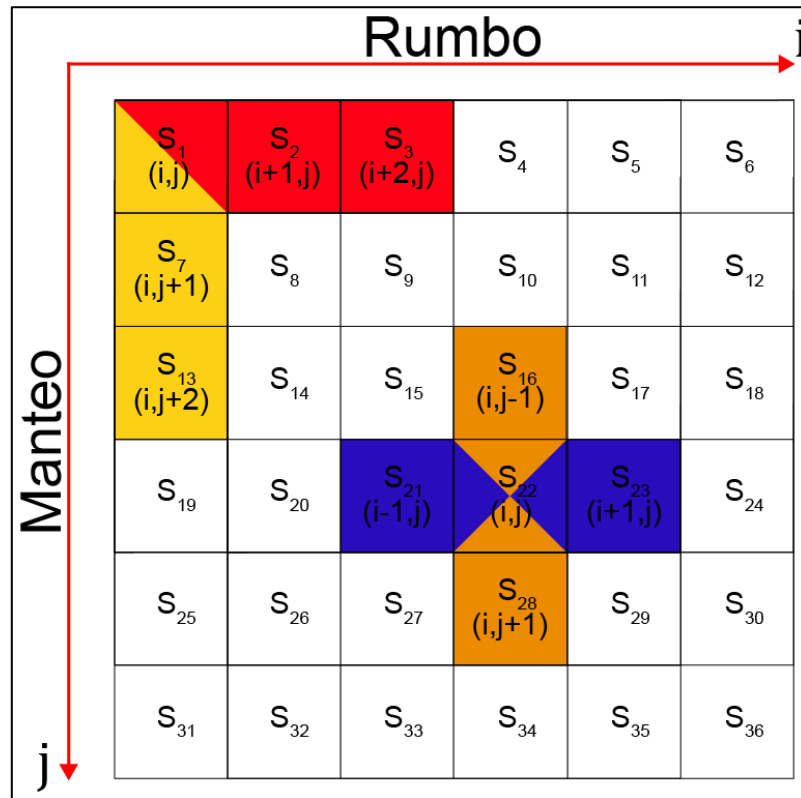


Figura 4.13: Efecto de la matriz suavizadora sobre un plano de falla con sistema coordenado i-j.

En azul, ecuación (4.26), y naranja, ecuación (4.27), se representa el caso de una sub-falla central, mientras que, en rojo, ecuación (4.28), y amarillo, ecuación (4.29), se describe el caso de una sub-falla ubicada en un vértice.

Al incluir esta condición al sistema definido en (4.18) obtenemos un nuevo arreglo expresado como:

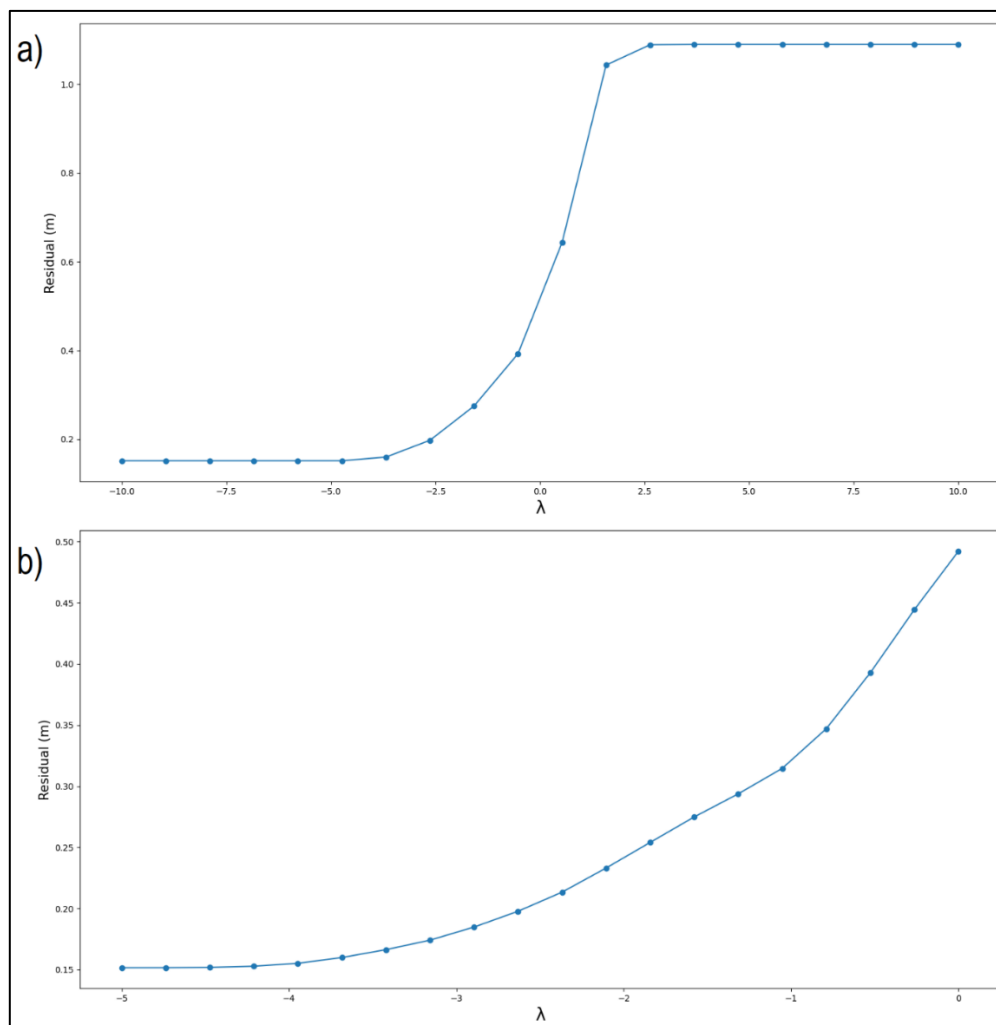
$$\begin{pmatrix} V_{801x1} \\ 0_{160x1} \\ 0_{208x1} \\ 0_{208x1} \\ 0_{208x1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_{801x160} & B_{801x208} & C_{801x208} & D_{801x208} \\ \lambda F_{160x160} & 0_{160x208} & 0_{160x208} & 0_{160x208} \\ 0_{208x160} & \lambda F_{208x208} & 0_{208x208} & 0_{208x208} \\ 0_{208x160} & 0_{208x208} & \lambda F_{208x208} & 0_{208x208} \\ 0_{208x160} & 0_{208x208} & 0_{208x208} & \lambda F_{208x208} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_{160x1}^A \\ S_{208x1}^B \\ S_{208x1}^C \\ S_{208x1}^D \end{pmatrix} \quad (4.30)$$

Donde  $V_{801x1}$  corresponde a las observaciones,  $A_{801x160}$ ,  $B_{801x208}$ ,  $C_{801x208}$  y  $D_{801x208}$  describen las DGFs para las interfaces A, B, C y D, respectivamente,  $\lambda F$  es la matriz suavizadora junto a la constante de multiplicación, de forma  $n \times n$  con  $n$  igual al número de sub-fallas en la matriz a suavizar,  $S_{160x1}^A$ ,  $S_{208x1}^B$ ,  $S_{208x1}^C$  y  $S_{208x1}^D$  constituyen los slips invertidos para las interfaces A, B, C y D, respectivamente.

Una vez definido el sistema de inversión, se procede a determinar el valor de la constante de suavización  $\lambda$ . Este valor será el mismo para las 4 interfaces, y también para las dos etapas en estudio, con la intención de suavizar de manera proporcional el deslizamiento en todo el sistema.

Para seleccionar el valor a utilizar se realizan diversas inversiones del sistema para un rango amplio de constantes de suavización, determinando además el residual de cada una de estas inversiones, es decir, la diferencia entre la velocidad invertida y la observada. El primer rango seleccionado consiste de 20 valores, igualmente espaciados dentro de un rango desde -10 a 10 (-10, -8.95, -7.89, -6.84, -5.79, -4.74, -3.68, -2.63, -1.58, -0.53, 0.53, 1.58, 2.63, 3.68, 4.74, 5.79, 6.84, 7.89, 8.95, 10). El objetivo de este ejercicio consiste en graficar cada uno de estos valores con el respectivo residual obtenido (Figura 4.14a), donde la mejor constante de multiplicación será aquella que

permite suavizar los deslizamientos sin aumentar de manera significativa el residual. Siguiendo esta premisa, la zona de interés dentro de este gráfico se encuentra entre los valores -5 y 0 en el eje de la constante de suavización. Ahora, se repite el ejercicio realizado anteriormente, pero donde los 20 nuevos valores se encuentran en el rango de esta zona de interés, llamada curva “L” por Novoa (2015) (Figura 4.14b). Los valores de  $\lambda$  son los siguientes: -5, -4.74, -4.47, -4.21, -3.95, -3.68, -3.42, -3.16, -2.89, -2.63, -2.37, -2.11, -1.84, -1.58, -1.32, -1.05, -0.79, -0.53, -0.26, 0. Así, se determinó un valor de -3.5 para la constante de suavización de las etapas co- y post-sísmicas.



**Figura 4.14: Gráfico de constante de suavización  $\lambda$  vs residual.** a) primer gráfico donde se observa el cambio del residual con la variación de  $\lambda$ . A partir de este se determina la zona de interés. b) gráfico de la zona de interés o curva “L”, en la cual se determina el valor de  $\lambda$  a utilizar en la inversión.



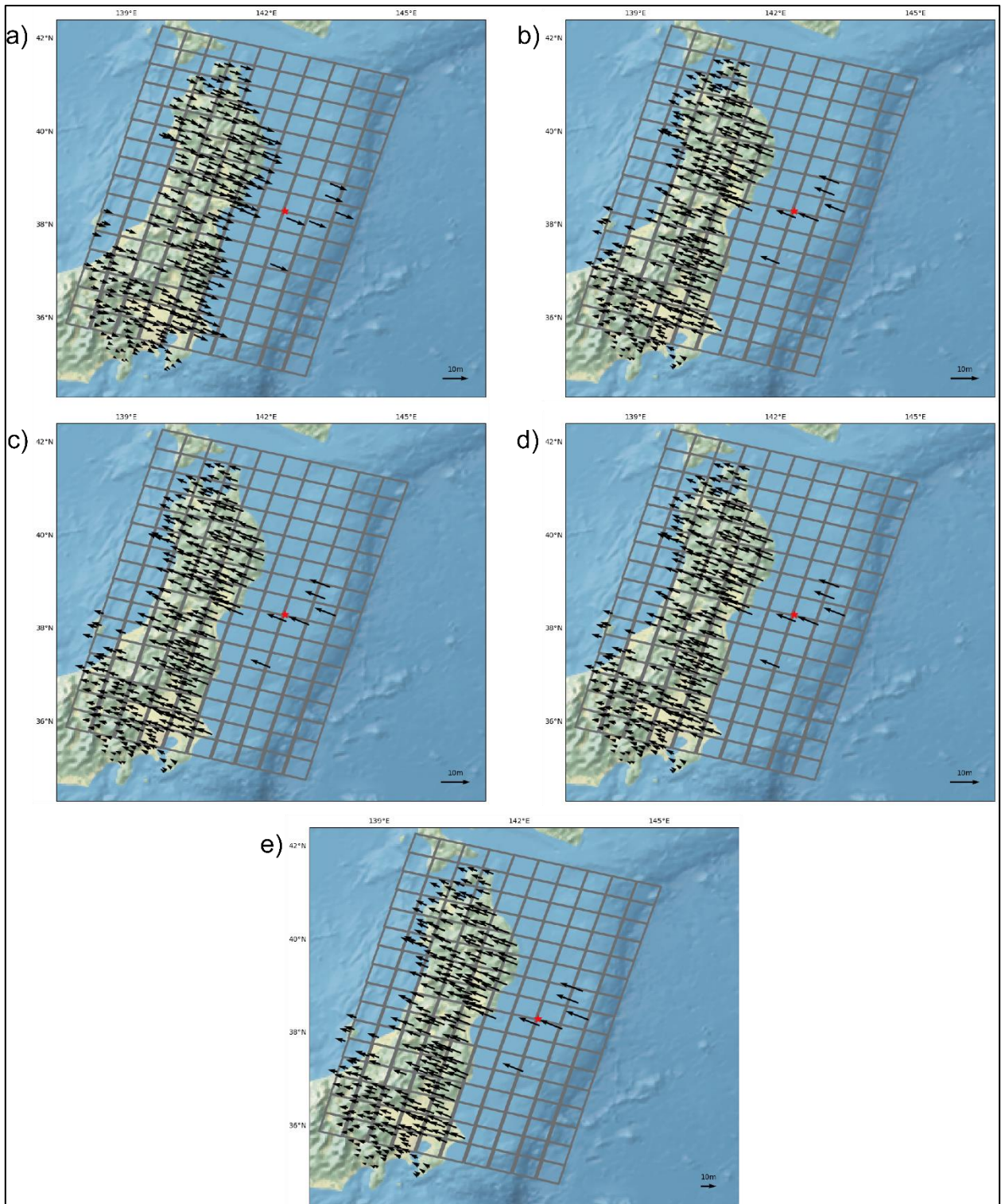
## 5. RESULTADOS

Un primer aspecto a analizar corresponde al efecto del deslizamiento unitario de cada interfaz, de manera independiente, sobre los puntos de observación en la superficie. Esto con el fin de analizar si los desplazamientos superficiales son sensibles a el deslizamiento de las interfaces más profundas y determinar si el movimiento de las interfaces normales anula (o compensa) el de la interfaz inversa.

