

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
Escuela Técnica Superior de Ingenieros en Topografía, Geodesia y
Cartografía



**Modelización cinemática de zonas de
fallas activas mediante técnicas
geodésicas (GNSS e InSAR). Aplicación
a la mejora de la evaluación de la
amenaza sísmica**

TESIS DOCTORAL

Presentada para optar al título de Doctor por:

Juan José Portela Fernández

MSc en Análisis del Riesgo Sísmico mediante Tecnologías Geoespaciales

Madrid, 2024



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
Escuela Técnica Superior de Ingenieros en
Topografía, Geodesia y Cartografía

Doctorado en Ingeniería Geomática

**Modelización cinemática de zonas de
fallas activas mediante técnicas
geodésicas (GNSS e InSAR). Aplicación
a la mejora de la evaluación de la
amenaza sísmica**

TESIS DOCTORAL

Presentada para optar al título de Doctor por:

Juan José Portela Fernández

MSc en Análisis del Riesgo Sísmico mediante Tecnologías Geoespaciales

Bajo la dirección de:

Dra. Alejandra Staller Vázquez

Dra. Marta Béjar Pizarro

Madrid, 2024

Título: Modelización cinemática de zonas de fallas activas mediante técnicas geodésicas (GNSS e InSAR). Aplicación a la mejora de la evaluación de la amenaza sísmica.

Autor: Juan José Portela Fernández

Programa de Doctorado: Programa de Doctorado en Ingeniería Geomática

Dirección de tesis:

Dra. Alejandra Staller Vázquez, Profesora Titular de Universidad, Universidad Politécnica de Madrid (Directora)

Dra. Marta Béjar Pizarro, Científica Titular, Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC)

Revisores externos:

Tribunal de tesis:

Fecha de defensa:

Esta tesis ha sido parcialmente financiada por un contrato de Formación de Profesorado Universitario: Ayuda FPU19/03929, financiada por MCIN/AEI /10.13039/501100011033 y por FSE invierte en tu futuro.

Ayuda FPU19/03929 financiada por:



Á miña avoa

Agradecimientos

En primer lugar, quiero expresar mi profundo agradecimiento a mis dos directoras de tesis, Alejandra Staller y Marta Béjar-Pizarro, por su ayuda en la génesis, desarrollo y conclusión de esta tesis, así como en el soporte que me han brindado en todos los ámbitos. Ambas me han guiado con paciencia y me han introducido en el mundo de la investigación. El mérito de esta tesis es también, en gran medida, suyo.

Esta tesis no habría sido posible sin la inestimable ayuda de los supervisores de mis estancias internacionales: Ian Hamling, Cécile Lasserre y Álvaro Santamaría-Gómez. Agradezco también al resto de compañeras y compañeros que me acogieron en el GNS Science (Nueva Zelanda) y el LGL (Lyon) por su apoyo durante mis estancias.

A mis dos amigas y compañeras de despacho, Pouye y María, les debo un agradecimiento especial por su apoyo incondicional durante estos años. También quiero dar las gracias al personal (PDI y PTGAS) de la ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid, especialmente a Jorge, Yolanda y Sandra, por acompañarme, asesorarme y ayudarme en los momentos necesarios.

También deseo dar las gracias a las compañeras y compañeros del IGME-CSIC y la UCM que nos han ayudado en innumerables ocasiones y, especialmente, a Guada, Raúl, Josechu, José Antonio, Paula, José Luis y Héctor. Extiendo mi gratitud a las personas y organismos que ofrecieron su ayuda durante las campañas de observación, especialmente a Jermari, Douglas Hernández y al personal del MARN en El Salvador.

Asimismo, quiero agradecer a los revisores internacionales y al futuro tribunal por dedicar su tiempo a evaluar esta tesis.

En derradeiro lugar, quero amosar o meu agradecemento á miña familia (Ninina, Isa, Can, Sara), sen quen non tería sido posíbel o desenvolvemento desta tese. Tamén aos meus amigos e amigas de Santiago, Madrid, Viena, Wellington e Lyon.

La tesis fue financiada por la Ayuda FPU19/03929, contando con el apoyo significativo de los proyectos GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P) y SARAI (PID2020-116540RB-C22).

Nota del autor: En adelante, puedo ser referido en documentos científicos como Xoán Portela Fernández.

Author's Note: Henceforth, I may be referred to in scientific documents as Xoán Portela Fernández.

Abstract

Earthquakes are natural phenomena with great destructive potential. Understanding the behaviour of active faults, where these seismic events originate, is crucial for improving seismic hazard assessment in exposed regions. In recent years, geodetic techniques, especially Global Navigation Satellite Systems (GNSS) and Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR), have proven to be useful tools for measuring crustal deformation associated with all phases of the seismic cycle in active faults, including the interseismic phase.

The main objective of this thesis is to characterise, through kinematic modelling of geodetic observations (GNSS and InSAR), two active fault zones: the El Salvador Fault Zone (in Central America) and the Eastern Betic Shear Zone (in the southeast of the Iberian Peninsula). Both regions present different tectonic contexts, with significant challenges in capturing interseismic deformation.

In total, daily observations from 344 continuous and campaign GNSS stations (some operational for more than 20 years) across both study areas are processed, obtaining their ITRF2014 velocities. These GNSS velocities allow for the determination of the geodetic strain rate field in both study areas. Furthermore, new Euler poles for the Caribbean and western Eurasia plates relative to ITRF2014 are calculated.

Additionally, differential interferograms are generated from ALOS PALSAR images in El Salvador, and a test is carried out using Sentinel-1 images in the Eastern Betics. The first continuous LOS velocity map in El Salvador is derived from the ALOS interferograms. The integration of velocities from both techniques enables the characterisation of numerous tectonic structures in El Salvador, some for the first time, by using simple elastic dislocation models.

The kinematic block modelling in both study areas, with the block and fault geometry based on tectonic, seismic, and geological data, allows for the inversion of the geodetic velocities to determine the slip rates and coupling degree of the main faults in both regions, as well as the angular velocities of the different tectonic blocks. The results are consistent with previous studies in both areas and reveal the behaviour of lesser-studied structures.

The results have great potential for future seismic hazard studies. As a first approach, the strain rate field is used for calculating the seismic potential in the Eastern Betics. Additionally, the updated characterisation of the Guaycume fault

in El Salvador is used to assess its recurrence period and predict accelerations in a deterministic scenario. Future seismic hazard studies, whether in El Salvador or the Eastern Betics, can incorporate the kinematic fault parameters obtained in this thesis, considering the faults as independent seismic sources.

Resumen

Los terremotos son fenómenos naturales con un gran potencial destructivo. La comprensión del comportamiento de las fallas activas, donde se generan los fenómenos telúricos, es crucial para mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en regiones expuestas. En los últimos años, las técnicas geodésicas, especialmente los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) y la Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR) se han erigido en herramientas útiles para medir la deformación de la corteza terrestre asociada a todas las fases del ciclo sísmico en fallas activas, incluida la fase intersísmica.

La presente tesis tiene como objetivo principal caracterizar, por medio de la modelización cinemática de observaciones geodésicas (GNSS e InSAR), dos zonas de fallas activas: la Zona de Falla de El Salvador (en Centroamérica) y la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (en el sudeste de la Península Ibérica). Ambas regiones presentan contextos tectónicos diferenciados, con grandes retos para capturar la deformación intersísmica.

Se han procesado en total observaciones diarias en 344 estaciones GNSS continuas y de campaña (algunas operativas por más de 20 años) entre ambas zonas de estudio, obteniendo sus velocidades ITRF2014. Las velocidades GNSS han permitido determinar el campo tasa de deformación en ambas zonas de estudio. Además, se han calculado nuevos polos de Euler para la placa Caribe y Eurasia occidental con respecto a ITRF2014.

Adicionalmente, se han generado interferogramas diferenciales a partir de las imágenes ALOS PALSAR en El Salvador y se ha realizado una prueba con imágenes Sentinel-1 en las Béticas Orientales. A partir de los interferogramas ALOS, se ha derivado el primer mapa continuo de velocidades LOS en El Salvador. La integración de las velocidades de ambas técnicas ha permitido caracterizar con modelos simples de acumulación elástica de deformación numerosas estructuras tectónicas en El Salvador, algunas por primera vez.

El modelado cinemático de bloques en ambas zonas de estudio, con su geometría de bloques y fallas basada en información tectónica, sísmica y geológica, ha permitido invertir las velocidades geodésicas para determinar la tasa de deslizamiento y grado de acoplamiento en las principales fallas de ambas zonas de estudio, así como las velocidades angulares de los distintos bloques tectónicos. Los

resultados obtenidos son coherentes con estudios previos en ambas zonas. Además, desvelan el comportamiento de estructuras poco estudiadas en ambas regiones.

Los resultados obtenidos tienen un gran potencial para futuros estudios de amenaza sísmica. Como primera aproximación, se ha explorado la aplicación del campo tasa de deformación para el cálculo del potencial sísmico en las Béticas Orientales. Adicionalmente, se ha empleado la caracterización actualizada de la falla de Guaycume en El Salvador para calcular su periodo de recurrencia y las aceleraciones predichas en un escenario determinista. Futuros estudios de amenaza sísmica que incluyan las fallas como fuentes sísmicas independientes, ya sea en El Salvador o en las Béticas Orientales, pueden incorporar los parámetros cinemáticos de las fallas obtenidos en esta tesis.

Tabla de Contenido

1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. Motivación y antecedentes	2
1.2. Objetivos y alcance.....	6
1.3. Estructura de la tesis	8
1.4. Contribuciones científicas	9
1.5. Referencias.....	10
2. METODOLOGÍA GENERAL	18
2.1. Introducción	18
2.2. Fundamentos de las técnicas geodésicas.....	19
2.2.1. GNSS	19
2.2.2. InSAR.....	31
2.3. Campo tasa de deformación.....	40
2.4. Modelado	45
2.4.1. Movimiento de placas	45
2.4.2. Modelado de fallas	47
2.4.3. Modelado cinemático de bloques.....	51
2.5. Estrategia común metodológica	53
2.6. Referencias.....	60
3. El Salvador	72
3.1. Contexto sismo-tectónico	73
3.2. Antecedentes geodésicos.....	78
3.3. Datos	80
3.3.1. GNSS	80
3.3.2. Imágenes SAR.....	83
3.4. Metodología específica	86
3.4.1. Procesamiento de observaciones GNSS.....	88
3.4.2. Determinación del campo de velocidades GNSS y del polo de la placa Caribe	88
3.4.3. Generación de interferogramas diferenciales	89
3.4.4. Determinación del campo de velocidades LOS	92
3.4.5. Cálculo del campo tasa de deformación	94
3.4.6. Modelado cinemático.....	95

3.5. Campo de velocidades	103
3.5.1. Velocidades resultantes.....	103
3.5.2. Complejidad en la deformación tectónica en El Salvador y sus posibles causas	122
3.5.3. Deformación en la ESFZ	130
3.5.4. Propagación lateral de la ESFZ.....	134
3.6. Campo tasa de deformación.....	142
3.7. Modelado cinemático	144
3.7.1. Modelos directos con cambios de acoplamiento	144
3.7.2. Pruebas de sensibilidad a cambios en la geometría	147
3.7.3. Pruebas de resolución	151
3.7.4. Análisis de trade-offs.....	158
3.7.5. Resultados de las inversiones.....	162
3.7.6. Discusión de las inversiones	169
3.8. Estudios adicionales de deformación en El Salvador	175
3.8.1. Desplazamientos cosísmicos de terremotos en El Salvador	175
3.8.2. Detección de áreas de deformación activa en El Salvador	186
3.9. Referencias	199
4. Las Béticas Orientales	218
4.1. Antecedentes.....	218
4.2. Contexto sismo-tectónico	220
4.3. Datos	225
4.4. Metodología específica	228
4.4.1. Procesamiento de observaciones GNSS.....	229
4.4.2. Determinación del campo de velocidades	230
4.4.3. Determinación del campo tasa de deformación	231
4.4.4. Modelado cinemático.....	233
4.5. Campo de velocidades GNSS	240
4.6. Campo tasa de deformación.....	250
4.7. Modelos cinemáticos resultantes	256
4.8. Implicaciones para la cinemática regional	263
4.9. Potencial de estudios tectónicos InSAR en las Béticas.....	269
4.9.1. Introducción.....	269
4.9.2. Modelos directos tectónicos	271
4.9.3. Comparativa con EGMS	272
4.9.4. Estrategia de procesado: planteamientos y perspectivas para investigaciones futuras	278
4.10. Referencias	282
5. Contribuciones en peligrosidad sísmica	296
5.1. Introducción	296

5.1.1.	Antecedentes	296
5.1.2.	Aplicaciones en peligrosidad	300
5.2.	Potencial sísmico en las Béticas Orientales	301
5.2.1.	Método de cálculo	301
5.2.2.	Potencial sísmico estimado	304
5.3.	Escenario sísmico en El Salvador	309
5.3.1.	Elección del escenario	309
5.3.2.	Cálculo del periodo de recurrencia	312
5.3.3.	Estimación de las aceleraciones	317
5.4.	Otras aplicaciones potenciales	322
5.5.	Referencias	323
6.	Conclusions and open questions	334
6.1.	Conclusions	334
6.1.1.	El Salvador	334
6.1.2.	The Eastern Betics	336
6.1.3.	General conclusions	338
6.2.	Open questions	339
6.3.	References	342
Anexos		345
Anexo A: Estudios inacabados de deformación en El Salvador		346
A.1.:	Evaluación de la herramienta LiCSBAS	346
A.2.:	Procesamiento de imágenes liberadas ALOS-2	349
A.3.:	Referencias	353
Anexo B: Relación de datos y resultados GNSS		354
B.1.:	El Salvador	354
B.1.1.:	Estaciones GNSS y velocidades	354
B.1.2.:	Series temporales GNSS	358
B.2.:	Las Béticas Orientales	380
B.2.1.:	Estaciones GNSS y velocidades	380
B.2.2.:	Series temporales GNSS	384

Lista de Figuras

Figura 1.1: Esquema del ciclo de deformación en durante las fases del ciclo sísmico.	4
Figura 2.1: Esquema simplificado de las técnicas geodésicas empleadas en esta tesis doctoral, GNSS e InSAR, y su registro de datos a ambos lados de una falla de desgarre.	18
Figura 2.2: Frecuencias de las señales GNSS, indicando la constelación correspondiente.	21
Figura 2.3: Esquema gráfico de las medidas de fase en un receptor GNSS.	23
Figura 2.4: Métodos de posicionamiento relativo (a) y absoluto (b).	24
Figura 2.5: Esquema gráfico de un sistema de referencia geocéntrico ECEF en coordenadas geográficas (ϕ, λ, h), en naranja, y cartesianas (X,Y,Z), en azul, así como de un sistema local topocéntrico (East, North, Up), en verde.	25
Figura 2.6: Serie temporal de desplazamiento, afectada de fenómenos comunes.	27
Figura 2.7: Tipos de ruido en las series temporales de desplazamiento.	30
Figura 2.8: Geometría de adquisición de un sensor SAR (montado en un satélite)	32
Figura 2.9: Misiones SAR activas desde 1990 hasta el presente.	33
Figura 2.10: Esquema de funcionamiento de la técnica InSAR.	36
Figura 2.11: Comparativa entre las técnicas DInSAR y A-DInSAR.	37
Figura 2.12: Red de interferogramas formados con una estrategia PSI y una única referencia (a), y SBAS (b). Tomada de Zhu et al. (2022).	38
Figura 2.13: Estrategia genérica de procesamiento A-DInSAR. Tomada de Bru et al. (2024).	39
Figura 2.14: Geometría LOS en una (a) y dos (b) geometrías.	40
Figura 2.15: Elipse y tensores de deformación.	43
Figura 2.16: Esquema gráfico del movimiento de una placa parametrizado con un Polo de Euler.	47
Figura 2.17: Parámetros de una dislocación con el modelo de Okada (1985)	49
Figura 2.18: Perfiles de velocidades paralelas a falla calculados con el modelo de Savage y Burford (1973) para diferentes valores de la velocidad del campo lejano (V) y profundidad de bloqueo (D).	51
Figura 2.19: Geometría esquematizada de la geometría de los modelos con TDEFNODE (McCaffrey, 2009).	52
Figura 2.20: Campañas GNSS en las Béticas Orientales: (a) Mantenimiento de una estación GNSS permanente; (b) Medición de un punto de campaña.	54

Figura 2.21: Esquema de la estrategia de procesamiento seguida con el software Bernese.	57
Figura 2.22: Esquema metodológico de la presente tesis doctoral.....	59
Figura 3.1: Contexto tectónico de El Salvador y configuración tectónica regional (subpanel).	7
Figura 3.2: Esquemas de las hipótesis acerca del movimiento diferencial del antearco/CAFA.	7
Figura 3.3: Epicentros de los terremotos del catálogo del MARN (periodo 1991-2021), representados en función de su profundidad.	77
Figura 3.4: Sismicidad somera (profundidad ≤ 20 km) del catálogo del MARN desde el año 1522.	78
Figura 3.5: Estaciones GNSS cuyas observaciones han sido procesadas en este estudio.	81
Figura 3.6: Datos geodésicos empleados en El Salvador.	82
Figura 3.7: Esquema de la metodología seguida en el Capítulo 3.	87
Figura 3.8: Interferogramas formados utilizando un enfoque SBAS, por ruta (trayectoria xxx en la figura), representados por líneas negras que conectan las imágenes (puntos rojos). Tomada de Portela et al. (2024)– Material Suplementario.	91
Figura 3.9: Ejemplo de una corrección ionosférica normal (20071122-20080222, arriba) y ruidosa (20071122-20081124, abajo) realizada con ISCE en dos interferogramas de la misma trayectoria en El Salvador.	92
Figura 3.10: Modelo GNSS en geometría LOS (ascendente – izq., descendente – der.).	94
Figura 3.11: Geometría de los modelos cinemáticos en El Salvador.	97
Figura 3.12: Velocidades GNSS en el Caribe.....	110
Figura 3.13: Velocidades GNSS en El Salvador con respecto a la placa Caribe.	112
Figura 3.14: Velocidades verticales GNSS (en mm/año).....	113
Figura 3.15: Campo de velocidad LOS en geometrías ascendente (A) y descendente (B)...	114
Figura 3.16: Perfiles de velocidad LOS.	115
Figura 3.17: Desviación estándar de la velocidad LOS calculada, proporcionada por el software π -Rate (Wang et al., 2012).	116
Figura 3.18: Intersecciones entre las trayectorias (paths) adyacentes de la velocidad ascendente ALOS.	117
Figura 3.19: Series temporales LOS de ALOS.	118
Figura 3.20: Velocidades ALOS vs GNSS.	119
Figura 3.21: Descomposición de la velocidad LOS ascendente de ALOS, asumiendo solo movimiento horizontal.....	120
Figura 3.22: Perfiles de velocidades ALOS y GNSS paralelas a falla.....	121

Figura 3.23: Comparación entre las componentes este (ve) y norte (vn) de las velocidades GNSS obtenidas en esta tesis (Portela et al., 2024) y la solución de Ellis et al. (2018).	123
Figura 3.24: Residuos ALOS-GNSS.	124
Figura 3.25: Series temporales GNSS seleccionadas en El Salvador.	126
Figura 3.26: Estaciones GNSS dentro de un radio de 10 km alrededor de los volcanes activos en El Salvador.	127
Figura 3.27: Velocidades ALOS en el entorno de volcanes activos en El Salvador.	129
Figura 3.28: Velocidad LOS ascendente y perfil (con anchura de 10 km) en la cuenca pull-apart del Lempa (LPA).	132
Figura 3.29: Velocidad LOS vs Elevación topográfica en el pull-apart del Lempa (LPA).	133
Figura 3.30: Terminación occidental de la ESFZ.	136
Figura 3.31: Terminación oriental de la ESFZ.	140
Figura 3.32: Esquema tectónico con base en los resultados de este apartado.	141
Figura 3.33: Campo de deformación en El Salvador a partir de las velocidades horizontales GNSS.	143
Figura 3.34: Modelos directos generados con diferentes grados (Φ) y profundidades de acoplamiento en la subducción (MAT) y las fallas corticales (VAF).	146
Figura 3.35: Modelo directo S1.	148
Figura 3.36: Modelo directo S2a.	149
Figura 3.37: Modelo directo S2b.	150
Figura 3.38: Modelo de resolución R1.	153
Figura 3.39: Modelos de resolución R2 y R3.	154
Figura 3.40: Modelo de resolución R4.	155
Figura 3.41: Modelos de resolución R5 y R6.	157
Figura 3.42: Relación entre el acoplamiento medio invertido en la subducción (Φ), la profundidad de acoplamiento fijada y el error medio cuadrático obtenido de los datos invertidos (NRMS, en mm/año).	160
Figura 3.43: Inversiones realizadas con un modelo de cuatro bloques, dejando libre el polo de rotación del bloque ARCO (A) y fijando dicho polo (B). Los vectores verdes representan las tasas de deslizamiento. Los vectores azules muestran los residuos GNSS.	161
Figura 3.44: Resultados del modelo inverso i5a.	167
Figura 3.45: Resultados del modelo inverso i6a.	168
Figura 3.46: Resultados de las inversiones i5b-e para diferentes grados y profundidades de acoplamiento fijados en la subducción.	173

Figura 3.47: Diferentes geometrías probadas para el bloque de Fonseca (FONS) en los modelos inversos de 5 bloques con GNSS.	174
Figura 3.48: Comparación entre las series temporales GNSS (componentes este y norte) de este estudio (izquierda) y de Hreinsdottir (2005), a la derecha.	177
Figura 3.49: Serie temporal de la componente norte en la estación SSIA en los días previos y posteriores al terremoto del 13 de febrero de 2001.	179
Figura 3.50: Modelos directos generados para el terremoto del 13 de febrero de 2001, para la geometría ascendente (izquierda) y descendente (derecha) de ERS-2.	182
Figura 3.51: Ejemplo del interferograma diferencial 20001128-20011009 (órbita descendente 412) de ERS-2 generado con el software ISCE en El Salvador.	183
Figura 3.52: Interferogramas diferenciales generados a partir de imágenes ERS-2 (órbita descendente) en El Salvador con el software GMTSAR.	183
Figura 3.53: Modelos directos cosísmicos del terremoto Mw7.3 del 14 de octubre de 2014. §	
Figura 3.54: Metodología seguida en la identificación de ADAs.	189
Figura 3.55: Velocidad media LOS obtenida en los procesamientos de PSBAS en órbita descendente (A,B) y ascendente (C,D), incluyendo la descomposición en velocidades horizontales (E,F—velocidad este) y verticales (G,H).	190
Figura 3.56: ADAs identificadas en El Salvador para los diferentes procesados PSBAS.	193
Figura 3.57: Ejemplos de ADAs clasificadas como subsidencia (A), movimientos de ladera (B) y otros (C), con las series temporales LOS correspondientes de puntos dentro de dichas ADAs.	194
Figura 3.58: Deformación detectada en el entorno del volcán Izalco (lv) en el procesado descendente de PSBAS, para el periodo 2020-2021.	197
Figura 3.59: Perfiles (aa' y bb') de velocidad LOS descendente resultante de los procesados PSBAS, comprendiendo los dos periodos tratados (2014-2017 y 2020-2021).	198
Figura 4.1: Contexto sismotectónico de las Béticas Orientales y ubicación de las estaciones GNSS. 222	
Figura 4.2: Sismicidad (círculos) en las Béticas Orientales (arriba) y en la región de Iberia-Magreb (abajo). 224	
Figura 4.3: Estaciones GNSS procesadas en Europa y el norte de África.	227
Figura 4.4: Esquema de la metodología seguida en el Capítulo 4.	229
Figura 4.5: Desviación estándar mediana de las incertidumbres de los parámetros del campo de deformación obtenidos utilizando StrainTool, para diferentes valores de Wt (el umbral de los coeficientes de reponderación total de los datos).	232
Figura 4.6: Geometría final de bloques para los modelos cinemáticos.	234
Figura 4.7: Densidad de estaciones GNSS modeladas.	236

Figura 4.8: Estadísticos de los modelos de sensibilidad.	237
Figura 4.9: Series temporales GNSS (ITRF2014) en componentes este, norte y vertical de las estaciones continuas de la red GeoActiva. CSJR y PTES son semi-continuas.	242
Figura 4.10: Series temporales GNSS (ITRF2014) en componentes este, norte y vertical de las estaciones de campaña de la red GeoActiva.	243
Figura 4.11: Campo de velocidades GNSS horizontales con respecto a Eurasia occidental.	244
Figura 4.12: Perfiles de velocidades horizontales GNSS (en un máximo de 10 km a ambos lados del perfil), proyectadas en direcciones paralelas (verde) y normales (azul) a la dirección promedio de las fallas de la EBSZ.	246
Figura 4.13: Velocidades verticales GNSS calculadas en las estaciones continuas /círculos) y de campaña (triángulos).	247
Figura 4.14: Velocidades horizontales GNSS y sus elipses de error (1σ) de diferentes fuentes (ver leyenda en la figura), incluida la solución de esta tesis en verde, con respecto a la placa Nubia (fija). Las velocidades con respecto a Nubia se calculan con el polo de Altamimi et al. (2017).	247
Figura 4.15: Velocidades GNSS en el valle del Guadalentín (GV).	248
Figura 4.16: Velocidades horizontales GNSS con respecto a Eurasia Occidental y sus elipses de error (1σ) en la región de las Béticas Orientales. Las velocidades mostradas pertenecen a diferentes fuentes, incluyendo la solución de esta tesis en verde: MR23 (Martín-Rojas et al., 2023), Serpelloni22 (Serpelloni et al., 2022), Borque19 (Borque et al., 2019), Eche15 (Echeverría et al., 2015), Eche13 (Echeverría et al., 2013).	248
Figura 4.17: Campo de tasa de deformación derivado de la solución GNSS de esta tesis utilizando un enfoque de mallado (Shen et al., 2015).	251
Figura 4.18: Parámetros adicionales del campo de tasa de deformación en las Béticas Orientales (estrategia de mallado):	253
Figura 4.19: Campo de tasa de deformación derivado de la solución GNSS de esta tesis utilizando un enfoque clásico de triangulación de Delaunay.	255
Figura 4.20: Modelos cinemáticos seleccionados para la EBSZ (A-a, B-b, C-c).	258
Figura 4.21: Residuos horizontales GNSS (vectores azules) y tasas de deslizamiento predichas (vectores amarillos) para los modelos A-a, B-b y C-c a una escala regional.	267
Figura 4.22: Esquema cinemático basado en los resultados de esta tesis.	268
Figura 4.23: Esquema de la metodología seguida para el tratamiento de datos InSAR en las Béticas Orientales. Las dobles flechas negras indican las comparativas realizadas entre las diferentes técnicas y productos.	271
Figura 4.24: Modelo directo con las velocidades LOS predichas para Sentinel 1 en geometría ascendente (Asc) y descendente (Desc). El modelo se ha generado con los valores de rotación invertidos en el modelo C. DD' muestra el trazado del perfil correspondiente.	272

Figura 4.25: Comparación de las velocidades GNSS de este estudio y las velocidades Este y Vertical del EGMS – producto Ortho.	274
Figura 4.26: Perfiles de EGMS y GNSS, siguiendo el perfil AA' de las Figuras 4.11 y 4.13, que muestran las componentes descompuestas E-O y verticales (U) del producto ORTHO de EGMS (puntos de colores) y las correspondientes velocidades GNSS de este estudio (grandes círculos etiquetados).	275
Figura 4.27: Velocidades este obtenidas de la solución EGMS 2018-2022 (Crosetto et al., 2021; https://egms.land.copernicus.eu/) y velocidades este (e) GNSS de esta tesis (círculos coloreados) en las Béticas Orientales.	276
Figura 4.28: Velocidades verticales obtenidas de la solución EGMS 2018-2022 (Crosetto et al., 2021) y velocidades verticales GNSS de esta tesis (círculos coloreados) en las Béticas Orientales (a), y con más detalle en el valle del Guadalentín (b).	277
Figura 4.29: Perfil de EGMS (nivel 2A) y GNSS, siguiendo el perfil DD' (Fig. 4.11 y 4.13). ...	278
Figura 4.30: Líneas base temporales (abscisas) y perpendiculares (ordenadas) de las imágenes descendentes Sentinel-1 seleccionadas para el procesamiento (A) y todas las imágenes disponibles a partir de abril de 2024 (B).	281
Figura 5.1: Zonas sismogénicas de la zonificación GM12 (IGN-UPM, 2013), mostradas como polígonos verdes y con su numeración original. Se muestra también la tasa máxima de deformación geodésica (ϵ_{max}) en sus puntos de cálculo.	304
Figura 5.2: Intervalo de recurrencia medio (A) y potencial sísmico (B) calculado para terremotos de $M_w \geq 5$ en las Béticas Orientales.	305
Figura 5.3: Resultados del periodo de recurrencia (T) variando uno de los parámetros de cálculo y fijando el resto, en cada caso.	308
Figura 5.4: Sismicidad superficial (profundidad ≥ 30 km) con $M_w \geq 3$ en el entorno de la ciudad de San Salvador (SS).	310
Figura 5.5: Modelo de terremoto característico.	313
Figura 5.6: Clasificación de suelos y vs30 en El Salvador.	320
Figura 5.7: Aceleración pico PGA para los dos escenarios simulados:	321
Figura 5.8: Diferencias entre las aceleraciones pico PGA predichas en suelo y en roca por el modelo i5a. Se muestra también la vs30, y las principales fallas (con la falla de Guaycume resaltada en rojo).	322
Figura A1.1: Mapa de velocidad LOS descendente obtenido con LiCSBAS para El Salvador.	348
Figura A2.1: Líneas base temporales en años (abscisas) y espaciales (líneas base perpendiculares) en metros (ordenadas) de las imágenes ALOS-2 PALSAR-2 ScanSAR en El Salvador (puntos verdes). Las líneas azules muestran los interferogramas generados.	351
Figura A3.2: Selección de interferogramas generados con las imágenes ALOS-2 descendentes en El Salvador (en geometría radar), antes (derecha) y después (izquierda) de la aplicación de correcciones ionosféricas.	355

Figura B1.2: Series temporales GNSS e,n,u (marco ITRF2014), en las estaciones continuas (verde) y de campaña (púrpura) en El Salvador y el Caribe. 358

Figura B2.2: Series temporales GNSS e,n,u (marco ITRF2014), en las estaciones continuas (verde) y de campaña (púrpura) en las Béticas Orientales. 384

Lista de Tablas

Tabla 3.1: Fechas (aaaammdd) de las imágenes ALOS PALSAR, por trayectoria (Pxxx), empleadas en este estudio.....	85
Tabla 3.2: Trayectorias de ALOS PALSAR descartadas (Pxxx) en este estudio, incluyendo el número de imágenes (entre paréntesis) y fechas (formato aaaammdd) por trayectoria.....	86
Tabla 3.3: Número de estaciones GNSS y puntos InSAR (originales y decimados-Dec) por trayectoria Pxxx, y factor de ponderación F calculado.	102
Tabla 3.4: Parámetros del polo de Euler de la placa del Caribe determinados en esta tesis (Portela et al., 2024) y otros estudios, incluyendo velocidades angulares (Ω), coordenadas del polo (longitud Λ , latitud Φ), rmse (cuando esté disponible) y el marco GNSS de las velocidades invertidas para derivar el polo (nótese que el polo de Argus et al., 2011 no se obtuvo a través de mediciones geodésicas). Las incertidumbres para Snay et al. (2021) se han obtenido a través de la propagación del error de sus incertidumbres cartesianas. NNR–Marco de rotación no neta. Modificada de Portela et al. (2024).....	105
Tabla 3.5: Raíz del error cuadrático medio (rmse) entre las velocidades GNSS y las velocidades ALOS en las estaciones GNSS, por trayectoria (path).	107
Tabla 3.6: Estadísticos de los residuos de los datos en las inversiones predilectas de 5 bloques (i5x) y 6 bloques (i6a).	165
Tabla 3.7: Rotaciones ($\omega_x, \omega_y, \omega_z$) de los polos invertidos para los bloques correspondientes, en $^{\circ}/\text{Ma}$, para los modelos de preferidos de cinco bloques (i5a) y seis bloques (i6a). Las rotaciones sin incertidumbre corresponden a aquellas que permanecen fijas en la inversión.	166
Tabla 3.8: Rotaciones ($\omega_x, \omega_y, \omega_z$) de los polos invertidos para el bloque ARCO, en $^{\circ}/\text{Ma}$, para diferentes versiones de los modelos de 5 bloques (i5). Las rotaciones sin incertidumbre corresponden a aquellas que permanecen fijas en la inversión.....	172
Tabla 3.9: Número de observaciones (#obs), error medio cuadrático ponderado de las observaciones GNSS (wrms) y desviación estándar de la rotación del polo del bloque FONS ($\sigma\Omega$), para cada una de las pruebas de inversión realizadas con diferentes geometrías del bloque FONS.	172
Tabla 3.10: Datos empleados para la generación de modelos directos de terremotos con las formulaciones de Okada (1985).	181
Tabla 3.11: Pares de imágenes ERS-2 (primaria y secundaria) considerados para generar interferogramas diferenciales.....	181
Tabla 3.12: Resultados de la validación GNSS-PSBAS en estaciones continuas de El Salvador, mostrando el error medio cuadrático o rmse de las series temporales PSBAS con respecto a las series temporales GNSS (en cm) y el error relativo del rmse con respecto a la deformación total LOS (en %).	189

Tabla 4.1: Datos de la red Geoactiva.	228
Tabla 4.2: Polos de Euler absolutos calculados para Eurasia Occidental (comparables al determinado en esta tesis, EOP) y para el Sur de Iberia (SIP), mostrando su ubicación (latitud, longitud), velocidad angular y las incertidumbres en su determinación.	249
Tabla 4.3: Comparación entre la solución de velocidades GNSS de esta tesis y otros campos de velocidades publicados, en términos de diferencias absolutas medianas y el error cuadrático medio (rmse) en las estaciones comunes, tanto para las componentes este (e) como norte (n).....	249
Tabla 4.4: Tasas de deslizamiento e incertidumbres de las principales fallas en las Béticas Orientales derivadas de los modelos inversos.	260
Tabla 4.5: Polos calculados con respecto a Eurasia occidental para los bloques elásticos definidos en las inversiones preferidas (A, B, C).	261
Tabla 5.1: Parámetros de sismicidad seleccionados de las zonas de la zonificación GM12 (IGN-UPM, 2013). Véase su ubicación geográfica en la Fig. 5.1. Se muestran los datos de magnitudes máximas (M_{Max} y su desviación estándar σ_{MM}), así como del parámetro b de la ley de Gutenberg-Richter y su desviación estándar σ_b	303
Tabla 5.2: Parámetros cinemáticos estimados y sus incertidumbres (σ) para la falla de Guaycume en los modelos cinemáticos de 5 bloques (i5a) y 6 bloques (i6a):	311
Tabla 5.3: Parámetros cinemáticos y geométricos para la falla de Guaycume.	316
Tabla 5.4: Magnitud momento (M_w) estimada con base en las ecuaciones seleccionadas para la falla de Guaycume, en función de las geometrías determinadas en las inversiones (i5a, i6a).	316
Tabla 5.5: Periodo de recurrencia (T_r) calculado para los dos modelos de la falla de Guaycume (i5a, i6a). Se ha tomado un módulo de cizalla $\mu=30$ Gpa.	316
Tabla B1.1: Estaciones GNSS en El Salvador, sus velocidades ITRF2014 (este, norte, vertical) y sus incertidumbres (2σ), en mm/año, procesadas en El Salvador.	354
Tabla B2.2: Estaciones GNSS en El Salvador, sus velocidades ITRF2014 (este, norte, vertical) y sus incertidumbres (2σ), en mm/año, procesadas en las Béticas Orientales.	380

Abreviaturas y Acrónimos

EBSZ	Eastern Betic Shear Zone (Zona de Cizalla de las Béticas Orientales)
ESA	Agencia Espacial Europea
ESFZ	El Salvador Fault Zone (Zona de Falla de El Salvador)
GNSS	Sistema Global de Navegación por Satélite
IGN	Instituto Geográfico Nacional de España
InSAR	Interferometría Radar de Apertura Sintética (SAR)
JAXA	Agencia Espacial Japonesa
MARN	Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales de El Salvador
QAFI	Quaternary Active Faults Database of Iberia
SBAS	Small BAseline Subset
UPM	Universidad Politécnica de Madrid
ZCBO	Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (equivalente a EBSZ en castellano).
ZFES	Zona de Falla de El Salvador (equivalente a ESFZ en castellano)
ZFESNet	Red GNSS de monitoreo de la ZFES

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación y antecedentes

De entre los desastres naturales que azotan el planeta, aquellos causados por terremotos representan la mayor amenaza para las vidas humanas, habiendo ocasionado más de 2.3 millones de víctimas mortales desde el año 1900 (Danielli et al., 2016). Las víctimas asociadas a terremotos parecen estar controladas estadísticamente por dos fenómenos (Holzer y Savage, 2013): existe una tasa de fatalidades de fondo que se ha mantenido más o menos constante desde inicios del siglo XIX de ~8900 muertes/año, independiente del cambio de población mundial, que se ve incrementada por eventos puntuales muy catastróficos que causan miles de víctimas. El número de sismos catastróficos (que no el número de eventos sísmicos per se) ha ido aumentando conforme lo hacía la población mundial. Holzer y Savage (2013) estiman que los terremotos en el siglo XXI serán los responsables de entre 1.76 y 3.52 millones de víctimas mortales.

Además, los daños generados y derivados de eventos sísmicos han supuesto pérdidas equivalentes a 1.25×10^{12} \$ en el último siglo (Danielli et al., 2017). En muchos casos, estas cifras son inasumibles para las administraciones correspondientes, especialmente en países en vías de desarrollo.

La ocurrencia de un terremoto, como amenaza natural (amenaza o peligrosidad sísmica), no puede ser prevenida (excluyendo la sismicidad antrópica), pero los desastres causantes de víctimas y destrozos sí pueden ser mitigados: es posible actuar sobre los bienes expuestos (vidas y bienes materiales) para mitigar los efectos de futuros terremotos (esto es, reducir el riesgo sísmico). Mejorar el conocimiento de la amenaza sísmica es crucial para dicho cometido. A día de hoy, y pese a los avances en la materia, no existe una manera fiable de predecir la ocurrencia de un sismo (e.g. Mignan et al., 2021). No obstante, entender cómo y dónde se generan los terremotos representa un paso crucial para este campo de estudio. Actualmente, persisten numerosas incógnitas alrededor de los sismos y los mecanismos que los generan.

La superficie terrestre se ve deformada como consecuencia de la actividad tectónica. Dicha deformación tiende a acumularse en la zona superior y frágil de la corteza y se libera en forma de terremotos cuando el nivel de estrés intersísmico no puede ser soportado por la fricción en las zonas débiles de la corteza o fallas (Reid, 1911; Barbot et al., 2012). Los terremotos suponen una liberación súbita de energía por la rotura de rocas, lo que origina ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno y un desplazamiento de los materiales a los lados de la falla, que se traduce en un desplazamiento en superficie (Reid, 1910; Elliot et al., 2016). Posteriormente al terremoto, la deformación vuelve a acumularse en la falla hasta alcanzar de nuevo el punto de rotura, con un comportamiento cíclico.

El ciclo sísmico (Reid, 1911) de la deformación en el entorno de una falla puede describirse en consecuencia como la sucesión de una serie de fases (Fig. 1.1): una fase de deformación elástica, con acumulación lenta de tensión a lo largo de la línea de falla, llamada fase intersísmica, que es seguida por una fase súbita de deformación frágil, la fase cosísmica, caracterizada por la liberación brusca de la tensión acumulada en forma de ondas sísmicas, calor y deslizamiento sobre el plano de la falla (Reid, 1911). Además, en muchos terremotos, especialmente aquellos con $M_w > 6$, se detecta una fase postsísmica tras el evento que puede durar de horas a décadas, y que conlleva deslizamientos sísmicos y asísmicos en la falla y su entorno, así como un rebote viscoelástico en el manto y la litosfera circundantes (Métis, 2022).

La Geodesia espacial emerge como una disciplina vital para el estudio y comprensión de los fenómenos telúricos, ya que permite medir movimientos en la superficie. En las últimas décadas, los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS, por sus siglas en inglés) y la interferometría radar de apertura sintética (InSAR), han emergido como herramientas vitales para el estudio de las deformaciones en la corteza terrestre, permitiendo capturar sus variaciones temporales y espaciales. Ambas técnicas son eminentemente complementarias. Los sistemas GNSS ofrecen alta frecuencia de observación (< 1 Hz) y altas precisiones en medición de desplazamientos tridimensionales (< 1 mm/yr en la horizontal, menor precisión en la vertical), pero en puntos concretos en la superficie terrestre, donde se ha de colocar una antena y receptor. Por otro lado, la técnica InSAR ofrece una cobertura espacial continua (aunque con limitaciones, como se comentará más adelante), pero con una frecuencia de observación mucho menor (días o semanas) y una precisión más limitada en la medida de desplazamientos, que además es unidimensional (en la línea de observación del satélite).

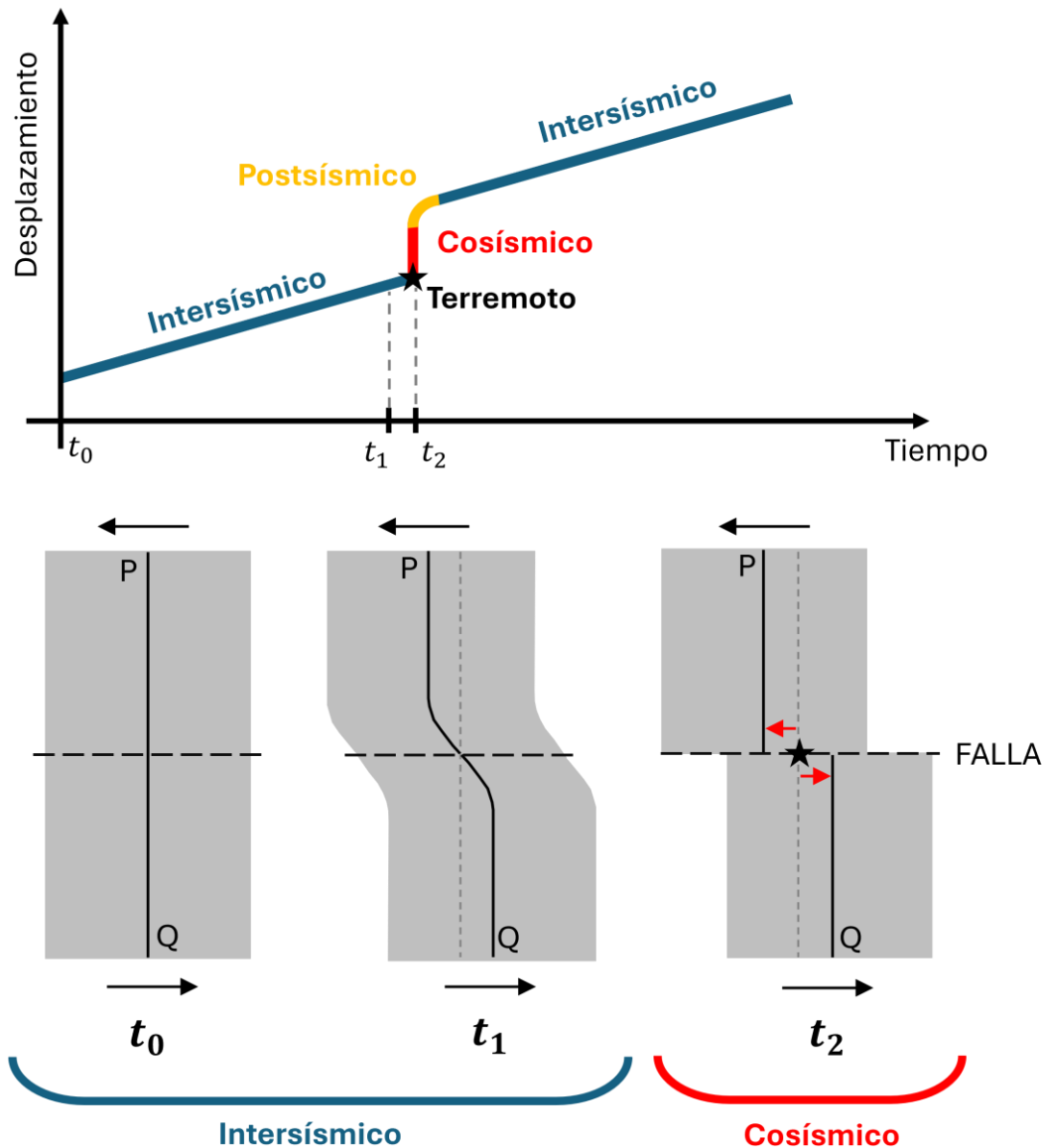


Figura 1.1: Esquema del ciclo de deformación en durante las fases del ciclo sísmico.

Inspirada en Aslan (2019). Se muestra arriba una serie temporal de desplazamiento teórica, con los diferentes periodos del ciclo sísmico de una falla. Debajo se muestra, en planta, el desplazamiento horizontal en torno a una falla durante el periodo intersísmico y durante un terremoto (desplazamiento cosísmico).

Consecuentemente, el empleo de ambas técnicas (GNSS e InSAR), puede ser de una ayuda inestimable para medir las deformaciones de la superficie de la tierra, relacionadas con cualquier fase del ciclo sísmico. Las técnicas geodésicas por satélite permiten registrar la deformación del terreno producida durante un terremoto (deformación cosísmica, e.g. Béjar-Pizarro et al., 2010; Hamling et al., 2017; Tamburini-Beliveau et al., 2022) y después del mismo (deformación

postsísmica, e.g. Daout et al. 2019; Rousset et al. 2012), así como la acumulación de deformación entre terremotos (deformación intersísmica, e.g. Hamling et al., 2022; Maubant et al., 2022; Portela et al., 2024). Además, son herramientas de enorme utilidad para la medición de otras deformaciones no tectónicas, como deformaciones volcánicas (Ebmeier et al., 2018), movimientos de ladera (Bru et al., 2024) o subsidencia (Bonì et al. 2017), entre otras aplicaciones.

Las deformaciones tectónicas intersísmicas (en la fase de carga del ciclo sísmico) suelen ser las más sutiles, presentando una magnitud menor -aunque continuada en el tiempo- y una mayor extensión espacial que las deformaciones cosísmicas. Los datos GNSS pueden lograr una alta precisión y se han utilizado frecuentemente para registrar la deformación intersísmica (e.g. Beavan et al., 2016; Ellis et al., 2019; Segall y Davis, 1998; Staller et al., 2016; Vernant et al., 2010). No obstante, la dispersión y escasez de datos GNSS, así como los cortos tiempos de observación en algunas estaciones, resultan muchas veces insuficientes para determinar con precisión variaciones espaciales en zonas con gran complejidad tectónica (e.g. Chaussard et al., 2016).

El aumento de la cobertura temporal a través de diversas misiones SAR ha posibilitado la aparición de numerosos estudios de aplicación de la técnica a deformaciones intersísmicas. Esto se ha hecho especialmente evidente tras la aparición de la misión Sentinel 1 de la ESA (Agencia Espacial Europea, por sus siglas en inglés) en 2014. No obstante, muchos de los estudios intersísmicos realizados con técnica InSAR se centran en zonas poco vegetadas, con grandes fallas corticales bien estudiadas y con deformación intersísmica elevada (>5 mm/yr), como por ejemplo las fallas del Tíbet (Huang et al., 2022; Lemrabet et al., 2023; Li et al., 2022; Wang et al., 2019), la falla del Norte de Anatolia (Cakir et al., 2016; Walters et al., 2011) o la falla de San Andrés (Chaussard et al., 2016; Jolivet et al., 2015). Los estudios intersísmicos con InSAR son más escasos en zonas de subducción (Béjar-Pizarro et al., 2013; Hamling et al., 2022; Maubant et al., 2022) y en regiones tropicales (Higgins et al., 2021; Pousse-Beltrán et al., 2021). Las bajas tasas de deformación y la presencia de otras fuentes perturbadoras (vegetación, agricultura, cambios en la atmósfera), así como la geometría de la falla respecto a la del sensor siguen resultando una limitación importante para alcanzar resultados precisos con la técnica InSAR (Chaussard et al., 2016; Hooper et al., 2012).

La presente tesis doctoral se centra en la medición y modelado con técnicas geodésicas de la deformación tectónica intersísmica para ayudar en la

caracterización de las fallas activas (zonas frágiles de la corteza, susceptibles de generar terremotos). La tesis se desarrolla en dos zonas de estudio con contextos tectónicos muy diferentes: las Béticas Orientales (en el sudeste de la Península Ibérica) y El Salvador, Centroamérica.

La Cordillera de las Béticas Orientales y, en concreto, la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (EBSZ por sus siglas en inglés, *Eastern Betic Shear Zone*), en el sudeste de España, se corresponden con las regiones con mayor sismicidad en la península Ibérica. La EBSZ está caracterizada por fallas con movimiento tectónico lento (<1 mm/año), que manifiesta gran complejidad de la distribución de la sismicidad y estado de esfuerzos (Echeverría et al., 2013; Martínez-Díaz, et al., 2012).

La Zona de Falla de El Salvador (ESFZ por sus siglas en inglés, *El Salvador Fault Zone*), en Centroamérica, es un sistema de fallas de desgarre alineadas con la cadena volcánica con una importante actividad sísmica y elevada tasa de deformación, con tasas de deslizamiento superiores a 10 mm/año en algunos casos (e.g. Portela et al., 2024; Staller et al., 2016).

Nótese que en los capítulos sucesivos se emplean las abreviaturas en inglés para las dos zonas de falla pertinentes (EBSZ y ESFZ), por coherencia con las figuras.

1.2. Objetivos y alcance

Esta tesis surge para dar respuesta a la necesidad de mejorar la evaluación de la amenaza sísmica en dos zonas de estudio (El Salvador y las Béticas Orientales, España), contribuyendo a la planificación, gestión y mitigación del riesgo sísmico y al aumento de la resiliencia de sus respectivas comunidades.

Para ello, se parte de la hipótesis de que las zonas de falla objeto de estudio están total o parcialmente acopladas o bloqueadas a lo largo del periodo intersísmico (o periodo de carga), con el acoplamiento variando a lo largo de las fallas. Como consecuencia de ese acoplamiento, la corteza en torno a las zonas de falla se deforma a unas velocidades medibles mediante técnicas GNSS e InSAR, pudiendo ser modeladas para deducir el comportamiento cinemático en los diferentes segmentos de las fallas.

La estimación del campo de deformación mediante datos GNSS e InSAR y los modelos cinemáticos que se construyen a partir de esos datos, persiguen un principal objetivo científico, que contribuirá a una determinación más realista de la amenaza sísmica de las zonas estudiadas: la caracterización cinemática de las zonas de falla objeto de esta tesis. Para ello se determina la tasa de deslizamiento y el grado de acoplamiento de las fallas, detectando variaciones a lo largo de los segmentos, así como en profundidad. La modelización de la profundidad de bloqueo permite inferir el límite inferior de la zona sismogénica, que está directamente relacionado con el tamaño del terremoto que puede romper en esa zona.

Además, este proyecto persigue dos retos de gran interés científico:

- La obtención de velocidades intersísmicas con datos geodésicos en regiones con deformaciones complejas causadas por diferentes fuentes (tectónicas, volcánicas, antrópicas...), como es la ESFZ.
- La determinación de velocidades y deformación intersísmica en zonas tectónicamente lentas, como es la EBSZ.

La tesis tiene como meta, por tanto, mejorar el conocimiento existente en ambas regiones, explorando además nuevas aproximaciones para superar los límites y precisión existentes.

Atendiendo a las ideas expuestas, se sintetizan los objetivos a continuación:

Objetivo principal:

- Caracterizar la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ) y la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (EBSZ) a partir de la integración de observaciones obtenidas con técnicas geodésicas (GNSS e InSAR) y la modelización cinemática de ambas zonas.

Objetivos específicos:

- Estimar el campo de velocidades intersísmicas a partir de observaciones GNSS actualizadas e InSAR en El Salvador y las Béticas Orientales.
- Determinar el campo tasa de deformación (tensores de deformación) en El Salvador y en las Béticas Orientales.

- Construir modelos cinemáticos de la corteza terrestre que expliquen la deformación intersísmica en El Salvador y las Béticas Orientales, invirtiendo los datos geodésicos y permitiendo caracterizar la ESFZ y la EBSZ, respectivamente.
- Analizar el impacto de los nuevos resultados en futuros estudios de amenaza sísmica en El Salvador y en las Béticas Orientales.

1.3. Estructura de la tesis

Dada la complejidad de tratar dos zonas de estudio y dos técnicas geodésicas diferentes, se ha optado por la siguiente estructura:

- Capítulo 1: Introducción. El presente capítulo, donde se desarrolla la motivación de la tesis, sus objetivos y su estructura.
- Capítulo 2: Metodología general. En este capítulo se desarrollan de una manera generalista las técnicas y datos empleados en la tesis, así como la metodología seguida. Un enfoque más específico es llevado a cabo en los capítulos respectivos de cada área de estudio. Nótese que se ha optado por desarrollar la metodología respectiva a la aplicación en amenaza sísmica directamente en el Capítulo 5, por no haberse replicado en las dos zonas de estudio.
- Capítulo 3: El Salvador. En este capítulo se desarrolla la metodología específica seguida en El Salvador, así como los resultados obtenidos en velocidades intersísmicas, campo de esfuerzos y modelado cinemático en la región, que también son discutidos.
- Capítulo 4: Las Béticas Orientales. Análogamente al capítulo 3, en este capítulo se desarrolla la metodología específica seguida en las Béticas Orientales, así como los resultados obtenidos en velocidades intersísmicas, campo de esfuerzos y modelado cinemático en la región, que también son discutidos.
- Capítulo 5: Contribuciones en peligrosidad sísmica. En este capítulo se analizan las posibles aplicaciones de los resultados obtenidos en la mejora de la evaluación de la peligrosidad sísmica. Además, se realiza como primera aproximación una estimación del potencial sísmico a partir del campo de deformación geodésico en las Béticas Orientales, y se calcula un escenario sísmico en una falla con sus parámetros cinemáticos actualizados en El Salvador.

- Capítulo 6: Conclusions and Open Questions. Este capítulo está redactado en inglés, conforme al RD 99/2011 y al R.D. 1393/2007 para concurrir a la Mención “Doctorado internacional”. En este capítulo se desarrollan las conclusiones generales y específicas de cada zona de estudio de esta tesis. Asimismo, se tratan las limitaciones y líneas futuras de investigación abiertas tras la presente tesis doctoral.

Los capítulos 3 y 4 cargan con el grueso del trabajo desarrollado en la tesis, y por ello su complejidad y longitud es mayor. Ambos se pueden leer independientemente. En las conclusiones se relacionan las lecciones y limitaciones de ambos casos de estudio. En consecuencia, se ha decidido incluir las referencias bibliográficas de cada capítulo por separado, como un último apartado en cada uno.

1.4. Contribuciones científicas

Los resultados de la tesis se encuentran publicados o en vías de publicación en revistas científicas indexadas en JCR. En concreto, los resultados de las velocidades InSAR y GNSS en El Salvador, así como la caracterización de las principales estructuras tectónicas a partir de dichos datos se encuentran publicados en Portela et al. (2024a). Por otro lado, los resultados GNSS y los consiguientes modelos cinemáticos en las Béticas Orientales están en fase de revisión (Portela et al., en revisión).

Resultados parciales de la tesis han sido presentado en diversos congresos internacionales y nacionales. En concreto, se han enviado contribuciones a la Asamblea General de la *European Geoscience Union* (Portela et al. 2021b; Portela et al., 2022b; Portela et al., 2023b), a los congresos *Living Planet 2022* (Portela et al., 2022a) y *Fringe 2023* (Portela et al., 2023a) de la *European Space Agency*, al Tercer Congreso de Ingeniería Geomática CIGEO (Portela et al., 2021a) y al XI Congreso Geológico de España (Portela et al., 2024b).

Adicionalmente, el doctorando y las dos directoras de esta tesis recibieron el primer premio en categoría predoctoral del concurso *Young Surveyors' Contest 2024* (véase [noticia del premio](#)). Este galardón fue otorgado por la CLGE (*Comité de Liaison des Géomètres Européens*) por la investigación de esta tesis relativa a El Salvador publicada en Portela et al. (2024).

1.5. Referencias

- Barbot, S., Lapusta, N., & Avouac, J. (2012). Under the Hood of the Earthquake Machine: Toward Predictive Modeling of the Seismic Cycle. *Science*, 336(6082), 707–710. [10.1126/science.1218796](https://doi.org/10.1126/science.1218796)
- Beavan, J., Wallace, L. M., Palmer, N., Denys, P., Ellis, S., Fournier, N., Hreinsdottir, S., Pearson, C., & Denham, M. (2016). New Zealand GPS velocity field: 1995–2013. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 59(1), 5–14. [10.1080/00288306.2015.1112817](https://doi.org/10.1080/00288306.2015.1112817)
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., Barrientos, S., Bondoux, F., Bonvalot, S., Campos, J., Comte, D., de Chabalier, J. B., Charade, O., Delorme, A., Gabalda, G., Galetzka, J., Genrich, J., Necessian, A., Olcay, M., Ortega, F., Ortega, I., . . . Vigny, C. (2010). Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: state-of-the-art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International*, 183(1), 390–406. [10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x)
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., & Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(6), 462–467. [10.1038/ngeo1802](https://doi.org/10.1038/ngeo1802)
- Bonì, R., Meisina, C., Cigna, F., Herrera, G., Notti, D., Bricker, S., McCormack, H., Tomás, R., Béjar-Pizarro, M., Mulas, J., & Ezquerro, P. (2017). Exploitation of Satellite A-DInSAR Time Series for Detection, Characterization and Modelling of Land Subsidence. *Geosciences*, 7(2)[10.3390/geosciences7020025](https://doi.org/10.3390/geosciences7020025)
- Bru, G., Ezquerro, P., Azañón, J. M., Mateos, R. M., Tsighe, M., Béjar-Pizarro, M., & Guardiola-Albert, C. (2024). Deceleration captured by InSAR after local stabilization works in a slow-moving landslide: the case of Arcos de la Frontera (SW Spain). *Landslides*, [10.1007/s10346-024-02292-y](https://doi.org/10.1007/s10346-024-02292-y)
- Cakir, Z., Ergintav, S., Akoğlu, A. M., Çakmak, R., Tatar, O., & Meghraoui, M. (2014). InSAR velocity field across the North Anatolian Fault (eastern Turkey): Implications for the loading and release of interseismic strain

- accumulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10), 7934–7943. 10.1002/2014JB011360
- Chaussard, E., Johnson, C. W., Fattahi, H., & Bürgmann, R. (2016). Potential and limits of InSAR to characterize interseismic deformation independently of GPS data: Application to the southern San Andreas Fault system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3), 1214–1229. 10.1002/2015GC006246
- Daniell, J., Wenzel, F., McLennan, A., Daniell, K., Kunz-Plapp, T., Khazai, B., Schaefer, A., Kunz, M., & Girard, T. (2016). The global role of natural disaster fatalities in decision-making: statistics, trends and analysis from 116 years of disaster data compared to fatality rates from other causes. Paper presented at the EPSC2016–2021. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2016EGUGA..18.2021D>
- Daout, S., Sudhaus, H., Kausch, T., Steinberg, A., & Dini, B. (2019). Interseismic and Postseismic Shallow Creep of the North Qaidam Thrust Faults Detected with a Multitemporal InSAR Analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7), 7259–7279. 10.1029/2019JB017692
- Ebmeier, S. K., Andrews, B. J., Araya, M. C., Arnold, D. W. D., Biggs, J., Cooper, C., Cottrell, E., Furtney, M., Hickey, J., Jay, J., Lloyd, R., Parker, A. L., Pritchard, M. E., Robertson, E., Venzke, E., & Williamson, J. L. (2018). Synthesis of global satellite observations of magmatic and volcanic deformation: implications for volcano monitoring & the lateral extent of magmatic domains. *Journal of Applied Volcanology*, 7(1), 2. 10.1186/s13617-018-0071-3
- Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila, J. M., & Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608, 600–612. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020>
- Ellis, A., DeMets, C., McCaffrey, R., Briole, P., Cosenza Muralles, B., Flores, O., Guzmán-Speziale, M., Hernández, D., Kostoglodov, V., LaFemina, P., Lord, N., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Rodriguez Maradiaga, M., Molina, E., Rivera, J., Rogers, R., Staller, A., & Tikoff, B. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. *Geophysical Journal International*, 218(2), 729–754. 10.1093/gji/ggz173

- Hamling, H., Hreinsdóttir Hreinsdóttir, Clark, C., Elliott, E., Liang, L., Fielding, F., Litchfield, L., Villamor, V., Wallace, W., Wright, W., D'Anastasio D'Anastasio, Bannister, B., Burbidge, B., Denys, D., Gentle, G., Howarth, H., Mueller, M., Palmer, P., Pearson, P., . . . Stirling, S. (2017). Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand. *Science*, 356(6334), eaam7194. 10.1126/science.aam7194
- Hamling, I. J., Wright, T. J., Hreinsdóttir, S., & Wallace, L. M. (2022). A Snapshot of New Zealand's Dynamic Deformation Field From Envisat InSAR and GNSS Observations Between 2003 and 2011. *Geophysical Research Letters*, 49(2), e2021GL096465. <https://doi.org/10.1029/2021GL096465>
- Higgins, M., La Femina, P. C., Weber, J. C., Geirsson, H., Ryan, G. A., & Wauthier, C. (2021). Strain Partitioning and Interseismic Fault Behavior Along the Caribbean-South American Transform Plate Boundary. *Tectonics*, 40(8), e2021TC006740. 10.1029/2021TC006740
- Holzer, T. L., & Savage, J. C. Global Earthquake Fatalities and Population. *Earthquake Spectra*, 29(1), 155–175. 10.1193/1.4000106
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., & Arıkan, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514-517, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013>
- Huang, Z., Zhou, Y., Qiao, X., Zhang, P., & Cheng, X. (2022). Kinematics of the ~1000 km Haiyuan fault system in northeastern Tibet from high-resolution Sentinel-1 InSAR velocities: Fault architecture, slip rates, and partitioning. *Earth and Planetary Science Letters*, 583, 117450. 10.1016/j.epsl.2022.117450
- Jolivet, R., Simons, M., Agram, P. S., Duputel, Z., & Shen, Z. -. (2015a). Aseismic slip and seismogenic coupling along the central San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 297–306. 10.1002/2014GL062222
- Jolivet, R., Simons, M., Agram, P. S., Duputel, Z., & Shen, Z. -. (2015b). Aseismic slip and seismogenic coupling along the central San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 297–306. 10.1002/2014GL062222
- Lemrabet, L., Doin, M., Lasserre, C., & Durand, P. (2023). Referencing of Continental-Scale InSAR-Derived Velocity Fields: Case Study of the

- Eastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(7), e2022JB026251. 10.1029/2022JB026251
- Li, Y., Nocquet, J., & Shan, X. (2022). Crustal deformation across the western Altyn Tagh fault (86° E) from GPS and InSAR. *Geophysical Journal International*, 228(2), 1361–1372. 10.1093/gji/ggab403
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., & Ortuño, M. (2012). Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain; Tectónica activa de la Falla de Alhama de Murcia, Cordillera Bética, España. *Journal of Iberian Geology: An International Publication of Earth Sciences*, 38(1), 253–270. 10.5209/REV_JIGE.2012.V38.N1.39218
- Maubant, L., Radiguet, M., Pathier, E., Doin, M., Cotte, N., Kazachkina, E., & Kostoglodov, V. (2022). Interseismic coupling along the Mexican subduction zone seen by InSAR and GNSS. *Earth and Planetary Science Letters*, 586, 117534. 10.1016/j.epsl.2022.117534
- Métois, M. (2022). Introduction: A Kinematic Approach to the Seismic Cycle. *The Seismic Cycle* (pp. i–xliv), 10.1002/97811394173709.fmatter
- Mignan, A., Ouillon, G., Sornette, D., & Freund, F. (2021). Global Earthquake Forecasting System (GEFS): The challenges ahead. *The European Physical Journal Special Topics*, 230(1), 473–490. 10.1140/epjst/e2020-000261-8
- Portela, J., Béjar-Pizarro, M., Staller, A., Hamling, I. J., Lasserre, C., Cosenza, B., & Hernandez, D. (2023a). Integrating InSAR and GNSS data for a new tectonic block model in El Salvador. Paper presented at the Fringe 2023, <https://fringe2023.esa.int/>
- Portela, J., Béjar-Pizarro, M., Staller, A., Monserrat, O., Barra, A., Álvarez-Gómez, J. A., & Hernandez, D. (2022a). Rapid identification of surface deformation processes in El Salvador using satellite Interferometric Synthetic-Aperture Radar. Paper presented at the Living Planet 2022, <https://earth.esa.int/eogateway/events/living-planet-symposium-2022>
- Portela, J., Hamling, I., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Hernandez, D., Polío, C., & Díaz, M. (2023b). A new velocity field for El Salvador derived from combined InSAR and GNSS data. Paper presented at the EGU General Assembly 2023, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-174>

- Portela, J., Staller, A., & Béjar-Pizarro, M. (2021a). Towards A Precise Modelling Of The El Salvador Fault Zone Using Geodetic Techniques. Paper presented at the Tercer Congreso En Ingeniería Geomática, 61–69. <https://doi.org/10.4995/CIGeo2021.2021.13957>
- Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., & Khazaradze, G. (2022b). Updating the GNSS velocity field in the Eastern Betics. Paper presented at the EGU General Assembly 2022, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-208>
- Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Hernandez, D. (2021b). Preliminary results on the characterisation of the Guaycume fault (El Salvador) from geodetic and seismological data. Paper presented at the EGU General Assembly 2021, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-6514>
- Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Khazaradze, G. (en revisión). New Insights on the Crustal Deformation in the Eastern Betics from Densified GNSS Data. *Tectonics*,
- Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Hamling, I. J., & Hernández, D. (2024a). Tectonic deformation in El Salvador from combined InSAR and GNSS data. *Tectonophysics*, , 230364. [10.1016/j.tecto.2024.230364](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2024.230364)
- Portela, J., Staller, A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Khazaradze, G. (2024b). Modelización cinemática de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales a partir de datos GNSS. Paper presented at the XI Congreso Geológico De España, 814.
- Pousse Beltran, L., Pathier, E., Jouanne, F., Vassallo, R., Reinoza, C., Audemard, F., Doin, M. P., & Volat, M. (2016). Spatial and temporal variations in creep rate along the El Pilar fault at the Caribbean-South American plate boundary (Venezuela), from InSAR. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(11), 8276–8296. [10.1002/2016JB013121](https://doi.org/10.1002/2016JB013121)
- Reid, H. F. (1910). The California Earthquake of April 18, 1906. State Earthquake Investigation Committee A. C. Lawson. *The Journal of Geology*, 18(3), 288–290. [10.1086/621732](https://doi.org/10.1086/621732)

- Reid, H. F. (1911). The elastic-rebound theory of earthquakes. Berkeley, CA : University of California Press.
- Rousset, B., Barbot, S., Avouac, J., & Hsu, Y. (2012). Postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan: Implication for lower-crust rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 11710.1029/2012JB009571
- Segall, P., & Davis, J. L. Y. 1.GPS APPLICATIONS FOR GEODYNAMICS AND EARTHQUAKE STUDIES. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(Volume 25, 1997), 301–336. 10.1146/annurev.earth.25.1.301
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81. 10.1016/j.tecto.2015.12.017
- Tamburini-Beliveau, G., Grosso-Heredia, J., Béjar-Pizarro, M., Pérez-López, R., Portela, J., Cismondi-Duarte, M., & Monserrat, O. (2022). Assessment of ground deformation and seismicity in two areas of intense hydrocarbon production in the Argentinian Patagonia. *Scientific Reports*, 12(1), 19198. 10.1038/s41598-022-23160-6
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., Garate, J., McClusky, S., & Reilinger, R. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49(3), 123–129. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007>
- Walters, R. J., Holley, R. J., Parsons, B., & Wright, T. J. (2011). Interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault from Envisat InSAR measurements. *Geophysical Research Letters*, 38(5)10.1029/2010GL046443
- Wang, H., Wright, T. J., Liu-Zeng, J., & Peng, L. (2019). Strain Rate Distribution in South-Central Tibet From Two Decades of InSAR and GPS. *Geophysical Research Letters*, 46(10), 5170–5179. 10.1029/2019GL081916

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA GENERAL

2. METODOLOGÍA GENERAL

2.1. Introducción

La presente tesis tiene como objetivo la caracterización cinemática de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ) y la Zona de Falla de las Béticas Orientales (EBSZ) mediante la adquisición, procesado y modelización de datos geodésicos. En concreto, esta tesis persigue determinar el comportamiento intersísmico de las fallas individuales de ambas zonas, aunque resulta necesario tener en consideración todas las fases del ciclo sísmico para la correcta modelación de las series temporales geodésicas (ver Fig. 1.1 en el Capítulo 1).

Un resumen gráfico de la monitorización geodésica del comportamiento intersísmico en una falla (en este caso de desgarre) es mostrado en la Fig. 2.1.

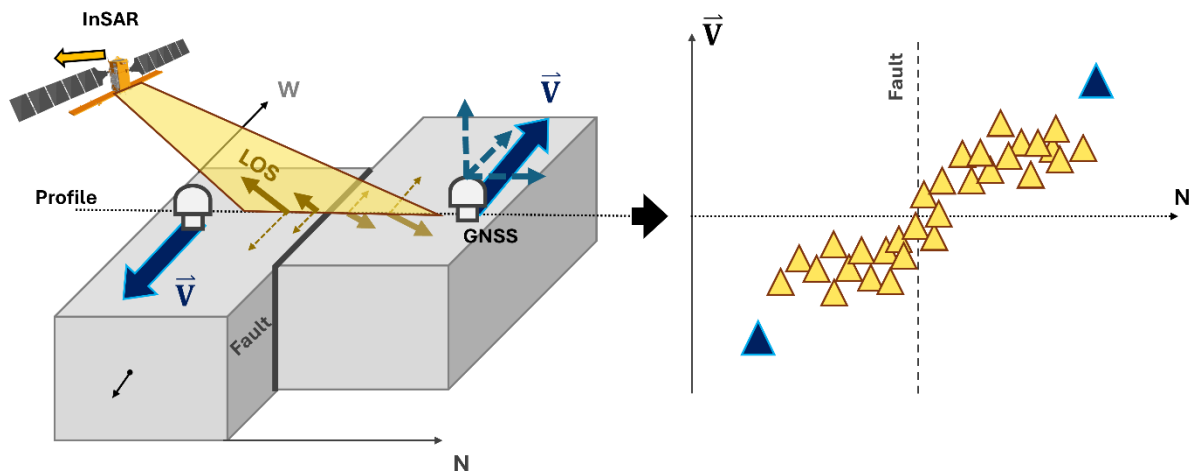


Figura 2.1: Esquema simplificado de las técnicas geodésicas empleadas en esta tesis doctoral, GNSS e InSAR, y su registro de datos a ambos lados de una falla de desgarre.

En este capítulo se desarrolla de manera general la base teórica de la metodología seguida en la presente tesis doctoral. En primer lugar, se exponen los fundamentos de las técnicas geodésicas (GNSS e InSAR), las observaciones correspondientes y su procesamiento (apartado 2.2). Seguidamente se desarrollan de manera

simplificada las bases de la determinación del campo tasa de deformación geodésico (apartado 2.3), así como de los principales modelos empleados en la tesis (apartado 2.4): modelos de movimiento de placas, modelos de fallas (dislocaciones y acumulación elástica de deformación) y modelos cinemáticos de bloques. Finalmente (apartado 2.5) se muestra la estrategia común de procesamiento de los datos geodésicos en la tesis y el posterior modelado, aunque se recomienda acudir a los capítulos 3 (El Salvador) y 4 (Las Béticas Orientales) para una información detallada de la metodología específica seguida en cada caso.

2.2. Fundamentos de las técnicas geodésicas

2.2.1. GNSS

2.2.1.1. Fundamentos de los sistemas GNSS

La técnica GNSS (*Global Navigation Satellite System*, o Sistema Global de Navegación por Satélite por sus siglas en inglés) permite determinar la posición tridimensional de un punto con precisión milimétrica a partir de señales satelitales. El posicionamiento básico con GNSS radica en determinar la ubicación de un punto, donde se encuentra ubicado el receptor, a partir de las posiciones conocidas de al menos cuatro satélites. Para ello, se mide la distancia entre cada satélite y el receptor. Esta medición se realiza mediante la emisión de múltiples señales en la banda L por parte de los satélites, que se registran en el receptor GNSS, calculándose la distancia en función del tiempo que tarda la señal en viajar desde el satélite hasta el receptor.

Los satélites GNSS emiten señal en dos o más frecuencias en banda L (con frecuencias entre ~ 1000 y ~ 1600 MHz, ver Fig. 2.2). Estas señales contienen información que permite calcular el tiempo de viaje de la señal desde el satélite hasta el receptor, así como conocer las coordenadas del satélite en todo momento. En concreto, la señal se compone de frecuencias portadoras, sobre las cuales se modulan códigos (secuencias binarias que permiten al receptor determinar el tiempo de viaje de la señal de radio desde el satélite hasta el receptor) y un mensaje de navegación (incluyendo información de las efemérides -posición y velocidad- de los satélites y de los parámetros y correcciones del reloj del satélite).

En la actualidad existen cuatro sistemas, con sus respectivas constelaciones de satélites, que ofrecen cobertura global de posicionamiento:

- El sistema **GPS** (*Global Positioning System*), operado por las Fuerzas Armadas de los Estados Unidos de América. Se trata del sistema más conocido, lo cual genera en muchas ocasiones su uso metonímico para referirse a todos los sistemas GNSS. Este sistema se encuentra operativo desde 1978 (aunque con cobertura global a partir de 1994) y cuenta con 32 satélites en órbita.
- El sistema **GLONASS** (ГЛОНАСС, Sistema Global de Navegación por Satélite por sus siglas en ruso), bajo control militar de la Federación de Rusia. Está operativo desde 1995 y cuenta con una constelación de 24 satélites.
- El sistema **Galileo**, de la Unión Europea. Se trata del único sistema bajo control civil, diseñado para proporcionar autonomía de uso a los ciudadanos europeos y de todo el mundo con independencia de restricciones militares. Tras el lanzamiento de los primeros satélites en 2011 y 2012, la constelación ha ido creciendo hasta estar totalmente operativa en 2017, aunque continúa aumentando. Tras las puestas en órbita de abril de 2024 (https://www.esa.int/Applications/Satellite_navigation/New_Galileo_satellites_operational_after_successful_in-orbit_testing), la constelación cuenta con 30 satélites activos.
- El sistema **BeiDou** (北斗卫星导航系统, Sistema de Navegación por Satélite BeiDou), operado por la agencia espacial de la República Popular China. Operativo en China desde 2011 y de forma global desde 2018, actualmente cuenta con más de 40 satélites en órbita.

Existen también sistemas de navegación por satélite regionales autónomos, como el indio IRNSS (*Indian Regional Navigation Satellite System*), que proporciona servicios exclusivamente en el entorno de La India, y Sistemas de Aumentación Basados en Satélites (SBAS), que proporcionan correcciones a los sistemas GNSS a través de satélites adicionales con cobertura regional, como el japonés QZSS/Michibiki (*Quasi-Zenith Satellite System*/みちびき).

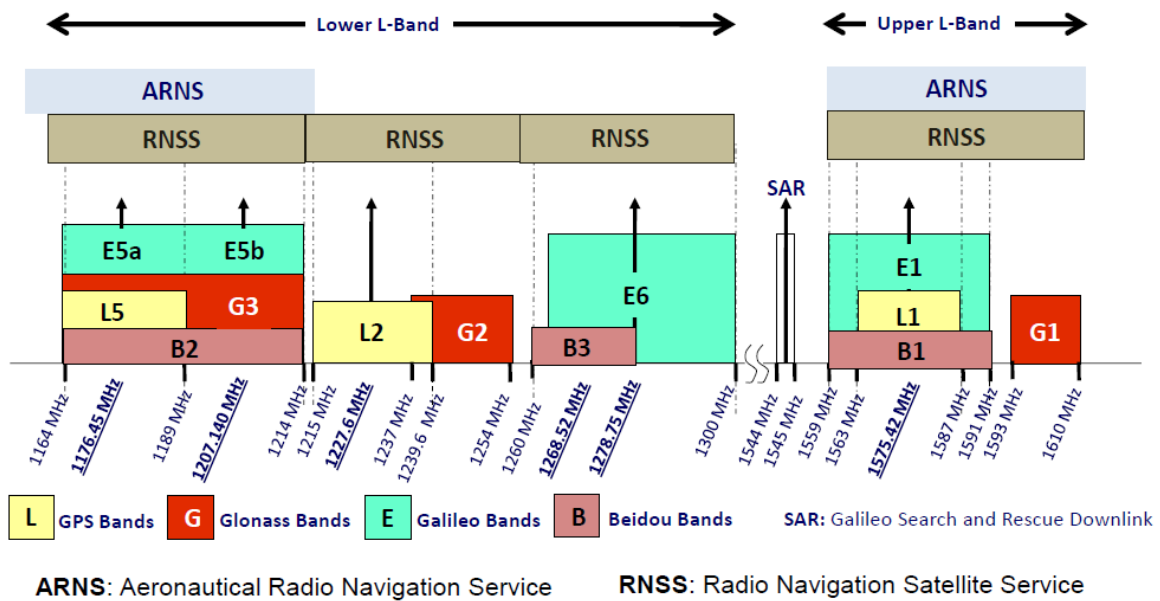


Figura 2.2: Frecuencias de las señales GNSS, indicando la constelación correspondiente.

Tomada de Sanz Subirana et al. (2013).

2.2.1.2. Posicionamiento GNSS

En este apartado se describe brevemente la base del posicionamiento GNSS. Se recomienda seguir lecturas especializadas para más información, como por ejemplo Berné Valero et al. (2014), Leick (1995) o Sanz Subirana et al. (2013).

El tiempo empleado por la señal en viajar desde el centro de fase de la antena del satélite (emisor) al centro de fase de la antena del receptor GNSS está relacionado con la distancia entre emisor y receptor. Es posible calcular esta distancia con base en los observables de tiempo (código), de (la fracción de) fase y al desplazamiento Doppler de la portadora (que no se trata a continuación por ser el menos preciso).

En el posicionamiento con código, el código modulado sobre la fase portadora se correlaciona con una réplica generada en el receptor, permitiendo obtener la medida de (diferencia de) tiempo, que se corresponde con el desfase temporal entre los códigos (Δt). La pseudodistancia (R) es la medida derivada de distancia entre satélite y receptor, conociendo la velocidad de la luz (c):

$$R = c \cdot \Delta t \tag{2.1}$$

Esta es una distancia aparente que no se corresponde directamente a la distancia geométrica (ρ) entre satélite y receptor por factores como la falta de sincronización entre el reloj del satélite y el reloj del receptor (Δr):

$$R = c \cdot (\Delta t + \Delta r) = \rho + c \cdot \Delta r \quad (2.2)$$

Además, la señal es objeto de alteraciones en su camino entre el satélite y el receptor, como retardos ionosféricos (I) y troposféricos (T), errores como el error multicamino o *multipath* y otros errores con menor influencia (ε). De esta manera, la ecuación general de la pseudodistancia (R) entre receptor (r) y satélite (s) queda como sigue:

$$R_r^s = \rho_r^s + c \cdot \Delta r_r^s + I_r^s + T_r^s + \varepsilon_r^s \quad (2.3)$$

Por otro lado, partiendo del observable de fase, es posible determinar la distancia entre el receptor y el satélite a partir de la medida del número de longitudes de onda (λ) o ciclos de la portadora (un número entero N y una parte fraccional φ , que es el observable). Precisamente por ello, existe una ambigüedad de fase en la determinación del número entero de longitudes de onda, que dificulta los cálculos si hay un salto de ciclo en la señal. La determinación de N se denomina resolución de ambigüedades.

$$\rho = \lambda \cdot (N + \varphi) \quad (2.4)$$

El observable de fase ($\phi = \lambda \cdot \varphi / 2\pi$) se corresponde con la diferencia entre la fase portadora recibida en el receptor con la réplica generada internamente por el oscilador del mismo.

En el instante inicial, se desconoce la distancia correspondiente con el número entero de ciclos completos ($\lambda \cdot N_0$), el cual se conoce como ambigüedad. No obstante, si no hay interrupción de la señal (salto de ciclo), este número permanece constante (Fig. 2.3). De esta manera, para un tiempo t , la ecuación de la distancia dependerá de la diferencia de fase entre la fase portadora recibida y replicada (el observable) y el número entero medido de ciclos completos (N_t) en ese instante, además de la ambigüedad inicial en el número de ciclos (N_0):

$$\rho_t = \phi_t + N_0 \cdot \lambda = \lambda \cdot \frac{\phi_t}{2\pi} + N_t \cdot \lambda + N_0 \cdot \lambda$$

(2.5)

Tomando en cuenta los errores a los que está sujeta la señal de fase, la ecuación de observación para el observable de fase se puede expresar en unidades lineales como:

$$\phi_r^s = \rho_r^s + c \cdot \Delta r_r^s + \lambda \cdot N_{0_r}^s - I_r^s + T_r^s + \varepsilon_r^s$$

(2.6)

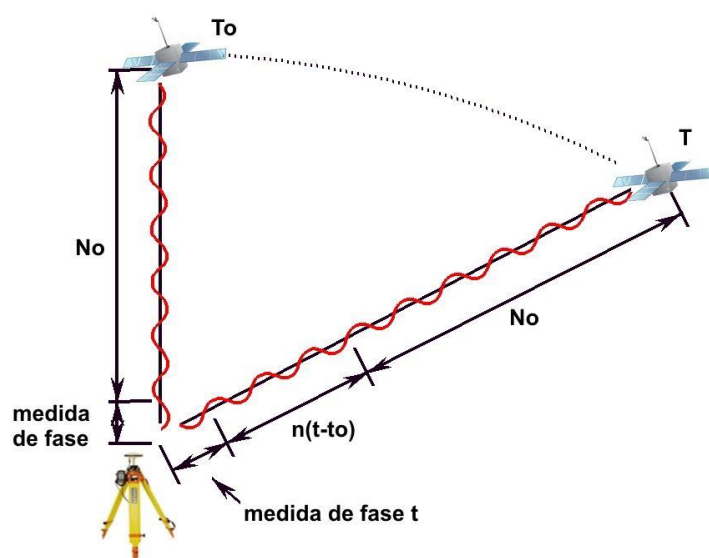


Figura 2.3: Esquema gráfico de las medidas de fase en un receptor GNSS.

Tomada de Berné Valero et al. (2014).

Las observaciones GNSS están, pues, expuestas a diversos errores, como errores en los relojes de los satélites y los receptores, errores atmosféricos (e.g. Böhm y Schuh, 2013) o errores accidentales como las pérdidas de ciclo, el *multipath* (por la llegada de múltiples reflexiones de la señal al receptor), desfases en los centros de fase de las antenas GNSS o errores de observación, entre otros.

Para el posicionamiento preciso requerido en aplicaciones geodésicas como la presente tesis doctoral, resulta esencial minimizar los errores sistemáticos (además de los errores en la medición). El procesamiento empleado

tradicionalmente para lograr precisiones subcentimétricas en estudios geodinámicos sigue un enfoque estático y relativo, basado en el método de las dobles diferencias. Este enfoque requiere de la instalación simultánea (y durante un periodo largo de tiempo, esto es, en modo estático) de al menos dos receptores GNSS. El método relativo se basa en el cálculo del posicionamiento (relativo) de al menos un receptor con respecto del otro (ver Fig. 2.4). Esta distancia conviene que sea lo menor posible para preservar buenas precisiones. Las observaciones deben realizarse desde los receptores a los mismos dos satélites en tiempos muy próximos, permitiendo la generación de combinaciones lineales (dobles diferencias) que eliminan o reducen los errores sistemáticos (como la refracción atmosférica o el estado de los relojes del satélite y los receptores). Esto a su vez facilita la resolución rápida de ambigüedades, lo cual es un paso imprescindible para el posicionamiento.

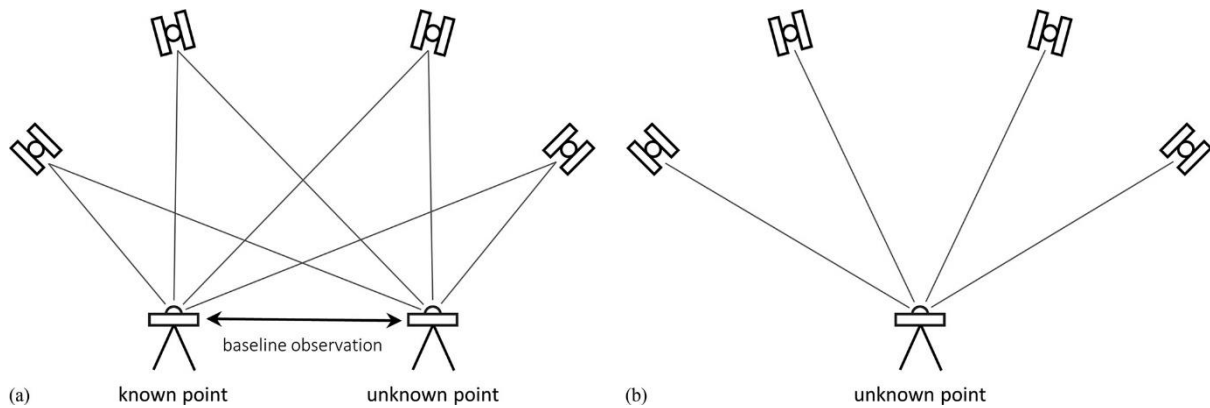


Figura 2.4: Métodos de posicionamiento relativo (a) y absoluto (b).

Tomada de Jamieson et al. (2018).

Los cálculos pueden realizarse con los observables de código, fase, o una combinación de ambos. A continuación, se muestra un ejemplo de dobles diferencias con el observable de fase, teniendo en cuenta que ϕ sigue una formulación similar a la ecuación (2.6):

$$\Delta\phi_{r1,r2}^{s1,s2}(t) = \phi_{r1,r2}^{s1}(t) - \phi_{r1,r2}^{s2}(t) = [\phi_{r1}^{s1}(t) - \phi_{r2}^{s1}(t)] - [\phi_{r1}^{s2}(t) - \phi_{r2}^{s2}(t)] \quad (2.7)$$

Además, la combinación de distintas frecuencias (e.g. L1 y L2) permite mejorar la precisión del procesamiento a través de la recuperación de pérdidas de ciclo, la

eliminación del efecto ionosférico (que es dependiente de la frecuencia), o la determinación de ambigüedades, entre otras aplicaciones.

Las observaciones GNSS suelen ser almacenadas en formato RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*: Gurtner y Estey, 2007), que se corresponde con el formato estándar de intercambio de observaciones brutas GNSS. Existen ficheros RINEX de observación, que incluyen los observables de tiempo, pseudodistancia y fase (entre otros), y los ficheros de navegación, que incluyen las efemérides radiodifundidas de los satélites.

Mediante el procesamiento de las observaciones diarias GNSS en una estación o receptor (véase el apartado 2.5 para una explicación más detallada), es posible obtener una solución diaria de sus coordenadas cartesianas geocéntricas (X,Y,Z) y sus desviaciones estándar ($\sigma_X, \sigma_Y, \sigma_Z$), con respecto al sistema de referencia ITRF2014 (Altamimi et al., 2016).

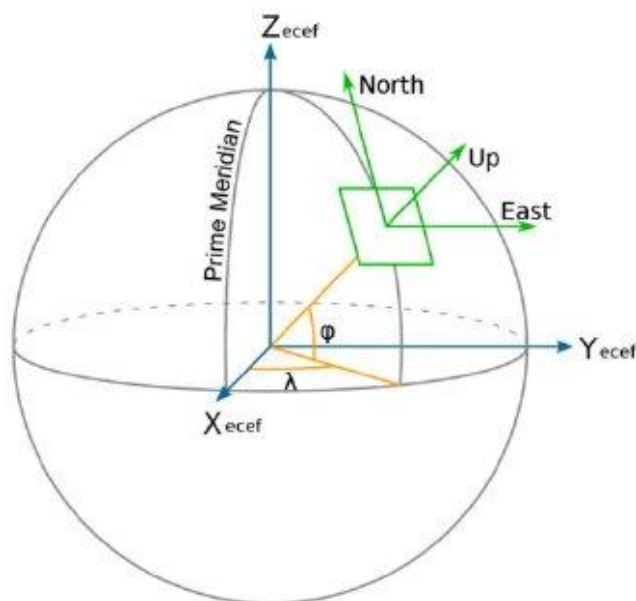


Figura 2.5: Esquema gráfico de un sistema de referencia geocéntrico ECEF en coordenadas geográficas (ϕ, λ, h), en naranja, y cartesianas (X,Y,Z), en azul, así como de un sistema local topocéntrico (East, North, Up), en verde.