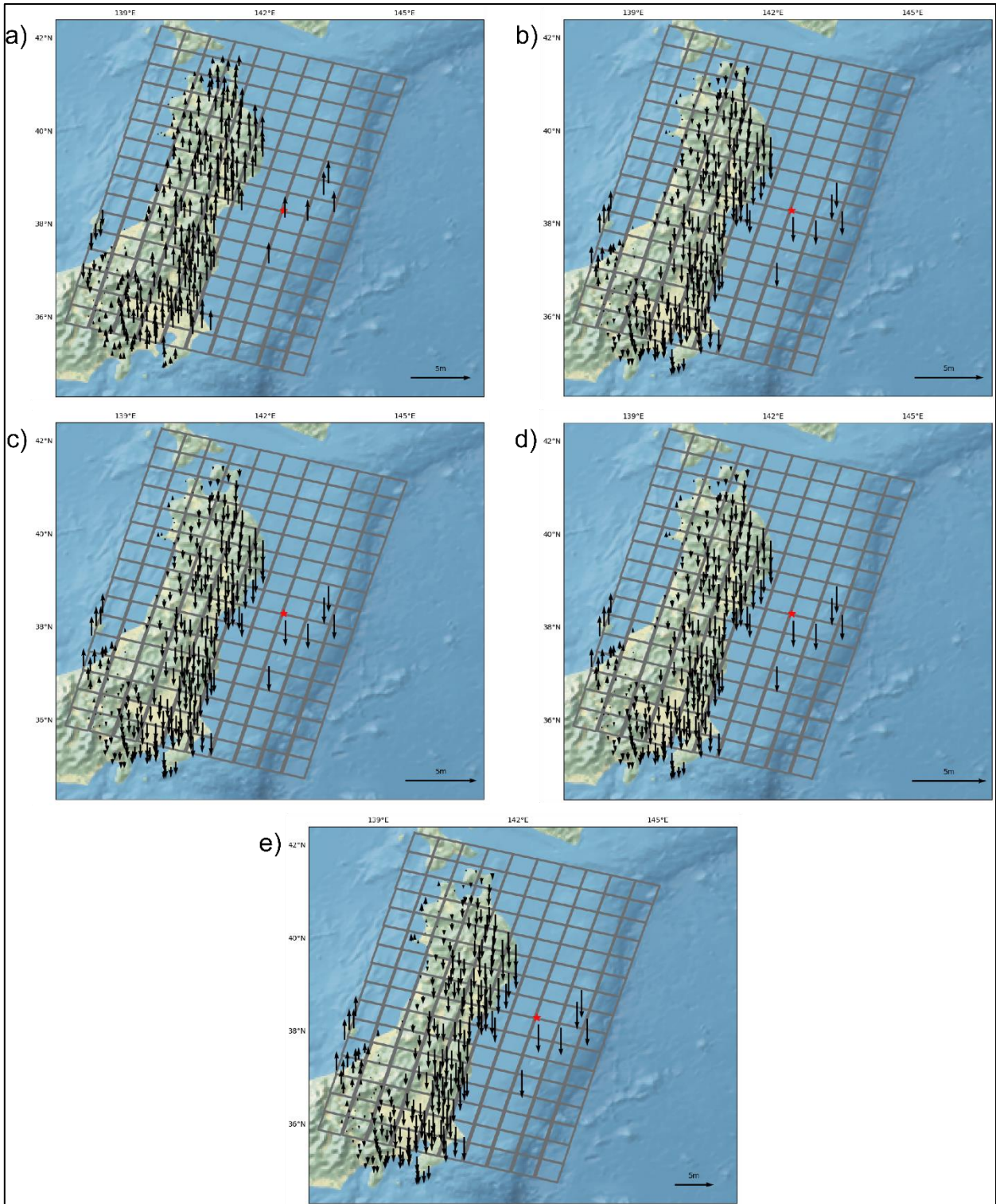
En las figuras 5.1 y 5.2 se grafican los desplazamientos superficiales horizontales y verticales, respectivamente, provocados por el deslizamiento unitario de cada interfaz. De estas figuras se concluye que el deslizamiento unitario independiente de todas las interfaces, incluyendo las dos más profundas (C y D) producen desplazamientos significativos en los puntos de observación, tanto en la componente horizontal como en la vertical. Adicionalmente, se grafican los desplazamientos superficiales generados por el deslizamiento unitario de todas las interfaces de forma simultánea (Fig. 5.1e y Fig. 5.2e) y se determina que el deslizamiento de las interfaces normales si anula, e incluso excede, el deslizamiento de la interfaz inversa A.

Basándose en el modelo propuesto y las observaciones recopiladas para las etapas co- y post-sísmicas del terremoto de Tohoku-Oki se ha obtenido la distribución de deslizamientos para cada interfaz durante dichas etapas. Adicionalmente, se comparan las deformaciones observadas y calculadas a partir de este modelo, y se evalúa la confiabilidad del modelo utilizando un test de resolución de manera simultánea para las 4 interfaces.

Adicionalmente, se recuperan distribuciones de deslizamientos para el modelo con 2 y 3 interfaces (Anexo), donde la inversión de ambos modelos entrega valores similares de deslizamiento, velocidad y de magnitud de momento.



**Figura 5.1: Desplazamiento horizontal por efecto del desplazamiento unitario. a) interfaz A. b) interfaz B. c) interfaz C. d) interfaz D. e) todas las interfaces simultáneamente.**



**Figura 5.2: Desplazamiento vertical por efecto del desplazamiento unitario. a) interfaz A. b) interfaz B. c) interfaz C. d) interfaz D. e) todas las interfaces simultáneamente.**



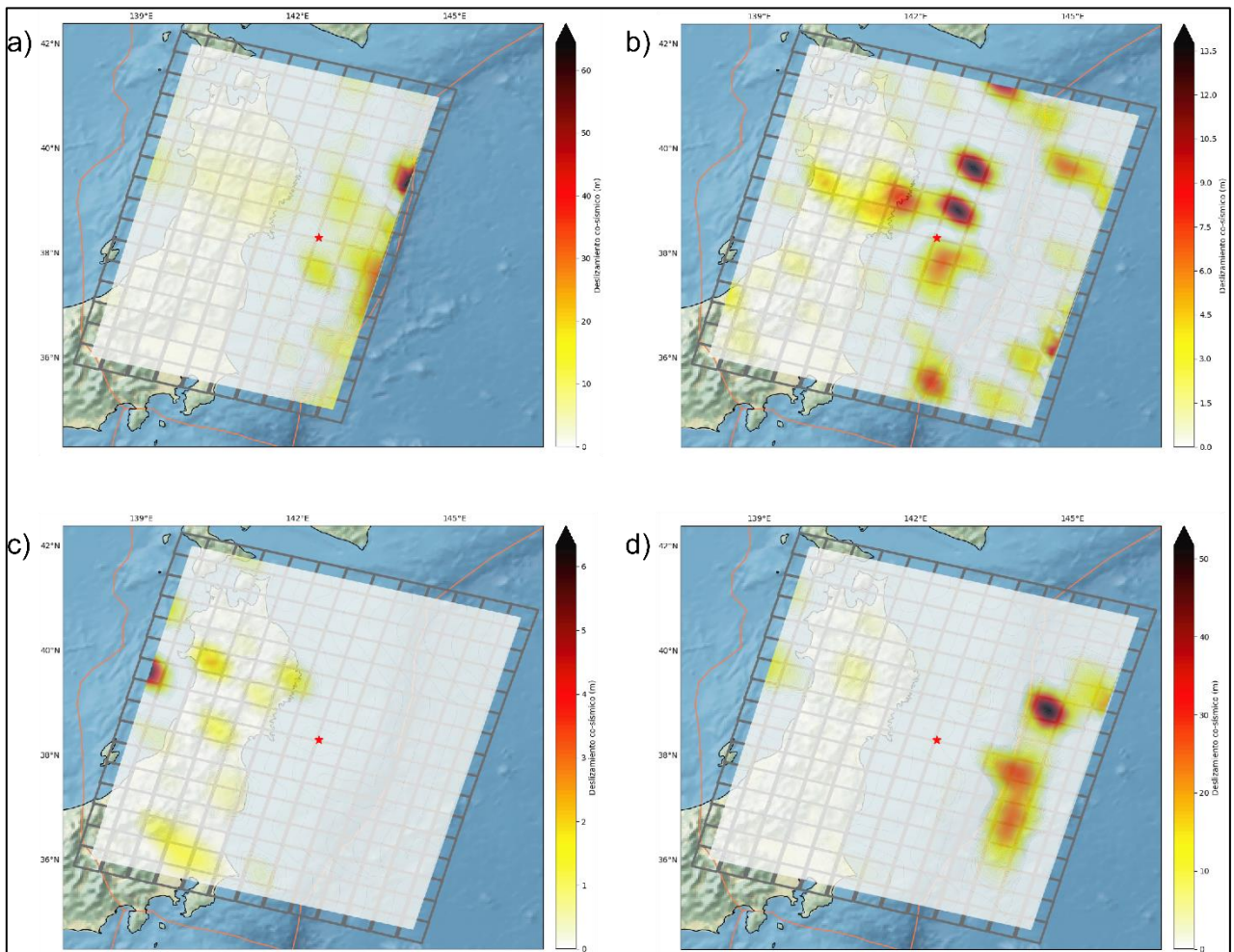
## 5.1. Distribución de deslizamientos

### 5.1.1. Co-sísmico

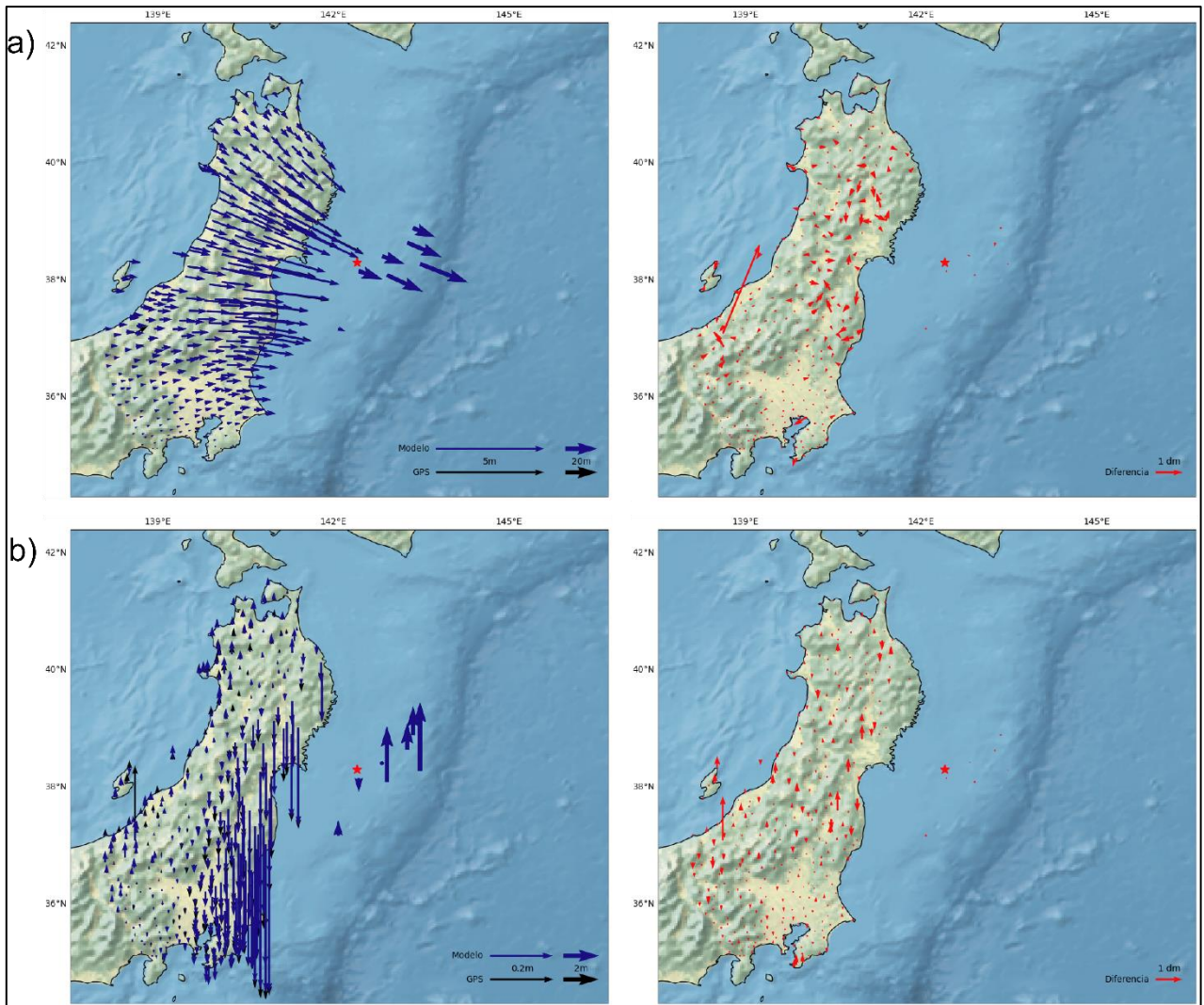
La distribución de deslizamiento para la etapa co-sísmica se indica en la Figura 5.3. Para la interfaz A (Figura 5.3a) los deslizamientos más elevados se observan alrededor del epicentro y junto a la fosa, alcanzando valores máximos de hasta ~64 m en esta última zona. Esta distribución de deslizamientos es concordante con la obtenida tanto por Sun y otros (2014) como por Vera (2016), quienes obtuvieron valores máximos de ~80 m y ~63 m, respectivamente, distribuidos entre la fosa y el epicentro. Una distribución de deslizamientos similar es obtenida por diversos autores, quienes obtienen deslizamientos máximos también entre la fosa y el epicentro, sin embargo, discrepan en el valor del deslizamiento máximo, el cual varía entre ~30 m y ~70 m (Ammon y otros, 2011; Ide y otros, 2011; Hayes, 2011; Fujii y otros, 2011; Lay y otros, 2011; Shao y otros, 2011; Yagi & Fukahata, 2011; Yamazaki y otros, 2011; Gusman y otros, 2012; Wei y otros, 2012; Satake y otros, 2013; Yue & Lay, 2013; Hayes, 2017). La magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ) obtenida para esta interfaz es de 9.0, lo que se aproxima a la magnitud de 9.1 reportada por USGS.