Tomada de Haasdyk y Janssen (2011).

Las coordenadas cartesianas geocéntricas pueden ser transformadas a un sistema de coordenadas local topocéntrico (centrado en un punto de la superficie terrestre) “enu” (Fig. 2.5), obteniendo coordenadas horizontales este (e) y norte (n), y verticales (u). Las series temporales enu son más interpretables, al estar referidas a la superficie terrestre. La transformación de coordenadas para un punto i con respecto al punto de referencia (0) se realiza conforme a las siguientes expresiones (2.8 y 2.9):

$$\begin{bmatrix} e_i \\ n_i \\ u_i \end{bmatrix} = R \cdot \begin{bmatrix} X_i - X_0 \\ Y_i - Y_0 \\ Z_i - Z_0 \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

$$R = \begin{bmatrix} -\sin\lambda_0 & \cos\lambda_0 & 0 \\ -\sin\varphi_0\cos\lambda_0 & -\sin\varphi_0\sin\lambda_0 & \cos\varphi_0 \\ \cos\varphi_0\cos\lambda_0 & \cos\varphi_0\sin\lambda_0 & \sin\varphi_0 \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

Las desviaciones estándar se transforman a un sistema local topocéntrico mediante la propagación de la matriz de varianza-covarianza, según (2.10) y (2.11):

$$VCV_{enu} = R \cdot VCV_{XYZ} \cdot R^T \quad (2.10)$$

$$VCV_{XYZ} = \begin{bmatrix} \sigma_X^2 & \sigma_{XY} & \sigma_{XZ} \\ \sigma_{XY} & \sigma_Y^2 & \sigma_{YZ} \\ \sigma_{XZ} & \sigma_{YZ} & \sigma_Z^2 \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

En (2.8) y (2.9), (e_i, n_i, u_i) hacen referencia a las coordenadas locales topocéntricas en el punto i , (X_i, Y_i, Z_i) a las coordenadas cartesianas geocéntricas en dicho punto, (X_0, Y_0, Z_0) a las coordenadas cartesianas geocéntricas tomadas como origen del sistema de referencia local y (λ_0, φ_0) las correspondientes coordenadas geográficas de este origen. En (2.10) VCV representa la matriz de varianza covarianza de las coordenadas locales (enu) y cartesianas geocéntricas (XYZ), donde los términos diagonales representan las varianzas de las coordenadas y el resto las respectivas covarianzas.

De esta manera, se dispone de soluciones diarias de posicionamiento (e,n,u) y sus incertidumbres, con respecto al sistema de referencia ITRF2014.

2.2.1.3. Series temporales y velocidades GNSS

En cada estación GNSS se dispone tras el procesamiento de las series temporales de desplazamiento en las tres componentes (por ejemplo, e,n,u).

Habitualmente, las series temporales GNSS se ajustan a una tendencia (velocidad) lineal (Bevis et al., 2020). No obstante, las series temporales se ven además afectadas por fenómenos naturales, instrumentales y antrópicos, como terremotos, subsidencia del terreno, fenómenos meteorológicos, cambios de antena, fallos en el suministro de energía... Estos fenómenos se traducen en saltos súbitos (*offsets*) en las series temporales y en huecos (*gaps*), esto es, periodos sin datos. Además, es habitual que las series temporales presenten una estacionalidad de un determinado periodo (habitualmente anual) y otros comportamientos transitorios (ver Fig. 2.6).

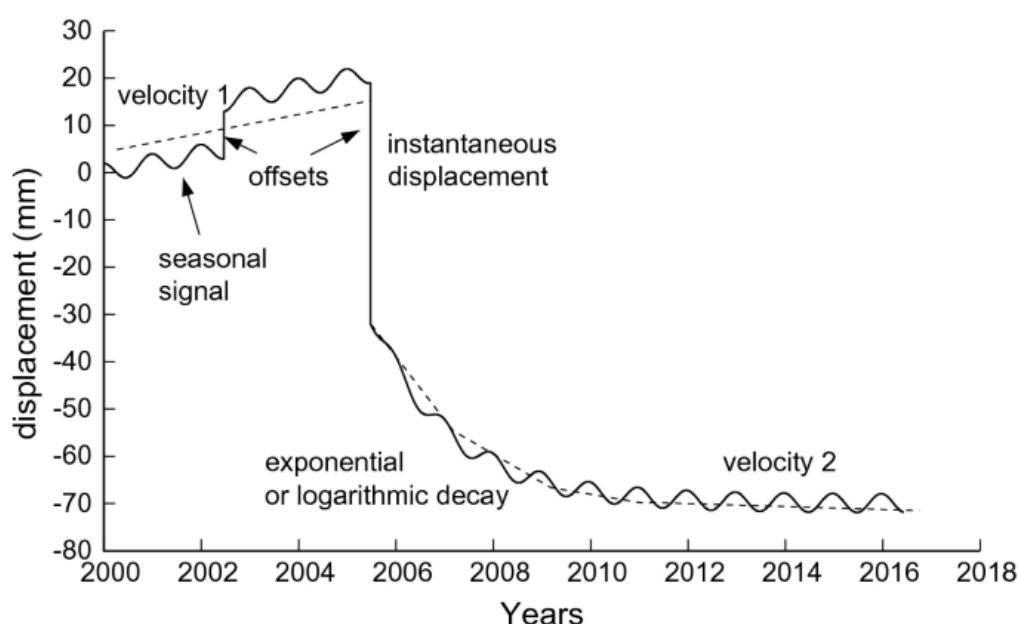


Figura 2.6: Serie temporal de desplazamiento, afectada de fenómenos comunes.

Tomada de Bos et al. (2020).

Los desplazamientos cosísmicos durante un terremoto suficientemente próximo a una estación GNSS se traducen en un salto en alguna o todas las componentes e,n,u de una serie temporal diaria. Además, posteriormente al terremoto, se pueden producir desplazamientos postsísmicos, los cuales se suelen traducir en decaimientos exponenciales o logarítmicos (Fig. 2.6). Si la estación GNSS está bien anclada a terreno estable, ajena a fenómenos de deformación locales, y sus series temporales están bien modeladas, la velocidad (tendencia) en las mismas se corresponderá con la velocidad intersísmica del punto donde se ubica la estación GNSS.

La trayectoria de una serie temporal puede formularse de la siguiente manera (Bevis et al., 2020):

$$x(t) = x_R + v(t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_J} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [s_k \sin(\omega_k t) + c_k \cos(\omega_k t)] \quad (2.12)$$

$$H(t - t_j) = \begin{cases} 0, & \text{si } t < t_j \\ 1, & \text{si } t \geq t_j \end{cases} \quad (2.13)$$

En (2.12), t_R es un tiempo arbitrario de referencia, siendo $x_R = x(t_R)$, y v es la velocidad (linear) de la estación. H (2.13) es una función Heaviside (o función de escalón unitario), con b_j la magnitud y dirección del salto ocurrido en el tiempo t_j , y n_J el número máximo de saltos. Este término modela los saltos en las series temporales (offsets). Finalmente, el último término modela la estacionalidad de la serie temporal a través de un armónico con velocidad angular ω_k (con $\omega_k = 2\pi/\tau_k$, siendo τ_k el periodo correspondiente), y coeficientes de Fourier s_k y c_k , y n_F el número total de frecuencias.

Además, también es posible ajustar a las series temporales una tendencia no lineal. De esta manera, se podría sustituir el término de la velocidad de (2.12) por una tendencia polinómica, con n_p el máximo grado del polinomio:

$$x(t) = \sum_{i=1}^{n_{p+1}} p_i (t - t_j)^{i-1} + \sum_{j=1}^{n_J} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_F} [s_k \sin(\omega_k t) + c_k \cos(\omega_k t)] \quad (2.14)$$

Si se ajusta un polinomio de primer grado ($n_p = 1$), el término de velocidad de (2.14) se iguala al de la ecuación (2.12), con $p_1 = x_R$ y $p_2 = v$.

Además, es posible modelar una función de decaimiento (d) logarítmica (2.15) o exponencial (2.16), que habitualmente se ajustan a desplazamientos postsísmicos. Se muestran dos modelos simples formulados en Bevis et al. (2020):

$$d = A \cdot \log\left(1 + \frac{\Delta t}{T}\right) \quad (2.15)$$

$$d = A \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{T}\right) \right] \tag{2.16}$$

En (2.15) y (2.16), A representa el coeficiente de amplitud, T es la escala temporal característica del evento transitorio y Δt el intervalo de tiempo desde el evento original (el terremoto), con lo cual $\Delta t > 0$.

Los parámetros del modelo, incluyendo la velocidad, se pueden obtener ajustando dicho modelo a las observaciones mediante, por ejemplo, mínimos cuadrados. En estos casos, se asume que los errores de medición son normales (gaussianos) y que no están correlacionados temporalmente entre sí, es decir, ruido blanco (Williams, 2003). No obstante, diversas publicaciones apuntan a que las incertidumbres formales de las velocidades suelen estar infraestimadas si solo se considera ruido blanco en las series (Johnson y Agnew, 1995; Zhang et al., 1997; Mao et al., 1999; Williams, 2003; Beavan et al., 2016; Bevis et al., 2020).

Es posible realizar un análisis espectral de las series temporales para determinar el tipo dominante de ruido en las mismas, permitiendo escalar debidamente las incertidumbres en las velocidades. Un modelo de ruido de ley de potencia puede formularse como (Agnew, 1992):

$$P(f) = P_0 \left(\frac{f}{f_s} \right)^k \tag{2.17}$$

En (2.17) f es la frecuencia, P_0 una constante, f_s la frecuencia de muestreo y k el índice espectral. La determinación del índice espectral permite identificar el tipo de ruido dominante en las series temporales, lo cual hace posible su modelización para la determinación de la incertidumbre en las velocidades.

Un índice espectral $k \sim 0$ indica la presencia de ruido blanco en las series temporales GNSS, esto es, una señal aleatoria e independiente del tiempo, que varía en torno a la media (Fig. 2.7). Suele relacionarse con errores de medida o ruido de hardware. Un índice espectral $k \sim -2$ se relaciona con ruido de camino aleatorio (*random walk*), no estacionario, y que se relaciona con inestabilidades en las monumentaciones de las estaciones GNSS. A medio camino, un índice espectral $k \sim -1$ es indicativo de la presencia de ruido rosa, de parpadeo o flicker, siendo este el tipo de ruido más común en las series temporales GNSS, aunque con causas poco

claras (Fig. 2.7). Se recomienda la lectura de Bos et al. (2020) y los estudios citados en este apartado para más información relativa al estudio del ruido en las series temporales GNSS.

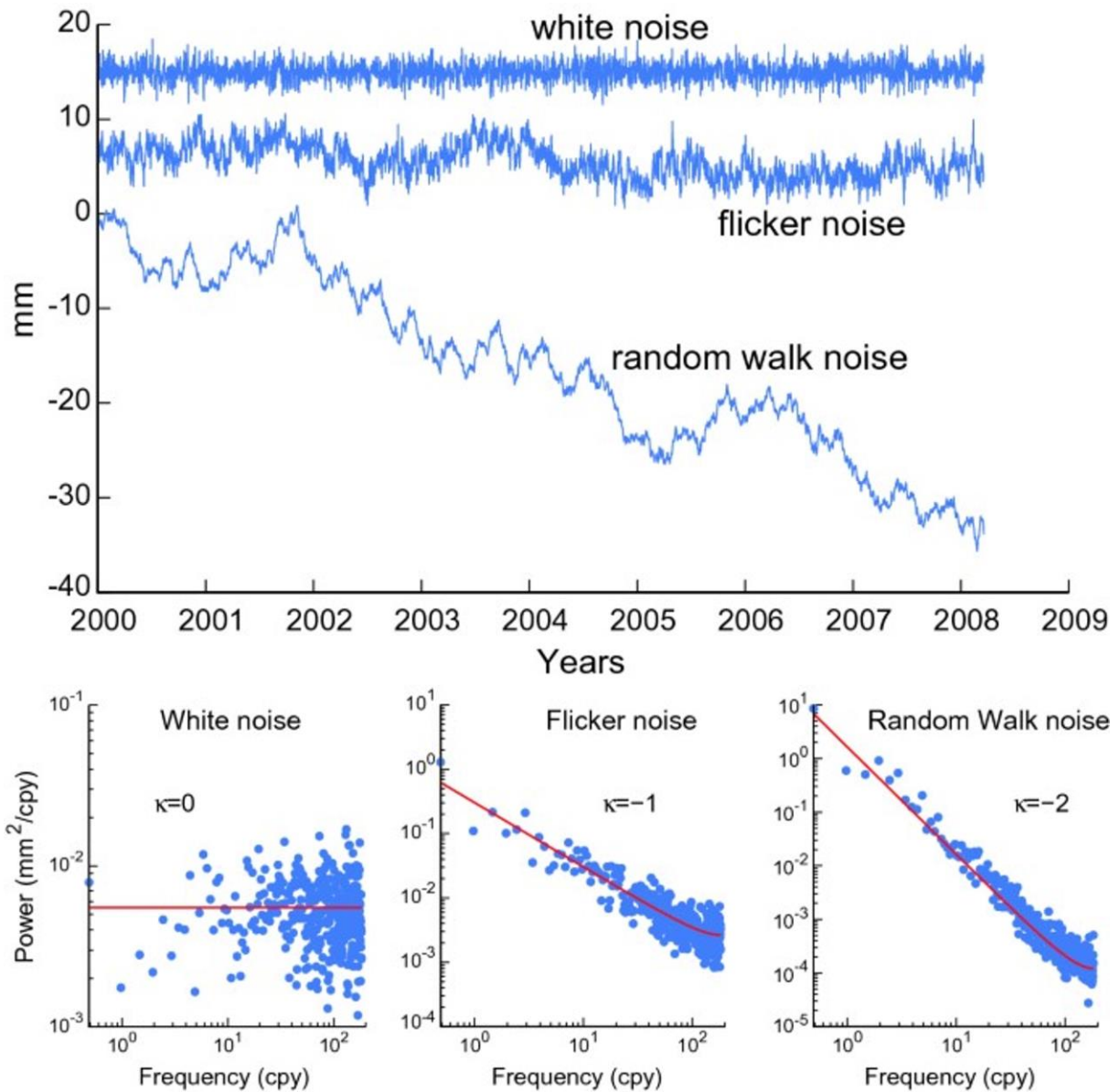


Figura 2.7: Tipos de ruido en las series temporales de desplazamiento.

Ejemplo de ruido en las series de desplazamiento según su tipo (arriba) y densidad espectral de potencia (abajo) para ruido blanco (White noise), Flicker o de camino aleatorio (Random Walk noise), con los periodogramas calculados como puntos azules y el modelo ajustado de ley de potencia como una línea roja. Modificada de Bos et al. (2020).

2.2.2. InSAR

2.2.2.1. Fundamentos SAR

Los radares de apertura sintética (SAR, *Syntetic Aperture Radar*) son sensores activos que pueden ser instalados en cualquier tipo de vehículo (satélites, drones, aviones, etc) o estacionados en tierra. En la presente tesis doctoral se tratan exclusivamente los sensores SAR instalados en satélites. Estos instrumentos poseen un transmisor que emite pulsos de ondas electromagnéticas en el rango de las microondas. Dichos pulsos son enfocados por la antena en un haz que barre la superficie terrestre de forma oblicua al avance del satélite. Los pulsos son dispersados por los diferentes objetos (reflectores) al llegar a la superficie, con algunos ecos retornando a la antena en un proceso denominado retrodispersión (Bru et al., 2024).

Conociendo el tiempo entre la emisión y la recepción de la señal (Δt), es posible calcular la distancia entre el satélite y el objeto de la superficie (d), dada (c) la velocidad de la luz (Massonnet y Feigl, 1998; nótese la diferencia con la ecuación 2.1 debida al doble camino de la señal):

$$R = \frac{1}{2} c \Delta t \tag{2.18}$$

Las antenas SAR están orientadas de manera que observan de manera oblicua (normalmente hacia el lateral derecho) con respecto al avance del satélite (Fig. 2.8). La dirección de avance del satélite se denomina dirección de acimut, mientras que la dirección perpendicular hacia la cual se orienta la antena se denomina dirección de rango. El ángulo que forma el haz radar emitido por el satélite con la normal a la superficie terrestre en cada punto se denomina ángulo de incidencia. La línea de visión entre el satélite y el terreno se denomina LOS (*Line of Sight*) y representa la trayectoria que sigue la señal de radar emitida por el satélite hacia el terreno y de vuelta al satélite. Los satélites SAR siguen una órbita casi polar, pasando por el mismo punto desde dos geometrías de adquisición diferentes: en órbita ascendente y en órbita descendente. De esta manera, la geometría de adquisición de un sensor SAR montado en un satélite se referirá siempre a una geometría LOS ascendente o LOS descendente.

La antena de radar emite pulsos de microondas de alta energía que se reflejan en la superficie del terreno. El radar registra los ecos en dos direcciones: rango oblicuo

y acimut. Para distinguir elementos cercanos, sus ecos deben recibirse en momentos diferentes, lo que define la resolución espacial. La resolución en la dirección de rango es más fina a priori que en la dirección acimut. La resolución en acimut (W_a) depende de la longitud de onda de la señal (λ), la longitud de la antena radar en la dirección de acimut (L_a) y de la distancia R del satélite a la superficie (Hanssen, 2001):

$$W_a = \frac{\lambda}{L_a} R \tag{2.19}$$

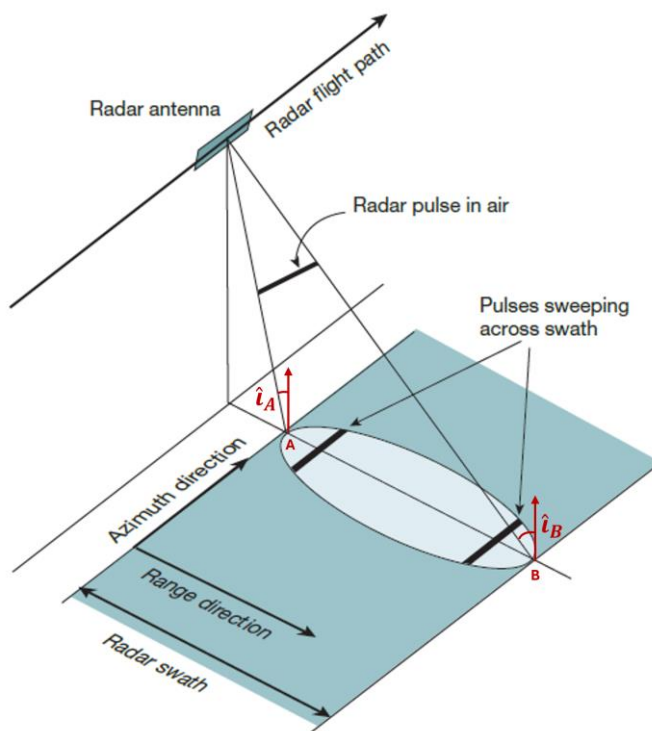


Figura 2.8: Geometría de adquisición de un sensor SAR (montado en un satélite)

con \hat{i} denotando el ángulo de incidencia en dos puntos diferentes. Modificada de Simons y Rosen (2007).

La resolución en acimut es, por consiguiente, inversamente proporcional a la longitud de la antena radar. Dado que no es viable montar antenas extremadamente largas en un satélite, la solución para mejorar

las resoluciones en acimut reside en la tecnología SAR: radar de apertura sintética. Los sistemas SAR explotan el efecto Doppler para combinar múltiples ecos sucesivos orientados a la misma zona del terreno mientras la plataforma se desplaza, simulando una antena de mayor longitud que la real (una apertura sintética), y mejorando por ende la resolución en la dirección de acimut (Rosen et al., 2020).

Los sensores SAR operan en el rango de las microondas, y especialmente en la banda X del espectro electromagnético, con longitudes de onda λ entre 2.5 y 3.75 cm; en banda C, con λ entre 3.75 y 7.5 cm, y en banda L, con λ entre 15 y 30 cm

(ver Fig. 2.9). A mayor longitud de onda, mayor es la penetración de la señal en el terreno y a través de la vegetación: la señal en banda L es capaz de penetrar la cobertura vegetal en muchos casos, mientras que la señal en banda X se dispersará al entrar en contacto con obstáculos de un tamaño similar a su longitud de onda (como ramas y hojas).

Una imagen SAR (n filas en acimut x m columnas en rango) proporciona en cada píxel un número complejo que contiene dos tipos de información: amplitud y fase. Los valores de **amplitud** reflejan la intensidad de la señal retrodispersada, que regresa tras interactuar con los objetos en la superficie, proporcionando información sobre sus características. Por otro lado, los valores de **fase** están relacionados con el tiempo de viaje de la señal y permiten medir la distancia entre el sensor y el objeto, siendo fundamentales para detectar desplazamientos en la superficie del terreno (Bru et al., 2024).

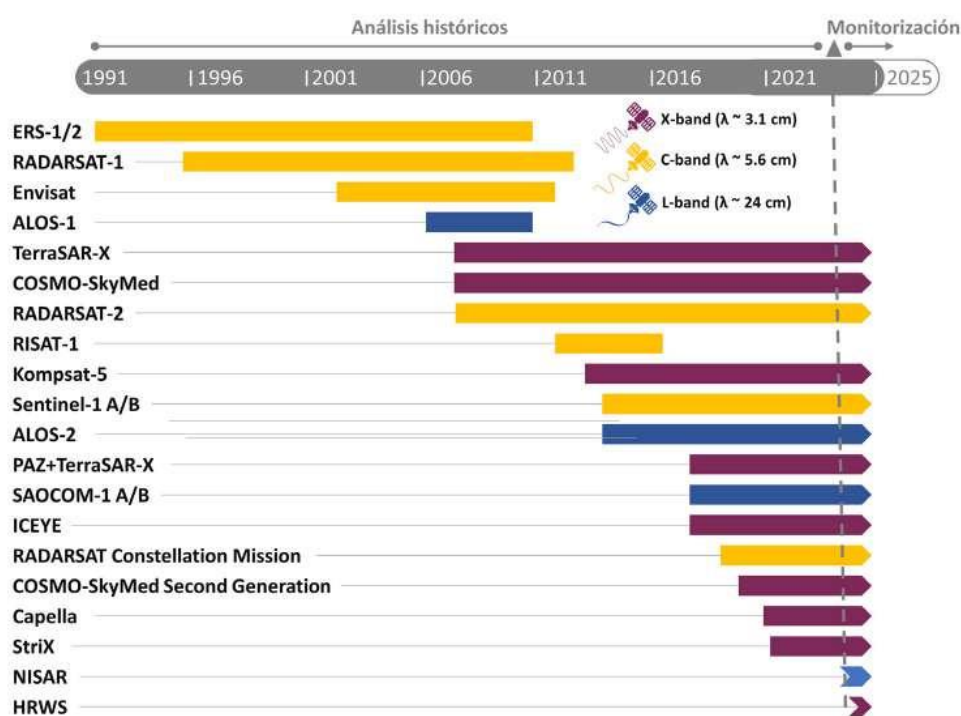


Figura 2.9: Misiones SAR activas desde 1990 hasta el presente.

Se muestra su periodo de funcionamiento y la banda de operación. Tomada de Bru et al. (2024).

2.2.2.2. Interferometría radar

La interferometría radar de apertura sintética (**InSAR**) es una técnica que se basa en la medida de la diferencia de fase entre dos imágenes SAR. Cuando además se elimina la contribución de la topografía a la diferencia de fase, esta técnica permite medir deformaciones en el terreno. En este caso, se suele denominar interferometría diferencial (**DInSAR**).

El producto obtenido de la diferenciación de la fase de dos imágenes SAR es denominado interferograma, el cual muestra cambios geométricos en la superficie (Fig. 2.10). Como se ha indicado anteriormente, una imagen SAR puede descomponerse como una malla de valores complejos (en cada píxel), que pueden ser descompuestos en sus componentes de amplitud ($|y|$) y fase (ψ), con j la unidad imaginaria ($j^2 = -1$), según Hanssen (2001):

$$y = |y| \exp(j\psi) \quad (2.20)$$

La fase interferométrica se calcula por medio de la multiplicación compleja (píxel por píxel) de la imagen compleja de referencia (y_1), por la conjugada compleja de la secundaria (y_2):

$$y_1 y_2^* = |y_1| \exp(j\psi_1) |y_2| \exp(-j\psi_2) = |y_1| |y_2| \exp(j(\psi_1 - \psi_2)) \quad (2.21)$$

La fase interferométrica en cada píxel p , $\Delta\psi_p = (\psi_{1,p} - \psi_{2,p})$ es la magnitud de utilidad para la interferometría. De una manera simplificada, la fase interferométrica entre una imagen SAR de referencia y otra imagen SAR (secundaria) registrada desde la misma plataforma un tiempo después ($t + \Delta t$), estará relacionada con el cambio en la distancia recorrida por la señal entre las dos imágenes (ΔR).

$$\Delta\psi_t^{t+\Delta t} = \frac{2\pi}{\lambda} [2(R + \Delta R) - 2R] = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (2.22)$$

No obstante, esta aproximación solo tiene en cuenta los cambios producidos por desplazamientos en el terreno (ΔR). La fase interferométrica real implica la adición de diferentes contribuciones (Bru et al., 2024), como aquellas atribuibles a los mencionados movimientos del terreno ($\Delta\psi_{def}$), a la topografía ($\Delta\psi_{topo}$), a efectos atmosféricos ($\Delta\psi_{atm}$), a la influencia de la curvatura terrestre ($\Delta\psi_{curv}$), a cambios temporales en las propiedades de retrodispersión del terreno ($\Delta\psi_{ret}$) y a otros errores aleatorios en la medición (ε):

$$\Delta\psi = \Delta\psi_{def} + \Delta\psi_{topo} + \Delta\psi_{atm} + \Delta\psi_{curv} + \Delta\psi_{ret} + \varepsilon \quad (2.23)$$

Para obtener los cambios de fase relativos a deformaciones del terreno (esto es, los de interés para esta tesis), deben minimizarse o eliminarse las demás

contribuciones. La interferometría diferencial (DInSAR) busca limitar la contribución de la topografía ($\Delta\psi_{topo}$) mediante la generación de una fase sintética, que simula la contribución de dicha topografía a la fase según la geometría de adquisición de las imágenes. Esta fase sintética puede sustraerse de la fase interferométrica medida. La contribución de la curvatura de la Tierra ($\Delta\psi_{curv}$) se puede determinar a partir de las efemérides precisas publicadas de las órbitas de los satélites y un modelo del elipsoide terrestre. La contribución debida a cambios temporales en la retrodispersión del terreno ($\Delta\psi_{ret}$) no puede ser modelada (Bru et al., 2024).

La propagación de ondas sufre retrasos al atravesar la atmósfera, siendo $\Delta\psi_{atm}$ una contribución potencialmente muy importante a la señal, por lo que su tratamiento es crítico para la medida de deformaciones con InSAR, aunque su tratamiento no es sencillo (Dalaison, 2021). Esta contribución suele deberse a efectos troposféricos ($\Delta\psi_{tropo}$) y a efectos ionosféricos ($\Delta\psi_{iono}$). La contribución troposférica ($\Delta\psi_{tropo}$), que puede alcanzar decenas de centímetros y enmascarar deformaciones sutiles (por ejemplo, Daout et al., 2018), puede ser descompuesta en una componente estratificada, que está correlacionada con la topografía y en una componente turbulenta (Fattahi y Amelung, 2015).

La componente estratificada de $\Delta\psi_{tropo}$ puede ser estimada siguiendo, principalmente, tres estrategias: (1) una estimación empírica mediante la relación lineal entre la elevación y el cambio de fase (e.g., Cavalié et al., 2008), (2) una estimación con base en medidas *in situ*, como datos meteorológicos o retrasos en señales GNSS (e.g., Williams et al., 1998), o (3) a través de modelos atmosféricos (Cao et al., 2021). La relación fase-elevación (1) conlleva el riesgo de asignar como $\Delta\psi_{tropo}$ parte de la señal de deformación ($\Delta\psi_{def}$) cuando esta última está correlacionada con la topografía, como suele acontecer en volcanes (Tarayre y Massonnet, 1996).

La propagación de las señales de microondas se ve afectada por los electrones libres al atravesar la ionosfera, la cual actúa como un medio dispersivo, por lo que los retardos o adelantos de la señal son dependientes de la frecuencia (Fattahi y Amelung, 2015). Este hecho es explotado por diversos modelos (Fattahi et al., 2017; Liang et al., 2019) para estimar la contribución ionosférica ($\Delta\psi_{iono}$). Dicha contribución, que afecta en mayor medida a las señales de mayor longitud de onda (banda L), puede alcanzar una magnitud de metros.

Una medida extendida para determinar la calidad de la fase de un interferograma es la **coherencia** entre píxeles que abarcan la misma zona del terreno en dos imágenes SAR. La magnitud de la coherencia (γ) varía entre 0 (sin coherencia, con la señal dominada por ruido) y 1 (correlación perfecta, preservando toda la información de fase), y se calcula en una ventana de N píxeles como (Hanssen, 2001):

$$\gamma = \frac{|\sum_{n=1}^N y_1(n) \cdot y_2^*(n)|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |y_1(n)|^2 \cdot \sum_{n=1}^N |y_2(n)|^2}} \quad (2.24)$$

La coherencia se ve degradada por múltiples factores, como la **decorrelación temporal** entre imágenes por cambios en el terreno entre las dos adquisiciones (por ejemplo, por cambios estacionales en cultivos o la vegetación), la **decorrelación geométrica** por una elevada distancia entre la posición del satélite en el momento de las dos tomas (línea base espacial) y por tanto entre los ángulos de incidencia de la señal en el mismo píxel, o **decorrelación volumétrica** por la penetración de las ondas en medios dispersivos como el hielo o la vegetación (Bru et al., 2024).

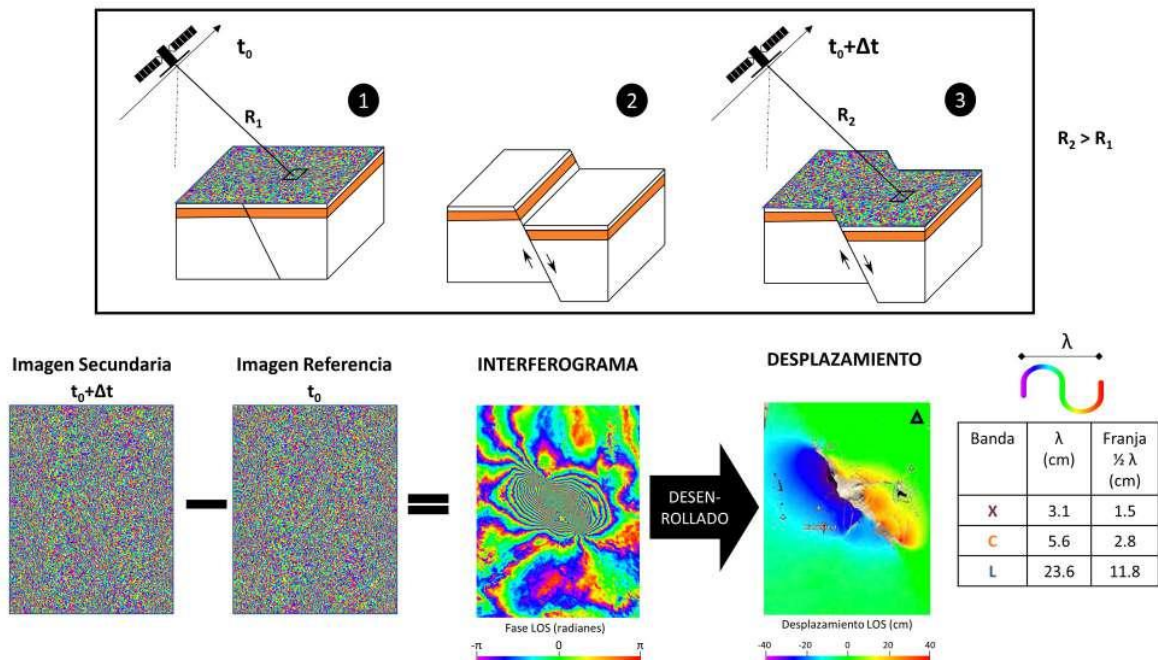


Figura 2.10: Esquema de funcionamiento de la técnica InSAR.

Tomado de Bru et al. (2024).

Las medidas de fase en un interferograma son cíclicas, con valores en el intervalo $[0, 2\pi)$. Cada ciclo completo en el interferograma ($\Delta\psi = 2\pi$), denominado franja (*fringe*, en inglés), equivale a un desplazamiento en el terreno de $\lambda/2$, con base en la ecuación (2.22). Esta fase cíclica (enrollada) con ambigüedad de módulo 2π puede ser desenrollada mediante el **desenrollado de fase** (*phase unwrapping*) para generar una fase continua, sin saltos (Fig. 2.10). Este es un paso crítico en interferometría, y existen diversos algoritmos con diferentes estrategias para desenrollar la fase (e.g. Chen y Zebker, 2001; Yu et al., 2019). De esta manera, es posible obtener finalmente los desplazamientos en superficie equivalentes a los cambios en fase detectados (Fig. 2.10).

2.2.2.3. Interferometría diferencial avanzada A-DInSAR

Las técnicas de interferometría diferencial SAR avanzada A-DInSAR (Advanced Differential Interferometric SAR), también conocidas como MT-DInSAR (Multi-temporal Differential Interferometric SAR) se basan en el empleo de múltiples imágenes SAR de la misma zona a lo largo del tiempo para formar los correspondientes interferogramas diferenciales, permitiendo superar limitaciones de la interferometría diferencial como la decorrelación temporal, o reducir residuos atmosféricos y topográficos (Berardino et al., 2002; Ferreti et al., 2000; Hanssen et al., 2001; Hooper et al., 2004). La explotación de los interferogramas múltiples permite obtener velocidades medias y series temporales de desplazamiento (Fig. 2.11).

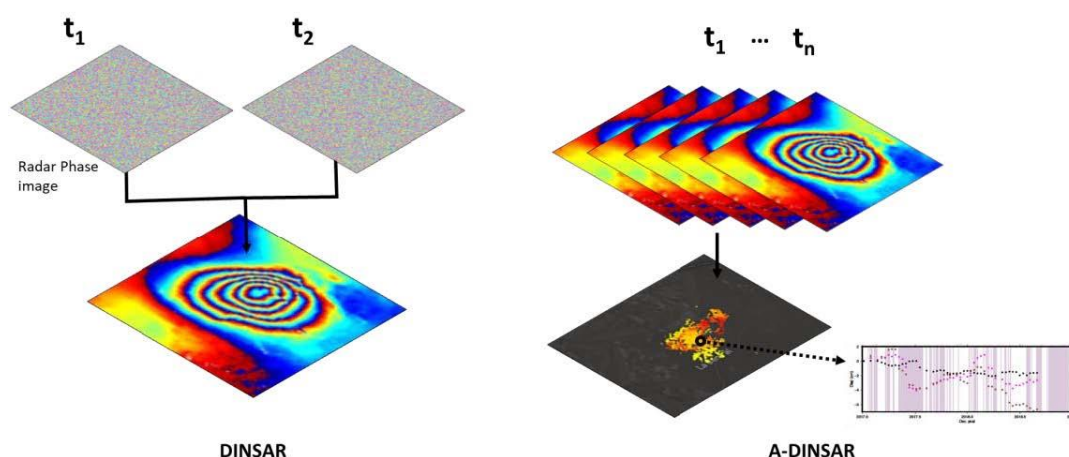


Figura 2.11: Comparativa entre las técnicas DInSAR y A-DInSAR.

Tomada de Portela (2020).

Existen diversas estrategias de procesamiento A-DInSAR, que combinan distintos métodos para la selección de puntos de medida (reflectores persistentes o distribuidos) y para la formación de la red de interferogramas (con una o múltiples imágenes de referencia), por ejemplo, Hooper (2008), Manunta et al. (2019) o Wegmüller et al. (2016). Los dos métodos A-DInSAR más conocidos se corresponden con las técnicas PSI y SBAS (Fig. 2.12). Los métodos PSI (Persistent Scatterer Interferometry) se basan en la identificación de dispersores persistentes en el terreno que reflejen de manera estable la señal radar (Ferretti et al., 2001). Los métodos SBAS (Small Baseline Subset), por otra parte, basan su estrategia en la formación de interferogramas con líneas base temporales y espaciales limitadas (Berardino et al., 2002;). Mientras que los métodos SBAS permiten obtener mejor cobertura espacial en zonas con problemas de coherencia, los métodos PS ofrecen información de deformación más precisa, aunque en un número más limitado de puntos.

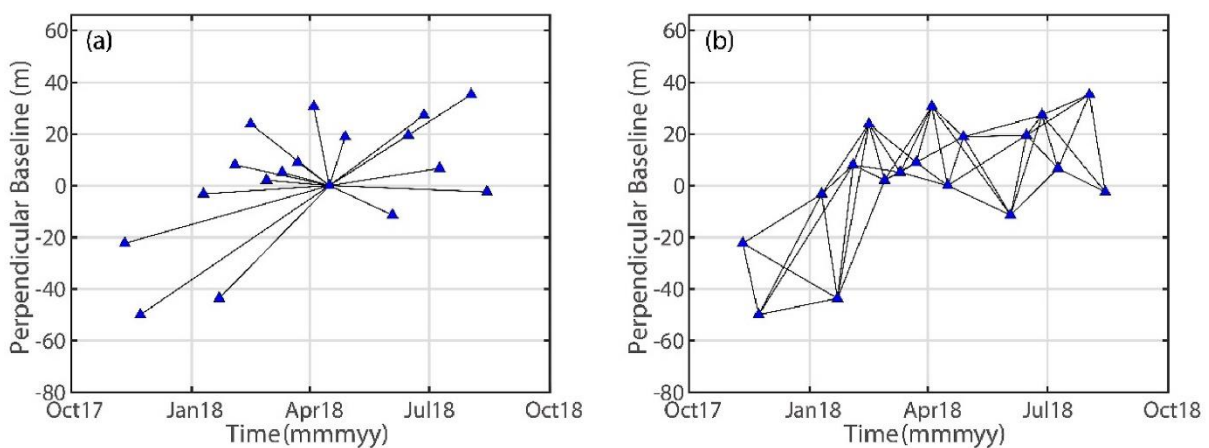


Figura 2.12: Red de interferogramas formados con una estrategia PSI y una única referencia (a), y SBAS (b). Tomada de Zhu et al. (2022).

En líneas generales, un procesado A-DInSAR (Fig. 2.13) pasa por las siguientes fases (Bru et al., 2024):

- Preparación de los datos, incluyendo la descarga (y si fuera necesaria, la focalización) de las imágenes SAR y los modelos digitales del terreno (MDT) necesarios.

- Corregistro de las imágenes SAR entre sí por medio del MDT y las órbitas precisas de los satélites, alineando los píxeles que representan la misma porción del terreno.
- Formación de los interferogramas pertinentes según el método escogido (como PSI, SBAS u otro).
- Selección de los puntos de medida, esto es, de los píxeles para realizar los cálculos, basándose en medidas de amplitud o coherencia.
- Modelización y compensación de los efectos atmosféricos y orbitales.
- Desenrollado de fase.
- Cálculo de las series temporales de desplazamiento LOS y la velocidad LOS media.

Cabe destacar que las series temporales de desplazamiento y velocidades obtenidas están referidas a una geometría LOS (ascendente o descendente). Estas pueden ser proyectadas en una dirección basándose en algunas asunciones (e.g. paralelas a una falla), siendo conocidos el ángulo de incidencia y el acimut del satélite (e.g. Cavalié et al., 2008). Si se dispone de ambas geometrías (Fig. 2.14), es posible descomponer el movimiento en su componente vertical y horizontal Este-Oeste, asumiendo que el movimiento horizontal Norte-Sur es despreciable (Notti et al., 2014).

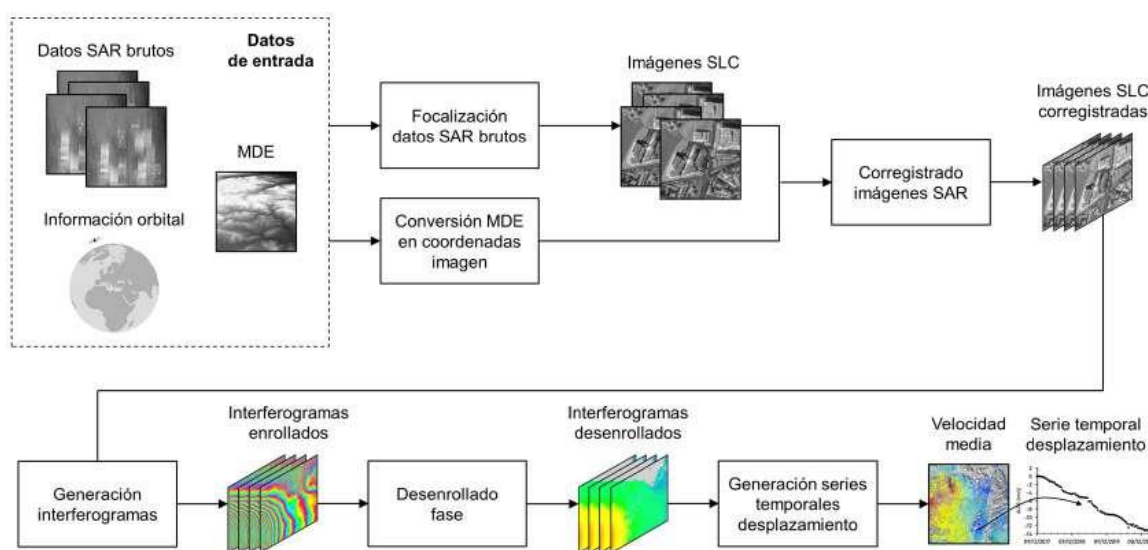


Figura 2.13: Estrategia genérica de procesamiento A-DInSAR. Tomada de Bru et al. (2024).

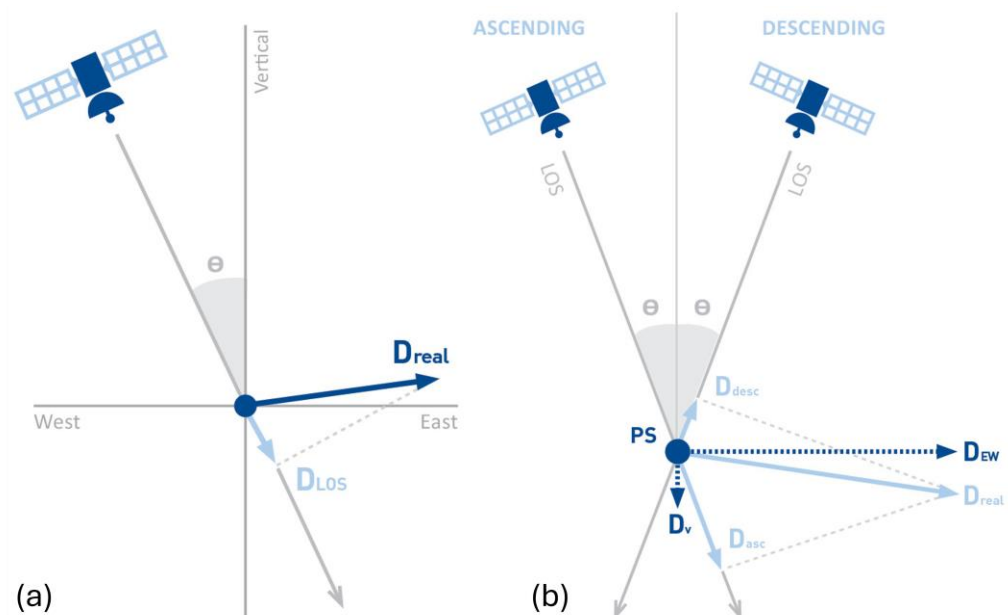


Figura 2.14: Geometría LOS en una (a) y dos (b) geometrías.

- (a) Ejemplo del desplazamiento LOS registrado (D_{LOS}) frente al desplazamiento real (D_{real}) para una determinada geometría; y (b) esquema de descomposición del desplazamiento en sus componentes vertical (D_v) y Este-Oeste (D_{EW}) a partir de los desplazamientos LOS registrados en el mismo punto en órbita ascendente (D_{asc}) y descendente (D_{desc}). Modificada de TRE-ALTAMIRA (<https://site.tre-altamira.com/insar/>).

Para una información más detallada sobre la técnica InSAR se recomienda leer, entre otra bibliografía, Bru et al. (2024), Hansen (2001) o Rosen et al. (2001).

2.3. Campo tasa de deformación

Las medidas geodésicas (GNSS e InSAR) en la superficie terrestre permiten conocer la distribución de la deformación. Es posible determinar el campo tasa de deformación (*strain rate field*) geodésico a partir de estas observaciones por medio del cálculo de los **tensores tasa de deformación**. Los tensores de deformación proporcionan una descripción cuantitativa de procesos geodinámicos y de patrones de deformación en la corteza (Hackl et al., 2009). Una de sus principales ventajas es que estos tensores son independientes e invariantes respecto de cualquier sistema de coordenadas o marco de referencia. El análisis de los tensores proporciona información de gran valor para la determinación de la amenaza

sísmica, como la acumulación de deformación en las fallas, las tasas de deformación de cizalla y su dirección, o las tasas de dilatación (Gourdazi et al., 2015). Cabe destacar que las tasas de deformación geodésicas no se correlacionan directamente con la cantidad de energía elástica liberada por los eventos sísmicos, aunque representan un buen indicador de la acumulación de deformación en una región (Hackl et al., 2009).

El desplazamiento infinitesimal de un punto en un cuerpo dúctil puede describirse, en una aproximación de primer orden, como la combinación de una traslación, una dilatación y una rotación. El movimiento conjunto de los puntos de un cuerpo rígido (como una placa tectónica) que no altera su forma, se asocia a una traslación. Por otro lado, los cambios en la forma del cuerpo rígido están relacionados con una deformación, que puede implicar rotación o dilatación. Para distinguir entre deformación y traslación, se estudia el movimiento de puntos vecinos. En este caso, se considerarán solo dos dimensiones, ya que el cálculo de los esfuerzos se realizará en la componente horizontal.

Un desplazamiento \vec{u} de un punto, con origen arbitrario x_0 , se puede formular en notación indicial como (Segall, 2010):

$$u_i(x) = u_i(x_0) + \left. \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right|_{x_0} dx_j \quad (2.25)$$

La traslación es descrita por el término $u_i(x_0)$, mientras que el segundo sumando representa los desplazamientos relativos que generan los cambios de forma. El tensor gradiente de desplazamiento (∇u), de segundo orden, queda conformado por las derivadas parciales $\partial u_i/\partial x_j$, pudiendo expresarse en dos dimensiones como:

$$\nabla u = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial u_2}{\partial x_1} & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

En ∇u , los términos de la diagonal principal representan cambios longitudinales (extensión/contracción) en las direcciones ortogonales x_1 y x_2 . Los términos fuera de la diagonal principal representan cambios angulares, esto es, rotaciones.

Considerando las derivadas del desplazamiento con respecto al tiempo (velocidades \dot{u}), se puede definir el tensor gradiente de velocidades, o tensor tasa de desplazamiento ($\nabla\dot{u}$), como:

$$\nabla\dot{u} = \begin{bmatrix} \frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_1} & \frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_1} & \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_2} \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

La teoría de tensores postula que es posible descomponer cualquier tensor de segundo orden en la suma de un tensor simétrico y otro antisimétrico (Gouadarzi et al., 2015). Consecuentemente, el tensor gradiente de velocidad puede ser descompuesto en un tensor simétrico (\dot{E}) y otro antisimétrico ($\dot{\Omega}$):

$$\nabla\dot{u} = \dot{E} + \dot{\Omega} = \frac{1}{2} [\nabla\dot{u} + \nabla\dot{u}^T] + \frac{1}{2} [\nabla\dot{u} - \nabla\dot{u}^T] \quad (2.28)$$

El tensor simétrico \dot{E} se corresponde con el tensor tasa de deformación (que en este caso es horizontal por considerar exclusivamente dos dimensiones), mientras que el tensor antisimétrico $\dot{\Omega}$ se corresponde con el tensor tasa de rotación (horizontal).

$$\begin{aligned} \nabla\dot{u} &= \dot{E} + \dot{\Omega} = \\ &= \begin{bmatrix} \dot{\epsilon}_{11} & \dot{\epsilon}_{12} \\ \dot{\epsilon}_{12} & \dot{\epsilon}_{22} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & \dot{\omega} \\ -\dot{\omega} & 0 \end{bmatrix} = \\ &= \begin{bmatrix} \frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_2} + \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_2} + \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_1} \right) & \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_2} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_2} - \frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial\dot{u}_2}{\partial x_1} - \frac{\partial\dot{u}_1}{\partial x_2} \right) & 0 \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2.29)$$

Los elementos en la diagonal principal del tensor tasa de deformación (\dot{E}) representan las tasas de extensión (o contracción), mientras que los elementos ajenos a dicha diagonal se corresponden con las tasas de deformación de cizalla. Al ser simétrico, el tensor tasa de deformación puede ser transformado a un sistema de referencia que maximice los elementos de diagonales (o deformaciones principales $\dot{\epsilon}_{11}$ y $\dot{\epsilon}_{22}$) a la par que haga nula la deformación de cizalla ($\dot{\epsilon}_{12}$).

De esta manera, las deformaciones principales son obtenidas mediante la diagonalización de \dot{E} , obteniendo sus autovalores y autovectores. Los autovalores

(λ_i) se identifican con las tasas de deformación principales, mientras que los autovectores definen los ejes principales de deformación, que por ser \dot{E} simétrico, se corresponden con dos ejes ortogonales orientados en las direcciones de máxima deformación. Los autovalores se calculan como:

$$\lambda_{1,2} = \frac{1}{2} \left(\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22} \pm \sqrt{(\dot{\epsilon}_{11} - \dot{\epsilon}_{22})^2 + 4 \dot{\epsilon}_{12}^2} \right), \lambda \in \mathbb{R} \quad (2.30)$$

Por otro lado, el ángulo α de rotación necesario para transformar el tensor tasa de deformación de manera que el esfuerzo de cizalla sea nulo, se calcula según la expresión:

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{\dot{\epsilon}_{11} - \dot{\epsilon}_{22}}{2 \dot{\epsilon}_{12}} \right), \quad -\pi/2 < \alpha \leq \pi/2 \quad (2.31)$$

El signo de los autovalores en un punto proporciona información sobre la deformación en dicha localización. El hecho de que ambos autovalores presenten signo positivo ($\lambda_{1,2} > 0$) es indicativo de extensión pura en ese punto. Por otro lado, una contracción pura se corresponde con autovalores negativos ($\lambda_{1,2} < 0$). No obstante, los autovalores pueden presentar signos divergentes en el mismo punto, indicando extensión y contracción en distintas direcciones.

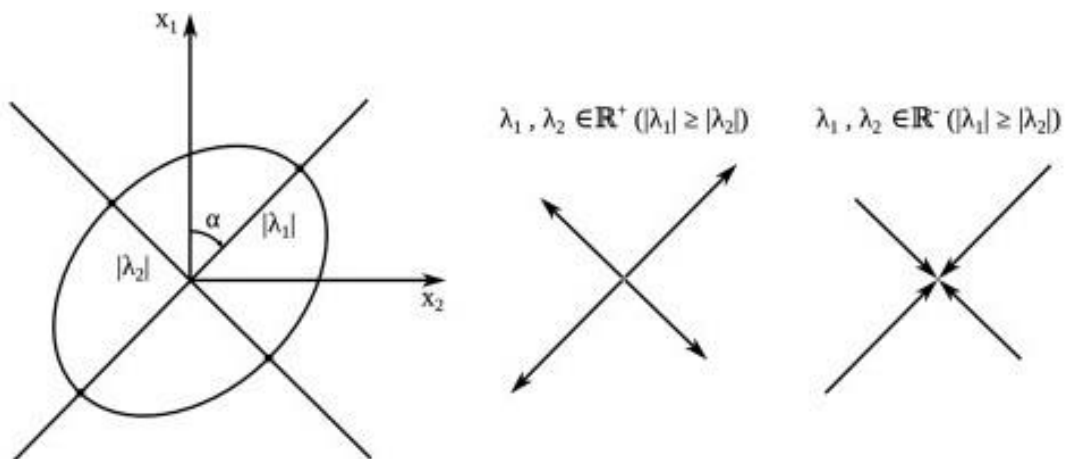


Figura 2.15: Elipse y tensores de deformación.

Elipse de deformación, con semiejes los autovalores (λ_1, λ_2) del tensor tasa de deformación bidimensional, orientados en la dirección de sus autovectores (siendo α el ángulo de rotación respecto de los ejes originales x_1, x_2). A su derecha, se representa el

tensor tasa de deformación como cruces de deformación para una extensión pura (centro, $\lambda_{1,2}>0$) y una contracción pura (derecha, $\lambda_{1,2}<0$). Tomada de Goudarzi et al., (2015).

El tensor tasa de deformación rotado se representa comúnmente a través de cruces de deformación (*strain crosses*), con los ejes alineados en las direcciones definidas por los autovectores del tensor tasa de deformación, y la longitud de los brazos de las cruces definida por autovalores (λ_i) en valor absoluto. En concreto, la deformación principal máxima $|\lambda_1|$ define la longitud del semieje mayor, y la deformación principal mínima $|\lambda_2|$ define la longitud del semieje menor. Por convención, se representan estos valores como pares de vectores orientados hacia fuera si el autovalor es positivo ($\lambda_i > 0$), esto es, extensivo, u orientados hacia adentro si el autovalor es negativo ($\lambda_i < 0$), es decir, compresivo. Consúltese la Fig. 2.15 para observar ejemplos gráficos de cruces de deformación.

La tasa de máxima deformación de cizalla se encuentra en un eje que forma 45° con respecto al eje de deformación principal, es decir, en un ángulo $\alpha \pm \pi/4$. Como se puede comprobar, existe una ambigüedad en la dirección del eje, siendo necesario atender a información adicional en la zona de estudio para interpretar este dato (complementándola con orientaciones de fallas y su cinemática, por ejemplo). La magnitud de la tasa de máxima deformación de cizalla ($\dot{\epsilon}_{max\ shear}$) puede calcularse como sigue:

$$\dot{\epsilon}_{max\ shear} = \frac{1}{2} (\lambda_1 - \lambda_2) \quad (2.32)$$

Como cualquier tensor de segundo orden, el tensor tasa de deformación posee tres invariantes, los cuales permanecen inalterados frente a cambios en el sistema de referencia. Los invariantes son utilizados para caracterizar y representar el campo de deformación, cobrando especial relevancia el primer invariante $\dot{\theta}$, que se relaciona con el cambio volumétrico, o en un caso bidimensional, con la tasa de deformación de área (o dilatación). El primer invariante (2.33) se calcula como la traza del tensor tasa de deformación, e indica la presencia de dilatación si es positivo, o contracción en caso de ser negativo.

$$\dot{\theta} = tr(\dot{E}) = \dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22} \quad (2.33)$$

El campo de deformación y sus diferentes parametrizaciones (con excepción de las magnitudes angulares) presentan unidades adimensionales, que tradicionalmente se denotan como “strain”, o en caso de considerar las tasas de deformación, en strain por unidad de tiempo.

Para el cálculo del campo de deformación, se parte de las observaciones geodésicas en superficie. Tradicionalmente se han empleado medidas discretas GNSS para su cálculo. Para lidiar con la falta de continuidad de datos, se han empleado frecuentemente estrategias de segmentación del terreno o de interpolado (Hackl, 2009). Tradicionalmente, el método de segmentación del terreno más empleado ha sido la triangulación de Delaunay, con los vértices de los triángulos situados en estaciones GNSS. De esta manera, es posible calcular un tensor de deformación para cada triángulo, pero cuyo valor es muy dependiente de la distancia entre los vértices. Más recientemente, es común recurrir a métodos de mallado (o interpolado), que calculan los tensores en una malla de un paso determinado, interpolando los datos geodésicos por medio de alguna función de ponderación espacial (e.g. Shen et al., 2015).

2.4. Modelado

En este apartado se explican brevemente las bases teóricas de los modelos empleados en esta tesis, de relevancia para la caracterización cinemática de fallas activas.

2.4.1. Movimiento de placas

El teorema de rotación de Euler establece que el movimiento de un sólido rígido en la superficie de una esfera puede ser representado como una rotación en torno a un eje que pasa por el centro de la esfera. Los movimientos de las placas tectónicas se ajustan suficientemente a ese comportamiento, por lo que es posible modelar su movimiento en torno a un eje de rotación que pasa por el centro de la Tierra. De esta manera, los modelos de movimiento de placas asumen los bloques tectónicos como fragmentos de la litosfera terrestre, sin deformación interna, que giran con una determinada velocidad angular en torno a un eje que pasa por el centro de la

Tierra. La intersección del eje con la superficie terrestre genera dos puntos, de los cuales se selecciona uno como el Polo de Euler (Fig. 2.16).

Un Polo de Euler queda definido a través de las coordenadas del polo (longitud Λ y latitud Φ) y una velocidad angular de rotación (Ω). Alternativamente, puede caracterizarse con las componentes cartesianas del vector velocidad angular de rotación $\vec{\Omega}(\omega_x, \omega_y, \omega_z)$. La relación entre ambas definiciones queda dada por la siguiente expresión, para una placa p (Cox y Hart, 2009):

$$\begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}^p = \Omega^p \begin{bmatrix} \cos(\Phi^p) \cdot \cos(\Lambda^p) \\ \cos(\Phi^p) \cdot \sin(\Lambda^p) \\ \sin(\Phi^p) \end{bmatrix} \quad (2.34)$$

Dado un polo de Euler para una placa p ($\vec{\Omega}^p$), las componentes cartesianas de la velocidad con respecto a la placa p $\vec{v}_i^p (v_x, v_y, v_z)_i^p$ en un punto i de coordenadas cartesianas $\vec{X}_i (X_i, Y_i, Z_i)$, se calculan como:

$$\begin{bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{bmatrix}_i^p = \vec{X}_i \times \vec{\Omega}^p = \begin{bmatrix} 0 & Z_i & -Y_i \\ -Z_i & 0 & X_i \\ Y_i & -X_i & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}^p = \begin{bmatrix} Z_i \omega_y^p - Y_i \omega_z^p \\ X_i \omega_z^p - Z_i \omega_x^p \\ Y_i \omega_x^p - X_i \omega_y^p \end{bmatrix} \quad (2.35)$$

Las componentes cartesianas pueden ser transformadas a un sistema de referencia local, análogamente a (2.8) y (2.9).

Por otro lado, dada una serie de puntos en una placa o bloque tectónico con velocidades conocidas, es posible invertir dichas velocidades para ajustar un polo de Euler a la placa o bloque en cuestión (e.g. Altamimi et al., 2017).

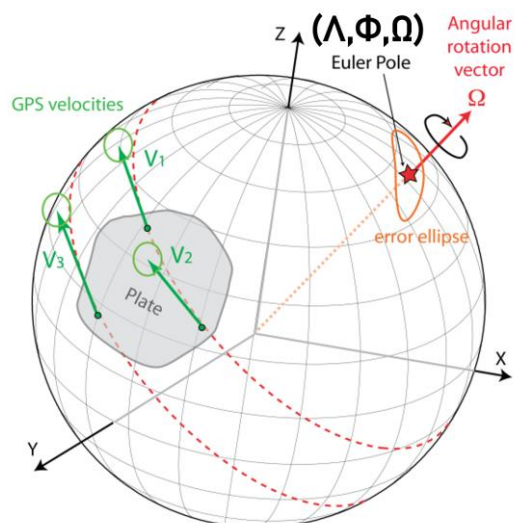


Figura 2.16: Esquema gráfico del movimiento de una placa parametrizado con un Polo de Euler.

Modificada de <https://www.geologie.ens.fr/~ecalais/teaching/geodynamics/>.

En décadas pasadas, la mayoría de los modelos de movimiento de placas se determinaban a partir de los acimutes de fallas transformantes, los vectores de deslizamiento de terremotos y las tasas de expansión en las dorsales meso-oceánicas (e.g. Minster y Jordan, 1978; Argus y Gordon, 1991; DeMets et al., 2010, que incorpora ya algunas observaciones GPS; Argus et al., 2011). Con el número creciente de estaciones GNSS en todo el mundo, los modelos de movimiento de placas basados en observaciones geodésicas han ganado peso (Nocquet y Calais, 2003; Gouadarzi et al., 2015; Altamimi et al., 2017; Snay et al., 2021).

Mediante la modelización del movimiento de una placa, es posible sustraer el movimiento esperado debido a la misma de las velocidades observadas en superficie. De esta manera, es posible analizar el movimiento residual con respecto a una determinada placa, lo cual es de gran utilidad en estudios tectónicos.

2.4.2. Modelado de fallas

Es objeto de esta tesis la modelización cinemática de zonas de fallas de activas. Las fallas son zonas de la litosfera terrestre que acomodan la deformación en un medio frágil, como es la litosfera en los 10 a 30 km más superficiales, lo que se conoce como zona sismogénica (Marone y Scholz, 1988; Scholz, 1988).

Según los modelos experimentales de mecánica de terremotos, estos son un fenómeno friccional causado por un deslizamiento súbito en una falla preexistente

(Paterson, 1958; Scholz, 1998). El acoplamiento Φ de una falla se define como la relación entre la energía (momento sísmico) liberada en forma de terremotos y la tasa de energía acumulada en la falla (Scholz, 1998). Un acoplamiento total ($\Phi=1$) en la falla indica que esta se encuentra en un régimen friccional totalmente inestable, y que toda la energía se libera en forma de terremotos, diciéndose que la falla está **acoplada**. No obstante, si el acoplamiento es bajo ($\Phi \rightarrow 0$), esta se encuentra próxima a un régimen estable, y la energía se libera gradualmente (de forma continua o intermitente) a través de **deslizamiento asísmico (creep)**. Las fallas son estructuras complejas, que pueden presentar variaciones de acoplamiento a lo largo de la falla o en profundidad según si su estado friccional es inestable (sísmico) o estable (asísmico), dependiendo, entre otros factores, de la temperatura, el esfuerzo normal o el estado de los materiales (e.g. Dietrich, 1978). También pueden presentar cambios temporales en el acoplamiento (e.g. Chen y Bürgmann, 2017). En la presente tesis se emplea el término **grado de acoplamiento (Φ)** en su acepción más cinemática, representando el ratio entre el déficit de deslizamiento y la tasa de deslizamiento a largo plazo en una falla (véase más adelante).

Las fallas suelen presentar una expresión en superficie (su traza), aunque pueden no llegar a romper en superficie o estar ocultas por sedimentos (fallas ciegas). Las fallas se extienden en profundidad hasta alcanzar el límite de la zona sismogénica, a partir de la cual las condiciones de alta presión y temperatura hacen que las rocas se comporten de manera plástica o dúctil (Marone y Scholz, 1988). Nótese que esta profundidad máxima es típicamente de pocas decenas de km en zonas corticales, pero puede alcanzar centenares de km en zonas de subducción (e.g., Oleskevich et al., 1999). Dada su variabilidad en profundidad, las fallas presentan un acoplamiento significativo hasta una determinada **profundidad de acoplamiento**. En adelante también se hace referencia a la **profundidad de bloqueo** cuando esta es determinada a partir de modelos de dislocación (ver más adelante), asumiendo un acoplamiento homogéneo en la falla, y desacoplamiento total por debajo de dicha profundidad.

Un parámetro de las fallas determinante en los estudios de amenaza sísmica es su **tasa de deslizamiento (slip rate)**, que mide el movimiento relativo acumulado entre los bloques a ambos lados de la falla. Este deslizamiento representa la deformación de campo lejano que se acumula con el tiempo debido a la actividad tectónica. Nótese que en esta tesis se hace referencia a la tasa de deslizamiento en términos del déficit de movimiento acumulado en la falla (McCaffrey et al., 2007), implicando

que dicha tasa (s) es una fracción del deslizamiento total de campo lejano (V) en función de su grado (Φ) de acoplamiento ($s = \Phi V$).

Una aproximación simple de la geometría de una falla reside en considerar estas como planos bidimensionales, respecto de los cuales se deslizan dos bloques. Estos planos están caracterizados por una localización y orientación en el espacio (a través del acimut de la traza en superficie, por ejemplo), limitados por una profundidad máxima (y mínima), y por un ángulo de inclinación: el buzamiento.

Las ecuaciones de Okada (1985) predicen los desplazamientos en superficie debidos a una dislocación en una falla, modelada como una superficie rectangular, considerando un medio elástico e isótropo semi-infinito delimitado por una superficie plana. Los desplazamientos en superficie son calculados con base en la geometría rectangular de la falla (acimut, buzamiento, profundidad y dimensiones -longitud y anchura- de la dislocación) y a la amplitud y dirección de la dislocación, dada por el vector tridimensional de deslizamiento (que se puede parametrizar a través de su módulo, la inclinación o *rake* y la apertura respecto del plano de falla). Véase la Fig. 2.17 para un esquema gráfico de los parámetros citados. La solución analítica de Okada (1985) es aplicada para modelar terremotos en fallas de desgarre, normales e inversas, así como para fuentes volcánicas (diques o *sills*).

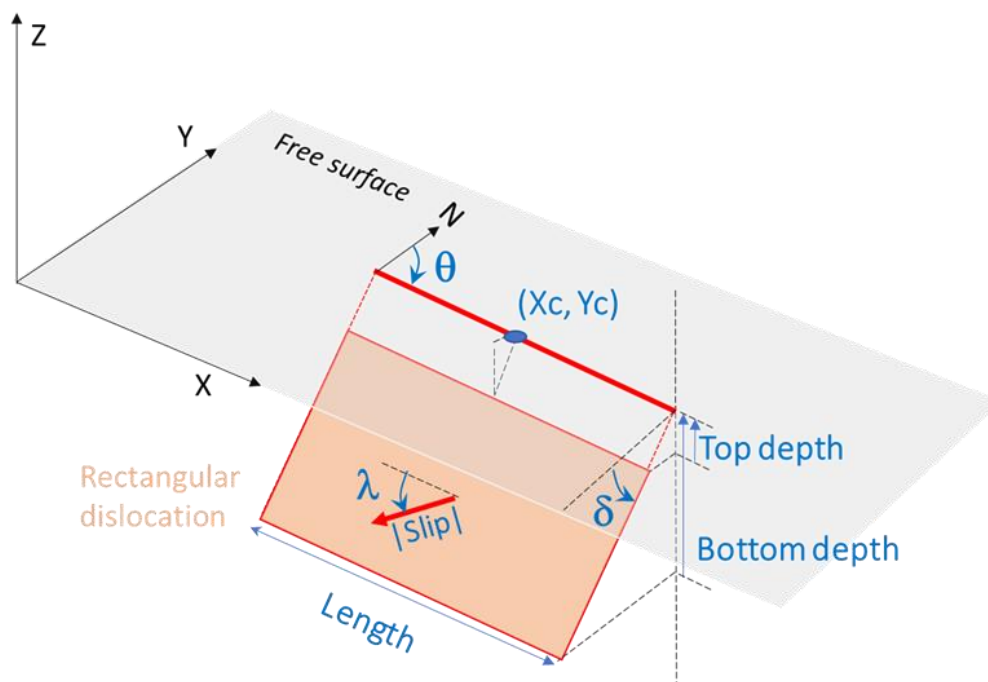


Figura 2.17: Parámetros de una dislocación con el modelo de Okada (1985)

Se muestran los parámetros geométricos, en azul, necesarios para el modelado de una dislocación rectangular con formulación de Okada (1985): Θ , acimut (strike); δ , buzamiento (dip); λ , rake; $|\text{slip}|$, módulo del vector de deslizamiento medio.

Nótese que en este caso no se muestra apertura, por lo que el deslizamiento se da en el plano de falla. Tomada de Portela (2020).

La acumulación de deformación con el tiempo en torno a una falla activa bloqueada también puede ser modelada. El modelo elástico de dislocación de Savage y Burford (1973) supone una aproximación simple para modelar la acumulación de deformación elástica en fallas de desgarre (las cuales son de gran importancia en las zonas de estudio de esta tesis). El modelo de Savage y Burford (1973) predice las velocidades paralelas a una falla de desgarre vertical (v) en función de la distancia horizontal perpendicular a la falla (x), la profundidad de bloqueo o acoplamiento (D) y la velocidad de campo lejano (V), que se asocia con la tasa de deslizamiento en la falla a largo plazo:

$$v(x) = \frac{V}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{D}\right) \tag{2.36}$$

En la Fig. 2.18 se muestran ejemplos de perfiles de velocidades calculados con el modelo de Savage y Burford (1973) para diferentes combinaciones de los parámetros de (2.36). No obstante, estos modelos simples presentan importantes limitaciones. El modelo, válido exclusivamente para una falla de desgarre definida como un plano vertical, asume que la falla está totalmente acoplada hasta una determinada profundidad de bloqueo, por debajo de la cual no se acumula deslizamiento. Esta simplificación no siempre es válida, ya que las fallas pueden presentar complejidades en su acoplamiento en profundidad (y en longitud). Esto puede llevar a sobreestimar las tasas de deslizamiento. Además, el modelo requiere de una gran cantidad de mediciones próximas para poder discernir comportamientos diferenciales de segmentos de falla.

Los modelos cinemáticos de bloques (véase el siguiente apartado) permiten superar muchas de estas limitaciones, aunque presentan otras complicaciones.

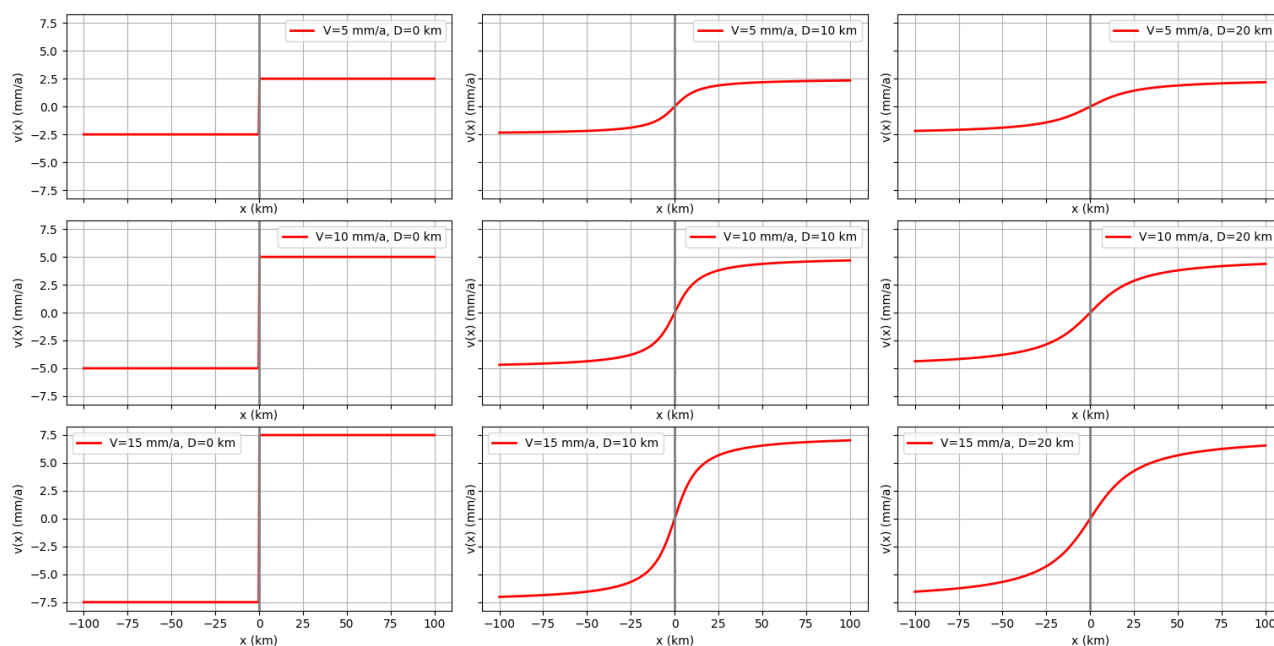


Figura 2.18: Perfiles de velocidades paralelas a falla calculados con el modelo de Savage y Burford (1973) para diferentes valores de la velocidad del campo lejano (V) y profundidad de bloqueo (D).

2.4.3. Modelado cinemático de bloques

Los modelos cinemáticos de bloques asimilan la deformación en la litosfera al movimiento de bloques litosféricos rígidos que rotan a una determinada velocidad angular, acumulando deformación elástica en sus bordes, las fallas. De esta manera, a partir de la medida de la deformación en superficie (principalmente a través de observaciones GNSS y, crecientemente, InSAR), es posible determinar los movimientos de los bloques y caracterizar las fallas a través de sus tasas de deslizamiento y su grado de acoplamiento. En las últimas décadas, diversas publicaciones han empleado modelos cinemáticos de bloques para caracterizar la deformación intersísmica en diversas regiones del mundo, con diferentes contextos tectónicos (Ellis et al., 2019; Vernant et al., 2010). En los capítulos correspondientes a El Salvador y las Béticas Orientales se especifican los estudios previos con modelos cinemáticos en las respectivas regiones.

En esta tesis se emplea el software TDEFNODE (McCaffrey, 2002, McCaffrey, 2009), el cual permite invertir observaciones geodésicas (GNSS e InSAR), entre otras, para construir modelos cinemáticos de bloques elásticos. El software permite modelar rotaciones elásticas de bloques litosféricos, así como el grado de acoplamiento y las tasas de deslizamiento en las fallas que limitan los bloques, además de otros fenómenos (terremotos, terremotos lentos, afterslip, fuentes volcánicas...).

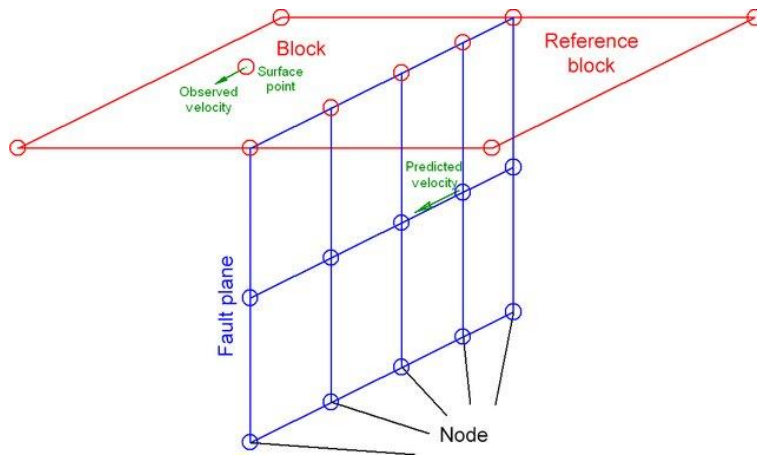


Figura 2.19: Geometría esquematizada de la geometría de los modelos con TDEFNODE (McCaffrey, 2009).

Se muestran una falla (en azul), discretizada en nodos, y dos bloques (en rojo), así como una observación (velocidad) en superficie. Tomada de Yavaşoğlu et al. (2020).

La geometría de los planos de falla se discretiza en nodos (latitud, longitud, profundidad), en los cuales se calculan los parámetros. Los bloques se definen por su delimitación en superficie (Fig. 2.19). Solamente se modelan las fallas que delimitan bloques. Si no se definen fallas entre dos bloques, se asume una falla en deslizamiento asísmico (creep). Igualmente, es posible forzar el grado de acoplamiento en los nodos de las fallas. El movimiento de los bloques queda caracterizado por sus velocidades angulares (polos de Euler). Para calcular la deformación intersísmica en superficie debida al acoplamiento en las fallas se aplica *backslip* (deslizamiento inverso) intersísmico a lo largo de las fallas, a partir de las ecuaciones de Okada (1985).

La inversión busca el conjunto de parámetros que minimiza la suma del estadístico chi-cuadrado reducido χ_n^2 , además de cualquier penalización (McCaffrey, 2002):

$$\chi_n^2 = (n - p)^{-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{r_i}{f \sigma_i} \right)^2 \quad (2.37)$$

En (2.37), n es el número de observaciones, p el número de parámetros libres (con lo cual el primer factor representa los grados de libertad), r es el residuo, σ la desviación estándar (incertidumbre) y f el factor de escala aplicado a las incertidumbres (nótese que este puede ser diferente para cada conjunto de datos, como se verá en los capítulos 3 y 4). Se pueden utilizar penalizaciones para mantener los parámetros dentro de límites especificados y aplicar suavizado a las distribuciones de deslizamiento. La minimización de χ_n^2 se realiza mediante la técnica de recocido simulado (Press et al., 1992), búsqueda por cuadrícula o mediante inversión lineal.

En esta tesis, como datos de entrada para las inversiones, se emplean en exclusiva observaciones geodésicas (GNSS e InSAR), aunque la información tectónica, sísmica y geológica se tiene en cuenta para la construcción de la geometría de los modelos. Las estrategias específicas de generación de geometrías e inversiones para cada región de estudio se especifican en sus respectivos capítulos. Se recomienda leer el manual en línea del software (https://robmccaffrey.github.io/TDEFNODE/manual/tdefnode_manual.html) para una mejor comprensión de todas las posibilidades y parámetros involucrados en las inversiones, así como de publicaciones relacionadas con el mismo (McCaffrey, 2002; McCaffrey et al., 2007; McCaffrey, 2009).

2.5. Estrategia común metodológica

En este apartado se exponen los pasos seguidos en la tesis doctoral, de manera general y común a las dos zonas de estudio seleccionadas: El Salvador y las Béticas Orientales. No obstante, las especificidades de cada zona de estudio se detallan en sus capítulos correspondientes (Capítulos 3 y 4).

En la presente tesis se ha abordado el modelado cinemático de zonas de fallas activas a partir de datos geodésicos (GNSS e InSAR), abarcando todas las etapas necesarias para el tratamiento de dichos datos. Esto incluye la adquisición inicial de los datos en campañas GNSS y la descarga de las imágenes radar, el procesado de los datos para obtener las medidas de deformación de la corteza terrestre, el propio modelado, así como el análisis y discusión de los resultados.



Figura 2.20: Campañas GNSS en las Béticas Orientales: (a) Mantenimiento de una estación GNSS permanente; (b) Medición de un punto de campaña.

En concreto, en cuanto a los **datos GNSS**, se han realizado campañas de observación en las Béticas Orientales, en el marco de esta tesis, en junio de 2021, septiembre de 2021, mayo de 2022, junio de 2022 y mayo de 2023. Además, existen campañas anteriores a esta tesis desde el año 2016, como se muestra en el Capítulo 4. En estas campañas se han realizado tareas de mantenimiento e instalación de estaciones continuas GNSS, así como observaciones en puntos de campaña (ver Fig. 2.20). En El Salvador se realizó una campaña de reconocimiento en 2020 para la instalación de nuevos puntos de medición GNSS, pero las dificultades derivadas de la crisis sanitaria por la pandemia de COVID-19 impidieron la ejecución de campañas posteriores. Igualmente, existen campañas previas (Staller et al., 2016). Estas campañas se realizaron en el marco y financiación del proyecto GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P), siguiendo el trabajo de monitoreo iniciado por la Dra. Alejandra Staller en ambas zonas de estudio. También se contó con el apoyo del IGME-CSIC, a través del proyecto SARAI (PID2020-116540RB-C22), en colaboración con la Dra. Marta Béjar-Pizarro. Además de los datos propios de las campañas y estaciones continuas, se ha contado con los datos abiertos de las extensas redes de estaciones permanentes GNSS pertenecientes a organismos

internacionales, nacionales o regionales en Europa y Centroamérica (ERGNSS, EUREF, IGS, REGAM, Unavco, etc.), así como a otros datos publicados de redes locales existentes (CuaTeNeo). En los capítulos correspondientes se detallan los datos empleados.

El procesamiento de observaciones GNSS ha seguido las siguientes fases de manera general para las dos zonas de estudio (y por ello se desarrolla aquí en mayor detalle, para evitar duplicidades en los Capítulos 3 y 4):

- 1. Fase preparatoria de datos.** En primer lugar, se recopilaron las observaciones GNSS de todas las estaciones seleccionadas para ambas zonas de estudios, pertenecientes a redes públicas (mediante descargas masivas) o privadas y a las campañas observadas en el marco de esta tesis. Las observaciones, en diversos formatos, se transformaron a ficheros con observaciones diarias en formato RINEX (Gurtner y Estey, 2007), mediante el uso de los *software* TEQC (Estey y Meertens, 1999) y GFZRNX (Nischan, 2016). En los casos necesarios, se descomprimieron los ficheros RINEX previamente en formato comprimido Hatanaka (Hatanaka, 2008). Además, se recopilaron otros datos necesarios, como efemérides precisas de los satélites, correcciones de los relojes, parámetros ionosféricos y de rotación de la Tierra del CODE (*Center for Orbit Determination in Europe*, Dach et al., 2020). También se obtuvieron ficheros de correcciones absolutas de las variaciones del centro de fase de las antenas (Schmid et al., 2016), desplazamientos predichos por carga oceánica en las estaciones GNSS (Lyard et al., 2006) y las coordenadas y velocidades de las estaciones fiduciales del marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016), al cual se constriñen las soluciones.
- 2. Fase de procesamiento de observaciones GNSS.** Para el procesamiento de los ficheros de observación GNSS diarios en formato RINEX se ha seguido un procesamiento estático y relativo de dobles diferencias por medio del software Bernese 5.2. (Dach et al., 2015) mediante el motor de procesado automático BPE (*Bernese Processing Engine*), con el objetivo de obtener las coordenadas tridimensionales diarias en todas las estaciones GNSS seleccionadas. El procesamiento en el software Bernese sigue, a su vez, las siguientes fases (ver Fig. 2.21):
 - 2.1. Transformación de datos a formato Bernese.** En esta fase se importan a Bernese y convierten a su formato propietario los ficheros de parámetros de orientación de la Tierra, las efemérides de los satélites (a partir de las

cuales se calculan las órbitas precisas y las correcciones de los relojes de los satélites), los ficheros de observación RINEX y las coordenadas aproximadas de las estaciones a procesar, calculadas previamente mediante la estrategia de posicionamiento absoluto PPP (*Precise Point Positioning*) en el propio software Bernese 5.2.

- 2.2. **Preprocesamiento.** En esta fase se realiza un posicionamiento por código con las pseudodistancias para cada estación y día a procesar, obteniendo correcciones de los relojes de los receptores. Además, se generan las $n-1$ líneas base no redundantes entre las n estaciones mediante el algoritmo de observaciones máximas, que prima el mayor número posible observaciones comunes en cada par de estaciones, y se calculan las simples diferencias. Posteriormente se identifican errores groseros (como observaciones con periodo de tiempo insuficiente o por debajo de los 10° de elevación sobre el horizonte) y se detectan y corrigen las pérdidas de ciclo en cada línea base por triples diferencias. Esta corrección posibilita el procesamiento mediante dobles diferencias.
- 2.3. **Procesamiento.** En esta fase se genera en primer lugar una solución libre de ionosfera, todavía sin resolver ambigüedades. Se estiman los retardos troposféricos cenitales en cada estación, extendiéndolos a otras direcciones mediante una *Mapping Function* (Böhm et al., 2006). Con los parámetros troposféricos y los modelos ionosférico y de carga oceánica, se procede a la resolución de ambigüedades en cada línea base mediante la estrategia QIF (*Quasi Ionosphere Free*). Fijando estas ambigüedades se obtiene un conjunto de ecuaciones normales (NQ0) como soluciones para cada día.
- 2.4. **Ajuste de la solución final de coordenadas.** En esta fase se combinan las ecuaciones normales (NQ0) de cada conjunto de días procesados (en este caso se ha procesado por semana GPS) y se constriñe la solución al marco de referencia ITRF2014 (Altamimi et al., 2016) mediante una transformación de Helmert NNT (*No Net Translation*, sin traslación neta).

3. **Fase de modelado de series temporales.** Las series temporales diarias GNSS han sido modeladas con el software SARI (Santamaría-Gómez et al., 2019) para obtener su velocidad y eliminar la influencia de otros efectos (saltos cosísmicos, efectos postsísmicos, estacionalidad), así como para estimar el ruido presente en las observaciones. Las especificidades del modelado de las series temporales de cada zona se desarrollan en los capítulos 3 y 4.

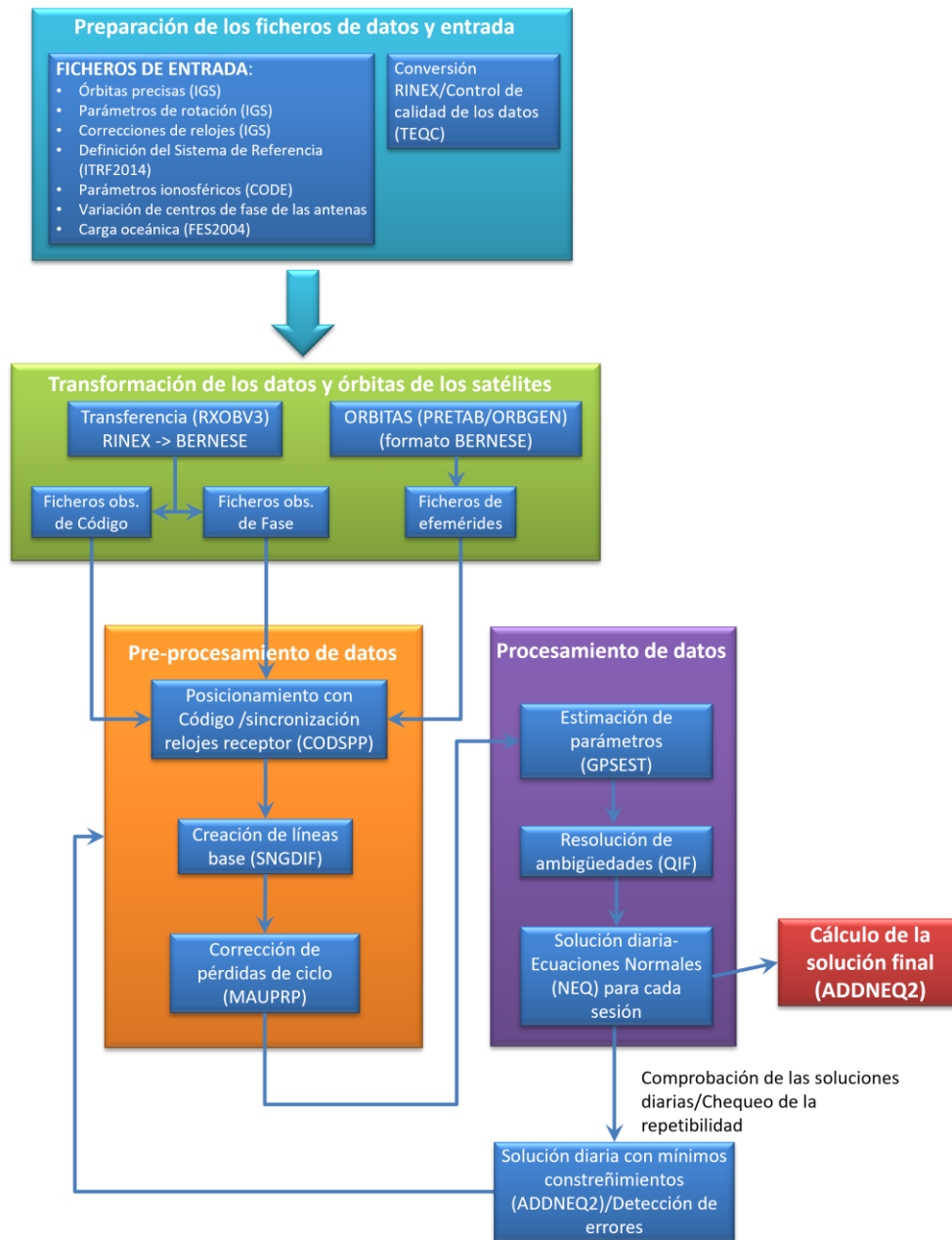


Figura 2.21: Esquema de la estrategia de procesamiento seguida con el software Bernese. Tomada de Staller (2014). Nótese que existen algunas diferencias con el procesamiento seguido, como el marco de referencia elegido, que en esta tesis es ITRF2014.