En la Figura 5.3b se contempla la distribución de deslizamientos de la interfaz B, de comportamiento normal. Se observan diversas zonas con *peaks* de deslizamiento para esta interfaz. Alrededor del epicentro se disponen 4 *peaks*, entre los cuales se encuentra el máximo slip de esta interfaz que alcanza ~14 m. Además, tanto próximo a la fosa, en los límites norte y sur de la interfaz, como en las sub-fallas al este de la fosa, que representan el área horizontal de la interfaz, se distribuyen zonas con un slip de ~6-10 m. La magnitud de momento sísmico calculada para esta interfaz es de 8.9. En la interfaz C (Figura 5.3c) los mayores valores de deslizamiento se centran en la zona oeste del área de estudio, bajo el territorio japonés, donde el slip máximo es de ~6 m. Por otro lado, en la interfaz D (Figura 5.3d) los *peaks* de deslizamiento se distribuyen en la zona horizontal al este de la fosa, alcanzando valores de hasta ~52 m. La magnitud de momento sísmico de las interfaces C y D es de 8.2 y 9.0, respectivamente, mientras que la magnitud de la etapa co-sísmica, considerando las 4 interfaces es de 9.3.

Los desplazamientos horizontales teóricos calculados se ajustan de manera excelente a los observados (Figura 5.4a), entregando residuales de 0.7% y 7.8%, para las componentes este y norte, respectivamente. Los desplazamientos verticales teóricos se ajustan de buena forma a los observados (Figura 5.4b), sin embargo, en algunas estaciones la magnitud del desplazamiento teórico es menor a la observada, entregando un residual de 2.3%.



**Figura 5.3: Distribución de deslizamientos etapa co-sísmica.** a) interfaz A. b) interfaz B. c) interfaz C. d) interfaz D.

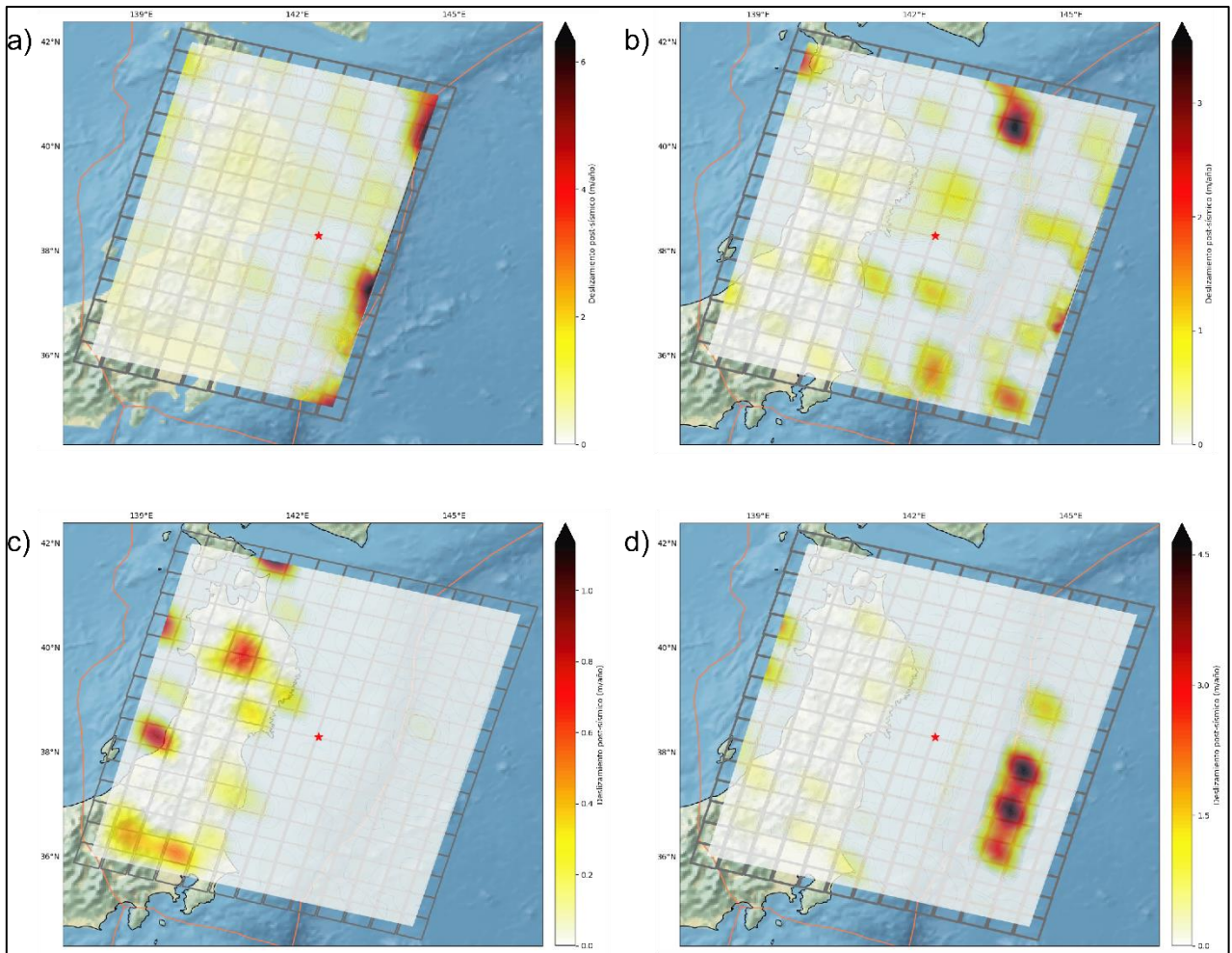


**Figura 5.4: Desplazamientos co-sísmicos.** a) desplazamientos horizontales observados y calculados a través del modelo. A la derecha se presentan los vectores residuales (observado-calculado). b) desplazamientos verticales observados y calculados a través del modelo. A la derecha se presentan los vectores residuales (observado-calculado).

### 5.1.2. Post-sísmico

La distribución de velocidades para la etapa post-sísmica (de 2.85 años) se presenta en la Figura 5.5. La magnitud de momento sísmico asociado a la interfaz A es de 8.5, con velocidades máximas de  $\sim 6$  m/año distribuidas a lo largo de la fosa. Por su parte, los *peaks* de velocidades en la interfaz B están más dispersos en el área, pero siguen un patrón similar al presentado por esta misma interfaz durante el periodo co-sísmico, sin embargo,





**Figura 5.5: Distribución de deslizamientos etapa post-sísmica. a) interfaz A. b) interfaz B. c) interfaz C. d) interfaz D.**

en este caso, las velocidades más altas se ubican hacia los extremos de la interfaz, en los límites norte, noroeste y sur, llegando a los  $\sim 3,5$  m/año. La magnitud de momento sísmico calculado para esta interfaz es de 8.4.

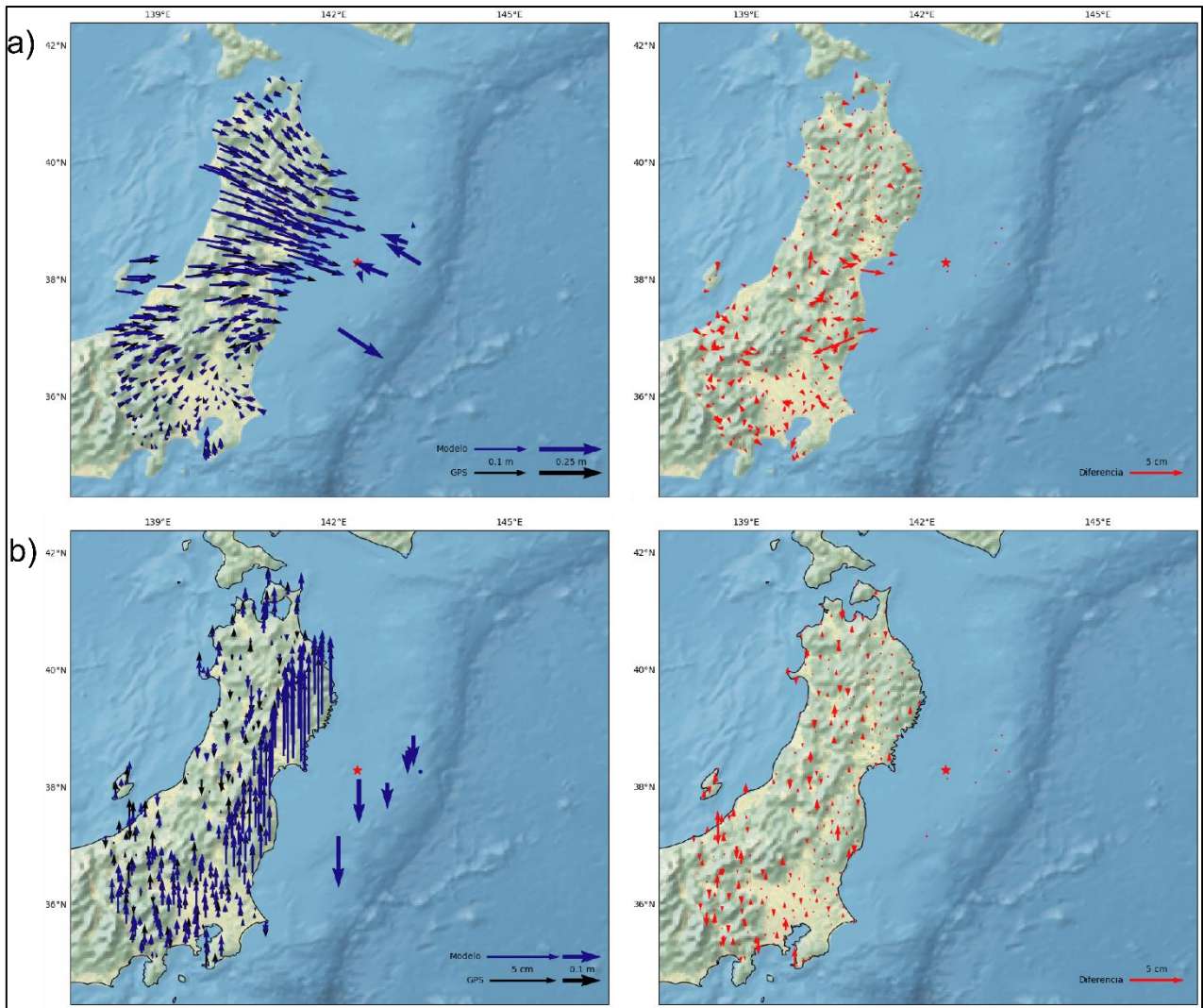
Respecto a la interfaz C, las zonas de mayor velocidad se distribuyen bajo Japón, al oeste del área de estudio, calculándose una velocidad máxima de  $\sim 1$  m/año, mientras que en la interfaz D las zonas de mayor velocidad están próximas a la fosa, pero al este de esta misma, al igual que para la etapa co-sísmica, alcanzando una velocidad máxima de  $\sim 4,5$  m/año. Las magnitudes de momento sísmico para las interfaces C y D son de 8.0 y 8.3,

respectivamente, mientras que la magnitud de la etapa post-sísmica, considerando las 4 interfaces es de 8.8.