En cuanto a **observaciones InSAR**, se ha trabajado principalmente con imágenes ALOS PALSAR en banda L pertenecientes a la Agencia Japonesa del Espacio (JAXA), así como imágenes Sentinel-1 en banda C de la Agencia Espacial Europea (ESA). Véase el Capítulo 3 para otras imágenes empleadas. Nótese que el uso de imágenes ALOS-2 PALSAR-2 (periodo 2014 – 2024, banda L) fue descartado para su aplicación a tectónica por el elevado coste de las imágenes. Aunque finalmente

el 24 de julio de 2024 la JAXA anunció la liberación progresiva de las imágenes ALOS-2 PALSAR-2 ScanSAR, no se han podido incorporar a esta tesis por lo ajustado de los plazos (https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/dataset/palsar2_l22_e.htm).

Las imágenes ALOS debieron ser focalizadas para su uso. Ambos conjuntos de imágenes se encuentran disponibles para su descarga en abierto. Se recopilaron también otros datos necesarios para el procesamiento, como órbitas precisas y modelos digitales del terreno. La estrategia de generación de interferogramas a partir de las imágenes ALOS en El Salvador siguió un enfoque SBAS (ver apartado 2.2.2) mediante el software ISCE (<https://github.com/isce-framework/isce2>), mientras que para las pruebas de procesamiento Sentinel-1 en las Béticas Orientales se empleó el software *Gamma Remote Sensing* (<http://www.gamma-rs.ch/>). De esta manera, se obtuvieron exclusivamente velocidades medias y series temporales de desplazamiento LOS en El Salvador, a partir de las imágenes ALOS, para lo cual se empleó el software *PI-Rate* (Wang et al, 2012). El procesamiento de dichas imágenes y el cálculo de las series temporales de desplazamiento LOS se desarrollan en detalle en el Capítulo 3.

Las velocidades geodésicas han sido empleadas para **caracterizar ambas zonas de falla** (ESFZ – Zona de Falla de El Salvador, y EBSZ – Zona de Cizalla de las Béticas Orientales) mediante el **análisis de perfiles** perpendiculares a las principales fallas (ajustando modelos simples de Savage y Burford, 1973) y mediante el cálculo del **campo tasa de deformación**, para el cual se han probado métodos de triangulación y de mallado (Shen et al., 2015). Además, se han invertido las velocidades GNSS (ITRF2014) en Eurasia occidental y el Caribe para obtener sendos **polos de Euler** (además de uno adicional para el sur de la Península Ibérica) mediante el software EPC (Goudarzi et al., 2014). Esto ha permitido obtener velocidades relativas a las placas, mejorando su interpretación, además de posibilitar su inclusión como parámetros iniciales para las inversiones con modelos cinemáticos de bloques.

Con base en las fallas y estudios tectónicos correspondientes, se han construido las geometrías de bloques y fallas para los **modelos cinemáticos de bloques** en ambas zonas de estudio. Tras la realización de pruebas de sensibilidad y de resolución de los datos geodésicos, se ha procedido a invertir las observaciones GNSS e InSAR (estas últimas solamente en el caso de El Salvador) mediante el software TDEFNODE (McCaffrey, 2009). De esta manera, se han obtenido las **tasas de deslizamiento** y **grados de acoplamiento** de las principales fallas de la ESFZ y la EBSZ, así como las **rotaciones de los bloques** tectónicos correspondientes. Los resultados se analizan y discuten en cada capítulo.

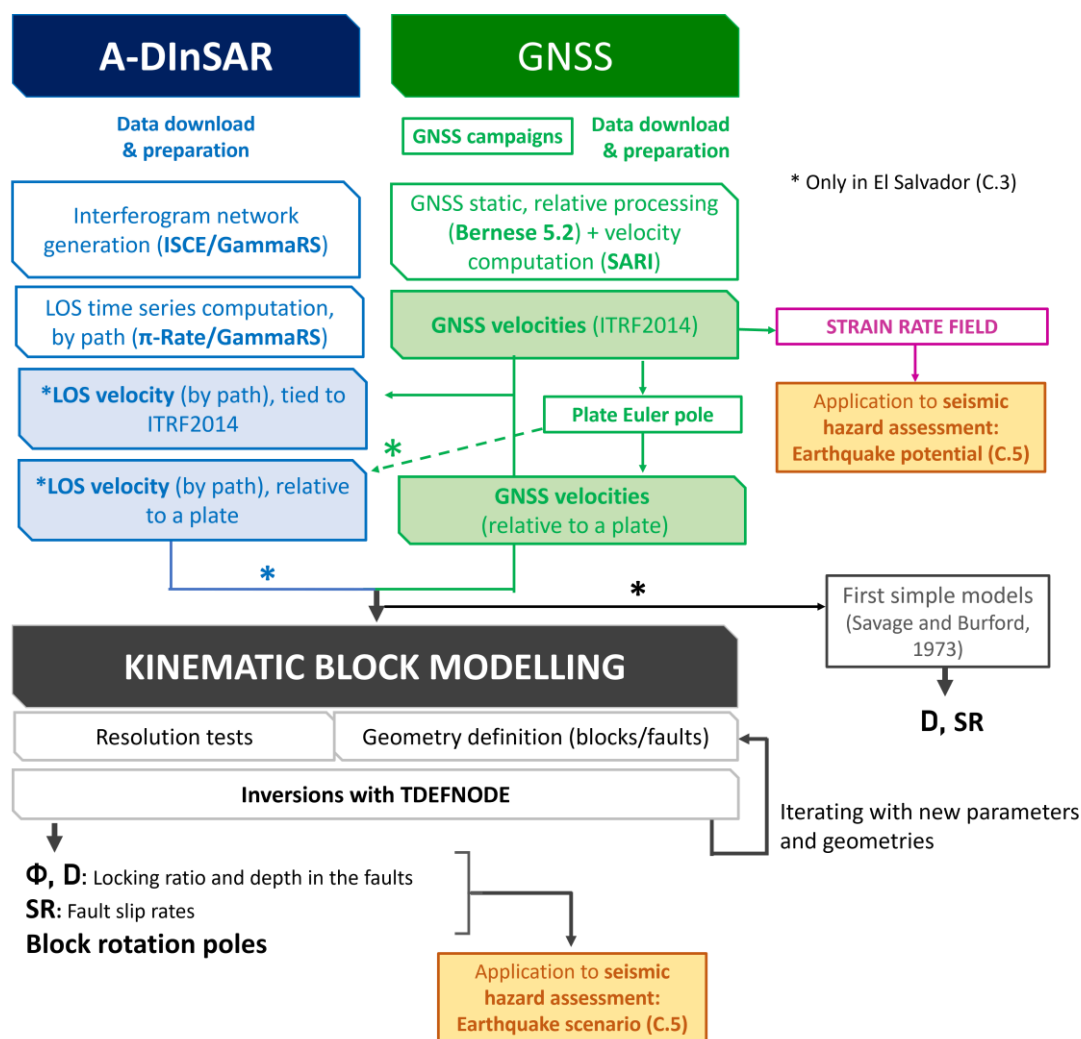


Figura 2.22: Esquema metodológico de la presente tesis doctoral.

Posteriormente (Capítulo 5), se analizan las posibles contribuciones de los resultados de esta tesis a la mejora de la **evaluación de la amenaza sísmica** en ambas regiones, realizando dos aplicaciones diferentes. En las Béticas Orientales se ha llevado a cabo una aplicación preliminar directa del campo tasa de deformación geodésico para la determinación de tasas de actividad sísmica y periodos de recurrencia (Ward, 1994 y 2007).

La metodología seguida en materia de peligrosidad sísmica se desarrolla directamente en el Capítulo 5, debido a que no existe la duplicidad que sí se da en el procesamiento y modelado de datos geodésicos de ambas zonas de estudio en los Capítulos 3 y 4.

Un resumen de la metodología general expuesta en este apartado se muestra en la Fig. 2.22.

2.6. Referencias

- A. Ferretti, C. Prati, & F. Rocca. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8–20. 10.1109/36.898661
- Agnew, D. C. (1992). The time-domain behavior of power-law noises. *Geophysical Research Letters*, 19(4), 333–336. 10.1029/91GL02832
- Altamimi, Z., Métivier, L., Rebischung, P., Rouby, H., & Collilieux, X. (2017). ITRF2014 plate motion model. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1906–1912. 10.1093/gji/ggx136
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6109–6131. 10.1002/2016JB013098
- Argus, D. F., & Gordon, R. G. (1991). No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophysical Research Letters*, 18(11), 2039–2042. 10.1029/91GL01532
- Argus, D. F., Gordon, R. G., & DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(11)10.1029/2011GC003751
- Aslan, G. (2019). MONITORING OF SURFACE DEFORMATION IN NORTHWEST TURKEY FROM HIGH-RESOLUTION INSAR : FOCUS ON TECTONIC ASEISMIC SLIP AND SUBSIDENCE; Mesure et suivi spatio-temporel des déplacements de surface dans le nord-ouest de la Turquie, par interférométrie radar à haute résolution : glissement asismique et subsidence <https://theses.hal.science/tel-02271771>
- Beavan, J., Wallace, L. M., Palmer, N., Denys, P., Ellis, S., Fournier, N., Hreinsdottir, S., Pearson, C., & Denham, M. (2016). New Zealand GPS velocity field: 1995–2013. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 59(1), 5–14. 10.1080/00288306.2015.1112817

- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11), 2375–2383. 10.1109/TGRS.2002.803792
- Berné Valero, J. L., Anquela Julián, A. B., & Garrido Villén, N. (2014). In Anquela Julián A. B., Garrido Villén N. and Universidad Politécnica de Valencia(Eds.), *GNSS.GPS: Fundamentos y aplicaciones en geomática*. Universidad Politécnica de Valencia.
- Bevis, M., Bedford, J., & Caccamise II, D. J. (2020). The Art and Science of Trajectory Modelling. In J. Montillet, & M. S. Bos (Eds.), *Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences* (pp. 1–27). Springer International Publishing. 10.1007/978-3-030-21718-1_1
- Böhm, J., Niell, A., Tregoning, P., & Schuh, H. (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7)10.1029/2005GL025546
- Böhm, J., & Schuh, H. (2013). Atmospheric Effects in Space Geodesy10.1007/978-3-642-36932-2
- Bos, M. S., Montillet, J., Williams, S. D. P., & Fernandes, R. M. S. (2020). Introduction to Geodetic Time Series Analysis. In J. Montillet, & M. S. Bos (Eds.), *Geodetic Time Series Analysis in Earth Sciences* (pp. 29–52). Springer International Publishing. 10.1007/978-3-030-21718-1_2
- Bru, G., Ezquerro, P., Lopez Vinielles, J., Reyes-Carmona, C., Guardiola-Albert, C., & Bejar, M. (2024). Manual básico sobre el uso de datos InSAR para medir desplazamientos de la superficie del terreno
- C. Liang, P. Agram, M. Simons, & E. J. Fielding. (2019). Ionospheric Correction of InSAR Time Series Analysis of C-band Sentinel-1 TOPS Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(9), 6755–6773. 10.1109/TGRS.2019.2908494
- Cao, Y., Jónsson, S., & Li, Z. (2021). Advanced InSAR Tropospheric Corrections From Global Atmospheric Models that Incorporate Spatial Stochastic

- Properties of the Troposphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5), e2020JB020952. 10.1029/2020JB020952
- Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M. -, Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., & Shen, Z. -. (2008). Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3), 246–257. 10.1016/j.epsl.2008.07.057
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2001). Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *Journal of the Optical Society of America A*, 18(2), 338–351. 10.1364/JOSAA.18.000338
- Chen, K. H., & Bürgmann, R. (2017). Creeping faults: Good news, bad news? *Reviews of Geophysics*, 55(2), 282–286. 10.1002/2017RG000565
- Cox, A., & Hart, R. B. (2009). *Plate Tectonics: How It Works*. Wiley.
- Dach, R., Andritsch, F., Arnold, D., Bertone, S., Fridez, P., Jäggi, A., Jean, Y., Maier, A., Mervart, L., Meyer, U., Orliac, E., Geist, E., Prange, L., Scaramuzza, S., Schaer, S., Sidorov, D., Susnik, A., Villiger, A., Walser, P., & Thaller, D. (2015). Bernese GNSS Software Version 5.210.7892/boris.72297
- Dach, R., Schaer, S., Arnold, D., Kalarus, M., Prange, L., Stebler, P., Villiger, A., & Jaeggi, A. (2020). CODE final product series for the IGS.10.7892/boris.75876.4
- Dalaison, M. (2021). Illuminating fault slip with InSAR : strain release along the Chaman plate boundary; Mesurer le glissement le long des failles par interférométrie radar : étude de la frontière de plaques de Chaman <https://theses.hal.science/tel-04107602>
- Daout, S., Doin, M., Peltzer, G., Lasserre, C., Socquet, A., Volat, M., & Sudhaus, H. (2018). Strain Partitioning and Present-Day Fault Kinematics in NW Tibet From Envisat SAR Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(3), 2462–2483. 10.1002/2017JB015020

- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Dieterich, J. H. (1978). Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics*, 116(4), 790–806. 10.1007/BF00876539
- Ellis, A., DeMets, C., McCaffrey, R., Briole, P., Cosenza Muralles, B., Flores, O., Guzmán-Speziale, M., Hernández, D., Kostoglodov, V., LaFemina, P., Lord, N., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Rodriguez Maradiaga, M., Molina, E., Rivera, J., Rogers, R., Staller, A., & Tikoff, B. (2019). GPS constraints on deformation in northern Central America from 1999 to 2017, Part 2: Block rotations and fault slip rates, fault locking and distributed deformation. *Geophysical Journal International*, 218(2), 729–754. 10.1093/gji/ggz173
- Estey, L. H., & Meertens, C. M. (1999). TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data. *GPS Solutions*, 3(1), 42–49. 10.1007/PL00012778
- Fattahi, H., Simons, M., & Agram, P. (2017). InSAR Time-Series Estimation of the Ionospheric Phase Delay: An Extension of the Split Range-Spectrum Technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(10), 5984–5996. 10.1109/TGRS.2017.2718566
- Fattahi, H., & Amelung, F. (2015). InSAR bias and uncertainty due to the systematic and stochastic tropospheric delay. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12), 8758–8773. 10.1002/2015JB012419
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5), 2202–2212. 10.1109/36.868878
- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC: Matlab software to estimate Euler pole parameters. *GPS Solutions*, 18(1), 153–162. 10.1007/s10291-013-0354-4
- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2015a). Estimating Euler pole parameters for eastern Canada using GPS velocities. *Geodesy and Cartography*, 41(4), 162–173. 10.3846/20296991.2015.1123445

- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2015b). GeoStrain: An open source software for calculating crustal strain rates. *Computers & Geosciences*, 82, 1–12. 10.1016/j.cageo.2015.05.007
- Gurtner, W., & Estey, L. (2007). RINEX: The Receiver Independent Exchange Format .
- Haasdyk, J., & Janssen, V. (2011). The many paths to a common ground: A comparison of transformations between GDA94 and ITRF
- Hackl, M., Malservisi, R., & Wdowinski, S. (2009). Strain rate patterns from dense GPS networks. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(4), 1177–1187. 10.5194/nhess-9-1177-2009
- Hanssen, R. (2001). Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis10.1007/0-306-47633-9
- Hatanaka, Y. (2008). A Compression Format and Tools for GNSS Observation Data. *Bull Geogr Surv Inst*, 55
- Hooper, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, 35(16)10.1029/2008GL034654
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., & Kampes, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31(23)10.1029/2004GL021737
- Johnson, H. O., & Agnew, D. C. (1995). Monument motion and measurements of crustal velocities. *Geophysical Research Letters*, 22(21), 2905–2908. 10.1029/95GL02661
- Leick, A. (1995). *GPS Satellite Surveying*. Wiley.
- Leick, A. (2004). *GPS Satellite Surveying*. Wiley.

- Li, S., Xu, W., & Li, Z. (2022). Review of the SBAS InSAR Time-series algorithms, applications, and challenges. *Geodesy and Geodynamics*, 13(2), 114–126. 10.1016/j.geog.2021.09.007
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5), 394–415. 10.1007/s10236-006-0086-x
- Manunta, M., De Luca, C., Zinno, I., Casu, F., Manzo, M., Bonano, M., Fusco, A., Pepe, A., Onorato, G., Berardino, P., De Martino, P., & Lanari, R. (2019). The Parallel SBAS Approach for Sentinel-1 Interferometric Wide Swath Deformation Time-Series Generation: Algorithm Description and Products Quality Assessment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 57(9), 6259–6281. 10.1109/TGRS.2019.2904912
- Mao, A., Harrison, C. G. A., & Dixon, T. H. (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, 2797–2816. 10.1029/1998JB900033
- Marian, J., & Gillins Daniel, T. (2018). Comparative Analysis of Online Static GNSS Postprocessing Services. *Journal of Surveying Engineering*, 144(4), 05018002. 10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000256
- Marone, C., & Scholz, C. H. (1988). The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes. *Geophysical Research Letters*, 15(6), 621–624. 10.1029/GL015i006p00621
- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441–500. 10.1029/97RG03139
- Mccaffrey, R. (2002). Crustal Block Rotations and Plate Coupling. *Plate Boundary Zones* (pp. 101–122)10.1029/GD030p0101
- McCaffrey, R., Qamar, A. I., King, R. W., Wells, R., Khazaradze, G., Williams, C. A., Stevens, C. W., Vollick, J. J., & Zwick, P. C. (2007). Fault locking, block rotation and crustal deformation in the Pacific Northwest. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1315–1340. 10.1111/j.1365-246X.2007.03371.x

- Minster, J. B., & Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83, 5331–5354. 10.1029/JB083iB11p05331
- Nischan, T. (2016). GFZRNX - RINEX GNSS Data Conversion and Manipulation Toolbox. GFZ Data Services.[computer software]<http://dx.doi.org/10.5880/GFZ.1.1.2016.002>
- Nocquet, J. -, & Calais, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophysical Journal International*, 154(1), 72–88. 10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x
- Notti, D., Herrera, G., Bianchini, S., Meisina, C., García-Davalillo, J. C., & Zucca, F. (2014). A methodology for improving landslide PSI data analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 35(6), 2186–2214. 10.1080/01431161.2014.889864
- 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. 10.1785/BSSA0750041135
- Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., & Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104, 14965–14991. 10.1029/1999JB900060
- Paterson, M. S. (1958). Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *GSA Bulletin*, 69(4), 465–476. 10.1130/0016-7606(1958)69
- Peña, D. (2010). *Análisis de series temporales*. Alianza Editorial.
- Portela, J. (2020). *Deformación cortical en el sistema de fallas Aguacaliente-Navarro (Valle Central, Costa Rica) mediante técnicas geodésicas (GNSS e InSAR). Aplicaciones en peligrosidad y riesgo sísmico.*(Master Thesis).
- Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, W., & Flannery, B. (1992). *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press.

- Reid, H. F. (1910). The California Earthquake of April 18, 1906. State Earthquake Investigation Committee A. C. Lawson. *The Journal of Geology*, 18(3), 288–290. 10.1086/621732
- Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E., & Goldstein, R. M. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333–382. 10.1109/5.838084
- Santamaría-Gómez, A. (2019). SARI: interactive GNSS position time series analysis software. *GPS Solutions*, 23(2), 52. 10.1007/s10291-019-0846-y
- Sanz Subirana, J., Juan , Zornoza, J. M., & Hernández-Pajares, M. (2013). *GNSS Data Processing, Vol. 1: Fundamentals and Algorithms (ESA TM-23/1)*. ESA Communications.
- Schmid, R., Dach, R., Collilieux, X., Jäggi, A., Schmitz, M., & Dilssner, F. (2016). Absolute IGS antenna phase center model igs08.atx: status and potential improvements. *Journal of Geodesy*, 90, 343–364. 10.1007/s00190-015-0876-3
- Scholz, C. H. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1), 319–328. 10.1007/BF01848693
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42. 10.1038/34097
- Segall, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. Princeton University Press. 10.1515/9781400833856
- Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y., & Wang, F. (2015). Optimal Interpolation of Spatially Discretized Geodetic Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(4), 2117–2127. 10.1785/0120140247
- Simons, M., & Rosen, P. A. (2007). 3.12 - Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (pp. 391–446). Elsevier. 10.1016/B978-044452748-6.00059-6
- Snay, R., Saleh, J., Dennis, M., DeMets, C., & Mora-Páez, H. (2021). Expanding TRANS4D's Scope to Include 3D Crustal Velocity Estimates for a

- Neighborhood of the Caribbean Plate. *Journal of Surveying Engineering*, 147(4), 04021025. 10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000377
- Tarayre, H., & Massonnet, D. (1996). Atmospheric Propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry. *Geophysical Research Letters*, 23(9), 989–992. 10.1029/96GL00622
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J. M., Garate, J., McClusky, S., & Reilinger, R. (2010). Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49(3), 123–129. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007>
- Wang, H., Wright, T. J., Yu, Y., Lin, H., Jiang, L., Li, C., & Qiu, G. (2012). InSAR reveals coastal subsidence in the Pearl River Delta, China. *Geophysical Journal International*, 191(3), 1119–1128. 10.1111/j.1365-246X.2012.05687.x
- Wegmüller, U., Werner, C., Wiesmann, A., Strozzi, T., Kourkouli, P., & Frey, O. (2016). Time-series analysis of Sentinel-1 interferometric wide swath data: Techniques and challenges. Paper presented at the 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 3898–3901. 10.1109/IGARSS.2016.7730012
- Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy*, 76(9), 483–494. 10.1007/s00190-002-0283-4
- Williams, S., Bock, Y., & Fang, P. (1998). Integrated satellite interferometry: Tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103, 27051–27067. 10.1029/98JB02794
- Yavaşoğlu, H., Alkan, M., Bilgi, S., & Alkan, Ö. (2020). Monitoring aseismic creep trends in the İsmetpaşa and Destek segments throughout the North Anatolian Fault (NAF) with a large-scale GPS network. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 9, 25–40. 10.5194/gi-9-25-2020

Yu, H., Lan, Y., Yuan, Z., Xu, J., & Lee, H. (2019). Phase Unwrapping in InSAR : A Review. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 7(1), 40–58. 10.1109/MGRS.2018.2873644

Zhang, J., Bock, Y., Johnson, H., Fang, P., Williams, S., Genrich, J., Wdowinski, S., & Behr, J. (1997). Southern California permanent GPS geodetic array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 18035–18055. 10.1029/97JB01380

CAPÍTULO 3: EL SALVADOR

3. El Salvador

En este capítulo se desarrollan los datos, metodología específica y resultados obtenidos en la presente tesis acerca de la modelización cinemática de fallas en El Salvador para profundizar en la comprensión de los complejos procesos de deformación tectónica en El Salvador a partir de técnicas geodésicas. En concreto, el estudio se centra en la Zona de Falla de El Salvador, así como en su extensión hacia Guatemala y Nicaragua. La Zona de Falla de El Salvador es referida por sus siglas en inglés, ESFZ (*El Salvador Fault Zone*), por coherencia con las figuras. Igualmente ocurre con las siglas de otras estructuras tectónicas indicadas en el texto (por ejemplo, el arco volcánico centroamericano o CAVA, *Central American Volcanic Arc*).

El campo de velocidades geodésicas, junto con la caracterización preliminar de la ESFZ, se encuentran publicados en Portela et al. (2024). Los apartados 3.1 a 3.5 están basados directamente en dicha publicación, aunque se ha añadido información adicional.

El capítulo comienza con una introducción al contexto sismo-tectónico de El Salvador (apartado 3.1) y a los antecedentes de estudios geodésicos en la región (3.2). En el apartado 3.3 se explican los orígenes y características de los datos geodésicos brutos de partida, posteriormente procesados y empleados en los cálculos y análisis. En la sección 3.4 se aborda la metodología específica seguida en este capítulo (cabe recordar que lo relativo a información básica de las técnicas y los métodos empleados se trata en el capítulo 2). El apartado 3.5 se centra en el análisis del campo de velocidades GNSS y ALOS obtenidos, el cual resulta el punto de partida para el campo de deformación (3.6) y el modelado cinemático (3.7). Se ha incluido una sección (3.8) con los resultados de estudios adicionales sobre deformación en El Salvador (no exclusivamente tectónica), desarrollados en el marco de esta tesis doctoral.

3.1. Contexto sísmo-tectónico

La República de El Salvador es un país localizado en la costa pacífica de Centroamérica, situándose entre las naciones de Guatemala (al oeste), Honduras (al norte) y Nicaragua (al este). El país presenta una extensión pequeña (~21000 km²), pero acoge una población elevada de 6.38 millones de habitantes en 2024 (*International Monetary Fund*, 2024) y consecuentemente una alta densidad de población (~300 hab./km²).

El Salvador se sitúa en una región con elevada actividad sísmica. Recientemente, varios terremotos han ocasionado graves pérdidas humanas y económicas, destacando la secuencia de sismos del 13 de enero (Mw 7.7) y del 13 de febrero (Mw 6.5) de 2001 (Martínez-Díaz et al., 2004). Los terremotos además tienen potencial para desencadenar otros eventos, principalmente movimientos de ladera, como el que sepultó el barrio de Las Colinas, en Santa Tecla, causando cerca de 600 muertes (García Rodríguez y Malpica, 2010; Jibson et al., 2004).

El origen de esta sismicidad se explica por el contexto tectónico de El Salvador. El país se asienta en el margen occidental de la placa Caribe. La costa salvadoreña se sitúa a aproximadamente 100 km al norte de la Fosa Mesoamericana, el margen convergente donde la placa del Coco subduce bajo la placa Caribe (Fig 3.1). La subducción de la placa se produce en dirección ortogonal a la fosa en esta zona, y diversos estudios apuntan a que su acoplamiento es bajo, aumentando hacia el oeste de Guatemala (Alvarado et al., 2011; Correa-Mora et al., 2009; Ellis et al., 2019; Garnier et al., 2022; LaFemina et al., 2009). El país se ve atravesado por el Arco Volcánico Centroamericano (CAVA), quedando dividido en dos zonas: (1) el norte, situado en el bloque Chortís, esto es, una parte más estable de la placa Caribe, representando la única corteza continental de la misma (e.g. Case et al., 1984; Ortega-Gutiérrez et al., 2010); y (2) el sur, formando parte del antearco volcánico (CAFA, *Central American Forearc sliver*).

El antearco se desplaza hacia el oeste con respecto al bloque Chortís, lo cual no parece explicarse por la subducción de la placa del Coco (e.g. Alvarado et al., 2011). Diversas hipótesis han sido propuestas para explicar la causa de este movimiento diferencial (Fig. 3.2), que se pueden agrupar en tres grandes grupos: (1) algunos estudios sugieren que la subducción de la Dorsal del Coco en Costa Rica y el acoplamiento más elevado en la interfase en esta región provocan un empuje hacia el noroeste del antearco (e.g. Kobayashi et al., 2014; LaFemina et al., 2009); (2) otros estudios apuntan al pinzamiento del antearco en Guatemala, viéndose

arrastrado hacia el oeste por el movimiento de la placa norteamericana (Álvarez-Gómez et al., 2008, Rodríguez et al., 2009); y finalmente (3) un modelo híbrido aunando ambas hipótesis ha sido propuesto por Álvarez-Gómez et al. (2019).

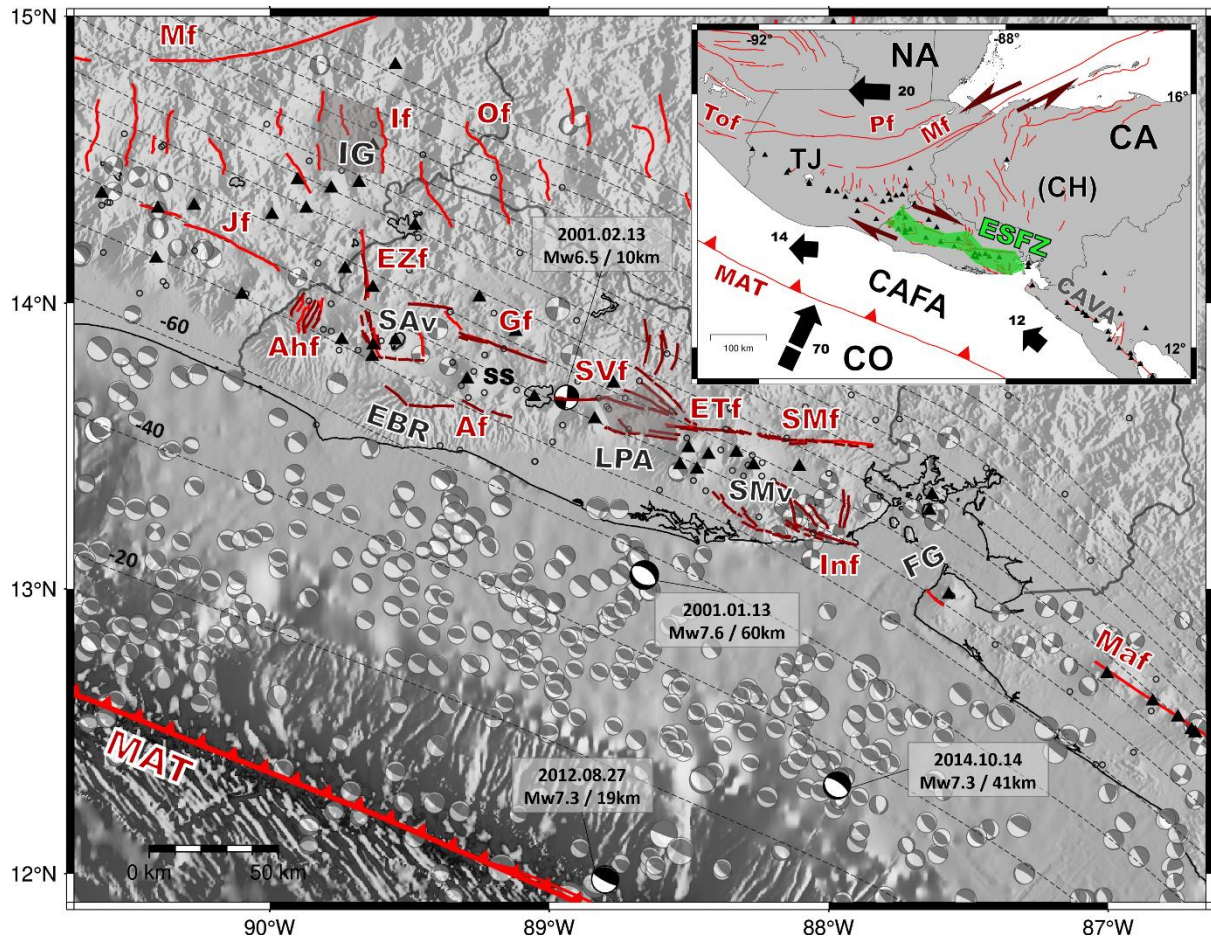


Figura 3.1: Contexto tectónico de El Salvador y configuración tectónica regional (subpanel).

Tomada de Portela et al. (2024). Mecanismos focales del NEIC, ISC (2023), mostrando terremotos con $M_w \geq 5$ y profundidad ≤ 120 km (los terremotos discutidos en este estudio están resaltados en negro y etiquetados con su fecha, magnitud y profundidad). Las fallas (líneas rojas) son tomadas de Martínez-Díaz et al. (2021) y CCARA-GEM (Styron et al., 2020). Profundidades de la subducción de Slab2 (Hayes, 2018) como líneas discontinuas cada 20 km de profundidad. Topografía sombreada de la resolución SRTM30 de 1 arco segundo (Farr et al., 2007) y batimetría del GEBCO Compilation Group (2020). Abreviaturas: Fallas en rojo (Af – falla de Ayagualo, Ahf – Zona de falla de Ahuachapán, ETf – Falla de El Triunfo, EZf – Falla de El Zacamil, Gf – Falla Guaycume, If – Falla de Ipala, Inf – Falla de Intipuca, Jf – Falla de Jalpatagua, Mf – Falla de Motagua, Maf – Falla de Marabios/Marribios, MAT – Fosa Mesoamericana, Of – Falla de Ocotepeque, SMf – Falla de San Miguel, SVf – Falla de San Vicente); estructuras geográficas y geológicas en gris (EBR – Cordillera de El Bálsamo, FG – Golfo de Fonseca,

IG – Graben de Ipala, LPA – Pull-Apart del Lempa, SAV – Volcán de Santa Ana, SMv – Volcán de San Miguel); SS denota la ubicación de la ciudad de San Salvador. Los volcanes se muestran como triángulos negros. El subpanel en la esquina superior derecha muestra el contexto tectónico regional, con las principales placas (CA – Caribe, CO – Coco, NA – Norteamérica) y bloques (CAFA – Antearco Volcánico de Centroamérica, CH – Bloque Chortís, TJ – Triple Unión), con flechas negras representando su movimiento relativo aproximado (valores en mm/año) con respecto a la placa del Caribe. CAVA denota el Arco Volcánico de Centroamérica. El área sombreada en verde muestra la extensión de la ESFZ (Zona de Falla de El Salvador). Se muestran fallas adicionales (líneas rojas): Pf – Falla de Polochic, ToF – Falla de Tonalá.

El Salvador se halla además en las proximidades de la triple unión entre las placas del Coco, Norteamérica y Caribe. En las últimas décadas se han propuesto varios modelos para explicar dicha unión (Authemayou et al., 2011 y las referencias ahí mencionadas). Plafker (1976) sugiere que la deformación se acomoda en una extensión E-O al sur de las fallas de Polochic y Motagua (Pf y Mf en Fig. 3.1, respectivamente), permitiendo el escape hacia el este del bloque Chortís (con respecto a Norteamérica y el antearco). Más recientemente, datos geodésicos, sísmicos, topográficos y geológicos en el área parecen consistentes con una triple unión de tipo “cierre en cremallera” (Authemayou et al., 2011; Álvarez-Gómez et al., 2019). Este cierre en cremallera es generado por el movimiento relativo hacia el este del bloque Chortís, formando dos ramas de fallas: (1) las fallas sinestrales de Motagua y Polochic en el límite con la placa de América del Norte y (2) la zona de cizalla dextral del CAVA entre el bloque Chortís y el CAFA (Fig. 3.1). Las dos ramas se unen en la falla de Tonalá (Tof), en México, que actúa como estructura de sutura, permitiendo la migración hacia el este de la triple unión (Authemayou et al., 2011). El sector occidental del CAFA se incorpora progresivamente en la placa norteamericana, cambiando la dirección de su movimiento de noroeste a oeste y, en consecuencia, aumentando el acoplamiento en la interfase de subducción al oeste de Guatemala (Álvarez-Gómez et al., 2019 y referencias ahí mencionadas).

En El Salvador, el antearco se desplaza hacia el noroeste a una velocidad aproximada de 12 mm/año en relación con el bloque Chortís (e.g. Álvarez-Gómez et al., 2019). Este movimiento diferencial entre los dos bloques se acomoda principalmente en la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ), una serie de fallas de desgarre dextral en dirección aproximada E-O (siguiendo el arco volcánico) y fallas normales menores en dirección N-S a NNO-SSE atravesando el arco (Martínez-

Díaz et al., 2004). Depresiones tectónicas se forman entre las trazas de las fallas, ubicándose la ciudad de San Salvador en una de ellas (Garibaldi et al., 2016). Estudios paleosismológicos y geomorfológicos identifican un régimen transtensional en la ESFZ (Alonso-Henar et al., 2014; Canora et al., 2012; Corti et al., 2005). Varios estudios derivan tasas de deslizamiento para segmentos de la zona de falla a partir de análisis paleosísmicos, estructurales y morfométricos (Martínez-Díaz et al., 2021 y referencias ahí mencionadas), estimando ~4-6 mm/año (Alonso-Henar et al., 2014; Canora et al., 2012 y 2014) en las fallas de San Vicente y El Triunfo (SVf y ETf en la Fig. 3.1). Martínez-Díaz et al. (2021) también estiman de 3.4 a 4.8 mm/año de deformación extensional distribuida en la terminación oriental de la ESFZ (el área del Golfo de Fonseca).

La geología de El Salvador está dominada por rocas volcánicas del Cenozoico y Cuaternario, cuyas edades disminuyen de norte a sur debido al retroceso de la subducción hacia el sur (Weinberg, 1992). El Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales de El Salvador (MARN, <https://www.snet.gob.sv/>) identifica 23 volcanes activos dentro del país (Fig. 3.1), de los cuales solo algunos presentan actividad significativa (ver apartado 3.5 para más detalles).

La sismicidad de origen tectónico en El Salvador está por tanto asociada a dos fuentes principales: la subducción y la ESFZ. Los terremotos originados en las fallas del arco volcánico (ESFZ) representan una amenaza significativa para la población de El Salvador, debido a su poca profundidad, proximidad a áreas urbanas y frecuencia (Legrand et al. 2020). Esto quedó patente en el terremoto de febrero de 2001 de magnitud Mw 6.5 en San Vicente (Fig. 3.1) y hasta 11 eventos destructivos durante el siglo pasado (Canora et al., 2010). Los terremotos de subducción se generan en fallas inversas (thrusting) en la parte más somera de la interfase o por fallas normales intraplaca a mayor profundidad (Fig. 3.3 y 3.4). Los terremotos de carácter inverso, como el evento de 2012 de magnitud Mw 7.3 (Fig. 3.1), se originan cerca de la fosa (Ellis et al., 2018), y, por lo tanto, alejados del interior de El Salvador. Los terremotos profundos intraplaca de falla normal han demostrado su potencial para causar daños sustanciales, como evidenció el evento de enero de 2001 de magnitud Mw 7.6 (Bommer et al., 2002).

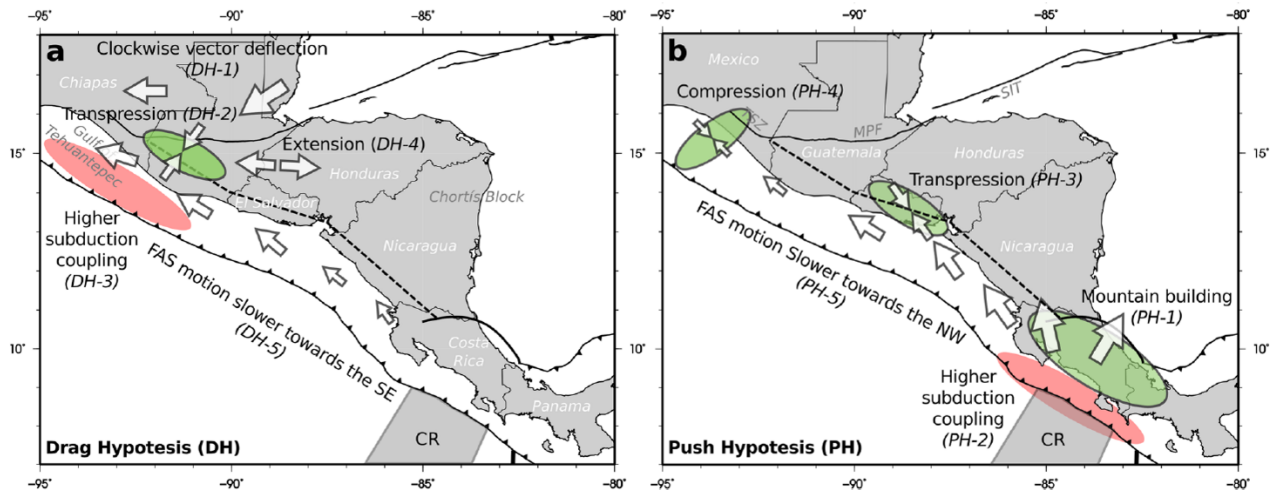


Figura 3.2: Esquemas de las hipótesis acerca del movimiento diferencial del antearco/CAFA.

Tomada de Álvarez-Gómez et al. (2019). (a) Modelo basado en el pinzamiento/arrastre hacia el oeste ejercido por la placa norteamericana sobre el antearco (b) Modelo basado en el empuje del antearco hacia el noroeste por parte de la Dorsal del Coco al subducir hacia el noreste. Las áreas sombreadas muestran las zonas donde se esperaría levantamiento y acortamiento (en verde), o mayor acoplamiento en la interfase de la subducción (rojo). Los vectores muestran la magnitud y dirección aproximada del movimiento horizontal de los bloques. CR, Dorsal del Coco; TSZ, Zona de Cizalla de Tonalá; MPF, Falla Motagua-Polochic; SIT, Falla Transformante de la Isla del Cisne.

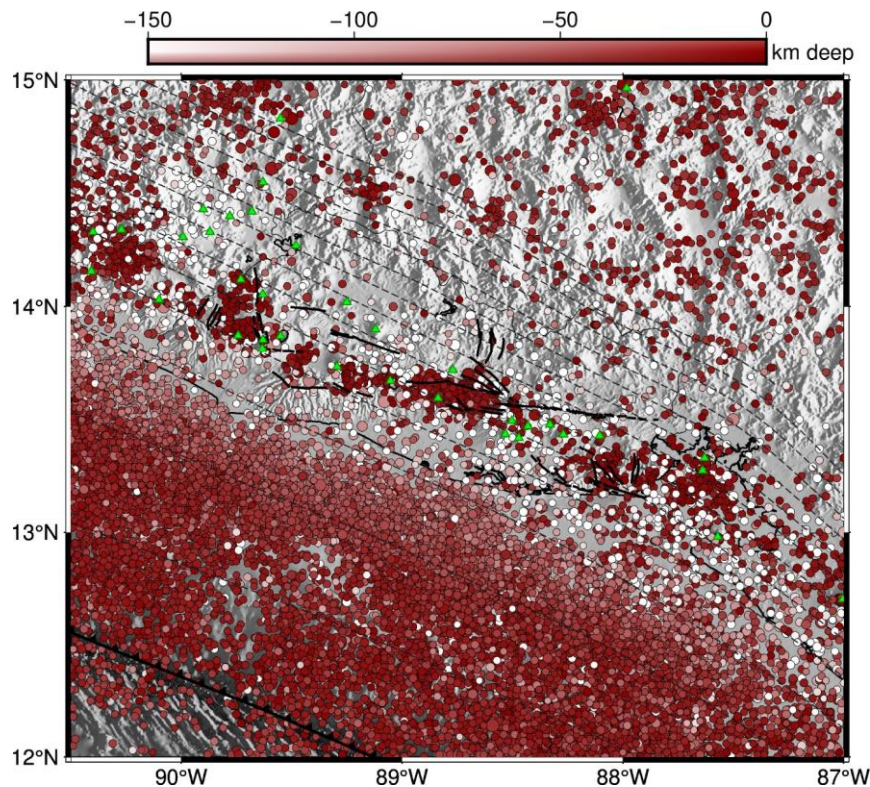


Figura 3.3: Epicentros de los terremotos del catálogo del MARN (periodo 1991-2021), representados en función de su profundidad.

Las fallas aparecen como líneas negras continuas, y los volcanes como triángulos verdes. Profundidades de la subducción de Slab2 (Hayes, 2018) como líneas discontinuas cada 20 km de profundidad. Modificada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario

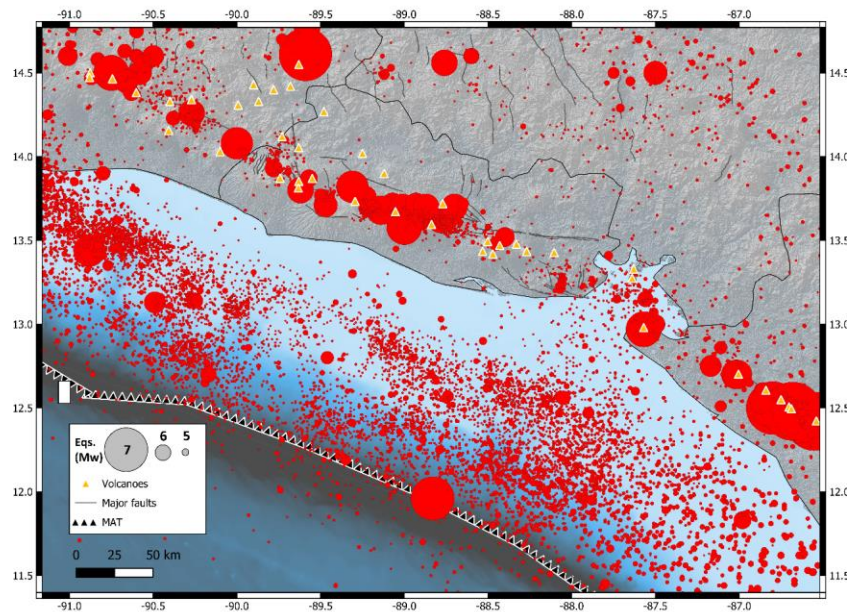


Figura 3.4: Sismicidad somera (profundidad ≤ 20 km) del catálogo del MARN desde el año 1522.

Los epicentros se muestran como círculos rojos, con su tamaño proporcional a la magnitud M_w normalizada. Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

3.2. Antecedentes geodésicos

Como se ha indicado con anterioridad, las técnicas geodésicas, principalmente el GNSS y más recientemente el InSAR, han surgido como herramientas cruciales para evaluar la deformación de la superficie.

La primera estación permanente GNSS en El Salvador, con código SSIA, data del año 2000 y se localiza en el Aeropuerto de Ilopango en San Salvador, la capital del país. Esta estación era la única disponible durante los terremotos de 2001. Hreinsdottir (2005) empleó los datos de posicionamiento de esta y otras estaciones disponibles en la región (en Guatemala y el sur de Honduras) para determinar la localización de las fuentes generadoras de dichos sismos. No obstante, estudios geológicos y sismológicos posteriores, destacando Canora et al. (2010), difieren de su interpretación para la fuente del sismo de febrero de 2001. No se instaló ninguna estación permanente más en el país hasta el año 2007. Paulatinamente, se han ido instalando más estaciones GNSS de observación continua, hasta llegar a las 13 existentes en la actualidad (Fig 3.6). A pesar de ello, dichas estaciones se

encuentran concentradas en algunas zonas del país, especialmente en el área metropolitana de San Salvador, y en algunos volcanes, por lo que la cobertura espacial para deformaciones tectónicas es todavía limitada.

Las primeras campañas GPS en El Salvador se realizaron en el año 2003, observando solamente tres estaciones del occidente del país (Lyon-Caen et al., 2006). Desde entonces, el número de estaciones de campaña ha aumentado, especialmente gracias a la instalación de la red ZFESNET a partir de 2006. La red ZFESNET (Staller et al., 2008; Staller, 2014; Staller et al., 2016) se constituyó con 23 nuevos puntos de medición, distribuidos a lo ancho del país con base en la localización de las fallas cartografiadas y evitando la cercanía de volcanes, así como a otros criterios logísticos. Estas estaciones de campaña se añadieron a otras siete ya existentes (Alvarado et al., 2011), así como a las estaciones continuas anteriormente mencionadas. A partir del año 2014 se han instalado nuevas estaciones de campaña, especialmente en el entorno de San Salvador, el volcán de San Miguel, el sudoeste y el sudeste del país.

Desde 2001 se han publicado numerosos estudios tectónicos y volcano-tectónicos en El Salvador, muchos de los cuales han incorporado observaciones GNSS en su análisis. Mientras que la mayoría de estos estudios abarcan una escala regional, extendiéndose por regiones más amplias dentro de Centroamérica (Alvarado et al., 2011; Correa-Mora et al., 2009; Ellis et al., 2018; Ellis et al., 2019; Franco et al., 2012; Lyon-Caen et al., 2006; Rodríguez et al., 2009) o se enfocan en áreas limítrofes con El Salvador (Garnier et al., 2022; LaFemina et al., 2009), algunos se centran en la ESFZ o en uno de sus segmentos (Canora et al., 2014; Garibaldi et al., 2016; Legrand et al., 2020; Staller et al., 2016). Las tasas de deslizamiento derivadas de los datos GNSS son más altas que las geológicas. Staller et al. (2016) estiman tasas de deslizamiento geodésico decrecientes de oeste a este: 9 ± 3 mm/año en la falla Guaycume (Gf en la Fig. 3.1), 7 ± 1 mm/año en la falla San Vicente (SVf) y 3 ± 2 en la falla San Miguel (SMf). Desde entonces, se han instalado nuevas estaciones permanentes y de campaña en El Salvador. Además, las series temporales de las estaciones ya existentes entonces son ahora más largas. Esta información adicional es crucial en áreas dominadas por una deformación compleja, como El Salvador (tal y como se discutirá más adelante). En cuanto a la deformación volcánica, aunque no es objeto directo de esta tesis, algunos estudios de GNSS (Legrand et al., 2020; Staller et al., 2016) detectan deformación en el volcán de San Salvador (aproximadamente SS en Fig. 3.1). Aunque el MARN

monitorea los principales volcanes con estaciones GNSS, dicha información no es accesible.

Un número más limitado de estudios han empleado la técnica InSAR en El Salvador. El lanzamiento de imágenes gratuitas de los satélites Sentinel-1 por la Agencia Espacial Europea en 2014 supuso un revulsivo para las aplicaciones InSAR. No obstante, lograr resultados precisos en regiones como El Salvador, caracterizadas por variaciones topográficas sustanciales, una atmósfera tropical turbulenta, vegetación densa y extensos cultivos, continúa siendo un desafío para sensores SAR en banda C. Chávez-Hernández et al. (2020) utilizan Sentinel-1 para estudiar deformaciones locales dentro de la ciudad de San Salvador. Existen además estudios de monitoreo volcánico a escala regional o continental que incluyen volcanes en El Salvador (Ebmeier et al., 2013; Pritchard et al. 2018), pero en ninguno se observó deformación con claridad. Se han realizado algunos intentos para evaluar la deformación en el volcán San Miguel (Schiek et al., 2008) y la deformación local en San Salvador (Kowalski et al., 2017) utilizando datos de ALOS PALSAR (en banda L, más favorable para zonas vegetadas). Recientemente, Cosenza-Murales et al. (2022) publicaron sus primeros resultados de un campo de velocidad derivado de datos Sentinel-1 y GNSS en Guatemala y Honduras. Sin embargo, hay una falta de estudios InSAR enfocados en la tectónica de El Salvador. En esta tesis se combinan observaciones InSAR de ALOS PALSAR (banda L) con nuevas velocidades GNSS densificadas espacial y temporalmente para estimar el primer campo de velocidad espacialmente continuo de El Salvador (Portela et al., 2024), contribuyendo significativamente a la mejora de nuestro conocimiento sobre la deformación tectónica en esta zona.

3.3. Datos

3.3.1. GNSS

Se han empleado datos GNSS (GPS y GLONASS) de diferentes redes existentes en la región, incluyendo todas las observaciones GNSS de estaciones continuas y de campaña disponibles en El Salvador y las regiones aledañas (Guatemala oriental, Honduras meridional y Nicaragua noroccidental), con el objetivo de obtener la deformación intersísmica en El Salvador (Fig. 3.5). Además, se han añadido al procesamiento las observaciones GNSS de varias estaciones continuas en el

Caribe, América del Norte y América del Sur, con el objetivo de ajustar nuestro campo de velocidades al marco ITRF2014 (Altamimi et al., 2016), y con el objetivo adicional de constreñir el movimiento de la placa Caribe (Figura 3.5). En total, se han procesado observaciones de 171 estaciones GNSS en el período 2000-2022, de las cuales 80 son estaciones episódicas, ubicadas principalmente en El Salvador, el oeste de Guatemala, el sur de Honduras y el noreste de Nicaragua (ver Fig. 3.6). Estas estaciones pertenecen a diversas redes, destacando la red ZFESNET en El Salvador. La densificación de la red ZFESNET en los últimos años, campañas recientes y la instalación de nuevas estaciones continuas en El Salvador motivan una nueva estimación del campo de velocidades GNSS con respecto a las ya publicadas (Staller et al., 2016; Ellis et al., 2018).

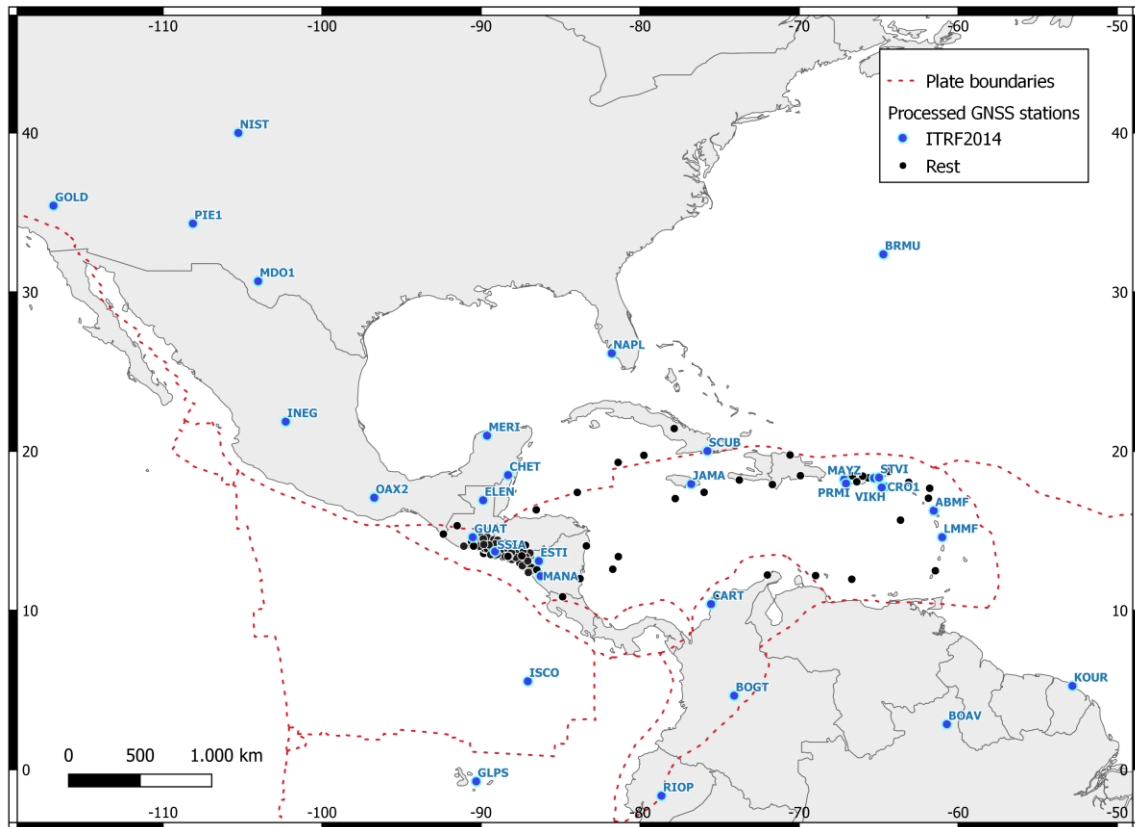


Figura 3.5: Estaciones GNSS cuyas observaciones han sido procesadas en este estudio. Los puntos azules señalan la localización de las estaciones GNSS procesadas que forman parte del marco ITRF2014, y que se han empleado para referir nuestra solución al mismo. El resto de estaciones GNSS procesadas se muestran como puntos negros. Las líneas discontinuas rojas muestran los límites de placas tectónicas (modificados de Bird, 2003). Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

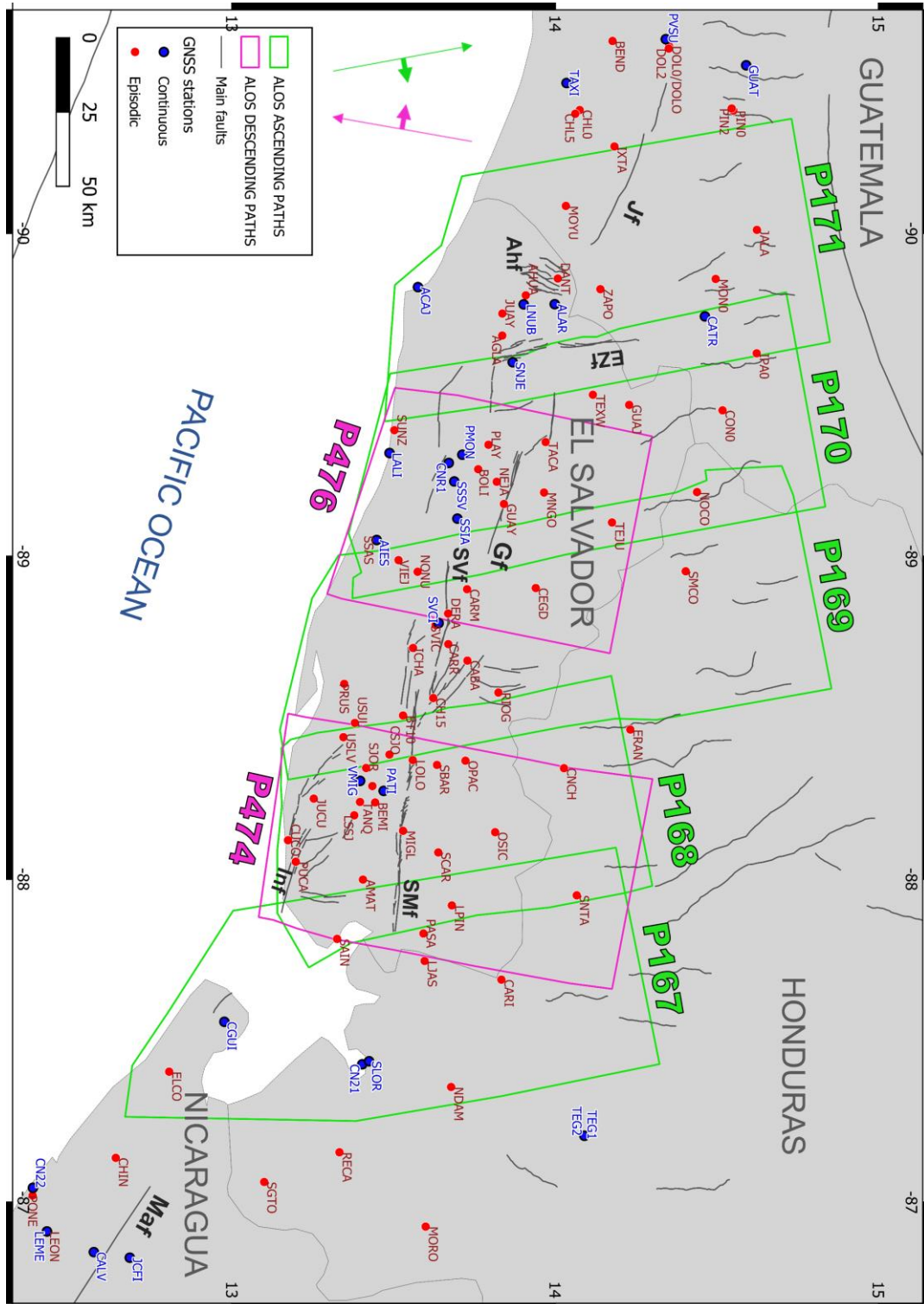


Figura 3.6: Datos geodésicos empleados en El Salvador.

Las estaciones GNSS cuyas observaciones fueron procesadas están representadas como puntos (azul – continuas, rojo - episódicas). Los polígonos muestran la extensión de las imágenes SAR de ALOS (verde para ascendente, púrpura para descendente), con el número de sus trayectorias o paths indicado (Pxxx). Las líneas continuas muestran las fallas principales dentro de la región (Martínez-Díaz et al., 2021; Styron et al., 2020), coincidiendo en nomenclatura con la Fig. 3.1. Tomada de Portela et al. (2024).

Los ficheros RINEX diarios de estaciones GNSS continuas están disponibles para su descarga a través de las agencias respectivas: IGS-CDDIS (https://cddis.nasa.gov/Data_and_Derived_Products/GNSS/daily_30second_data.html), CORS (<https://geodesy.noaa.gov/CORS/data.shtml>) y UNAVCO (<https://www.unavco.org/data/gps-gnss/gps-gnss.html>). Las referencias a las campañas GNSS empleadas se enumeran a continuación, estando los ficheros RINEX correspondientes disponibles a través de UNAVCO, previa petición: Bonforte et al. (2021a, 2021b, 2021c, 2021d, 2021e); DeMets (2004, 2007a, 2007b, 2008a, 2008b, 2009, 2011a, 2011b); DeMets y Tikoff (2015a, 2015b, 2015c, 2015d, 2015e, 2015f, 2015g, 2015h); DeMets y Cosenza-Murallas (2021a, 2021b); DeMets y Hernández (2021a, 2021b, 2021c, 2021d, 2021e, 2021f, 2021g, 2021h, 2021i, 2021j, 2021k, 2021l); Dixon (2001, 2004); LaFemina (2013a, 2013b, 2013c); LaFemina y Saballos (2013a, 2013b); Lyon-Caen et al. (2021a, 2021b); Lyon-Caen y Lasserre (2021); Staller et al. (2021a, 2021b, 2021c, 2021d, 2021e).

Adicionalmente, se han empleado los datos GNSS de alta frecuencia (con soluciones cada 5 minutos) de posicionamiento cinemático en la estación SSIA, disponibles en abierto en la página del Nevada Geodetic Laboratory (NGL; bit.ly/Eos_NGL) y procesadas por Blewitt et al. (2018), para determinar los offsets cosísmicos producidos por los terremotos de 2001 en dicha estación.

3.3.2. Imágenes SAR

Para estudiar la deformación tectónica en El Salvador, se han seleccionado las imágenes ALOS PALSAR de la Agencia Espacial Japonesa (JAXA). La razón de su utilización radica en la banda de operación de dicho sensor, la banda L (con frecuencia central de 1270 MHz, equivalente a una longitud de onda $\lambda \sim 23.62$ cm), que es más apta para zonas vegetadas como El Salvador. Además, estas imágenes se encuentran liberadas y por tanto el acceso y explotación de las mismas es gratuito. Las imágenes ALOS PALSAR se pueden obtener a través de la plataforma de Alaska Satellite Facility (<https://asf.alaska.edu/>), siendo posible descargar todas las imágenes ALOS en formato bruto (raw), esto es, sin focalizar, o una selección incompleta de imágenes focalizadas. En esta tesis se parte de imágenes en bruto, de haz fino (polarización simple y doble) de ALOS en las trayectorias (paths) ascendentes 167-171, cubriendo ~ 47000 km², y de las trayectorias descendentes 474 y 476, cubriendo ~ 15300 km² (ver Fig.3.6) para la

cobertura espacial de las trayectorias mencionadas). Las imágenes abarcan desde finales de 2006 hasta principios de 2011, es decir, todo el período de observación de ALOS sobre El Salvador (ver Tabla 3.1 para la lista completa de fechas de las imágenes). Las trayectorias descendentes restantes que cubren El Salvador consistían en 5 o menos imágenes (Tabla 3.2) y, por lo tanto, se consideraron insuficientes para realizar un análisis tectónico.

Además de las imágenes ALOS PALSAR, se han empleado imágenes SAR de otros sensores para diversas aplicaciones en El Salvador adicionales a la tectónica. En concreto, se han empleado los siguientes conjuntos de datos:

- Imágenes ERS-2 de la Agencia Espacial Europea (ESA), en banda C ($\lambda \sim 5.6$ cm). Se han empleado para indagar en las deformaciones cosísmicas relativas a los terremotos de El Salvador de 2001 (apartado 3.8.1).
- Imágenes Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA), en banda C ($\lambda \sim 5.6$ cm). Se han empleado a través de una plataforma de procesamiento no supervisado para identificar y clasificar áreas de deformación activas en El Salvador (apartado 3.8.2).
- Imágenes ALOS-2 PALSAR-2 (modo scanSAR) en banda L ($\lambda \sim 23.6$ cm). La JAXA (Agencia Espacial Japonesa) ofrecía hasta julio de 2024 un número limitado de imágenes ALOS-2 en abierto y gratuitas. Concretamente, en El Salvador se encontraban disponibles (en 2023) 6 imágenes en geometría descendente, con fechas: 2021/01/08, 2021/02/19, 2021/04/02, 2021/09/03, 2021/10/15 y 2021/11/26. Debido a su limitación en número y cobertura temporal, se ha descartado el uso de estas imágenes para tectónica. No obstante, se ha realizado un procesamiento preliminar para sondear su utilidad en la detección de otros tipos de deformación (véase Anexo A2).

Tabla 3.1: Fechas (aaaammdd) de las imágenes ALOS PALSAR, por trayectoria (Pxxx), empleadas en este estudio.

ASCENDING				DESCENDING		
P167	P168	P169	P170	P171	P474	P476
20070813	20070227	20070129	20061231	20070904	20070116	20071007
20070928	20070830	20071217	20070215	20071020	20070303	20071122
20071113	20071015	20080201	20070818	20071205	20071019	20080107
20080213	20080115	20080918	20071003	20080120	20080119	20080222
20080515	20080301	20090806	20080103	20080421	20080305	20080408
20080815	20080601	20091222	20080520	20080606	20080905	20081124
20080930	20080901	20100206	20080820	20090309	20081021	20090109
20090818	20081017	20100324	20081005	20090909	20090121	20090224
20100103	20090117	20100624	20090105	20091025	20090308	20090411
20100218	20090304	20100809	20091008	20100312	20110127	20100112
20100405	20090904	20100924	20100223	20100612		20110417
20100521	20091020	20110209	20100526	20100728		
20100706	20100120		20100711	20100912		
20101121	20100307		20100826	20101028		
20110106	20100422		20101011	20110128		
20110221	20100607		20101126			
	20100723		20110111			
	20100907		20110226			
	20101023					
	20101208					
	20110123					

Tabla 3.2: Trayectorias de ALOS PALSAR descartadas (Pxxx) en este estudio, incluyendo el número de imágenes (entre paréntesis) y fechas (formato aaaammdd) por trayectoria.

DESCENDING				
P472 (5)	P473 (5)	P475 (3)	P477 (4)	P478 (5)
20070915	20080102	20070920	20070908	20071226
20080131	20081119	20080322	20071024	20080210
20090320	20090104	20080922	20090126	20080327
20090920	20091007		20090313	20090212
20110326	20100222			20090330

3.4. Metodología específica

En este apartado se explica la metodología seguida para obtener el campo de velocidades intersísmicas de El Salvador y los modelos cinemáticos de bloques generados a partir de este. Un resumen gráfico se presenta en la Fig. 3.7. Con respecto a los procesamientos específicos para otras aplicaciones en El Salvador, véanse los apartados respectivos para la explicación de la metodología seguida (apartado 3.8).

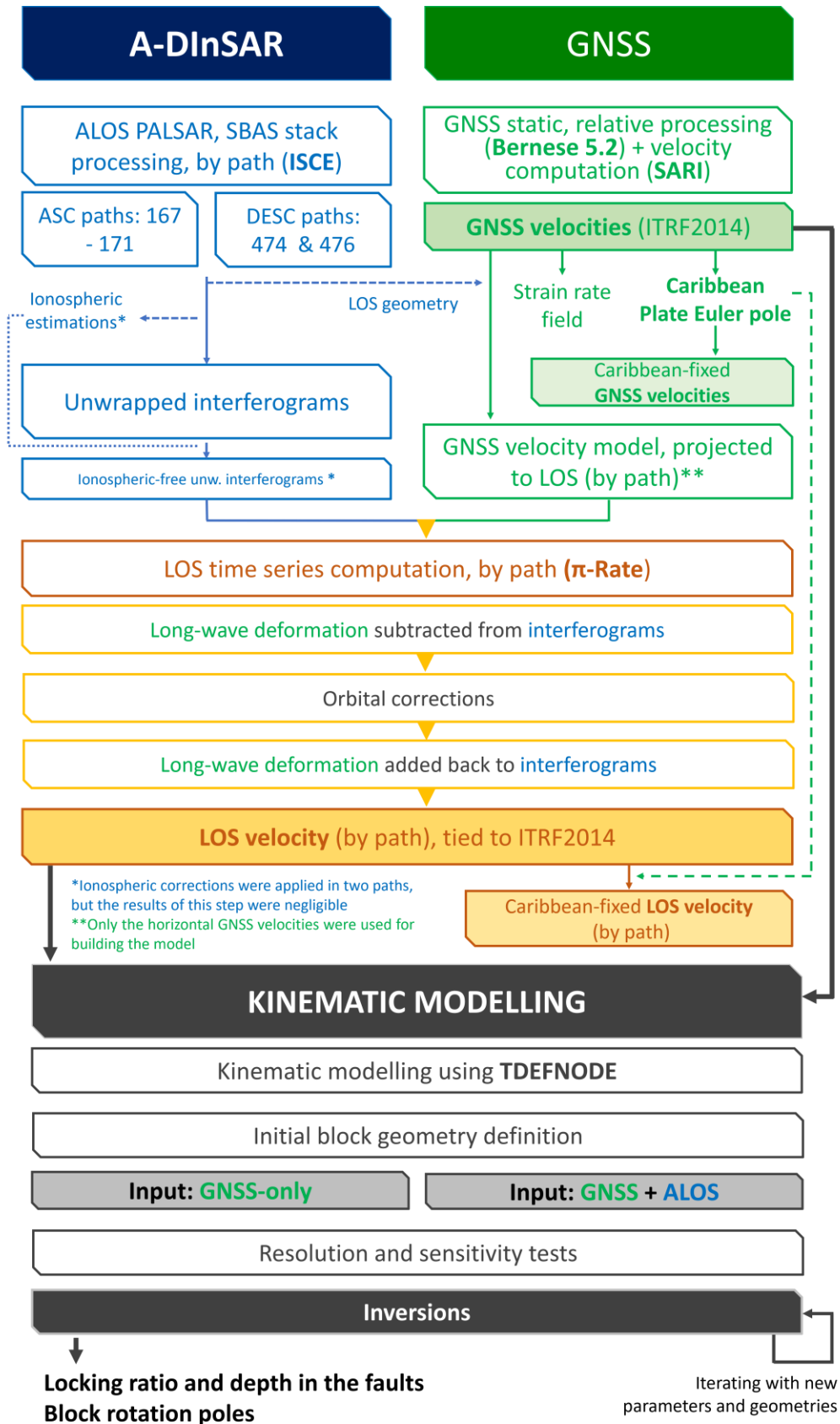


Figura 3.7: Esquema de la metodología seguida en el Capítulo 3.

3.4.1. Procesamiento de observaciones GNSS

Para el procesamiento de las observaciones GNSS (archivos RINEX diarios) de las 171 estaciones se ha seguido un procesamiento relativo, estático y de dobles diferencias con el software Bernese 5.2 (Dach et al., 2015). Se han empleado los productos finales del Center for Orbit Determination in Europe, CODE (Dach et al., 2020), que incluyen parámetros de orientación de la Tierra, efemérides precisas de los satélites, datos de relojes, modelos atmosféricos (troposférico e ionosférico) y sesgos de código diferencial P1-P2, P1-C1 para receptores y satélites. Se incluyen las correcciones de carga por marea oceánica FES2004 (Lyard et al., 2006), así como correcciones absolutas para los centros de fase de la antena (Schmid et al., 2016). Vinculamos nuestra solución al marco ITRF2014 mediante una transformación de Helmert NNT (No Net Translation, sin traslación neta), aprovechando las 32 estaciones procesadas que pertenecen al marco ITRF2014. De este modo, obtenemos las soluciones diarias de posición en ITRF2014 para cada estación y sus incertidumbres.

3.4.2. Determinación del campo de velocidades GNSS y del polo de la placa Caribe

A partir de las soluciones diarias de posicionamiento en ITRF2014 transformadas a un sistema de coordenadas local topocéntrico (con componentes este-e, norte-n y vertical-u), se ha calculado la velocidad para cada estación GNSS utilizando el software SARI (Santamaría-Gómez, 2019). Se estima una tendencia lineal de la serie temporal de cada componente y estación mediante un ajuste por mínimos cuadrados. Se calculan (y compensan) los saltos (offset) cosísmicos en las series temporales continuas, mientras que las series temporales episódicas se corrigen previamente de los desplazamientos cosísmicos causados por grandes terremotos regionales, utilizando los valores estimados por Ellis et al. (2018): el terremoto Mw 7.3 de mayo de 2009 en las Islas del Cisne, Honduras; el terremoto Mw 7.3 de agosto de 2012 frente a El Salvador; y el terremoto Mw 7.4 de noviembre de 2012 frente a Champerico, Guatemala. Adicionalmente, se modelan la estacionalidad de periodo anual y semianual, los saltos instrumentales y las señales postsísmicas cuando están presentes en las series temporales.

Las incertidumbres en las velocidades calculadas a partir de series temporales GNSS suelen estar subestimadas (por ejemplo, Zhang et al., 1997).

Consecuentemente, se ha realizado un análisis de ruido para cada componente y estación, tratando de estimar una incertidumbre más realista para las velocidades GNSS. Se han seguido dos estrategias: (1) Para las estaciones continuas, se ajusta un modelo de ruido de Ley de Potencias mediante el software SARI, a partir del cual se estima el tipo de ruido dominante presente en cada componente y se escalan consecuentemente las incertidumbres. (2) En las series temporales episódicas, se estima una incertidumbre teórica, calculada como el promedio entre los modelos de ruido blanco y browniano (random-walk) de Beavan et al., 2016, ya que estos parecen ser los tipos de ruido dominantes presentes en las series temporales continuas. Las incertidumbres teóricas (2) son agregadas a las desviaciones estándar originales del ajuste lineal. De esta manera, se dispone de las velocidades relativas al marco ITRF2014 en cada componente (e,n,u) y estación GNSS.

La interpretación de las velocidades puede mejorar considerablemente si estas son referidas al movimiento de una placa o bloque local. El modelo de movimiento de placas de ITRF2014 (Altamimi et al., 2017) no incluye un polo de rotación de Euler para la placa Caribe. Definir una parte estable de la placa del Caribe es un desafío, y hay muy pocas estaciones en la zona potencialmente estable (así como pocas tierras emergidas en la misma) para derivar un polo consistente (Snay et al., 2021). Consecuentemente, se ha decidido realizar una estimación de un nuevo polo de rotación para la placa del Caribe respecto de ITRF2014, utilizando nuestras observaciones y el software EPC (Goudarzi et al., 2014). Se han seleccionado para tal fin todas las estaciones GNSS localizadas dentro de los límites de la placa del Caribe que están ubicadas al menos a 100 km del borde de la placa (aunque manteniendo CN40 en el ajuste) y a 40 km de la ESFZ en El Salvador (ver Fig. 3.12). Las soluciones se iteran eliminando los valores atípicos más evidentes (con un residuo horizontal combinado superior a 2.5 mm/año), hasta que dicha eliminación no redunde en una reducción de las incertidumbres en los parámetros a determinar: la localización del polo (longitud y latitud) y su velocidad angular. Las velocidades horizontales (e,n) GNSS son entonces referidas a la placa Caribe a través del polo calculado.

3.4.3. Generación de interferogramas diferenciales

En lo relativo al procesamiento InSAR, los interferogramas de ALOS se han generado utilizando un enfoque SBAS (ver Capítulo 2) con el procesador StripMap

del software abierto ISCE (<https://github.com/isce-framework/isce2>). Este módulo permite enfocar las imágenes, originalmente en formato bruto (raw), calcular las líneas base espaciales y seleccionar los pares adecuados. Las líneas base perpendiculares y temporales de las imágenes ALOS sobre El Salvador son grandes en comparación con las constelaciones actuales como Sentinel-1. De esta manera, para la generación de interferogramas con enfoque SBAS, se ha impuesto un umbral temporal de 700 días (~2 años) y 1200 días (>3 años), en geometría ascendente y descendente, respectivamente, así como una línea base perpendicular máxima de 1000 m y 1200 m, respectivamente. Siguiendo esta estrategia, se ha asegurado que no quede desconectada ninguna imagen (es decir, todas las imágenes SAR forman parte de algún interferograma). Al mismo tiempo, se ha reducido a aproximadamente la mitad el número de interferogramas generados, en comparación con la red potencial completa (ver Fig. 3.8).

Se ha hecho uso del modelo digital del terreno de 30 m de resolución, derivado de imágenes ALOS (JAXA, 2021) para eliminar la contribución topográfica y corregir las imágenes. Empleando el módulo StripMap se han formado y desenrollado los interferogramas correspondientes, a la vez que se ha estimado la fase ionosférica para cada interferograma mediante la técnica Split Range-Spectrum (Fattahi et al., 2017). La fase ionosférica estimada en muchos interferogramas está dominada por artefactos consistentes en valores de fase inusualmente grandes con patrones espaciales irregulares (ver Fig. 3.9). Estos artefactos parecen estar relacionados con la baja coherencia de los interferogramas correspondientes, lo que lleva a que hasta un 37% (15% en geometría descendente) permanezca sin corregir. Analizando la influencia de incluir las correcciones ionosféricas, tanto las series temporales como la velocidad promedio resultantes del conjunto de interferogramas sin corregir y del corregido de ionosfera, presentan diferencias insignificantes, menores a 0.5 mm/año, y sin patrones espaciales claros (Fig. 3.9). Esto podría deberse a la estrategia de cálculo de las series temporales, que se desarrolla a continuación. Consecuentemente, se ha decidido proseguir el estudio con los interferogramas originales, sin aplicar la corrección de la ionosfera.

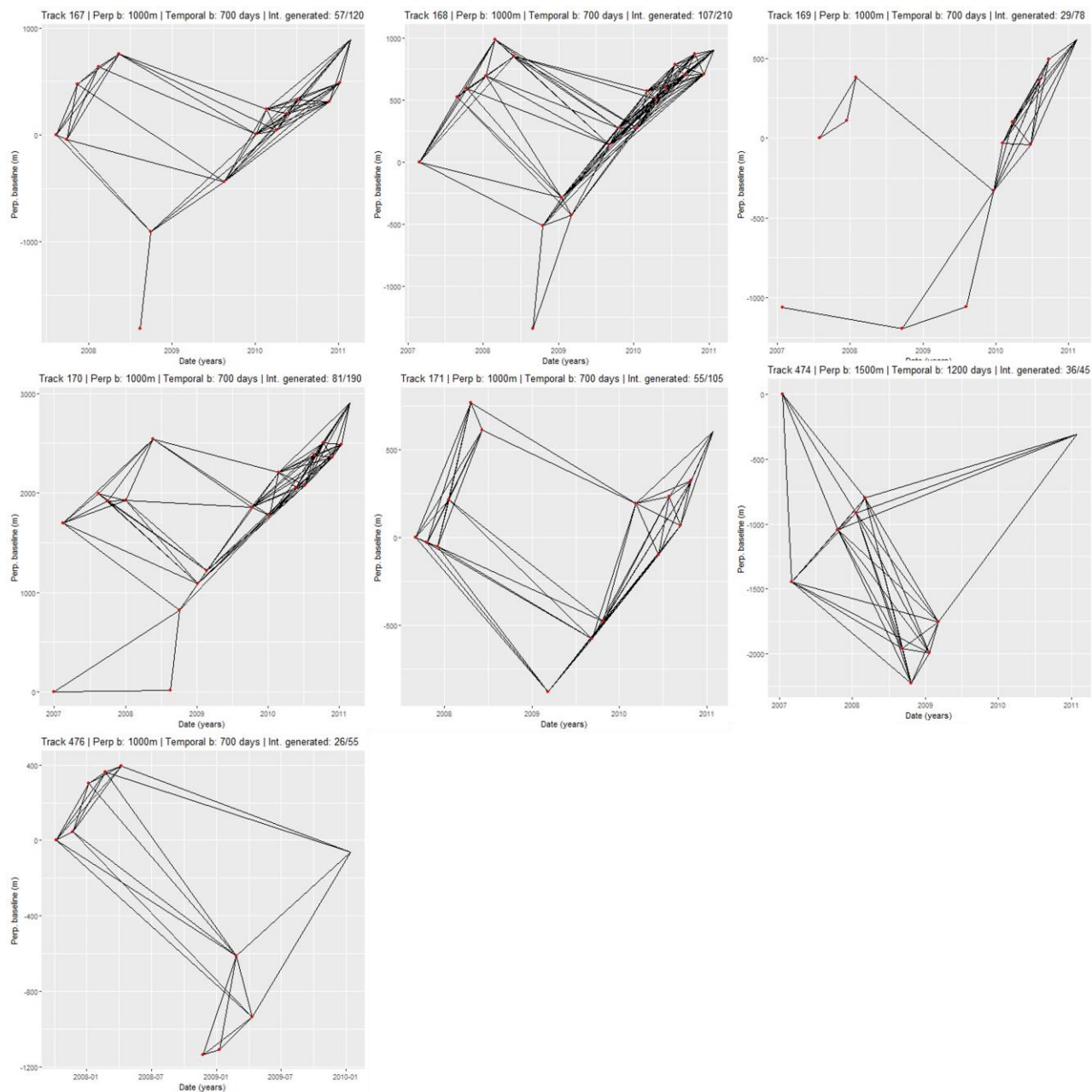


Figura 3.8: Interferogramas formados utilizando un enfoque SBAS, por ruta (trayectoria xxx en la figura), representados por líneas negras que conectan las imágenes (puntos rojos). Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

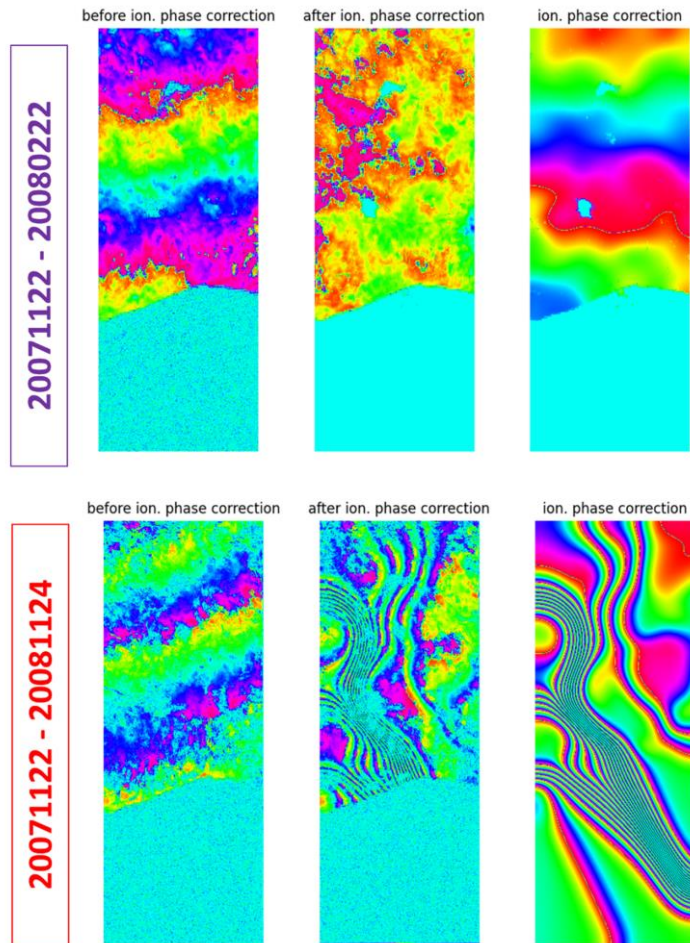


Figura 3.9: Ejemplo de una corrección ionosférica normal (20071122-20080222, arriba) y ruidosa (20071122-20081124, abajo) realizada con ISCE en dos interferogramas de la misma trayectoria en El Salvador.

Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

3.4.4. Determinación del campo de velocidades LOS

La determinación de las series temporales LOS y la velocidad promedio se realiza utilizando el software Π -Rate (Wang et al, 2012). La corrección de las señales no tectónicas presentes en los interferogramas (principalmente señales atmosféricas, ionosféricas y orbitales de larga longitud de onda) es vital para derivar la deformación intersísmica, pero puede eliminar parte de la señal tectónica de larga longitud de onda en los interferogramas. Por lo tanto, siguiendo la misma estrategia que Hamling et al. (2022), se procede a sustraer la señal tectónica horizontal predicha de cada interferograma antes de realizar las correcciones. El movimiento horizontal (tectónico) para cada interferograma se calcula con base en el campo de velocidades GNSS ITRF2014 (Fig. 3.10). Después de eliminar manualmente las estaciones ruidosas, se genera una malla triangular que cubre la región y a través del código *velmap* (Wang y Wright, 2012) se realiza una inversión para obtener las velocidades este y norte que mejor se ajustan en cada nodo. Las velocidades observadas en cada estación GNSS se vinculan a las velocidades en los

nodos de la malla utilizando funciones de interpolación lineal y minimizando el desajuste cuadrático ponderado entre las observaciones y las predicciones. Luego, los componentes este y norte se interpolan a la misma resolución que las observaciones InSAR y se proyectan en la geometría LOS para cada trayectoria (Fig. 3.10). La señal vertical no se resta dentro del modelo, ya que la componente horizontal domina el movimiento tectónico en El Salvador (ver apartado 3.5.1.) y las velocidades verticales se determinan con grandes incertidumbres, especialmente las de las estaciones de campaña.

En resumen, se obtiene una velocidad tectónica LOS predicha (en mm/año) derivada de las velocidades GNSS horizontales. Esta velocidad se usa para estimar la correspondiente diferencia de fase (en radianes) entre las dos fechas de cada interferograma. Después de eliminar esta señal tectónica predicha de cada interferograma, estimamos y eliminamos una rampa cuadrática que mejor se ajusta a cada interferograma para tener en cuenta los errores residuales de larga longitud de onda (que pueden incluir rampas orbitales y mareas terrestres sólidas). Además, se aplican correcciones de retardo de fase troposférica a cada interferograma, estimando y eliminando el mejor ajuste de retardo estratificado asumiendo una función lineal con la topografía. La señal tectónica horizontal predicha del modelo GNSS (Fig. 3.10) se añade de nuevo a los interferogramas antes de la inversión de la velocidad LOS, vinculando la solución a las velocidades GNSS (relativas a ITRF2014). Aunque no se aplica directamente una corrección de carga de marea oceánica (por ejemplo, Yu et al., 2020), la corrección se incorpora a través del vínculo entre el InSAR y el GNSS que ya ha sido corregido de este efecto con el modelo FES2004 (ver Sección 3.4.1.).

Del mismo modo que se han referido las velocidades GNSS a la placa Caribe, se procede a referir las velocidades LOS a la misma. Para ello, se calcula la velocidad LOS predicha en cada píxel por el polo Caribe determinado a partir de las velocidades GNSS (apartado 3.4.2.) y se sustrae de las velocidades LOS vinculadas a ITRF2014. Se obtiene por tanto un campo de velocidad LOS con respecto a una placa Caribe fija.

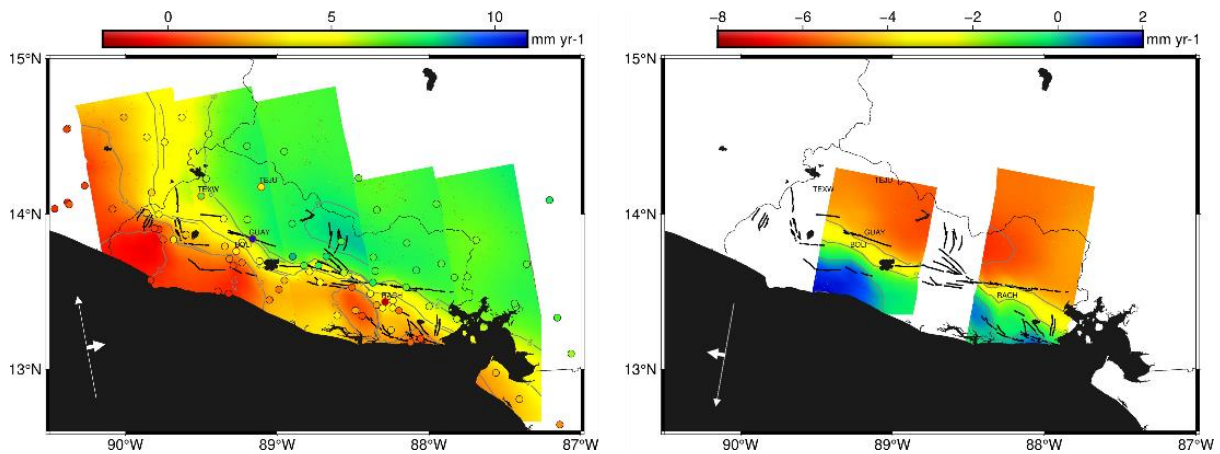


Figura 3.10: Modelo GNSS en geometría LOS (ascendente – izq., descendente – der.). Se muestran las velocidades interpoladas con una paleta continua, mientras que los círculos representan las velocidades GNSS (datos iniciales) proyectadas a LOS. Las líneas negras representan las principales fallas.