Las velocidades máximas obtenidas tienen valores similares a los valores de *afterslip* calculados por Johnson y otros (2012), Yamagiwa y otros (2014) y Freed y otros (2017), quienes recuperaron *afterslips* cuyos máximos varían entre 3,5 m y 8 m, mientras que las velocidades máximas mencionadas anteriormente varían entre 1 m/año y 6 m/año. Sin embargo, la distribución del *afterslip* obtenida por estos autores difiere de la obtenida en esta Memoria de Título, pues mientras sus mayores valores de *afterslip* se concentran al oeste del epicentro, específicamente entre el epicentro y el territorio japonés, las velocidades obtenidas se encuentran más dispersas, siendo la interfaz C la que presenta una distribución con mayor similitud a la de los autores. No obstante, estos 3 investigadores obtuvieron valores importantes de *afterslip* en las cercanías de la fosa, similar a la distribución presentada por la interfaz A.

Al comparar las velocidades observadas y las calculadas teóricamente notamos que las velocidades horizontales (Figura 5.6a) se ajustan de muy buena forma, mientras que las velocidades verticales (Figura 5.6b) nuevamente presentan diferencias en la magnitud, bien no así en la dirección.





**Figura 5.6: Desplazamientos post-sísmicos.** a) desplazamientos horizontales observados y calculados a través del modelo. A la derecha se presentan los vectores residuales (observado-calculado). b) desplazamientos verticales observados y calculados a través del modelo. A la derecha se presentan los vectores residuales (observado-calculado).

## 5.2. Test de resolución

El test de resolución, como su nombre lo indica, es una prueba cuya finalidad consiste en evaluar la resolución espacial del modelo. Para llevarlo a cabo, se asigna un deslizamiento conocido, o sintético, a cada sub-falla, ya sea agrupándolas en bloques, con un mismo slip, o designando un slip distinto para cada una de ellas. Así, se selecciona un patrón de *chessboard*, o tablero de ajedrez, otorgando a cada bloque, compuesto por 4 sub-fallas, un deslizamiento de 0 o 1 metro, de manera alternada. Además, se realiza

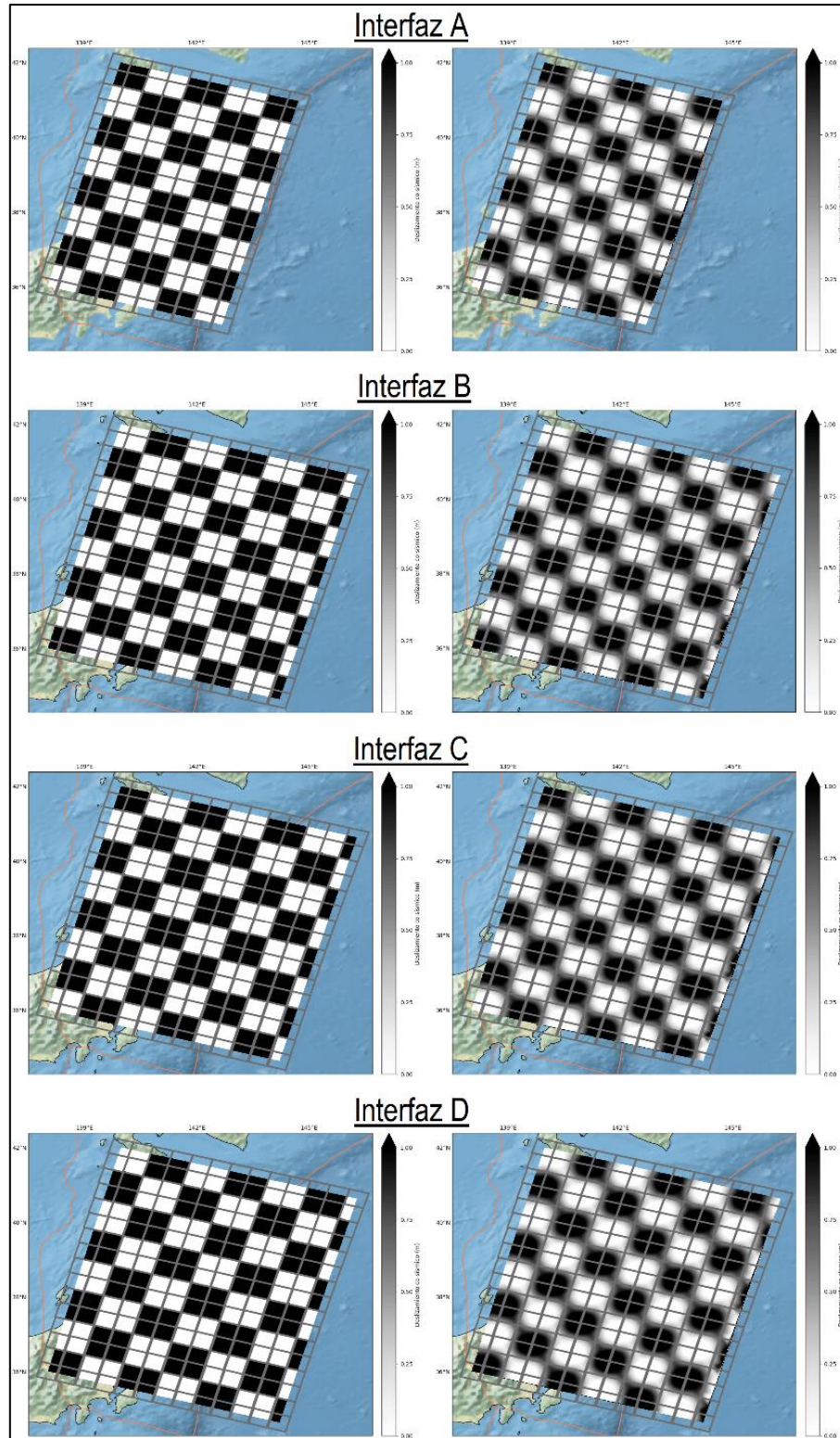
este test de manera simultánea con las 4 interfaces, por lo que el patrón de una interfaz se complementa con el de las interfaces más próximas. Una vez determinado el deslizamiento sintético de cada sub-falla, se calculan las observaciones sintéticas resolviendo el sistema presentado en la ecuación 5.1.

$$(A_{801 \times 160} \quad B_{801 \times 208} \quad C_{801 \times 208} \quad D_{801 \times 208}) \cdot \begin{pmatrix} S_{160 \times 1}^A(\text{sintético}) \\ S_{208 \times 1}^B(\text{sintético}) \\ S_{208 \times 1}^C(\text{sintético}) \\ S_{208 \times 1}^D(\text{sintético}) \end{pmatrix} = V_{801 \times 1}(\text{sintético}) \quad (5.1)$$

Luego, se realiza la operación inversa (5.2), recuperando deslizamientos en cada sub-falla y comparándolos con lo ingresados inicialmente, determinando de esta manera la confiabilidad del modelo y la resolución espacial de este.

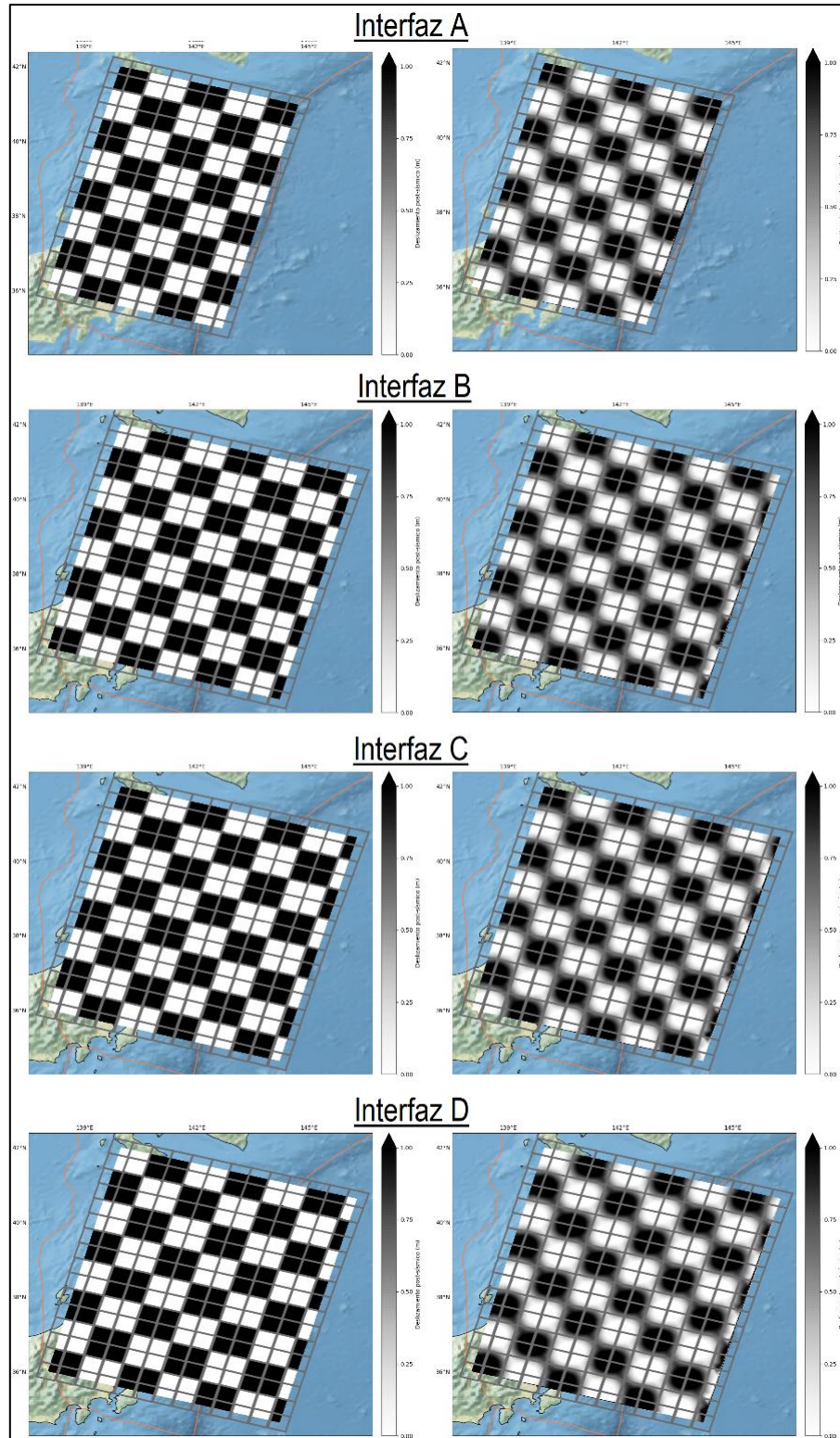
$$(A_{801 \times 160} \quad B_{801 \times 208} \quad C_{801 \times 208} \quad D_{801 \times 208}) \cdot \begin{pmatrix} S_{160 \times 1}^A(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^B(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^C(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^D(\text{recuperado}) \end{pmatrix} = V_{801 \times 1}(\text{sintético}) \quad (5.2)$$

Los resultados del test para las etapas co- (Figura 5.7) y post-sísmicas (Figura 5.8) determinan que existe un gran grado de correlación entre los deslizamientos sintéticos y los recuperados, para las 4 interfaces. Adicionalmente, esta excelente correlación no varía con la distancia a los puntos de observación. El ajuste presenta residuales de  $4.8 \times 10^{-12}\%$  y  $2.7 \times 10^{-13}\%$  para las etapas co- y post-sísmicas, respectivamente.



**Figura 5.7:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica. A la izquierda los desplazamientos sintéticos, a la derecha los desplazamientos recuperados.