3.4.5. Cálculo del campo tasa de deformación

La determinación del campo tasa de deformación (*strain rate field*) a partir de las velocidades geodésicas proporciona información adicional sobre la deformación de la corteza, lo cual es de utilidad para la interpretación de los resultados y la definición de los bloques en los modelos cinemáticos. Para el cálculo del campo tasa de deformación en El Salvador se ha seguido el método de Shen et al. (2015) para estimar las tasas de deformación en una cuadrícula utilizando velocidades GNSS horizontales discretas. Se ha hecho uso del software StrainTool (<https://dsolab.github.io/StrainTool>) para derivar un campo de tasa de deformación horizontal para El Salvador y las regiones aledañas. Se descarta incorporar por ahora los datos de interferometría por no cubrir exhaustivamente en las dos geometrías toda la zona de estudio. El cálculo se limita a la zona con mayor densidad de estaciones GNSS, esto es, El Salvador, Guatemala oriental, Honduras meridional y el noroeste de Nicaragua, ignorando las estaciones más alejadas. Se han excluido del cálculo las estaciones GNSS en el entorno del volcán San Miguel (BEMI, CSJO, PATI, SJOR, TANQ, VMIG, véase Fig. 3.1 para su localización), así como otras velocidades con comportamiento anómalo (AGLA, ICHA, SSIA) y la estación de campaña SSAS, pues al encontrarse demasiado cerca de la estación AIES, generaba artefactos en el cálculo. Se estima un parámetro de suavizado óptimo D (Shen et al., 2007) para cada punto de la cuadrícula, definiendo un rango de búsqueda de D entre 1 y 500 km (extensión aproximada NO-SE de la zona de

cálculo), con un tamaño de paso de 1 km. Se han probado varios valores para W_t (el umbral de los coeficientes de reponderación total de los datos), variando entre 0 y 15. Finalmente, se adopta $W_t=7$. Este parece ser un punto de inflexión a partir del cual umbrales W_t más altos no aportan mucho beneficio en términos de reducción de la desviación estándar de los parámetros del campo de deformación. Al mismo tiempo, se consigue limitar el suavizado de los resultados. Las tasas de deformación se calculan en una cuadrícula de $0.15^\circ \times 0.15^\circ$.

3.4.6. Modelado cinemático

En esta tesis se hace uso del modelado cinemático de bloques para derivar el grado de acoplamiento (Φ) y las tasas de deslizamiento en las principales fallas de El Salvador, partiendo de la inversión mediante el software TDEFNODE (McCaffrey, 2009) de los datos geodésicos obtenidos. La base metodológica del modelado cinemático con TDEFNODE se explica en el Capítulo 2 (Metodología General). A continuación, se detallan los pasos específicos seguidos para el modelado cinemático en El Salvador, incluyendo la definición de las geometrías (apartado 3.4.6.1), el diseño de pruebas de resolución y sensibilidad de los datos (apartado 3.4.6.2) y la estrategia seguida en las inversiones (apartado 3.4.6.3).

3.4.6.1. Geometría de bloques

Para la construcción de los modelos inversos, el software TDEFNODE requiere de la definición geométrica de bloques rígidos y fallas que actúan como sus límites. La definición geométrica de los bloques y las fallas se ha realizado con base en los siguientes factores:

- Las fallas cartografiadas en El Salvador (Martínez-Díaz et al., 2021) y en la región circundante (Styron et al., 2020), así como segmentaciones previas de las zonas de falla (e.g. Canora et al., 2014).
- La geometría tridimensional de la subducción proporcionada por el USGS. Se ha empleado el modelo Slab2 para los modelos (Hayes et al., 2018), aunque se han realizado pruebas comparativas con el modelo anterior, Slab1 (Hayes et al., 2012), por haber sido empleado este último en estudios cinemáticos de la zona (e.g. Ellis et al., 2019; Staller, 2014).
- Las geometrías de modelos de bloques anteriores publicados en la zona, especialmente Ellis et al., 2019 y Staller, 2014.

- La distribución de la sismicidad y los estudios tectónicos en El Salvador (ver apartado 3.1).
- Los datos geodésicos recabados en la tesis y los modelos simples de dislocaciones ajustados a los mismos (Portela et al., 2024).
- En fases avanzadas del modelado, los residuos en velocidades GNSS y LOS de los modelos inversos generados, se han empleado para localizar áreas con deformación diferenciada.

Con base en todo ello, se ha generado una geometría inicial con tres bloques rígidos (Fig. 3.11): el bloque CARI (que comprende la parte occidental de la placa Caribe, incluyendo el bloque Chortís), el bloque ARCO (extendiéndose por el antearco volcánico) y el bloque COCO (comprendiendo parte de la placa del Coco). Se genera además un bloque adicional virtual, sin datos a invertir, cuyo movimiento se fija como referencia. En este caso, se ha generado un pequeño bloque que se hace corresponder al marco ITRF2014, y su movimiento se fija a cero. En definitiva, el movimiento del resto de bloques se calcula respecto de ITRF2014.

Las fallas, que actúan como frontera entre los bloques, se definen discretizadas en nodos distribuidos a lo largo de la falla, y en profundidad. Para el modelo inicial se han definido dos grandes fallas:

- La fosa Mesoamericana (MAT). Con base en el modelo Slab2 del USGS (Hayes et al., 2018), se han definido puntos a lo largo de la fosa cada aproximadamente ~ 50 km, replicando la interfase cada 20 km de profundidad hasta un máximo de 100 km (siguiendo la geometría de la subducción de Slab2).
- Una falla recorriendo el arco volcánico (VAf) desde el punto triple de unión de las placas en Guatemala, hasta Nicaragua, incluyendo los principales segmentos de la ESFZ. Se definen puntos con un espaciado mínimo de ~ 10 km siguiendo la geometría de las fallas. En profundidad, se definen nodos cada 5 km hasta los 15 km de profundidad, fijando un buzamiento hacia el sur de 80° (ver los resultados de las pruebas de sensibilidad en el apartado 3.7).

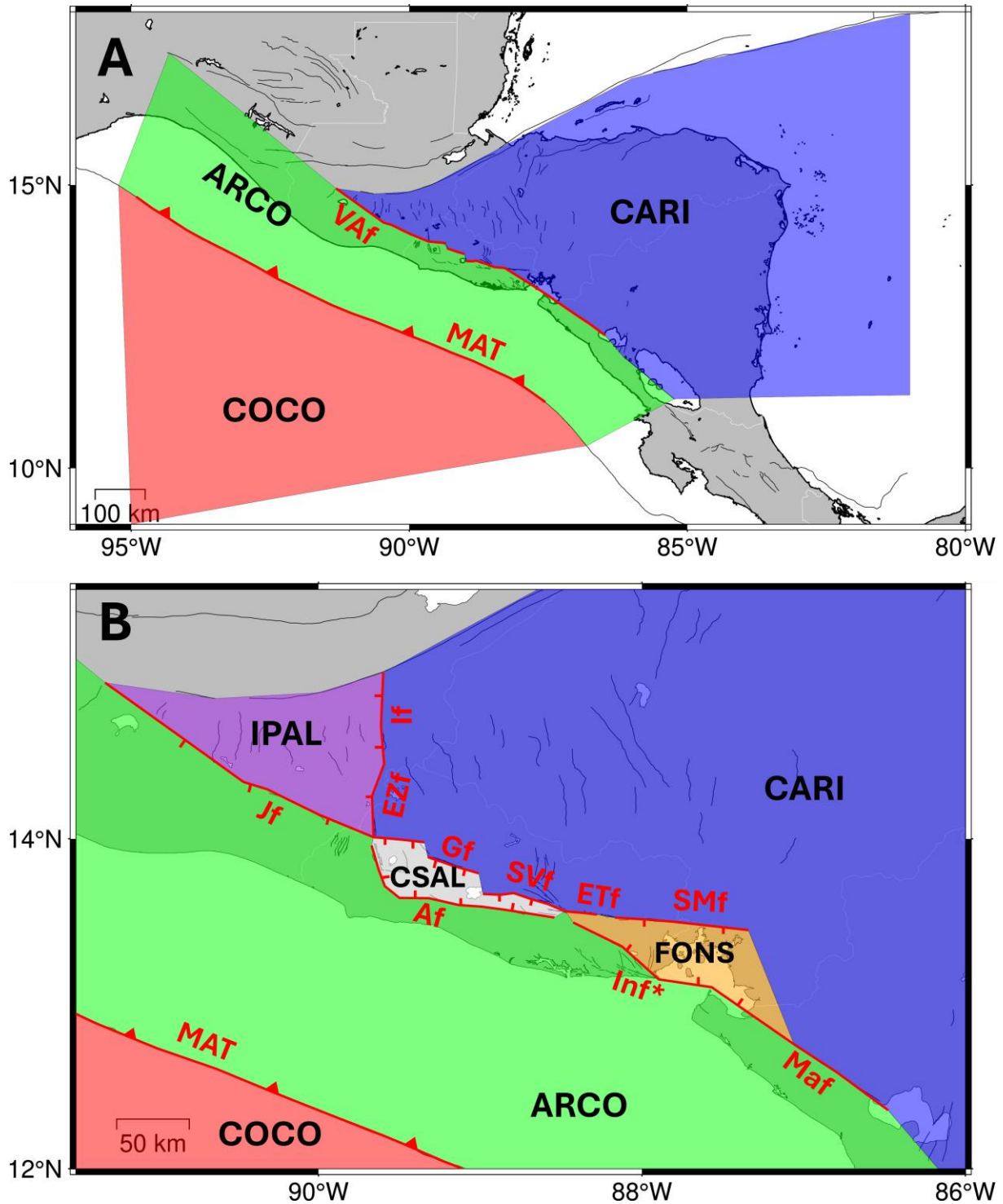


Figura 3.11: Geometría de los modelos cinemáticos en El Salvador. Bloques definidos (áreas coloreadas con siglas en negro) y fallas modeladas (líneas rojas con siglas en rojo) para el modelado cinemático, mostrando el modelo más simple de tres bloques (A) y el más complejo (B). Los nombres de las fallas se corresponden con la Fig.

3.1. La geometría B está representado a una escala mayor, pero su extensión es equivalente a la geometría A. Inf* (falla de Intipuca) se muestra así pues el trazado del límite del bloque no coincide con la falla.

Dada la gran extensión de la zona, y especialmente con datos GNSS, en caso de realizar la inversión en todos los nodos de las fallas se llegaba a un sistema subdeterminado. Los nodos fueron por tanto agrupados para invertirse conjuntamente, respetando la segmentación de las fallas, y con base también en pruebas de resolución acometidas (ver apartado 3.7 para información detallada al respecto). De esta manera, un grupo de nodos se invierte conjuntamente para hallar los mismos parámetros para todo el grupo, pero manteniendo su integridad espacial. Así se reduce el número de parámetros del modelo de forma considerable. En modelos más complejos, las fallas se han dividido para acomodarse a los bloques nuevos, pero respetando siempre su segmentación previa. La agrupación de nodos se trata en profundidad más adelante.

El acoplamiento y las tasas de deslizamiento solamente se calculan en las fallas corticales de Guatemala oriental, El Salvador, Honduras meridional y Nicaragua noroccidental, esto es, donde se dispone de una mayor densidad de estaciones GNSS y cobertura del procesado ALOS realizado. Se fuerza movimiento libre (creep sin acumulación de deformación) en las fallas más alejadas (por ejemplo, la VAF al este de Managua, Nicaragua) debido a la escasez de datos en esa zona, eliminando esas fallas de las inversiones.

La geometría se ha ido haciendo progresivamente más compleja, respetando los criterios geométricos anteriormente definidos, y con especial énfasis en los residuos obtenidos con geometrías más simples. Se han testado además diferentes fronteras entre los bloques, especialmente en la zona del golfo de Fonseca.

El modelo final predilecto incluye seis bloques (Fig. 3.11-B), además del bloque virtual correspondiente a ITRF2014, que actúa como referencia:

- Bloque ARCO: Comprende el antearco volcánico (CAFA) entre Nicaragua y Guatemala.
- Bloque CARI: Comprende la zona más occidental de la placa Caribe, incluyendo el bloque Chortís.
- Bloque COCO: Comprende la placa del Coco colindante con la MAT.
- Bloque CSAL: Bloque central de El Salvador, comprendido entre las dos ramas (septentrional y meridional) de la ESFZ entre Santa Ana (al oeste) y Berlín (al este). Las fallas del norte buzcan hacia el sur (como en la VAF original), mientras que las fallas meridionales buzcan hacia el norte. Originalmente este bloque estaba incluido en el bloque ARCO. El bloque

CSAL se ha omitido de algunos modelos finales, ligando su movimiento al antearco.

- Bloque FONS: Bloque que abarca el golfo de Fonseca y la zona de deformación distribuida. Se han probado diversos límites para este bloque, como se discute más adelante.
- Bloque IPAL: Bloque comprendiendo la zona guatemalteca de los grábenes, incluido el graben de Ipala, limitado al este por la falla de Ipala (Ipf), al norte por la falla de Motagua (Mf) y al sur por la falla de Jalpatagua (Jf).

3.4.6.2. Pruebas de resolución y sensibilidad

Antes de proceder a invertir los datos geodésicos, conviene explorar la resolución ideal que ofrece su distribución espacial con respecto a la de las estructuras tectónicas definidas. Además de esas pruebas de resolución, se han realizado modelos directos para evaluar posibles limitaciones y sensibilidad a cambios en la geometría de los modelos. De los datos GNSS se necesita exclusivamente la localización de las estaciones que se usarán en las inversiones. En el caso de los datos InSAR, se genera una malla sintética de puntos dato equivalente a cada trayectoria (path) de ALOS empleada posteriormente en las inversiones. En comparación con los modelos locales previos de Staller (2014), se han agregado más estaciones GNSS dentro de El Salvador, así como al norte (sur de Honduras), al oeste (Guatemala) y al este (Nicaragua) del país. Además, se han añadido las velocidades ALOS, cuya resolución espacial es muy elevada. Por ello, se ha creído conveniente llevar a cabo nuevas pruebas de resolución.

Se han realizado, en definitiva, tres tipos de pruebas con TDEFNODE:

- (D) Modelos directos con variaciones de acoplamiento en la subducción y en las fallas del arco volcánico (VAf). Se realiza un análisis de los resultados de modelos directos, variando la zona acoplada de la subducción (con el modelo Slab2, Hayes et al., 2018), así como el grado de acoplamiento. También se varía el grado de acoplamiento en la VAf. Estas pruebas son de relevancia para constreñir los valores iniciales de acoplamiento en las inversiones.

- (S) Modelos de sensibilidad a cambios en la geometría de las fallas. Se evalúa la variación de las velocidades predichas por modelos directos de bloques, en respuesta a pequeñas modificaciones en la geometría de las fallas modeladas. En concreto, se ha evaluado:
 - (S1) La influencia de variaciones de buzamiento de 10° en las fallas corticales (probando un buzamiento vertical de 90° y un buzamiento de 80°)
 - (S2) La influencia de cambios en la geometría de la subducción, para lo que se han comparado el modelo Slab1 (Hayes et al., 2012), empleado en publicaciones anteriores en la zona (Ellis et al., 2019; Staller, 2014), y Slab2 (Hayes et al., 2018), más reciente. En el segundo caso, se han realizado dos modelos, asumiendo acoplamiento total en la subducción ($\Phi = 1$) hasta 20 km (S2a) y hasta 80 km (S2b).
- (R) Pruebas de resolución de los datos geodésicos de cara a las inversiones. Se realizan modelos directos para predecir las velocidades en superficie (GNSS e InSAR) con base en diferentes patrones de acoplamiento: checkerboard (o tablero de ajedrez), variaciones en profundidad y variaciones laterales. Las velocidades predichas se invierten para obtener la distribución y el grado de acoplamiento en las fallas, que idealmente debe parecerse al definido para el modelo directo inicial. Los polos se fijan en la inversión, para que no exista un trade-off entre el acoplamiento y las rotaciones de los polos (ver discusión más adelante). Además, se añade ruido a las velocidades para hacer la inversión más realista. El ruido GNSS se ha evaluado previamente al determinar el campo de velocidades para El Salvador (apartado 3.4.2). Dicha información del ruido en las series temporales se emplea para escalar las incertidumbres de las velocidades GNSS. Como enfoque simple para evaluar el impacto del ruido en las inversiones, se ha añadido aleatoriamente $\pm 0.1\sigma$ (la incertidumbre observada escalada con ruido) a cada componente i de la velocidad horizontal predicha de cada estación s . Además, multiplicamos el σ por un factor de 5 ($\pm 5\sigma$) en una de cada cinco estaciones (elegidas aleatoriamente) para simular un comportamiento ruidoso en esas estaciones (por ejemplo, para simular las observaciones afectadas por actividades volcánicas o antrópicas, entre otras). Se evalúa también la influencia de distintos agrupamientos de

nodos para la inversión. Por simplicidad, no se ha añadido ruido espacialmente correlacionado a las velocidades ALOS, pero se considera un trabajo pendiente para el futuro.

Las pruebas se han realizado con la geometría inicial de tres bloques. Se han empleado como parámetros de los modelos, los resultados de los polos de rotación de los bloques obtenidos por Staller (2014) se emplean como parámetros conocidos de los modelos directos y se fijan en las inversiones de las pruebas de resolución (R). En S2a y S2b, se liga el movimiento del antearco a la placa Caribe (para eliminar cualquier efecto producido por las fallas de la Vaf), mientras que en S1 se define un movimiento de reptación ($\Phi = 0$) para la MAT. En D y S se deciman los puntos dato InSAR para acelerar los cálculos, ya que todavía no se está testando la resolución de los datos (en R se emplea la misma resolución de los datos). En general se han analizado las velocidades horizontales GNSS, ya que son las velocidades que se emplean en las inversiones posteriores, aunque en S2 se calculan también velocidades verticales.

3.4.6.3. Estrategia de inversión

Para las inversiones con TDEFNODE partimos de las velocidades GNSS e InSAR con respecto a ITRF2014. Se realizan dos cadenas paralelas de inversiones: unas partiendo exclusivamente de los datos GNSS, y otras combinando los datos InSAR ALOS y GNSS. La incorporación de datos ALOS (con las imágenes discretizadas en ~8500 puntos originalmente) genera un importante desequilibrio con su diferencia en número con las estaciones GNSS (en torno a 100 en la zona de modelado). Es necesario corregir este desequilibrio para impedir que se sobrerrepresenten los datos InSAR en el modelo. En primer lugar, para los datos InSAR se emplea una decimación de 3 (es decir, se toma 1 de cada 4 puntos), lo que resulta en una cuadrícula con puntos dato distribuidos cada 0.1° . Esta decisión se basa en la realización de un estudio de ruido (correlacionado espacialmente), que está presente en las velocidades LOS: se ha ajustado un semivariograma a la velocidad LOS del "área estable" (lejos de la MAT y de la ESFZ) con el software GBIS (Bagnardi y Hooper, 2018), estimando una distancia de correlación para las trayectorias ALOS que varía entre 7 y 13 km. Por lo tanto, se decide emplear una cuadrícula de datos InSAR con una resolución máxima de alrededor de 10 km ($\sim 0.1^\circ$). Esta decimación permite mejorar la eficiencia de las inversiones.

Además, siguiendo a Lemrabet (2022), se calcula un factor de ponderación F para cada trayectoria de ALOS (Tabla 3.3) como:

$$F = \sqrt{\frac{N_{insar}}{N_{gnss}}} \quad (3.1)$$

N_{insar} representa el número de puntos ALOS decimados por trayectoria y N_{gnss} el número de estaciones GNSS por cada trayectoria. Este factor se incluye como peso W de los datos ALOS en las inversiones.

$$W = F^{-2} \quad (3.2)$$

Tabla 3.3: Número de estaciones GNSS y puntos InSAR (originales y decimados-Dec) por trayectoria Pxxx, y factor de ponderación F calculado.

<i>path</i>	<i>GNSS/path</i>	<i>InSARpts/path</i>	<i>DecInSARpts/path</i>	<i>F</i>
<i>P167</i>	10	1177	294	5.4
<i>P168</i>	22	1112	278	3.6
<i>P169</i>	17	1565	391	4.8
<i>P170</i>	20	1395	349	4.2
<i>P171</i>	14	1263	316	4.7
<i>P474</i>	23	1129	282	3.5
<i>P476</i>	17	889	222	3.6

Antes de iniciar las inversiones, es necesario definir unos valores iniciales de los parámetros a invertir. Como valores iniciales aproximados del movimiento de los bloques tectónicos se emplean (1) el polo determinado en esta tesis de la placa Caribe (Portela et al., 2024) para el bloque CARI, (2) el polo de la placa del Coco de NNR-Morvel (Argus et al., 2011) para el bloque COCO y (3) el polo determinado para el bloque ARCO por Staller (2014). El movimiento del bloque COCO se fija (no se invierte), ya que no disponemos de estaciones GNSS para constreñir su movimiento con datos geodésicos (solamente existe una estación GNSS en la placa del Coco, ISCO en Fig. 3.5, y se encuentra frente a Costa Rica, y por lo tanto alejada de la zona de estudio). También ha sido necesario fijar el polo del antearco

calculado en las primeras inversiones, una vez que la geometría del modelo se ha hecho más compleja, debido a un trade-off con el acoplamiento del antearco. Esta situación se discute más adelante. Como valores iniciales del acoplamiento en las fallas, se ha empleado $\Phi = 0.8$, ya que se parte de la base que la ESFZ está mayoritariamente acoplada (Ellis et al., 2019; Staller, 2014) y en la subducción ya se ha restringido la zona en la cual se permite acoplamiento, como se explica más adelante.

La estrategia de inversión se centra en la búsqueda de la geometría y parámetros de inversión que reduzcan la χ^2 de los residuos de los datos, el error medio cuadrático ponderado (wrms - weighted root mean square) de los mismos y las incertidumbres de los parámetros a determinar en la inversión (las rotaciones de los bloques y el acoplamiento en las fallas). A la par, se comprueba que el resultado sea coherente con la tectónica y cinemática de la zona. Consecuentemente, se han refinado los parámetros de control de la inversión y la geometría de fallas y bloques de manera iterativa para conseguir reducir los estadísticos mencionados.

Inicialmente, se parte de una geometría simple con tres bloques (ARCO, CARI y COCO), además del bloque virtual de referencia ITRF2014, y dos fallas divisorias (MAT y V Af). Esta geometría se ha ido haciendo más compleja, con base en los criterios expuestos y lo descrito en el apartado 3.4.6.1 de geometría. Finalmente, los modelos preferidos incluyen 5 o 6 bloques (con el bloque CSAL en duda), como se muestra en la Fig. 3.11.

3.5. Campo de velocidades

3.5.1. Velocidades resultantes

Se han calculado las velocidades e,n,u para más de 170 estaciones GNSS en América, con especial foco en el Caribe y El Salvador (Fig. 3.12 y Fig. 3.13). Se ha actualizado el campo de velocidades GNSS en El Salvador (y áreas adyacentes de Guatemala, Honduras y Nicaragua), aprovechando las nuevas estaciones instaladas en la región y las observaciones de campaña realizadas desde los últimos estudios (Franco et al., 2012; Staller et al., 2016; Ellis et al., 2018; Legrand et al., 2020; Garnier et al., 2022). La lista completa de las velocidades calculadas y sus incertidumbres se puede encontrar en el Anexo B1.1. Las series temporales completas en las tres componentes (e,n,u) y para todas las estaciones procesadas

se muestran en el Anexo B1.2. Se ha obtenido un buen ajuste al modelar las series temporales, con una desviación estándar media en las tendencias lineales calculadas (antes de escalar con el ruido estimado) de 0.2, 0.2 y 0.5 mm/año en los componentes este, norte y vertical, respectivamente (0.3, 0.4 y 1 mm/año en las estaciones episódicas). Sin embargo, las series temporales más largas, como las de SSIA y CNR1, muestran cambios en sus tendencias a lo largo del tiempo. Esto se discute en detalle más adelante (apartado 3.5.3).

El campo de velocidades horizontales en el Caribe permite estimar un nuevo polo de rotación para esta placa. La solución seleccionada (Portela et al., 2024: latitud $\Phi = 34.37 \pm 0.36^\circ$, longitud $\Lambda = -101.86 \pm 0.29^\circ$, velocidad angular $\Omega = 0.259 \pm 0.002^\circ/\text{Myr}$) se deriva de 38 estaciones continuas GNSS dentro de la placa del Caribe, con un error cuadrático medio combinado (rmse) de 1.3 mm/año. Aunque algunas estaciones aún muestran residuales significativos con respecto a las velocidades predichas (~ 2 mm/año), su eliminación no ayuda a lograr una mejor solución para el polo. La longitud del polo está mejor determinada debido a la mejor cobertura de estaciones en dirección este-oeste. Se obtienen valores similares a los polos de Euler determinados por Snay et al. (2021) y Argus et al. (2011) para la placa del Caribe (Tabla 3.4). Las desviaciones estándar de Λ y Ω en la solución de esta tesis del polo son un $\sim 50\%$ menores que las de Snay et al. (2021). La magnitud de las velocidades horizontales con respecto a la placa del Caribe utilizando el polo de esta tesis es generalmente menor que las velocidades relativas calculadas con otros polos, divergiendo especialmente en el movimiento relativo del antearco en El Salvador (Fig. 3.12-C).

Las velocidades GNSS en El Salvador relativas a la placa del Caribe (Fig. 3.13) indican unos ~ 12 mm/año de movimiento hacia el oeste en las estaciones al sur del Arco Volcánico y la ESFZ, y velocidades menores al norte de la zona de falla (con una componente residual hacia el norte). Las estaciones dentro del área del graben de Ipala, Guatemala, muestran un comportamiento diferencial, con un componente hacia el suroeste. Las velocidades intersísmicas están dominadas por el movimiento horizontal, mostrando generalmente un movimiento vertical muy pequeño (< 2 mm/año), con pocas excepciones locales (Fig. 3.14).

Para realizar una primera estimación de las tasas de deslizamiento y profundidades de bloqueo de las fallas, se han proyectado las velocidades paralelas a falla a lo largo de perfiles perpendiculares a los principales segmentos de la ESFZ (Fig. 3.13), ajustando a las mismas un modelo simple de dislocación para fallas de desgarre (Savage y Burford, 1973) mediante un ajuste de mínimos cuadrados. Se

invierten los datos para obtener la velocidad del campo lejano (relacionada con la tasa de deslizamiento en la falla), la profundidad de bloqueo y la ubicación de la falla (aunque fijamos esta última para la falla de San Vicente, Fig. 3.13-perfil BB'). La diferencia de velocidad del campo lejano entre el Antearco Volcánico y la placa del Caribe experimenta una leve disminución desde el oeste (12.4 ± 0.8 mm/año en las cercanías de San Salvador, Fig. 3.13 -AA') hasta el centro (10.8 ± 2.4 mm/año en la SVf, Fig. 3.13 -BB') y el este de El Salvador (<10 mm/año, Fig. 3.13 -CC'). La profundidad de bloqueo parece ser mayor en el oeste (9.1 ± 1.7 km) que en el centro de El Salvador (5.3 ± 3.6 km). Sin embargo, es importante señalar que las velocidades GNSS cercanas a la SVf muestran grandes incertidumbres y dichas estaciones no han sido observadas desde hace años. En el este, cerca del Golfo de Fonseca, las velocidades sugieren un patrón de deformación más difuso que no se alinea con un régimen dominado por desgarre lateral.

Tabla 3.4: Parámetros del polo de Euler de la placa del Caribe determinados en esta tesis (Portela et al., 2024) y otros estudios, incluyendo velocidades angulares (Ω), coordenadas del polo (longitud Λ , latitud Φ), rmse (cuando esté disponible) y el marco GNSS de las velocidades invertidas para derivar el polo (nótese que el polo de Argus et al., 2011 no se obtuvo a través de mediciones geodésicas). Las incertidumbres para Snay et al. (2021) se han obtenido a través de la propagación del error de sus incertidumbres cartesianas. NNR – Marco de rotación no neta. Modificada de Portela et al. (2024).

Source	Frame	Λ (°)	Φ (°)	Ω (°/Myr)	rmse (mm/yr)
PORTELA ET AL. (2024)	ITRF2014	-101.86 ± 0.29	34.37 ± 0.36	0.259 ± 0.002	4.6
SNAY ET AL. (2021)	ITRF2014	-92.28 ± 0.56	32.04 ± 0.42	0.320 ± 0.004	-
ARGUS ET AL. (2011)	NNR (geological)	-92.62	35.20	0.286 ± 0.023	14.9

El campo de velocidad derivado de ALOS en las geometrías (LOS) ascendente y descendente se puede ver en las Figuras 3.15 y 3.16. Cabe destacar que las velocidades LOS están referidas a un marco de referencia fijo en el Caribe (ver apartado 3.4.4). En la geometría ascendente, el área al norte de la ESFZ se aleja del satélite a una velocidad de hasta ~ 1 mm/año, mientras que al sur de la ESFZ varía de 7 mm/año hacia el satélite en el oeste (frontera con Guatemala) a 5 mm/año hacia el satélite en el oeste de Nicaragua (resultando en una deformación LOS acumulada de 6 a 8 mm/año a lo largo de la ESFZ de este a oeste). Esto

concuera bien con la diferencia detectada en los perfiles GNSS, que muestran una deformación acumulada creciente hacia el oeste. Esto también es coherente con los valores en geometría descendente, que varían desde un máximo de 6 mm/año hacia el satélite al sur de la ESFZ, hasta 1 mm/año alejándose del satélite al norte de la zona de falla. La deformación LOS muestra un gradiente perpendicular (en dirección NE-SO) a la ESFZ y a las fallas del Arco Volcánico en Nicaragua, cambiando a una dirección E-O en el oeste de El Salvador y el este de Guatemala, un área bajo la influencia del graben de Ipala y el punto triple de las placas de América del Norte, Coco y Caribe. El gradiente es más suave en el este de El Salvador, alrededor del Golfo de Fonseca, lo que indica una deformación más difusa en esta área. La deformación LOS acumulada es comparable a la medida con GNSS (Fig. 3.15 y 3.16).

La desviación estándar de las velocidades LOS calculadas es generalmente menor a 1 mm/año (Fig. 3.17). Se han eliminado de los resultados las áreas con una desviación estándar superior a 0.4 mm/año (<2% del total de píxeles), que se ubican principalmente en lagos o embalses, áreas costeras pantanosas y en algunas islas y penínsulas del Golfo de Fonseca que podrían estar afectadas por errores de desenrollado. Para las zonas superpuestas de las trayectorias contiguas en la geometría ascendente, se ha analizado la diferencia entre los píxeles colocalizados. Las diferencias entre las trayectorias en estas áreas son generalmente inferiores a 1.5 mm/año, y esas diferencias se distribuyen siguiendo una función gaussiana (ver Fig. 3.18). Esto es razonable considerando que existe una diferencia de hasta $\sim 5^\circ$ en el ángulo de incidencia del satélite entre trayectorias contiguas. No hay área superpuesta en las dos trayectorias descendentes procesadas, por lo que no podemos realizar este análisis.

Las series temporales GNSS y ALOS muestran buena coherencia entre ellas (Fig. 3.19). Al compararse con las velocidades GNSS con las velocidades ALOS, se aprecia buena concordancia entre ambas técnicas, especialmente en las áreas del norte (Fig. 3.15 y 3.16). Por ejemplo, para la trayectoria ascendente 170, el rmse entre las velocidades GNSS y ALOS es de 0.96 mm/año (0.7 mm/año si excluimos las estaciones al sur de las fallas corticales). El rmse promedio entre las velocidades GNSS y ALOS para todas las trayectorias es de 1.1 mm/año (Tabla 3.5), con coeficientes de correlación de $R^2=0.73$ en la geometría ascendente y $R^2=0.77$ en la geometría descendente (Fig. 3.20). El gradiente de velocidad de ALOS presenta una pendiente más suave en la ESFZ en comparación con el gradiente de velocidad GNSS, como se puede apreciar en varios perfiles (Fig. 3.16 – Perfiles A-A', B-B', D-

D'). Parece haber una diferencia espacialmente correlacionada entre las velocidades ALOS y GNSS en las áreas cercanas al sistema de fallas corticales, donde la magnitud de esos residuos es la mayor (aunque menor a 2 mm/año). Véase el apartado 3.5.2 para más detalles. Los perfiles también muestran que apenas queda deformación significativamente correlacionada con la topografía en el campo de velocidades ALOS.

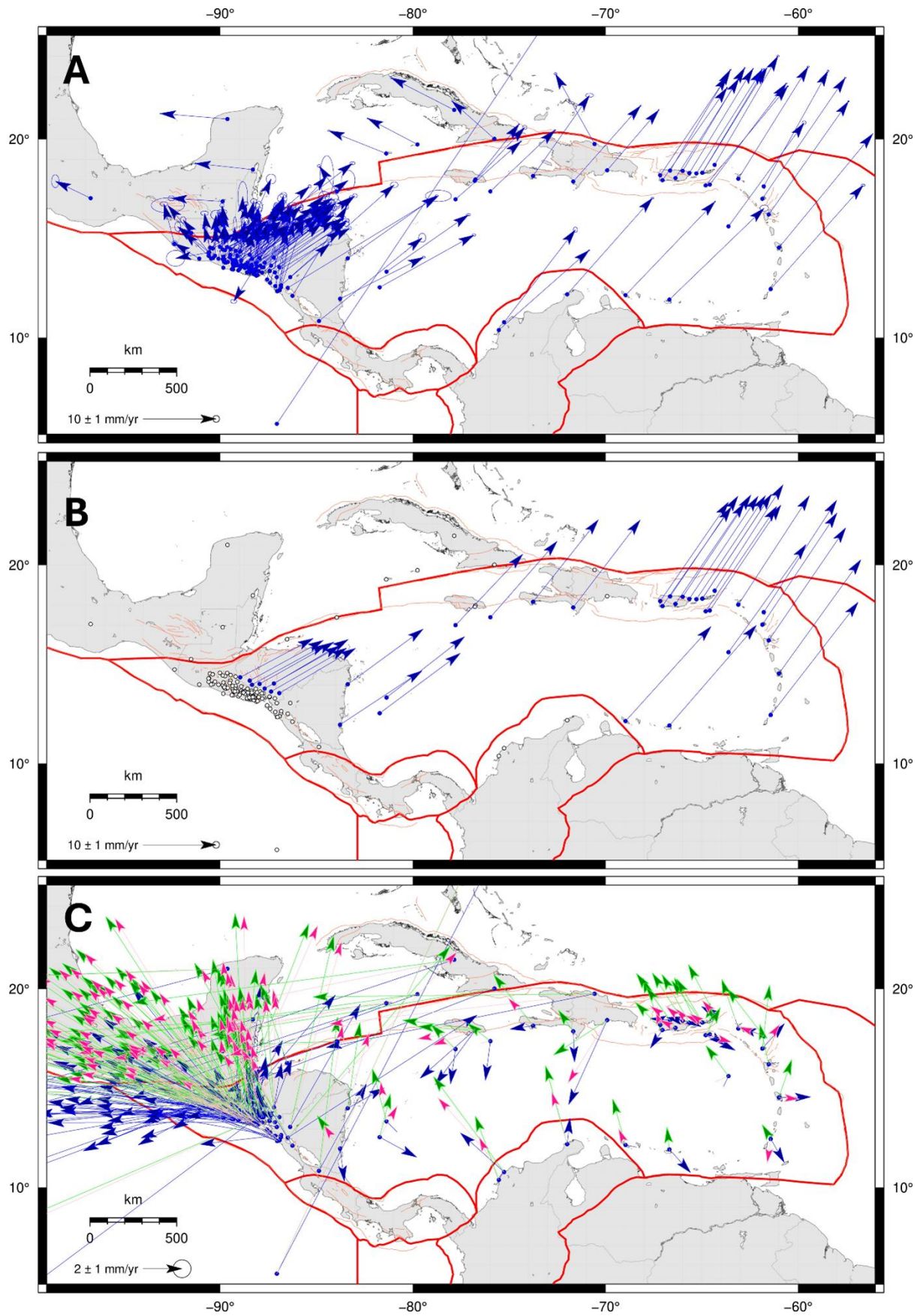
Tabla 3.5: Raíz del error cuadrático medio (rmse) entre las velocidades GNSS y las velocidades ALOS en las estaciones GNSS, por trayectoria (path).

Path	Orbit	rmse (mm/yr)
P167	Asc	0.9
P168	Asc	1.4
P169	Asc	1.4
P170	Asc	1.0
P171	Asc	0.9
P474	Desc	1.2
P476	Desc	1.1

Adicionalmente, se han proyectado las velocidades ALOS en geometría LOS a un plano horizontal, asumiendo que el movimiento vertical es insignificante (Fig. 3.21–a,b). También se han rotado las velocidades horizontales de ALOS a un acimut de 110°, obteniendo velocidades paralelas a las fallas Guaycume y Ayagualo (Fig. 3.21-c). Bajo estas suposiciones, se ajusta un modelo de dislocación (Savage y Burford, 1973) a las velocidades combinadas de ALOS y GNSS, siguiendo los perfiles AA' y BB' de la Fig. 3.15 (ver Fig. 3.22). Para reducir el sesgo por el número de datos (mucho mayor en las velocidades ALOS), se reduce el peso de los datos de ALOS con un factor $F = n_g / [n_i]^{-1}$, donde n_g es el número de estaciones GNSS por perfil y n_i es el número de puntos de datos ALOS por perfil. Dado que la anomalía detectada entre ALOS y GNSS en la ESFZ está presente en estos perfiles, los resultados de la inversión combinada (Fig. 3.22) proporcionan un resultado diferente con respecto a la Fig. 3.13. Se obtiene una velocidad ligeramente mayor en el campo lejano para el perfil AA', con 13.6 mm/año, una mayor profundidad de bloqueo de 14.8 km y un rmse de 1.2 mm/año. En la falla de San Vicente (perfil

BB'), la velocidad en el campo lejano disminuye a 9.9 mm/año, y la profundidad de bloqueo aumenta a 5.8 km, obteniendo un rmse de 1.3 mm/año.

A continuación, se discuten los principales resultados y limitaciones de los nuevos datos y modelos geodésicos, relativos al campo de velocidades, para entender las complejidades de la deformación tectónica en El Salvador. El nuevo campo de velocidad continuo permite mejorar la comprensión de la cinemática de las fallas principales dentro de la ESFZ, así como de la propagación de la deformación hacia Guatemala y Nicaragua, un asunto que aún no se ha resuelto. El campo de velocidades y su análisis suponen también un punto de partida para el modelado cinemático desarrollado a continuación (apartado 3.7).



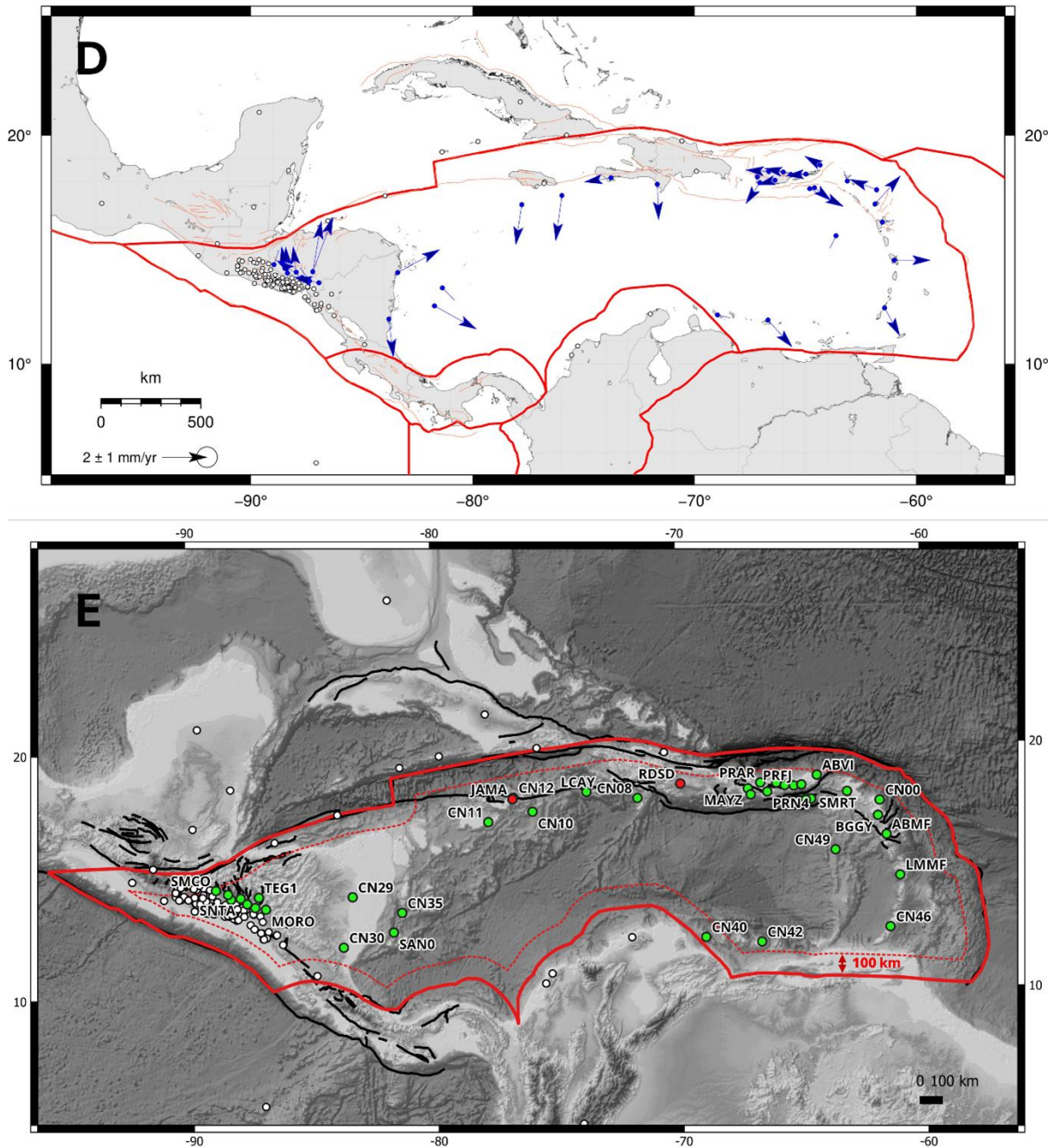


Figura 3.12: Velocidades GNSS en el Caribe.