**Figura 5.8: Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica. A la izquierda los deslizamientos sintéticos, a la derecha los deslizamientos recuperados.**

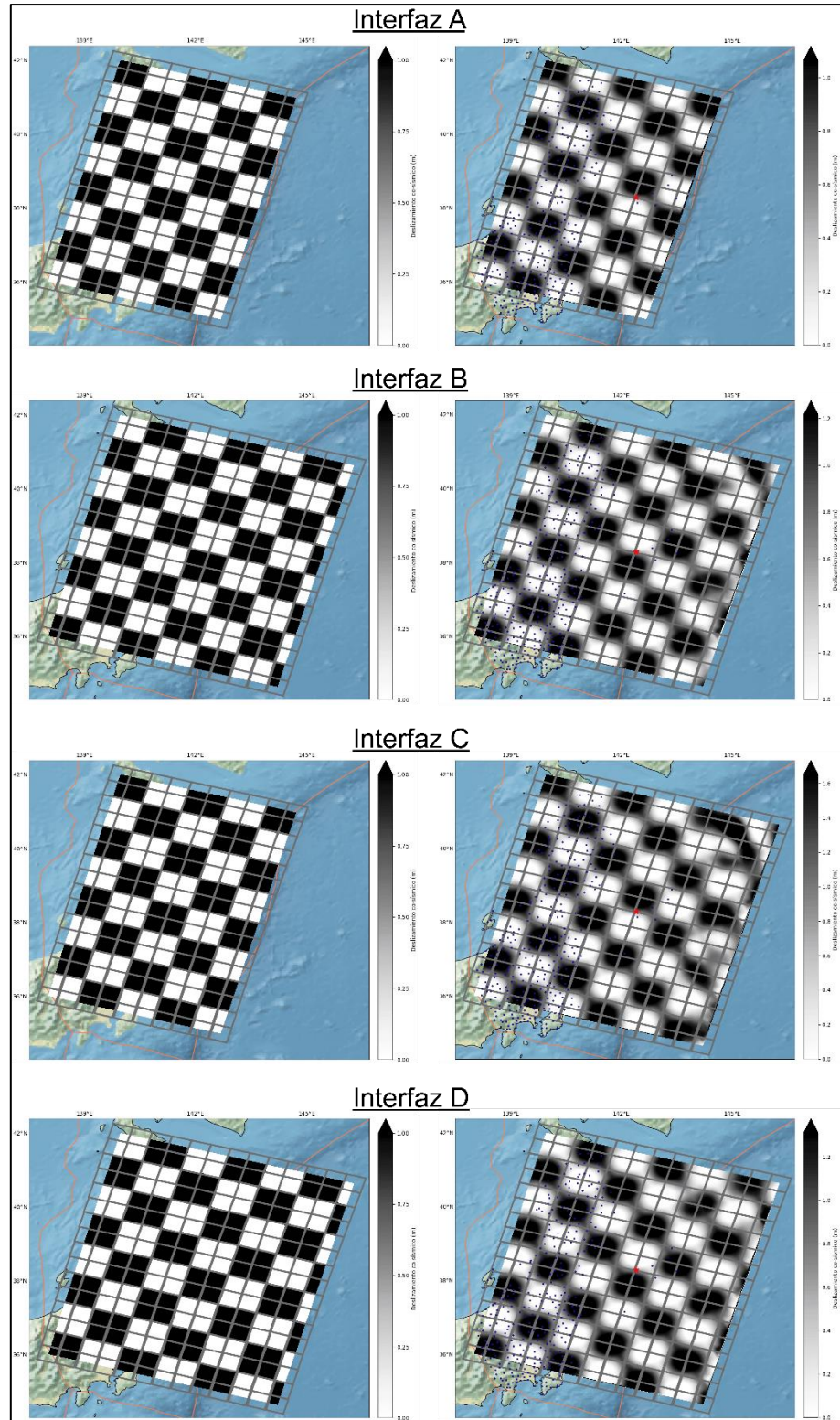
Luego, para evaluar la estabilidad del modelo y el test de resolución, se agrega ruido a las observaciones sintéticas obtenidas mediante la ecuación 5.1. El ruido corresponde a un pequeño porcentaje del mismo valor de la observación. Posteriormente, se realiza una inversión como lo indica la ecuación 5.3, recuperando deslizamientos para cada sub-falla y determinando de qué manera se ve afectado el modelo ante el ruido.

$$(A_{801 \times 160} \quad B_{801 \times 208} \quad C_{801 \times 208} \quad D_{801 \times 208}) \cdot \begin{pmatrix} S_{160 \times 1}^A(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^B(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^C(\text{recuperado}) \\ S_{208 \times 1}^D(\text{recuperado}) \end{pmatrix} = V_{801 \times 1}(\text{sint+ruido}) \quad (5.3)$$

Este ejercicio se realizó con 0,001%, 0,01% y 0,1% de ruido para los modelos de las etapas co- y post-sísmicas, lo que corresponde a ruido en unidades de 0,01 milímetros, 0,1 milímetros y milímetros, respectivamente. Los resultados se presentan en las figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13 y 5.14.

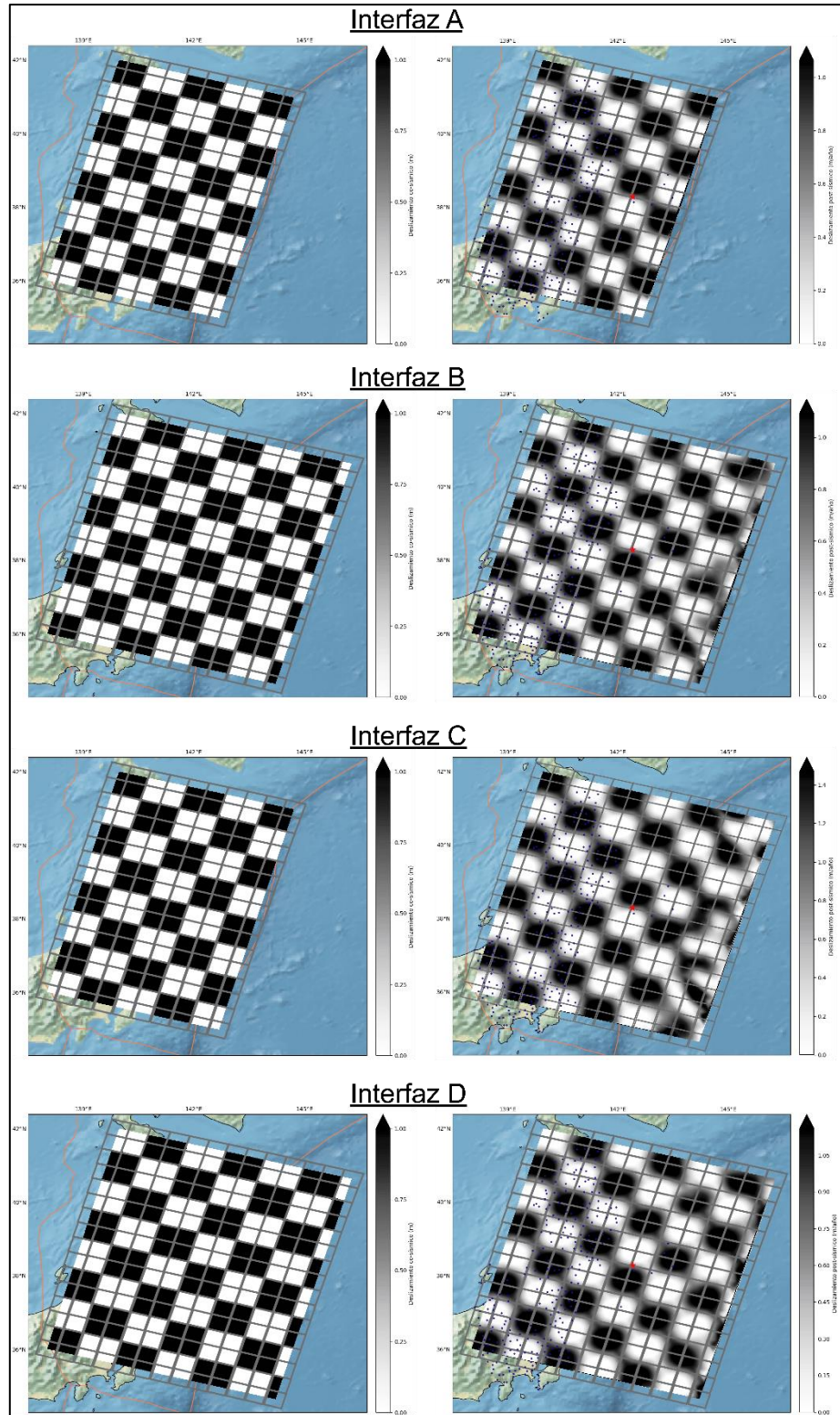
Al analizar estas figuras, se observa una excelente resolución en aquellas zonas próximas a los puntos de observación, que disminuye gradualmente al alejarse de ellos. De la misma forma, se percibe una pérdida de resolución al aumentar la profundidad de las interfaces, donde la interfaz A es aquella que presenta la mejor resolución, seguida del interfaz B, y finalmente las interfaces C y D. La inversión con un 0,001% de ruido (Figuras 5.9 y 5.10) presentan una excelente resolución, incluso en las cercanías a la fosa, aunque disminuye levemente al aumentar la distancia a las estaciones GPS. La inversión con 0,01% (Figuras 5.11 y 5.12) de ruido muestra una buena resolución sobre el territorio japonés, pero disminuye al acercarse a la fosa, donde la densidad de puntos de observación disminuye considerablemente. Finalmente, la inversión con 0,1% (5.13 y 5.14) exhibe una disminución de resolución incluso en aquellas zonas donde existe una importante densidad de puntos de observación.

De acuerdo al Laboratorio Geodésico de Nevada el registro de las estaciones GPS tiene una precisión de micrómetros (0,001 milímetros) para la coordenada norte, mientras que la coordenada este depende de la velocidad en la dirección norte, pero es menor a 0,1 milímetros para las velocidades tectónicas. En base a esto, el error asociado a las estaciones GPS es de un orden de magnitud menor al error utilizado en la inversión con un 0,001% de ruido (0,01 milímetros) donde, como se mencionó anteriormente, se consigue una excelente resolución incluso en las cercanías de la fosa.

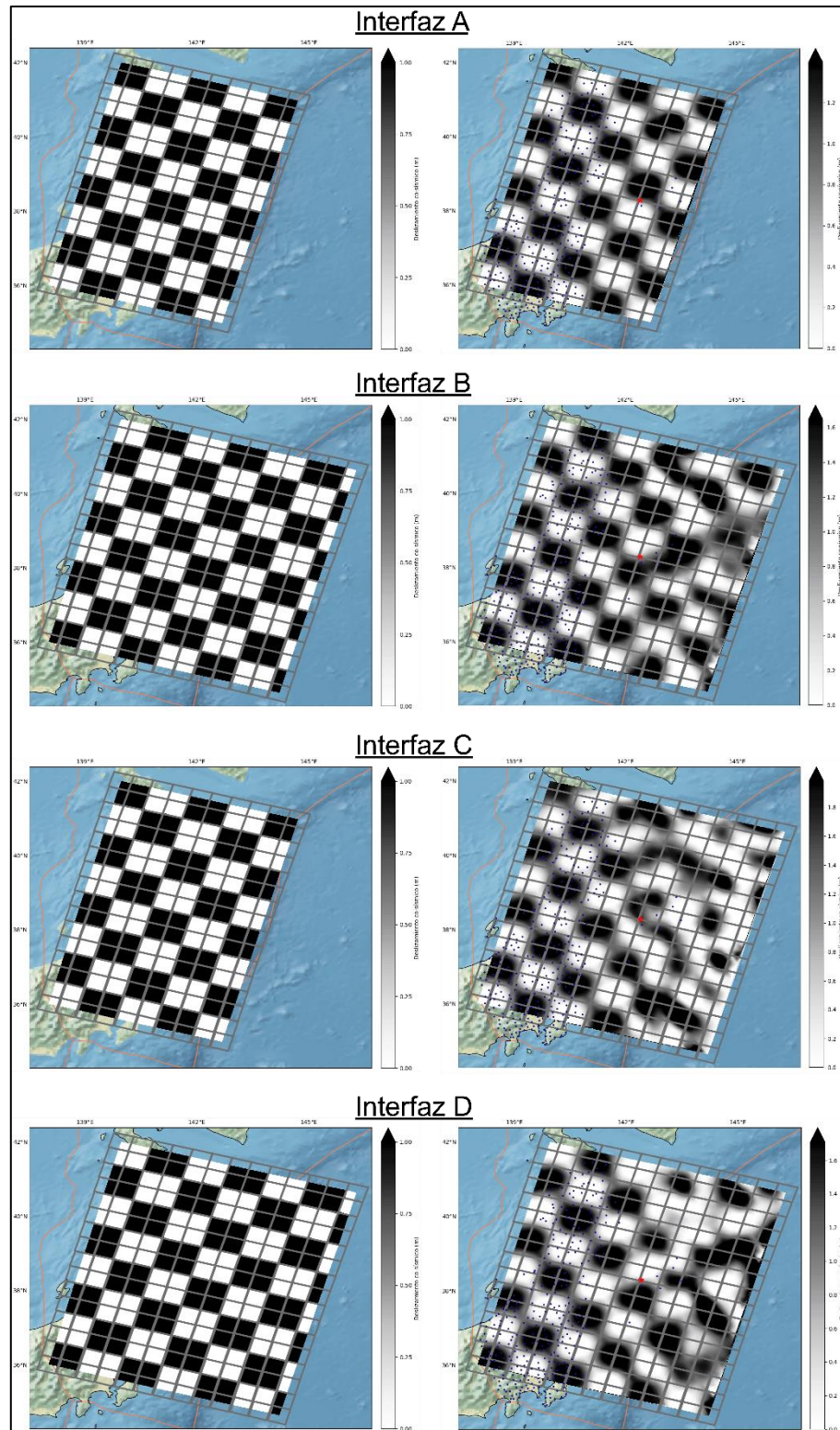


**Figura 5.9:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,001% de ruido. A la izquierda los deslizamientos sintéticos, a la derecha los deslizamientos recuperados.



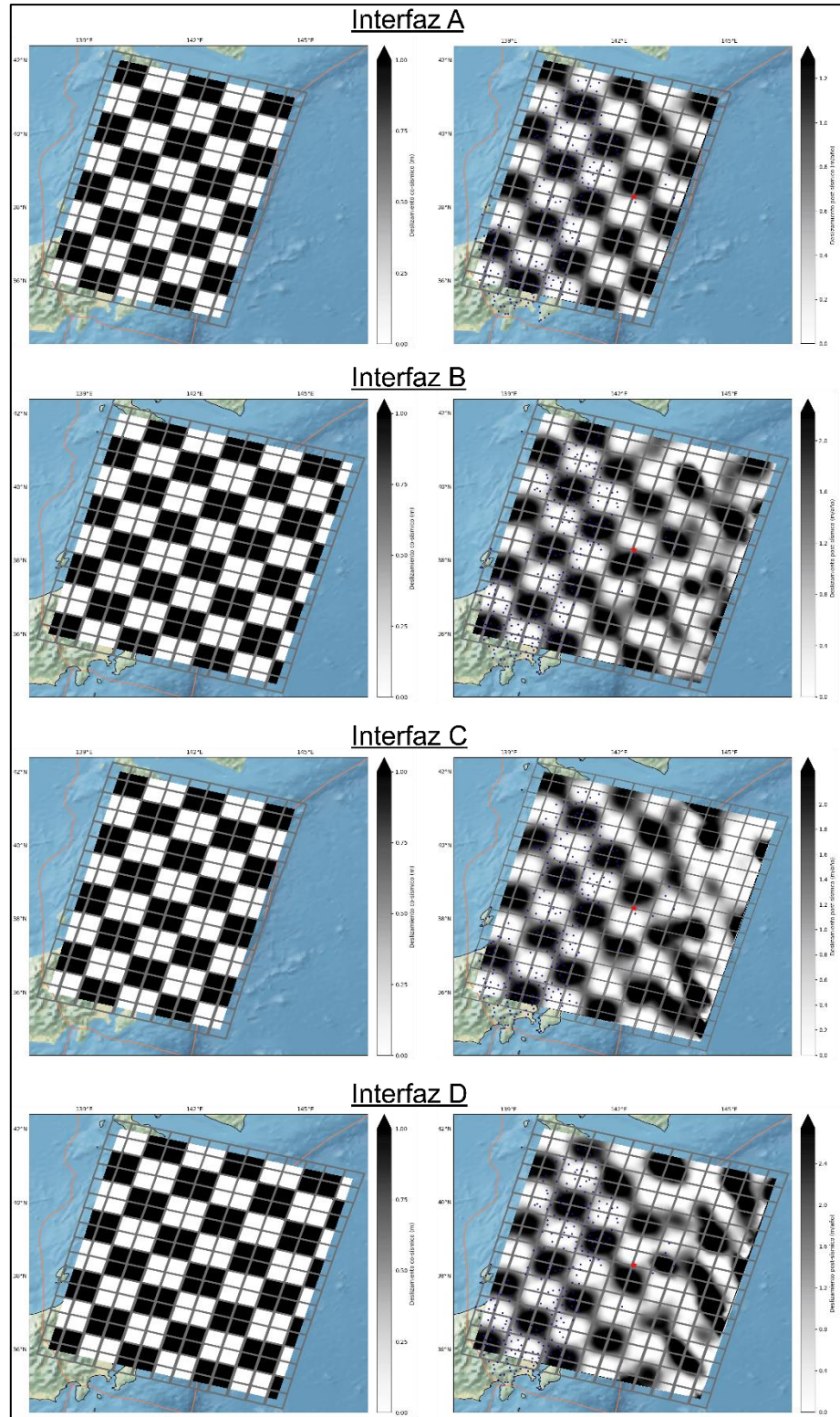


**Figura 5.10:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,001% de ruido. A la izquierda los deslizamientos sintéticos, a la derecha los deslizamientos recuperados.

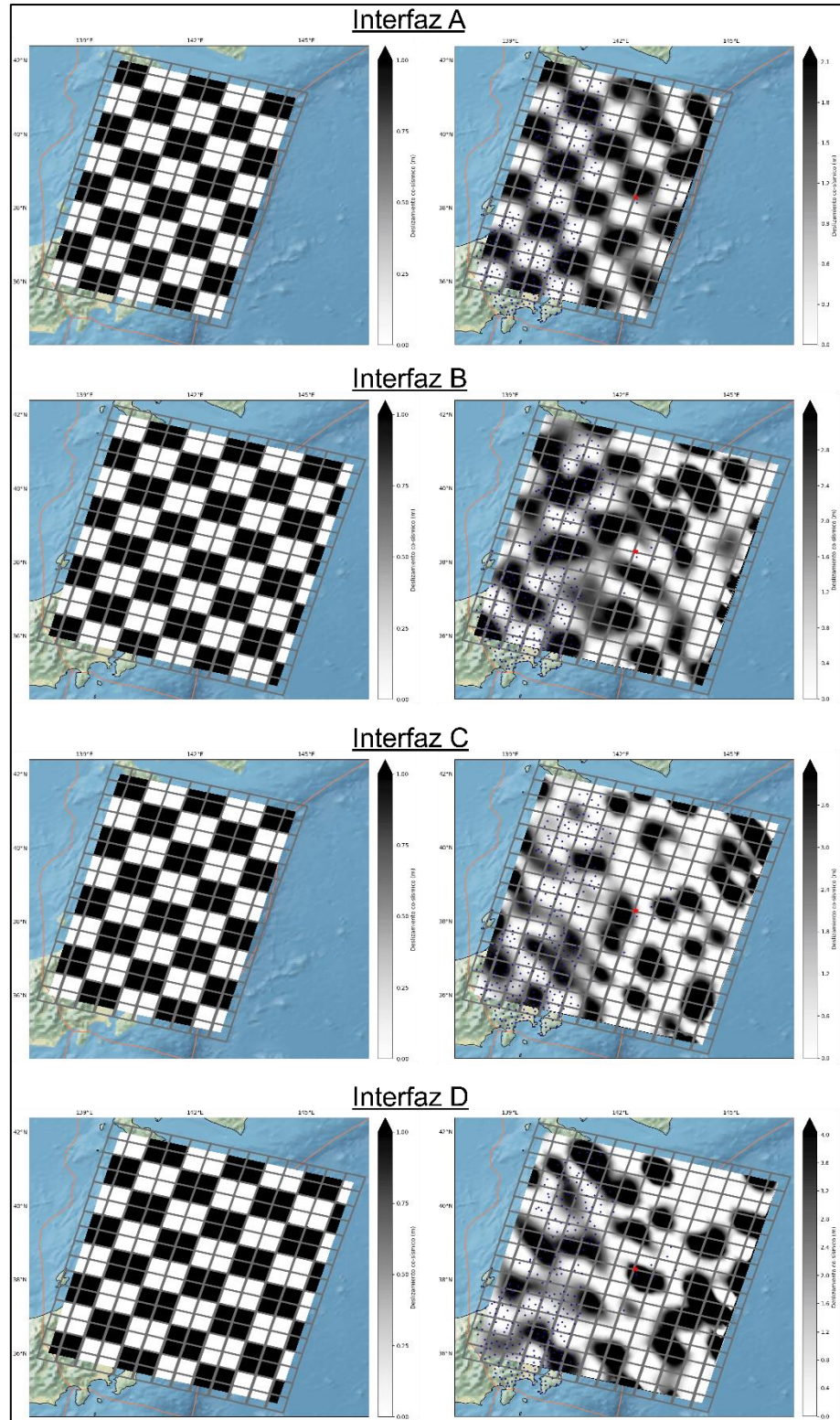


**Figura 5.11:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,01% de ruido. A la izquierda los desplazamientos sintéticos, a la derecha los desplazamientos recuperados.



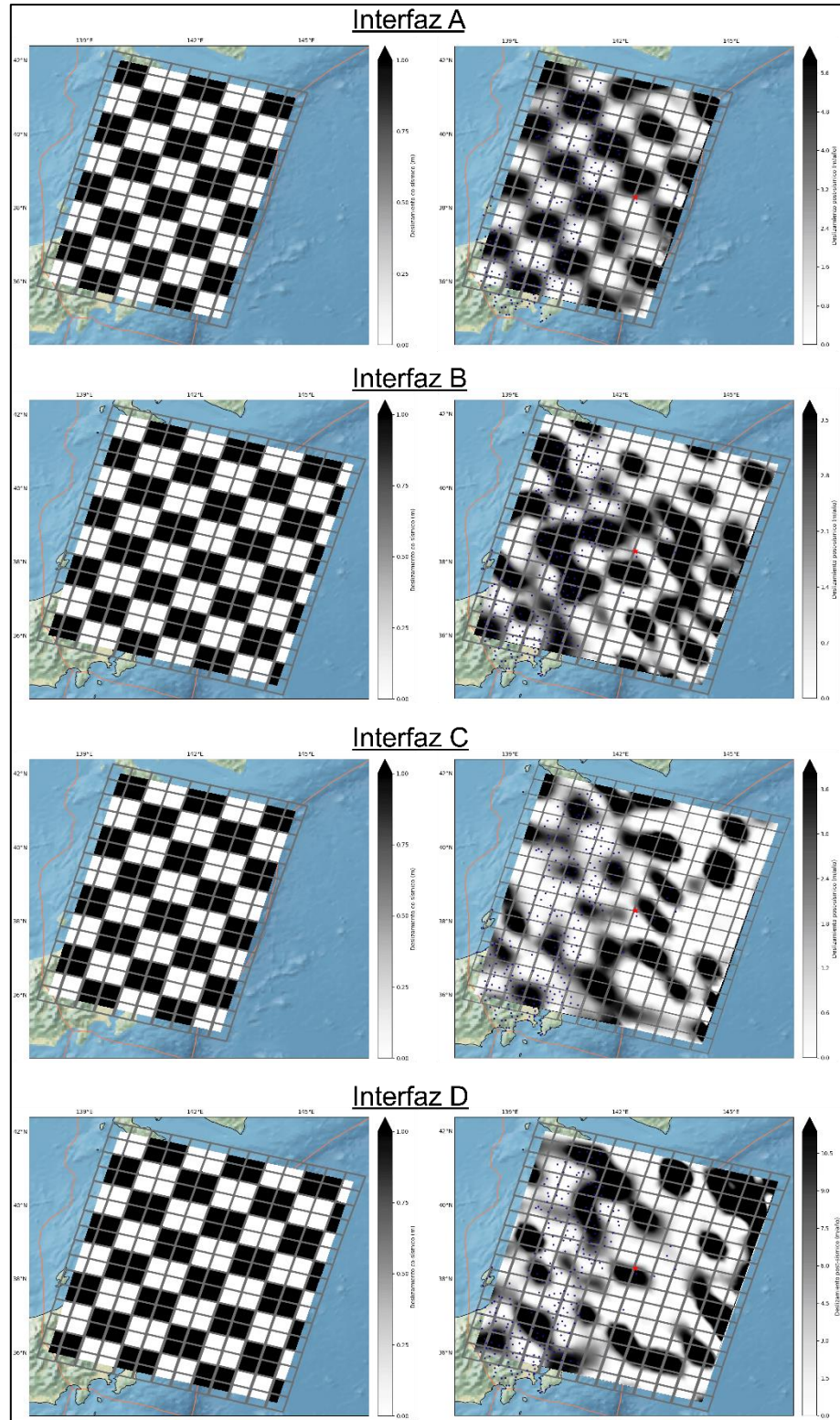


**Figura 5.12:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,01% de ruido. A la izquierda los deslizamientos sintéticos, a la derecha los deslizamientos recuperados.



**Figura 5.13:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa co-sísmica con un 0,1% de ruido. A la izquierda los desplazamientos sintéticos, a la derecha los desplazamientos recuperados.





**Figura 5.14:** Resultados del test de resolución en las 4 interfaces para la etapa post-sísmica con un 0,1% de ruido. A la izquierda los deslizamientos sintéticos, a la derecha los deslizamientos recuperados.

## 6.CONCLUSIÓN

Primeramente, se hace necesario mencionar que esta Memoria de Título tenía por objetivo alcanzar un mayor entendimiento de la cinemática en torno al slab durante las etapas co- y post-sísmicas, contemplando además la distribución de deslizamientos en la zona de transición frágil-dúctil. Para ello se utiliza un modelo de slab con geometría idealizada, o simplificada, que a su vez se basa en el Slab Model propuesto por Sieh y otros (1999), posteriormente utilizado por Aguirre y otros (2019) en el margen chileno. Nuestro caso de estudio corresponde al terremoto de Tohoku-Oki (Mw 9.1) que afectó a Japón en el año 2011, siendo registrado por una densa red de estaciones GPS, cuyos registros, junto al código propuesto por Gao y otros (2017) constituyen las herramientas principales empleadas para conseguir dicho objetivo.

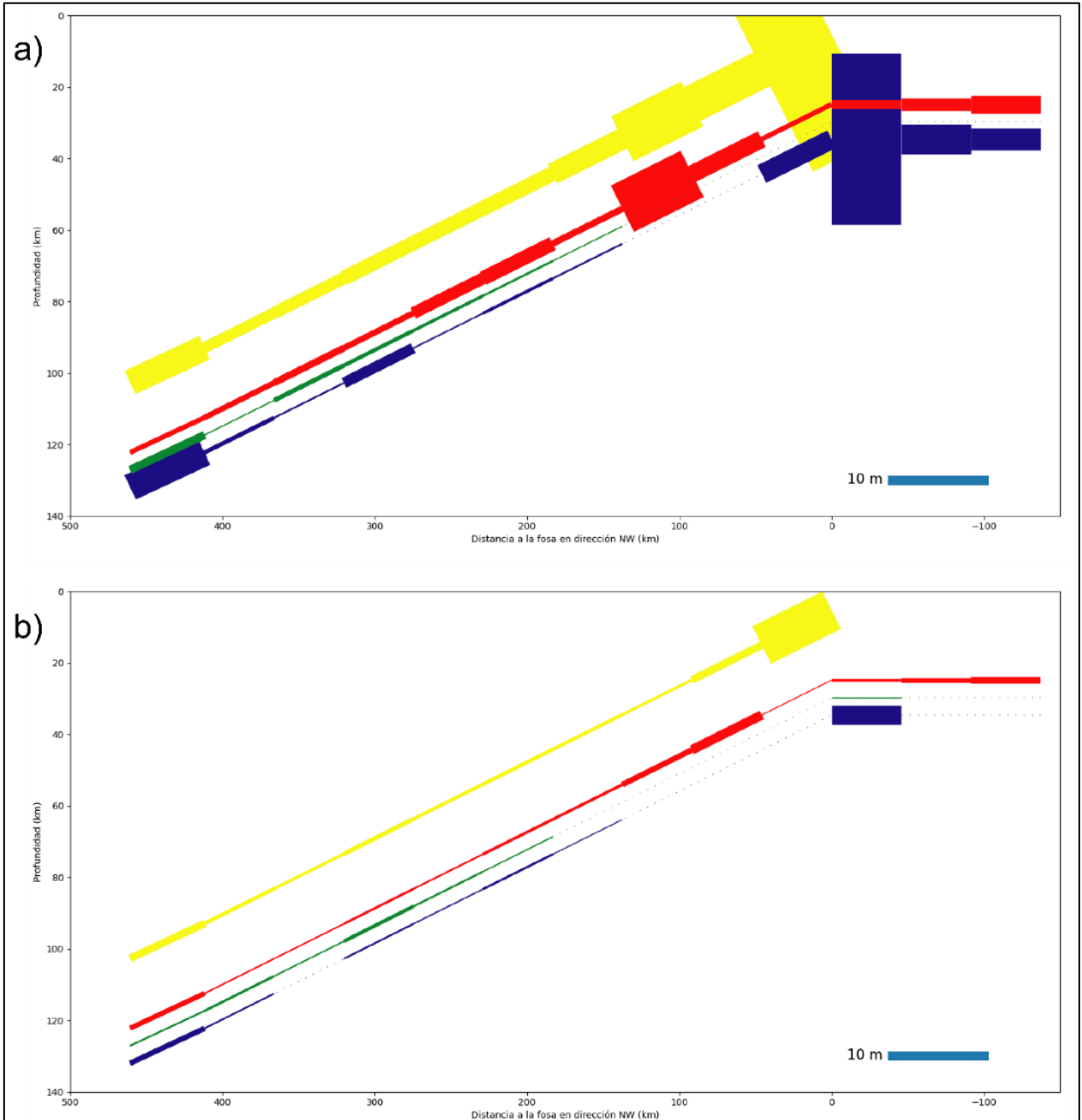
A través del modelo propuesto, y utilizando 323 estaciones GPS (316 estaciones terrestres y 7 estaciones de fondo oceánico), se determinaron deslizamientos máximos de ~64 m, ~14 m, ~6 m y ~52 m, y magnitudes de momentos sísmicos de 9.0, 8.9, 8.2 y 9.0 para las interfaces A, B, C y D, respectivamente, durante el periodo co-sísmico. No obstante, la magnitud de momento reportada por la USGS, obtenida mediante la inversión de ondas sísmicas es de 9.1, por lo que se podría presumir que las magnitudes recuperadas en conjunto superarían a esta magnitud. Sin embargo, Vera (2016) mediante un modelo de falla finita basado en formas de ondas de Fase-W, compuesto por 2 interfaces, una superior con un movimiento relativo de tipo inverso y una inferior con un movimiento relativo de tipo normal, determinó una magnitud de momento de 9.1 y 8.8 para estas interfaces, respectivamente, lo que indicaría que al emplear un mayor número de interfaces se podría esperar una mayor magnitud de momento asociada, ya sea mediante inversión de observaciones de GPS o de ondas sísmicas.

Empleando 268 estaciones GPS (262 estaciones terrestres y 7 estaciones de fondo oceánico), se recuperaron deslizamientos máximos de ~6m, ~3,5 m, ~1 m y ~ 4,5 m, y magnitudes de momentos sísmicos de 8.5, 8.4, 8.0 y 8.4, en las interfaces A, B, C y D, respectivamente, desarrollados durante un periodo de ~2.85 años posterior al terremoto

de Tohoku-Oki. Respecto a la disposición espacial de estos deslizamientos máximos, ambas etapas analizadas presentan una distribución similar, concentrando la mayor parte de los deslizamientos en las zonas aledañas al epicentro (interfaz B) y a la fosa (interfaces A y D), a excepción de la interfaz C, en la cual los deslizamientos máximos se encuentran bajo Japón, en el límite oeste del plano. Si bien ambas etapas presentan una distribución de deslizamientos similar, esta no es idéntica, sino que es complementaria. Así, la distribución de slips de la etapa post-sísmica presenta deslizamientos significativos en las zonas donde se produjeron los deslizamientos máximos durante la etapa co-sísmica, y alrededor de estos últimos puntos se encuentran los slips máximos post-sísmicos. En vista de esta relación espacial, se puede presumir una correlación entre las zonas donde se produjeron los deslizamientos co-sísmicos máximos y aquellas donde se recuperaron las velocidades post-sísmicas más elevadas, estableciendo una relación complementaria entre ambas etapas. Así, las zonas con mayores velocidades de relajación durante la etapa post-sísmica se desarrollan en las cercanías de aquellas zonas asociadas a una mayor descarga de energía en el co-sísmico. Al trazar un perfil perpendicular a la dirección del rumbo, con el objetivo de representar el cambio del deslizamiento con la variación de la profundidad y la distancia a la fosa, y proyectar los slips de todas las sub-fallas con un mismo  $j$  (Figura 4.11) sobre este perfil se obtiene la Figura 6.1, donde el grosor de la línea aumenta de manera proporcional a la suma de estos deslizamientos.

En este perfil se puede observar que tanto los desplazamientos y velocidades con mayores magnitudes se encuentran en las interfaces A y D, inmediatamente al oeste y este de la fosa, respectivamente. En cuanto a la relajación post-sísmica bajo el slab, a profundidades menores a  $\sim 60$  km, las velocidades se concentran en las interfaces B y D, presentando un *peak* en la interfaz D y una ordenación más uniforme en la interfaz B, mientras que a profundidades mayores las velocidades se distribuyen equitativamente entre las 3 interfaces inferiores, variando ligeramente en magnitud con la profundidad. De acuerdo con esto, la relajación post-sísmica en la zona de transición frágil-dúctil estaría relacionada a un mecanismo que actúa de manera paralela al slab, similar a un flujo, acomodando las velocidades uniformemente entre las interfaces B, C y D, a excepción

de la zona somera cercana a la fosa, donde la distribución de las velocidades está condicionada por los elevados deslizamientos de la etapa co-sísmica.



**Figura 6.1: Perfil distancia a la fosa vs profundidad.** El grosor de la línea es proporcional a la suma de los slips. La línea punteada indica las zonas donde la suma de slips es 0. Los colores amarillo, rojo, verde y azul, representan las interfaces A, B, C y D, respectivamente. a) etapa co-sísmica. b) etapa post-sísmica.

Como se mencionó anteriormente, los mayores deslizamientos en ambas etapas se encuentran en las interfaces A y D. En el co-sísmico, el slip máximo de la interfaz D es un 80% del deslizamiento máximo de la interfaz A, mientras que en el post-sísmico corresponde a un 75%. Los deslizamientos de las interfaces B y C son menores a los recuperados en A y D, no obstante, no son despreciables. Las magnitudes de momento sísmico en las interfaces normales varían entre 9.0 y 8.2 en el co-sísmico, y entre 8.4 y 8.0 para el post-sísmico, lo que aporta significativamente a la energía total liberada asociada al terremoto. En vista de esto, las interfaces normales contribuyen de manera importante durante el ciclo sísmico, presentado procesos de descarga y relajación en forma conjunta con la interfaz A.

Por otra parte, a través de los resultados del test de resolución se determina que el modelo presenta un excelente grado de confiabilidad y que este varía significativamente con la distancia a la red de estaciones GPS posicionada principalmente sobre Japón, solo cuando el ruido excede de manera importante al error asociado a estas estaciones. De esta manera se consiguen recuperar deslizamientos incluso en las sub-fallas más al este de la zona de estudio. En base a este modelo, y las funciones de Green construidas utilizando el código de Gao y otros (2017) se ha conseguido una muy buena resolución en las zonas próximas a la fosa, e incluso al este de esta misma, zonas en las que usualmente no se ha alcanzado este nivel de resolución, por lo que constituye un avance importante en este ámbito.

Finalmente, este modelo toma como base el Slab Model, y busca aumentar el entendimiento en torno a los terremotos de subducción, otorgando más herramientas destinadas a brindar seguridad a la población ante los riesgos sísmicos. Por ello, mediante la incorporación, en un único modelo, de la DZB, incluida previamente en otros modelos, y la transición frágil-dúctil, o análogamente la capa de baja viscosidad que produce el desacople mecánico, se ha recuperado la distribución de deslizamientos y velocidades en 4 interfaces para las etapas co- y post-sísmicas del terremoto de Tohoku-Oki, determinando, además, una relación complementaria tanto en magnitud como en ubicación de estos procesos de descarga y relajo. Esto a través de un modelo con

excelente resolución espacial, presumiblemente debido al uso del código de Gao (2017), que a su vez se basa en la SDT de Tanaka y otros (2006, 2007) para una Tierra esféricamente simétrica, auto-gravitatoria y viscoelástica. Respecto al mecanismo de relajación que actúa sobre la zona de transición frágil-dúctil, se ha logrado determinar que es equitativo dentro de su volumen y que acomoda deformación de manera paralela al slab. No obstante, futuras investigaciones podrían aumentar la cantidad de interfaces en esta zona, con el fin de discretizar más la deformación y adquirir un mayor detalle para su posterior análisis.



## 7. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., BATAILLE, K., NOVOA, C., PEÑA, C., & VERA, F. (2019). Kinematics of subduction processes during the earthquake cycle in Central Chile. *Seismological Research Letters*, 90(5), 1779-1791.
- AKI, K. & RICHARDS, P. G. (2002). Quantitative Seismology. University Science Books. 2nd edition.
- ALTAMIMI, Z., MÉTIVIER, L., & COLLILIEUX, X. (2012). ITRF2008 plate motion model. *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B7).
- AMMON, C. J., LAY, T., KANAMORI, H., & CLEVELAND, M. (2011). A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63, 693-696.
- BEVIS, M., & BROWN, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88, 283-311.
- BRUDZINSKI, M. R., THURBER, C. H., HACKER, B. R., & ENGDAHL, E. R. (2007). Global prevalence of double Benioff zones. *Science*, 316(5830), 1472-1474.
- BUROV, E. B. (2011). Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and petroleum Geology*, 28(8), 1402-1443.
- CONTRERAS, M., TASSARA, A., GERBAULT, M., ARAYA, R., & BATAILLE, K. (2016). Interseismic deformation at subduction zones investigated by 2D numerical modeling: case study before the 2010 Maule earthquake. *Andean geology*, 43(3), 247-262.
- FREED, A. M., HASHIMA, A., BECKER, T. W., OKAYA, D. A., SATO, H., & HATANAKA, Y. (2017). Resolving depth-dependent subduction zone viscosity and afterslip from postseismic displacements following the 2011 Tohoku-oki, Japan earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 279-290.
- FUJII, Y., SATAKE, K., SAKAI, S. I., SHINOHARA, M., & KANAZAWA, T. (2011). Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7), 815-820.
- GAO, S., FU, G., LIU, T., & ZHANG, G. (2017). A new code for calculating post-seismic displacements as well as Geoid and gravity changes on a layered visco-elastic spherical earth. *Pure and Applied Geophysics*, 174(3), 1167-1180.
- GOVERS, R., FURLONG, K. P., VAN DE WIEL, L., HERMAN, M. W., & BROERSE, T. (2018). The geodetic signature of the earthquake cycle at subduction zones: Model constraints on the deep processes. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 6-49.

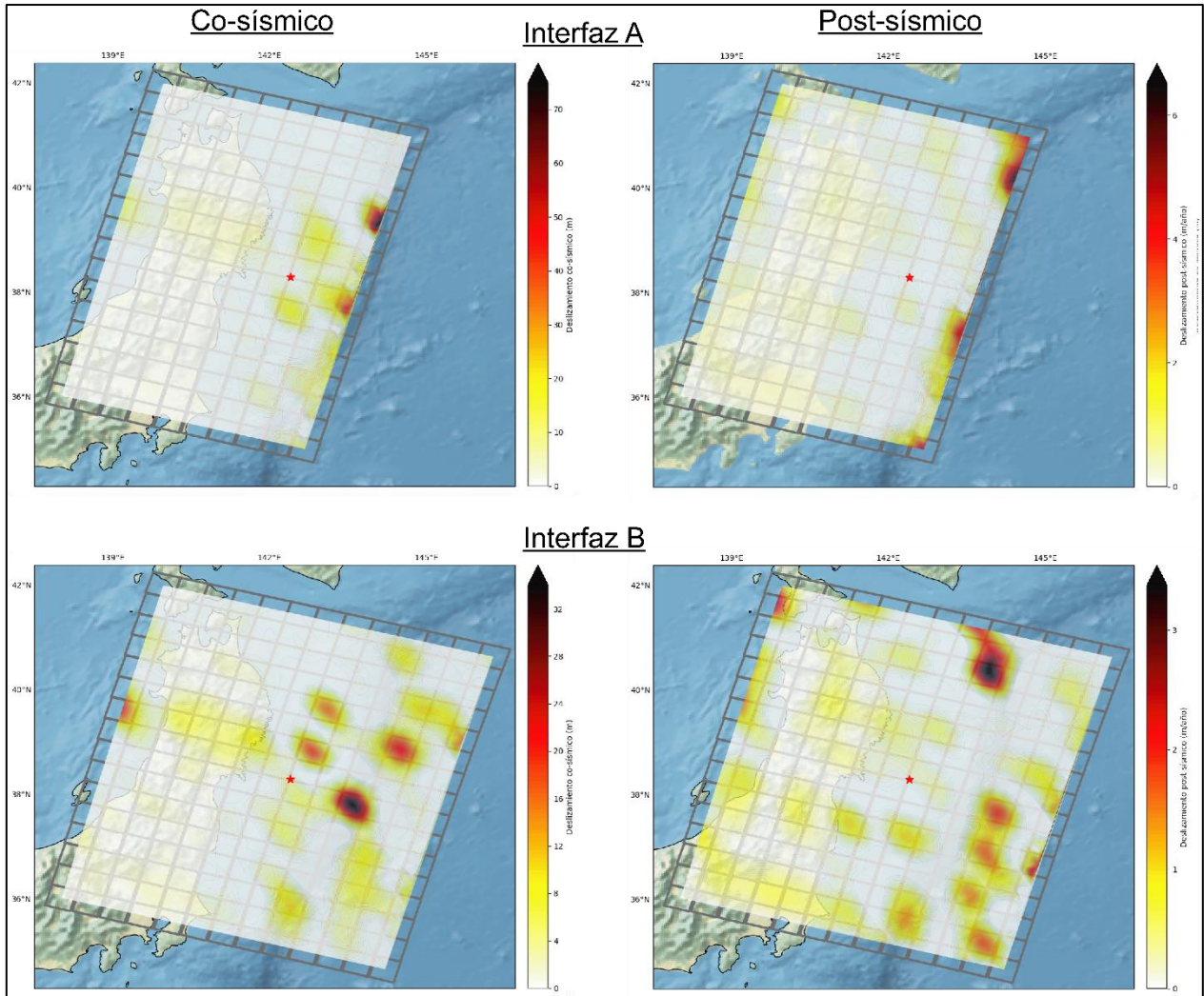
- GUSMAN, A. R., TANIOKA, Y., SAKAI, S., & TSUSHIMA, H. (2012). Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data. *Earth and Planetary Science Letters*, 341, 234-242.
- HASEGAWA, A., UMINO, N., & TAKAGI, A. (1978). Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern Japan arc. *Geophysical Journal International*, 54(2), 281-296.
- HAYES, G. P. (2011). Rapid source characterization of the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7), 529-534.
- HAYES, G. P. (2017). The finite, kinematic rupture properties of great-sized earthquakes since 1990. *Earth and Planetary Science Letters*, 468, 94-100.
- HU, Y., & WANG, K. (2012). Spherical-Earth finite element model of short-term postseismic deformation following the 2004 Sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5).
- IDE, S., BALTAY, A., & BEROZA, G. C. (2011). Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 332(6036), 1426-1429.
- 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B2), 2177-2191.
- JOHNSON, K. M., FUKUDA, J. I., & SEGALL, P. (2012). Challenging the rate-state asperity model: Afterslip following the 2011 M9 Tohoku-oki, Japan, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 39(20).
- KANAMORI, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.
- 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. *Geophysical Research Letters*, 38(24).
- LAY, T., AMMON, C. J., KANAMORI, H., XUE, L., & KIM, M. J. (2011). Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, planets and space*, 63, 687-692.
- MOLINA, D., 2017. Modelo de deformación post-sísmica asociado al terremoto Tohoku-Oki 9.0 Mw 2011, usando after-slip model y datos GPS. (Tesis de pregrado).

Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,  
Departamento de Geofísica.

- 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.
- LAY, T., & WALLACE, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic. Inc. San Diego, CA.
- OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- 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. *Bulletin of the seismological society of America*, 103(2B), 1473-1492.
- 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(6036), 1395-1395.
- SAVAGE, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6), 4984-4996.
- SHAO, G., LI, X., JI, C., & MAEDA, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 M w 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, planets and space*, 63, 559-564.
- SIEH, K., WARD, S. N., NATAWIDJAJA, D., & SUWARGADI, B. W. (1999). Crustal deformation at the Sumatran subduction zone revealed by coral rings. *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3141-3144.
- STEBLOV, G. M., EKSTRÖM, G., KOGAN, M. G., FREYMUELLER, J. T., TITKOV, N. N., VASILENKO, N. F., & KONDRATYEV, M. N. (2014). First geodetic observations of a deep earthquake: The 2013 Sea of Okhotsk Mw 8.3, 611 km-deep, event. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3826-3832.
- STERN, T. A., HENRYS, S. A., OKAYA, D., LOUIE, J. N., SAVAGE, M. K., LAMB, S., & IWASAKI, T. (2015). A seismic reflection image for the base of a tectonic plate. *Nature*, 518(7537), 85-88.
- SUN, T., WANG, K., IINUMA, T., HINO, R., HE, J., FUJIMOTO, H., ... & HU, Y. (2014). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514(7520), 84-87.

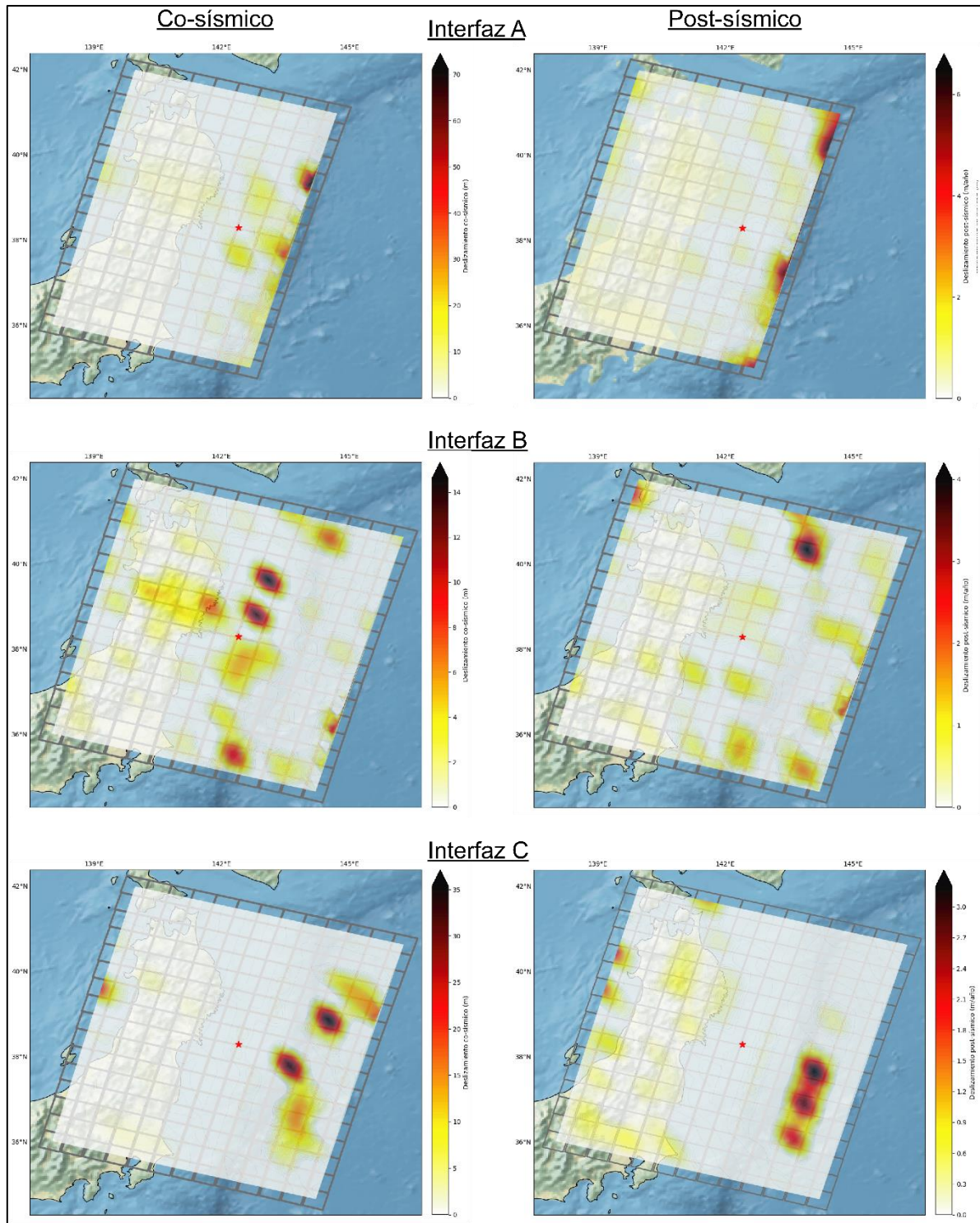
- TANAKA, Y., OKUNO, J., & OKUBO, S. (2006). A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (I)—vertical displacement and gravity variation. *Geophysical Journal International*, 164(2), 273-289.
- TANAKA, Y., OKUNO, J., & OKUBO, S. (2007). A new method for the computation of global viscoelastic post-seismic deformation in a realistic earth model (II)-horizontal displacement. *Geophysical Journal International*, 170(3), 1031-1052.
- VERA, F., 2016. 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 (Tesis de pregrado). Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geofísica.
- WATANABE, S. I., SATO, M., FUJITA, M., ISHIKAWA, T., YOKOTA, Y., UJIHARA, N., & ASADA, A. (2014). Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5789-5796.
- WEI, S., GRAVES, R., HELMBERGER, D., AVOUAC, J. P., & JIANG, J. (2012). Sources of shaking and flooding during the Tohoku-Oki earthquake: A mixture of rupture styles. *Earth and Planetary Science Letters*, 333, 91-100.
- YAGI, Y., & FUKAHATA, Y. (2011). Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- YAMAGIWA, S., MIYAZAKI, S. I., HIRAHARA, K., & FUKAHATA, Y. (2015). Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data. *Geophysical Research Letters*, 42(1), 66-73.
- YAMAZAKI, Y., LAY, T., CHEUNG, K. F., YUE, H., & KANAMORI, H. (2011). Modeling near-field tsunami observations to improve finite-fault slip models for the 11 March 2011 Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(7).
- YUE, H., & LAY, T. (2013). Source rupture models for the M w 9.0 2011 Tohoku earthquake from joint inversions of high-rate geodetic and seismic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1242-1255.

## 8. ANEXO



**Figura 8.1: Distribución de deslizamientos para modelo con dos interfaces.** Para la etapa co-sísmica se recuperaron deslizamientos máximos de 75 m y 34 m, para las interfaces A y B, respectivamente, con un momento de magnitud de 9.0 y 9.1, y una magnitud total de 9.3. Para la etapa post-sísmica se recuperaron deslizamientos máximos de 6.5 m y 3 m, para las interfaces A y B, respectivamente, con un momento de magnitud de 8.5 y 8.5, y una magnitud total de 8.7.





**Figura 8.2: Distribución de deslizamientos para modelo con tres interfaces.** Para la etapa co-sísmica se recuperaron deslizamientos máximos de 71 m, 14,6 m y 35 m para las interfaces A, B y C, respectivamente, con un momento de magnitud de 9.0, 8.9 y 8.9 y una magnitud total de 9.3. Para la etapa post-sísmica se recuperaron deslizamientos máximos de 6.5 m, 4 m y 3,2 para las interfaces A, B y C, respectivamente, con un momento de magnitud de 8.5, 8.4 y 8.4, y una magnitud total de 8.7.