A. Campo de velocidad horizontal GNSS resultante, respecto a ITRF2014 (vectores azules) y sus elipses de error con un nivel de confianza del 95% (2σ). Las líneas rojas representan los bordes de las placas (modificado de Bird, 2003), las líneas más claras representan las principales fallas de Centroamérica (Styron et al., 2020). B. Velocidades horizontales GNSS predichas por el polo calculado en Portela et al. (2024) [latitud $\Phi = 34.37 \pm 0.36^\circ$, longitud $\Lambda = -101.86 \pm 0.29^\circ$, velocidad angular $\Omega = 0.259 \pm 0.002^\circ/\text{Myr}$] en las estaciones utilizadas para la inversión del polo de Euler. C. Campo de velocidad horizontal GNSS resultante, relativo a la placa del Caribe usando tres polos diferentes: Portela et al., 2024 (azul), Snay et al., 2021 (verde; $\Phi = 32.04 \pm 0.42^\circ$, $\Lambda = -92.28 \pm 0.56^\circ$, $\Omega = 0.320 \pm$

0.004°/Myr) y NMorvel56, Argus et al., 2011 (magenta; $\Phi = 35.20^\circ$, $\Lambda = -92.62^\circ$, $\Omega = 0.286 \pm 0.023^\circ/\text{Myr}$). D. Velocidades residuales horizontales con respecto al polo de Portela et al. (2024), en las estaciones utilizadas para la inversión del polo de Euler. E. Estaciones GNSS utilizadas para invertir el polo de Euler (puntos verdes). Los puntos rojos muestran estaciones que cumplieron los criterios iniciales pero fueron rechazadas debido a residuos elevados. La línea roja discontinua marca la distancia de 100 km hacia el interior desde el borde de la placa del Caribe. Los puntos blancos en B, D y E representan las estaciones GNSS que no intervinieron en la determinación del polo. Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

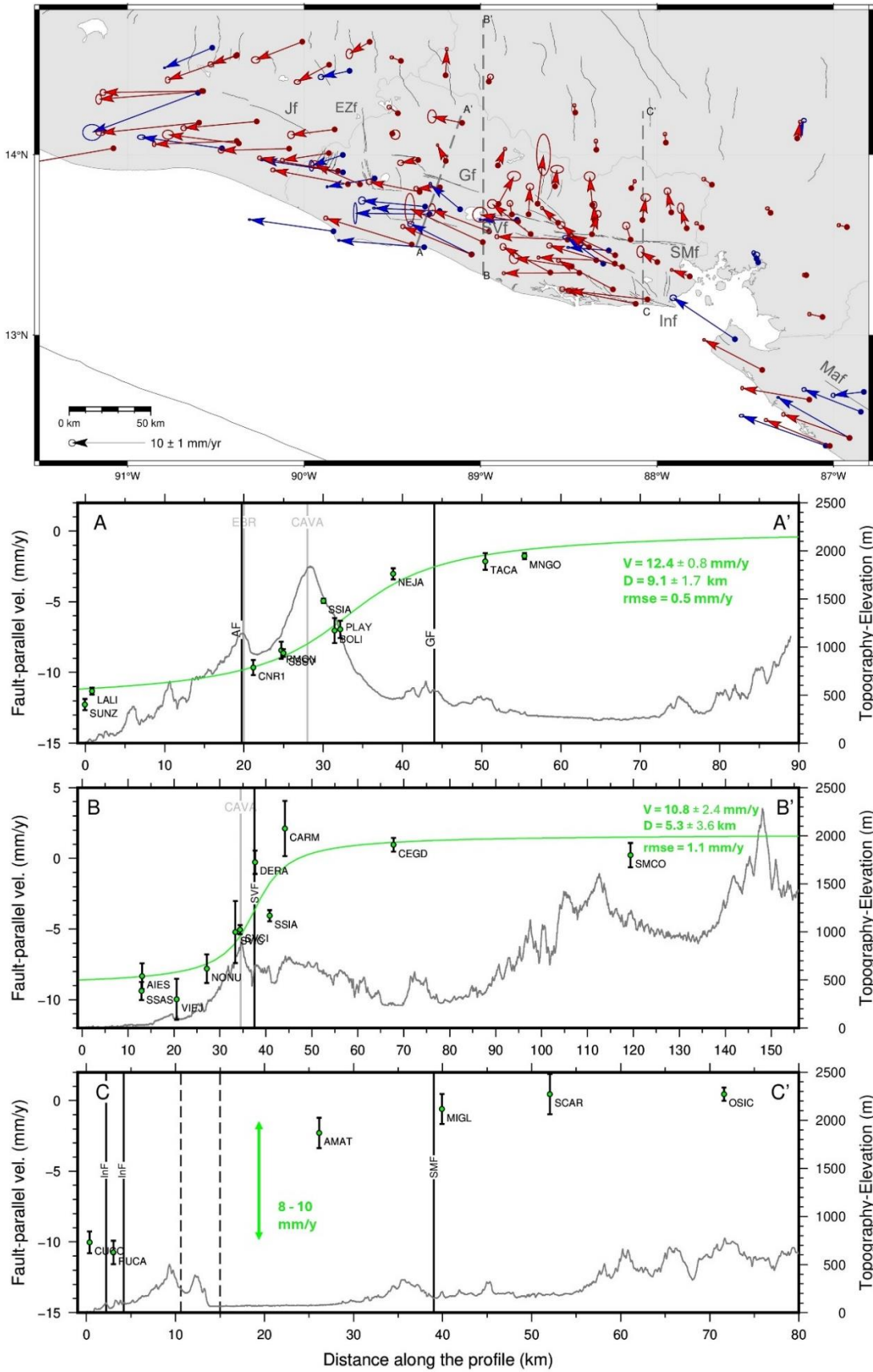


Figura 3.13: Velocidades GNSS en El Salvador con respecto a la placa Caribe.

MAPA: Mapa de velocidades horizontales GNSS para El Salvador, relativo al polo del Caribe determinado en Portela et al. (2024). Los vectores representan las velocidades GNSS horizontales con sus elipses de error 2σ (azul – continuas, rojo – episódicas). Los puntos representan la ubicación de las estaciones GNSS (contorno azul – continuas, contorno rojo – de campaña). Las líneas discontinuas muestran las ubicaciones de los perfiles A-A', B-B', C-C' que se muestran debajo. Las abreviaturas de las fallas relevantes se muestran en gris (ver Fig. 3.1 para sus nombres completos). PERFILES A-A', B-B', C-C': Velocidades paralelas a la falla (es decir, ortogonales a los respectivos perfiles) y sus incertidumbres (círculos verdes con sus respectivas barras de error) proyectadas en perfiles perpendiculares a las fallas principales. La línea continua gris muestra la elevación topográfica del perfil a partir del MDT de ALOS de resolución 30m (JAXA, 2021). La línea continua verde muestra las funciones de arco tangente ajustadas. Se muestran los valores ajustados (V – velocidad de campo lejano, D – profundidad de bloqueo, $rmse$ – error cuadrático medio). Las líneas verticales negras indican la ubicación de las fallas principales: AF – Falla Ayagualo, GF – Falla Guaycume, SVF – Falla San Vicente, InF – Falla Intipuca, SMF – Falla San Miguel. Las líneas verticales grises muestran la ubicación del Arco Volcánico (CAVA) y la Sierra El Bálsamo (EBR). Tomada de Portela et al. (2024).

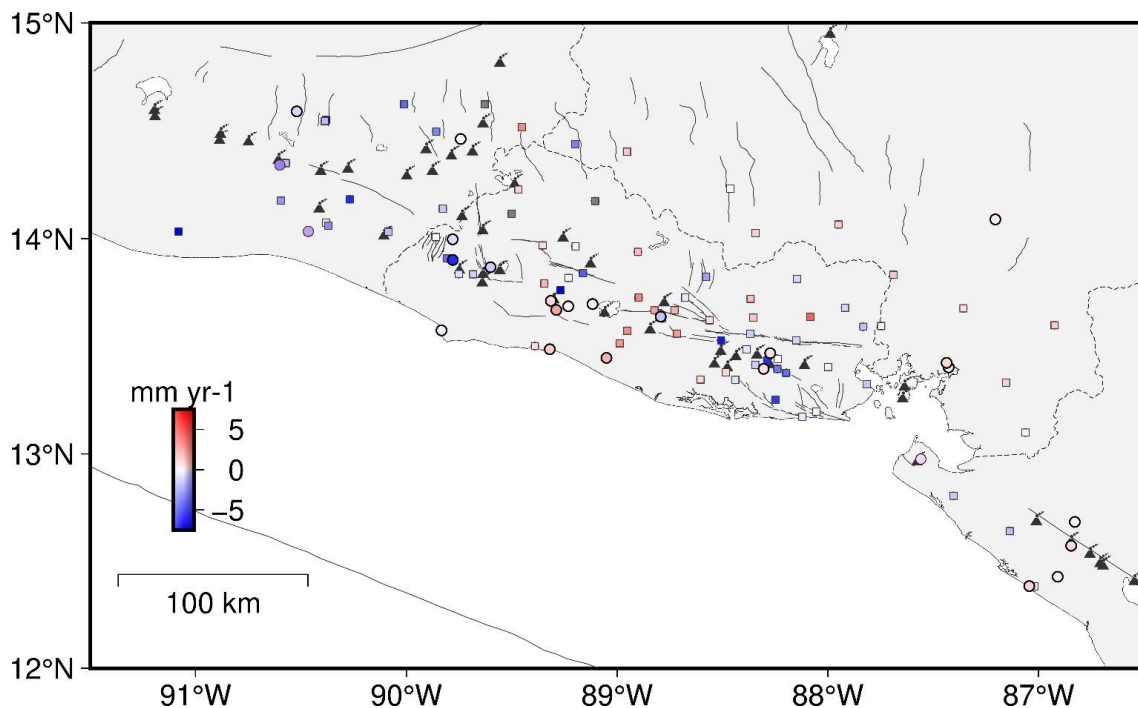


Figura 3.14: Velocidades verticales GNSS (en mm/año).

Las velocidades pertenecen a estaciones continuas (círculos con contornos negros indican estaciones con más de 4 años de observaciones) y estaciones episódicas (cuadrados). Las líneas grises continuas representan las principales fallas. Los triángulos grises muestran los volcanes activos. Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario.

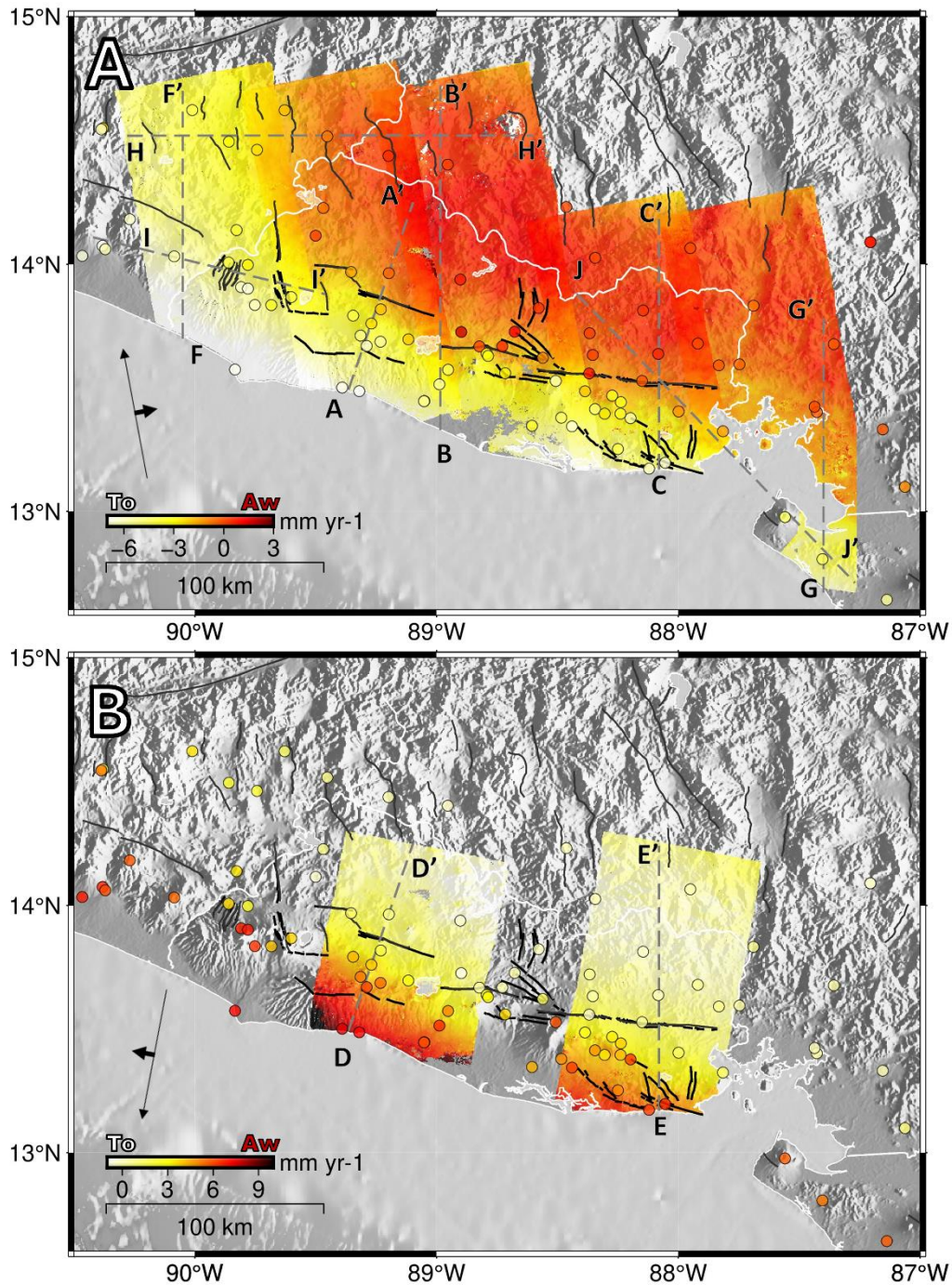


Figura 3.15: Campo de velocidad LOS en geometrías ascendente (A) y descendente (B). El campo de velocidad continuo derivado de ALOS con respecto a la placa Caribe fija está representado por una paleta de colores continua. Los círculos de colores representan las velocidades GNSS proyectadas a la geometría LOS respectiva (téngase en cuenta que se ha utilizado un ángulo de incidencia común de 38° para el gráfico, pero en los cálculos se ha empleado el ángulo de incidencia real). Las líneas negras representan las fallas principales. Las líneas discontinuas muestran la ubicación de los perfiles mostrados en la Fig. 3.16. Las flechas negras indican la geometría LOS. En la leyenda, "To" y "Aw"

muestran el movimiento hacia (towards) y alejándose (away) del satélite, respectivamente. Tomada de Portela et al. (2024).

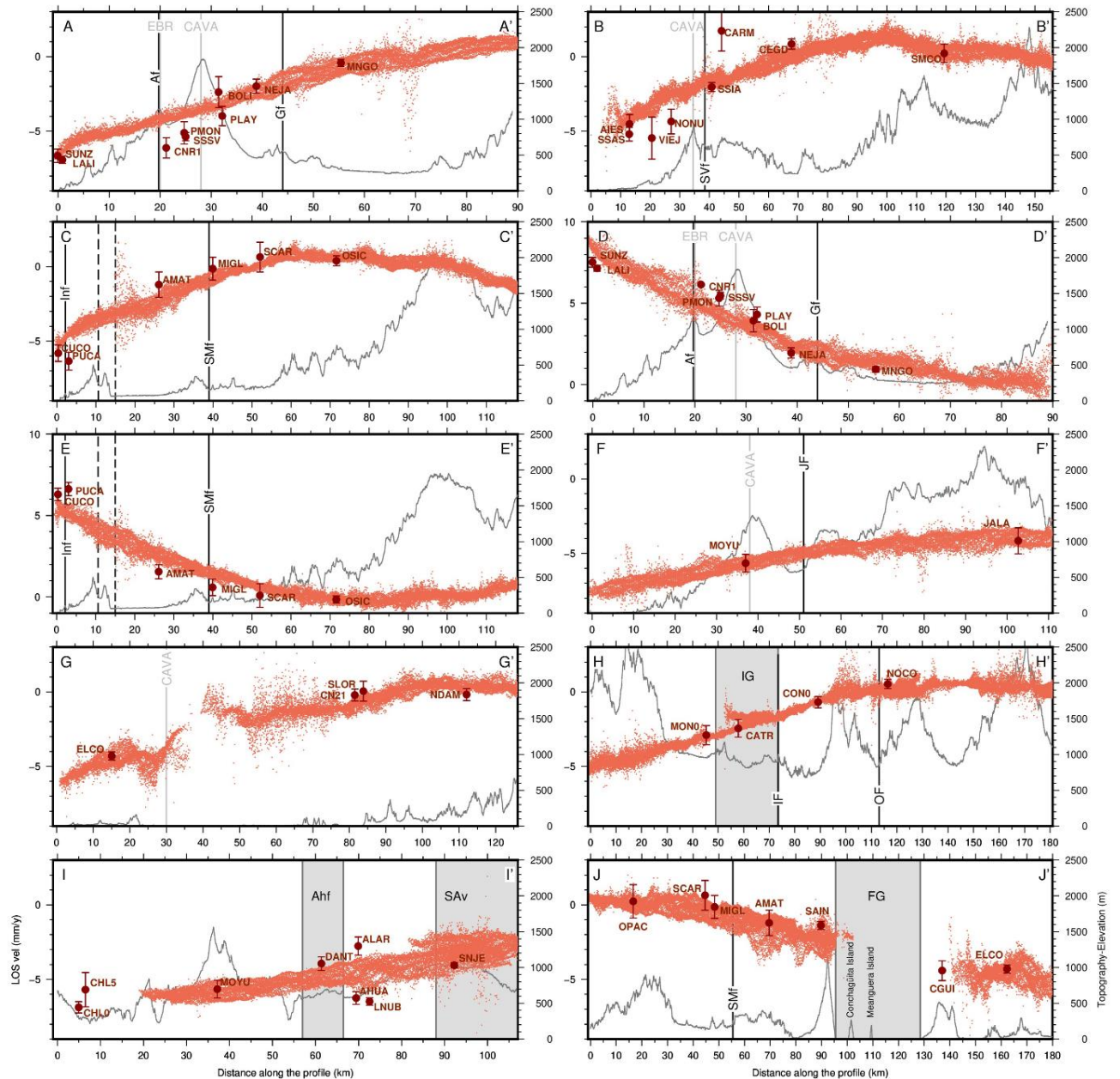


Figura 3.16: Perfiles de velocidad LOS.

Los gráficos de A-A' a J-J' representan los perfiles mostrados en la Fig. 3.15. Las velocidades LOS de ALOS (con un ancho de 10 km alrededor del perfil) se muestran como puntos rojos claros. Las velocidades GNSS proyectadas a la geometría LOS (dentro de la misma distancia al perfil) se muestran como círculos rojos oscuros con barras de error, representando sus incertidumbres (2σ). Las líneas negras y las áreas sombreadas en gris representan las principales fallas, características tectónicas y geográficas. La línea gris continua muestra la elevación topográfica del perfil a partir del MDT de ALOS de 30 m de resolución (JAXA, 2021). Tomada de Portela et al. (2024).

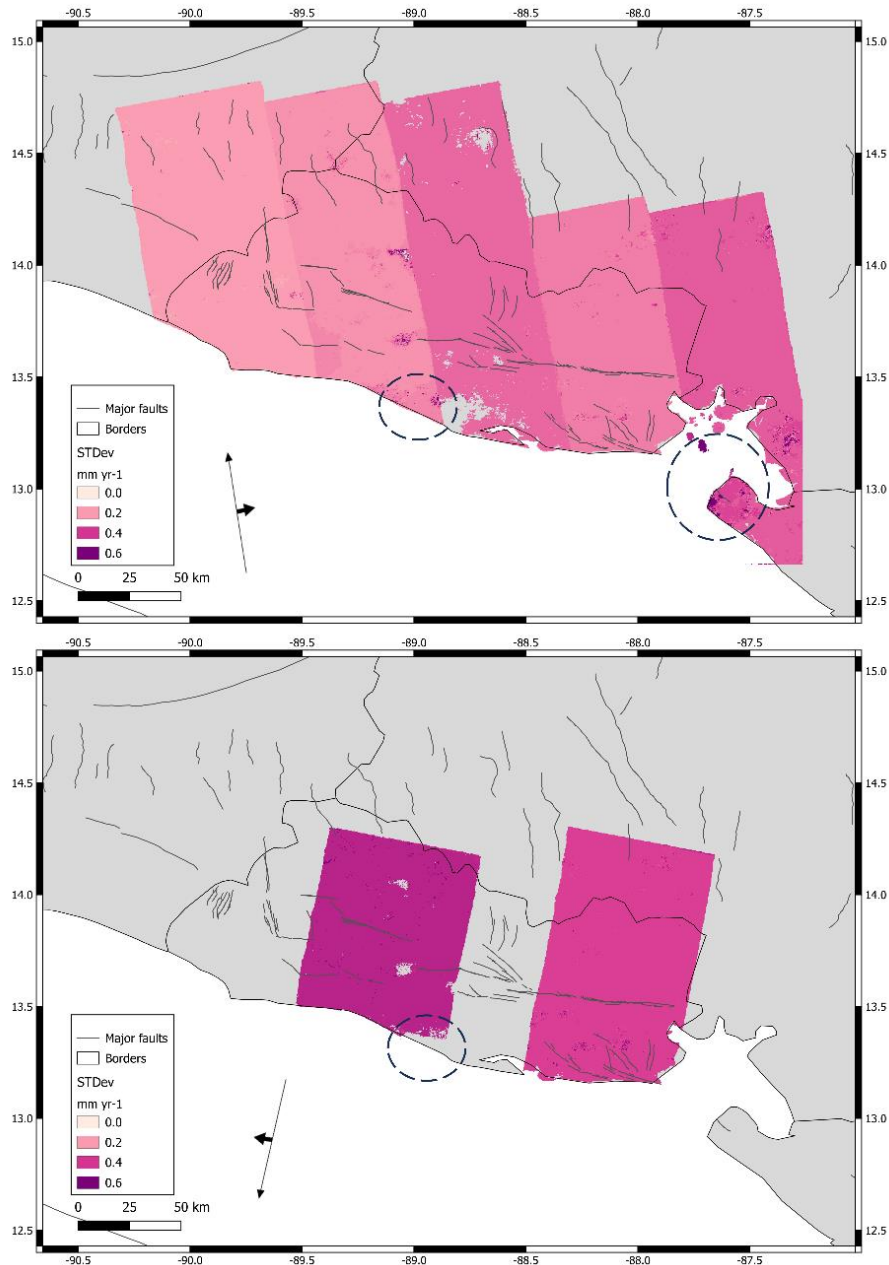


Figura 3.17: Desviación estándar de la velocidad LOS calculada, proporcionada por el software π -Rate (Wang et al., 2012). Los círculos discontinuos muestran las áreas que han sido enmascaradas en el resultado final. Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario.

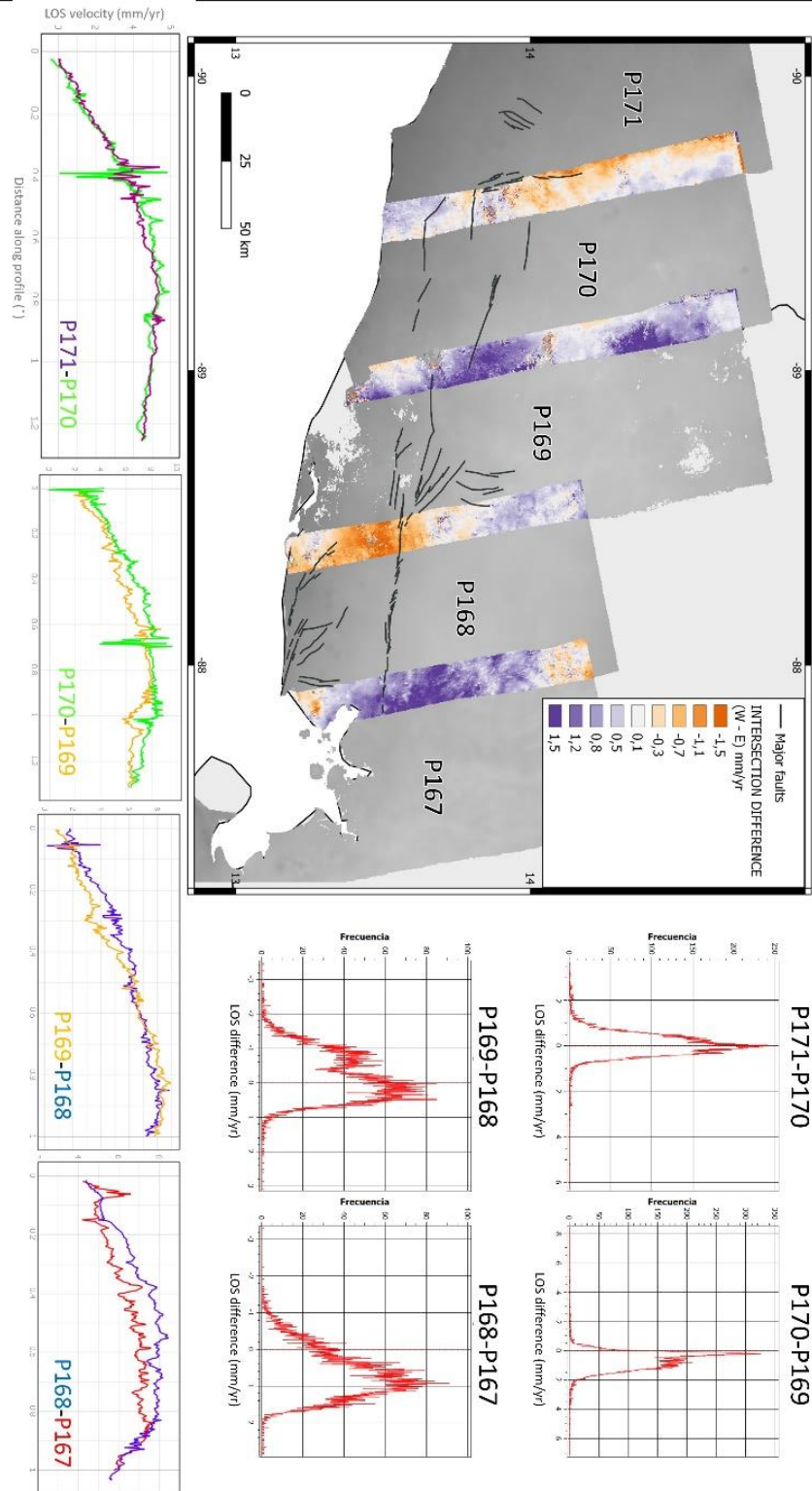


Figura 3.18: Intersecciones entre las trayectorias (paths) adyacentes de la velocidad ascendente ALOS.

Se muestra la diferencia de una trayectoria menos la siguiente hacia el este, tanto en el mapa como en los histogramas (derecha) y perfiles longitudinales (abajo). Modificada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

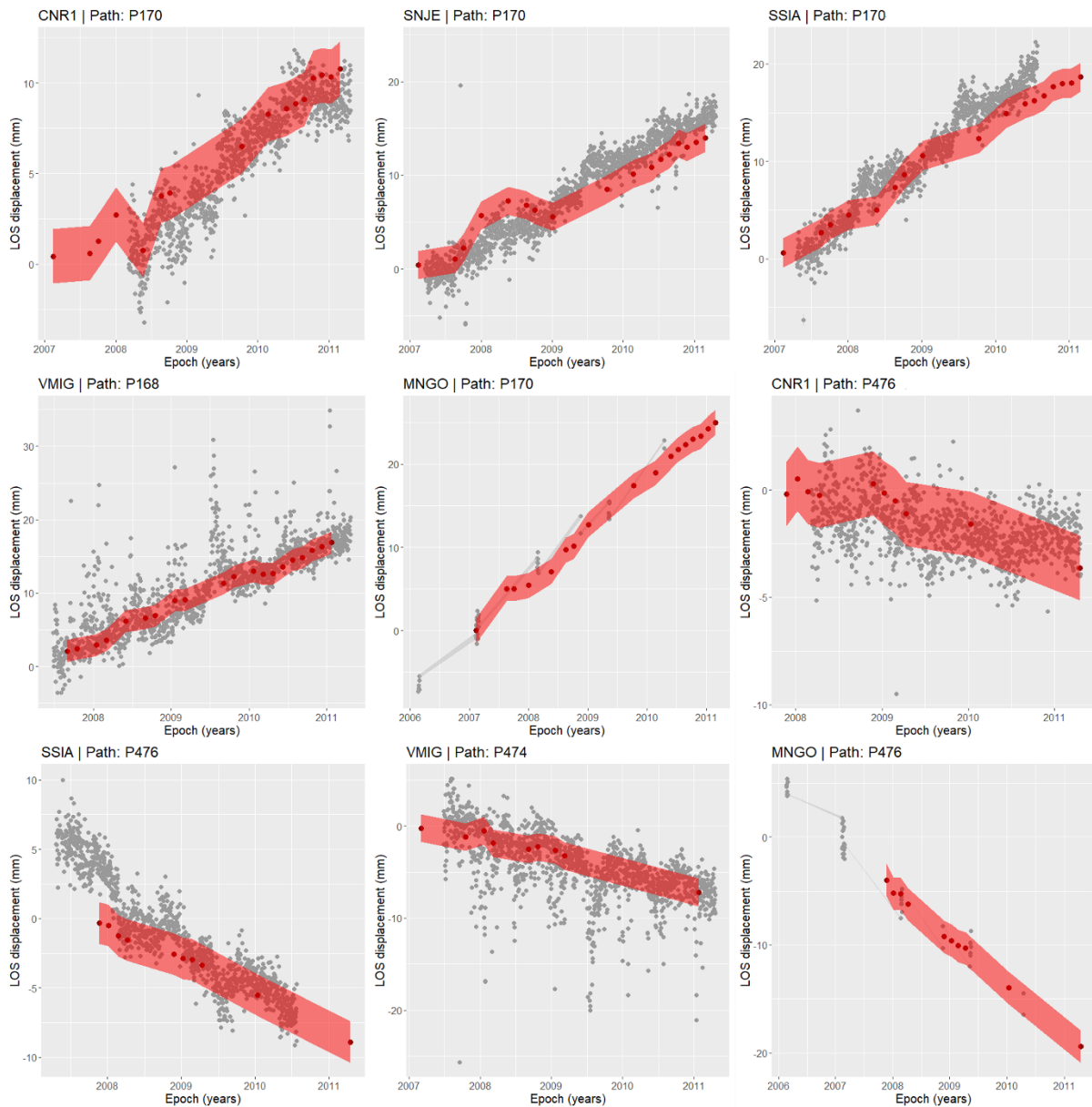


Figura 3.19: Series temporales LOS de ALOS.

Series temporales LOS ascendentes (trayectorias 168 y 170) y descendentes (trayectorias 474 y 476) de ALOS (puntos rojos, con el área sombreada en rojo representando ± 0.5 mm/año) y series temporales horizontales de GNSS proyectadas a LOS (puntos grises) en las estaciones continuas que tuvieron observaciones durante el período de observación de ALOS, y la estación episódica MNGO. Las series temporales de ALOS han sido promediadas a partir de todos los puntos de ALOS dentro de ~ 500 m de la respectiva estación GNSS (promediando entre 9 y 15 puntos de ALOS para cada estación GNSS).

Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario

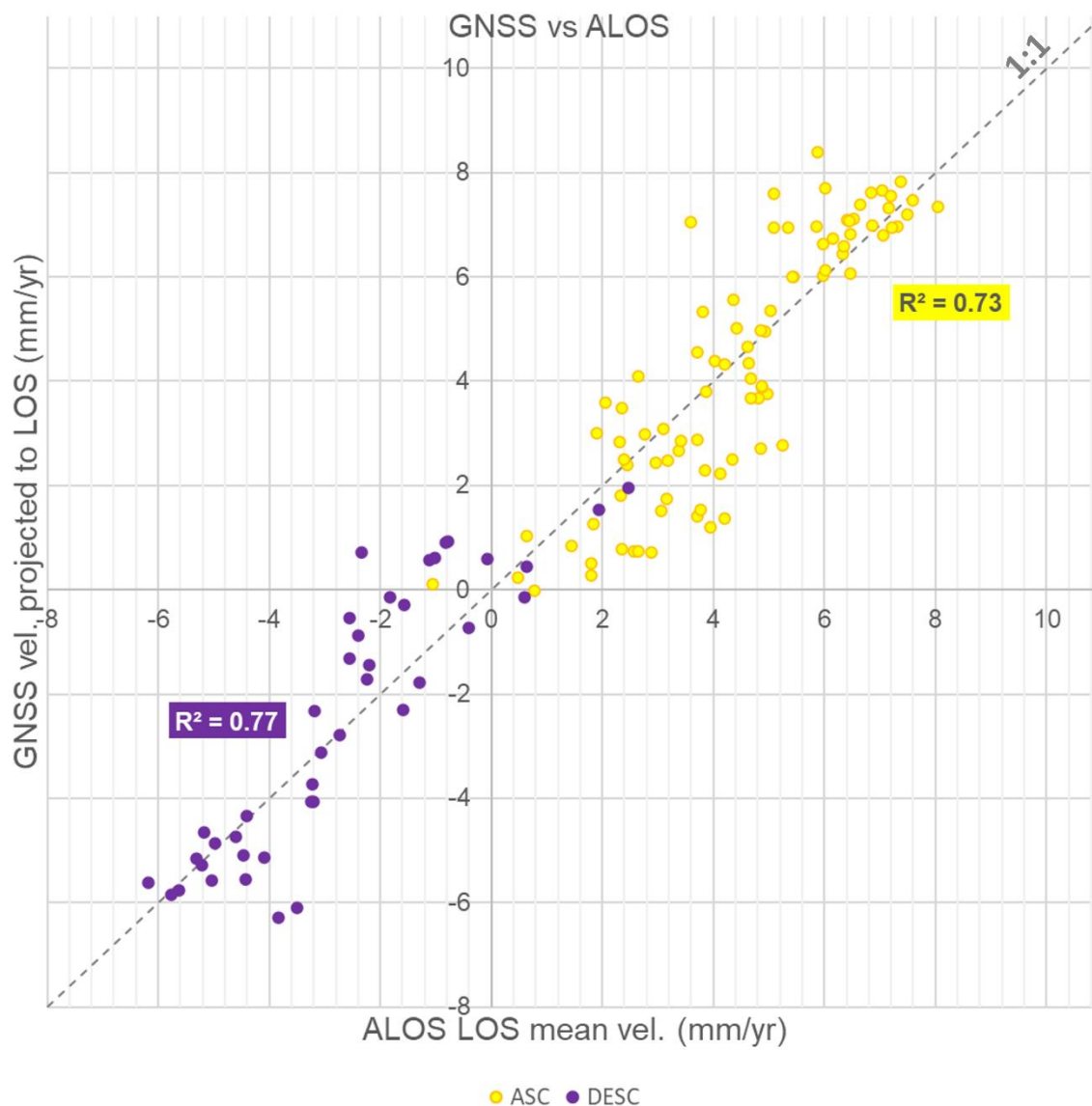


Figura 3.20: Velocidades ALOS vs GNSS.

Velocidades medias LOS de ALOS vs. velocidades GNSS proyectadas a la geometría LOS en cada estación GNSS (puntos), para las geometrías ascendente (amarillo) y descendente (morado). También se muestran los coeficientes de correlación correspondientes. Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario.

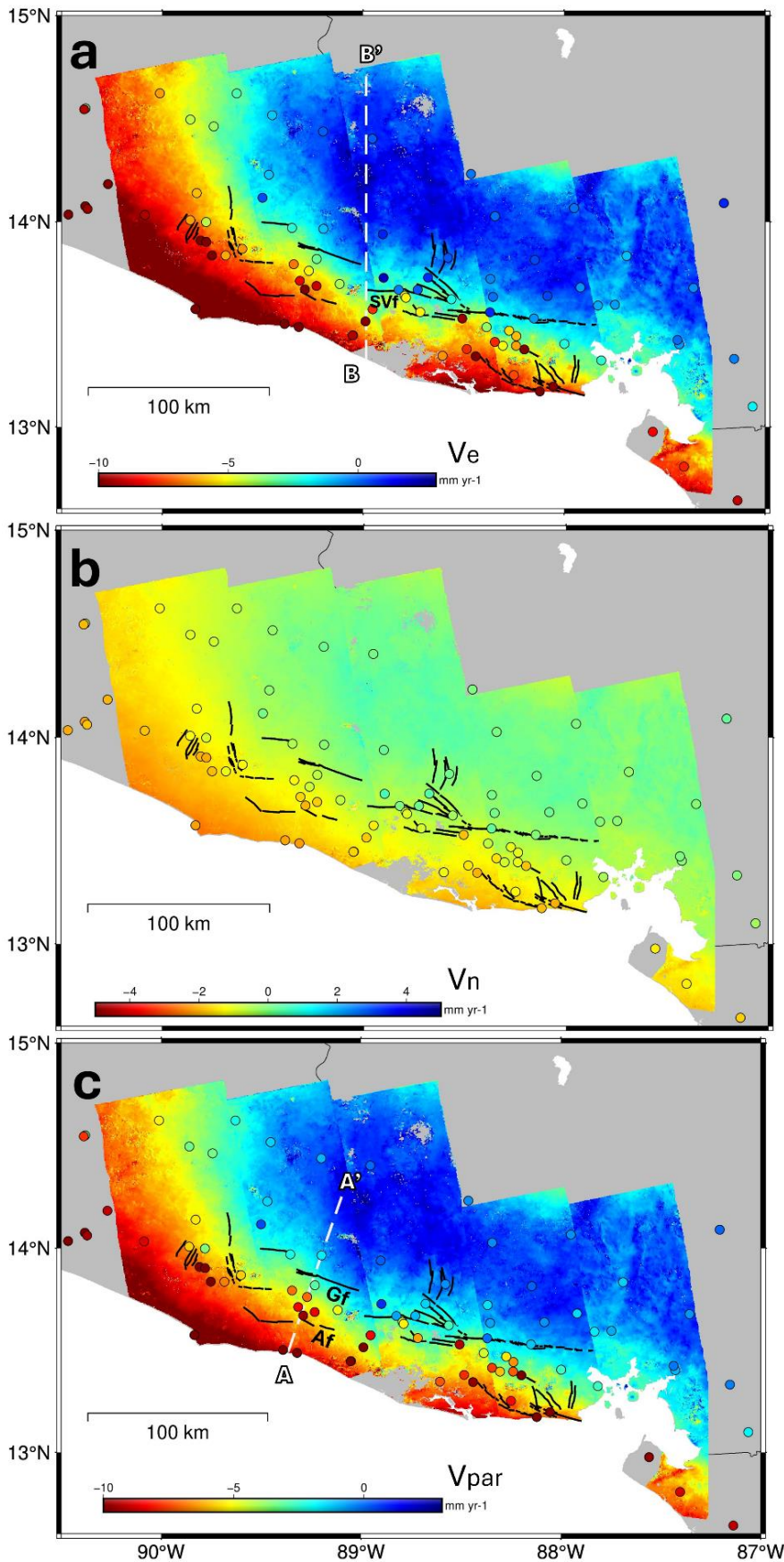


Figura 3.21: Descomposición de la velocidad LOS ascendente de ALOS, asumiendo solo movimiento horizontal.

Velocidad este (a), velocidad norte (b) y velocidad horizontal rotada (acimut $\sim 110^\circ$) paralela a las fallas de Guaycume (Gf) y Ayagualo (Af) (c). SvF denota la falla de San Vicente. Las líneas negras muestran las trazas principales de las fallas.

Las respectivas velocidades GNSS se muestran como círculos con color (a - velocidad este, b - velocidad norte). Las velocidades GNSS en b se proyectan primero a la geometría horizontal LOS para la comparación. AA' y BB' señalan la localización de los perfiles mostrados en la Fig. 3.22.

Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario.

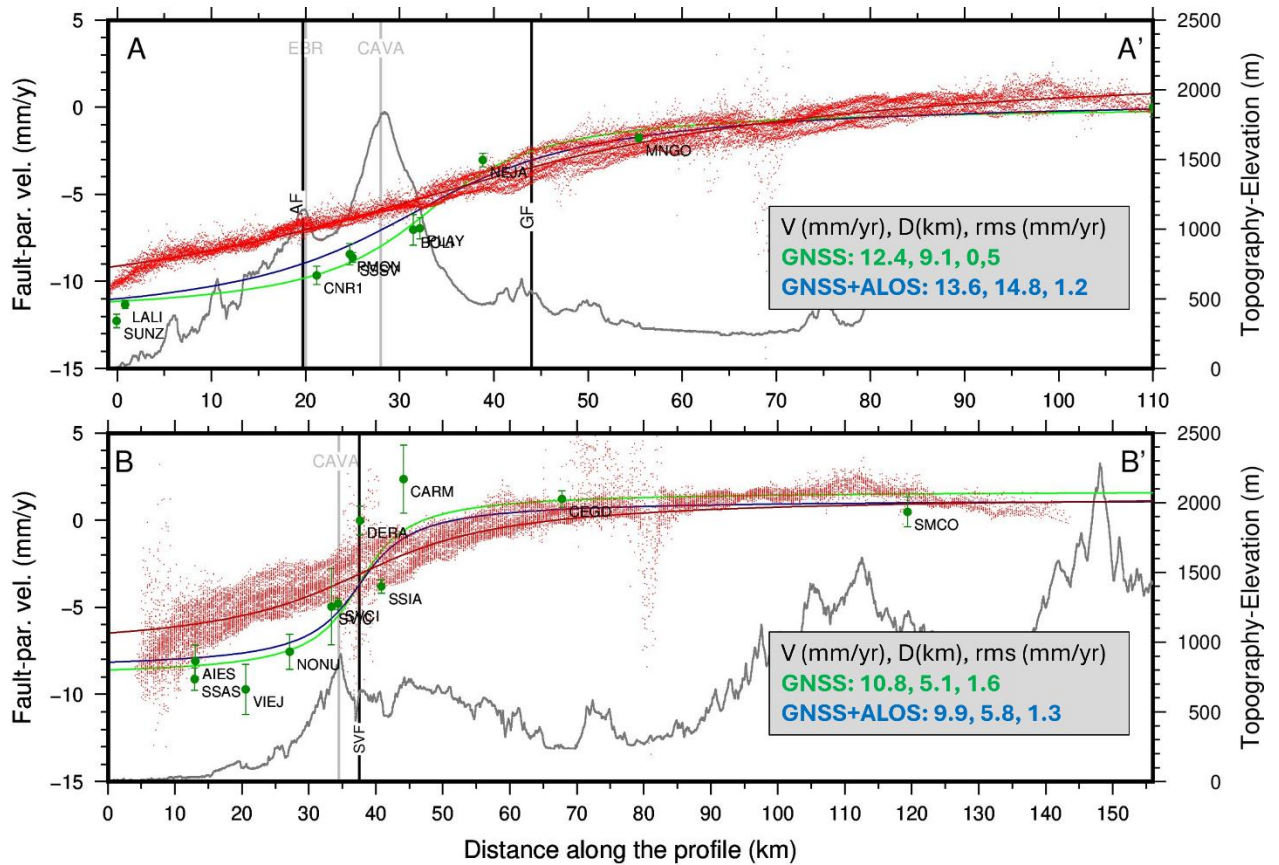


Figura 3.22: Perfiles de velocidades ALOS y GNSS paralelas a falla.

Velocidades GNSS (relativas a la placa Caribe) paralelas a falla y sus incertidumbres (círculos verdes con sus respectivas barras de error) y velocidades ALOS paralelas a falla (puntos rojos) proyectadas en perfiles perpendiculares a las fallas principales (ver Fig. 3.21 para la ubicación). AA' es perpendicular a las fallas con un acimut de $\sim 110^\circ$, mientras que BB' sigue una dirección N-S. La línea gris continua muestra la elevación topográfica del perfil. Las líneas continuas verde y azul muestran las funciones de arcotangente ajustadas (Savage y Burford, 1973) a los datos GNSS (verde) y a los datos combinados de GNSS y ALOS (azul). Se muestran los valores ajustados (V – velocidad de campo lejano, D – profundidad de bloqueo, rms – raíz del error medio cuadrático). La línea roja muestra el perfil ajustado solo a la velocidad ALOS: AA' ($V = 15.7$ mm/año, $D = 32$ km, rms = 0.6 mm/año), BB' ($V = 9.2$ mm/año, $D = 16.5$ km, rms = 0.9 mm/año). Las líneas verticales negras indican la ubicación de las fallas principales: GF – Falla de Guaycume, SVF – Falla de San Vicente. Las líneas verticales grises muestran la ubicación del Arco Volcánico (CAVA) y la Cordillera El Bálsamo (EBR). Tomada de Portela et al. (2024) – Material suplementario.

3.5.2. Complejidad en la deformación tectónica en El Salvador y sus posibles causas

Las estaciones GNSS en funcionamiento más antiguas, que han estado registrando datos en El Salvador desde el año 2000, muestran una deformación compleja y no lineal. Esto es razonable en un área donde interactúan diferentes procesos, como el vulcanismo y los eventos sísmicos y postsísmicos tanto en la ESFZ como en la zona de subducción (Ellis et al., 2018 y 2019; Geirsson et al., 2015; Maubant et al., 2022). Definir el período intersísmico estable es un desafío en una región con estas características.

3.5.2.1. Análisis de calidad de los datos

En primer lugar, se realiza un análisis de la calidad de los resultados obtenidos en este capítulo, previo a discutir los mismos.

En las 83 estaciones compartidas entre Portela et al. (2024) y Ellis et al. (2018), los resultados son coherentes entre ambas soluciones, con una diferencia mediana absoluta entre velocidades de 0.5 mm/año en la componente este y de 0.7 mm/año en la componente norte (Fig. 3.23). Las mayores discrepancias se encuentran en las estaciones más occidentales (Guatemala) y más orientales (Nicaragua). Excluyendo estas estaciones, la diferencia se reduce a 0.4 mm/año en ambas componentes. Algunas de estas discrepancias pueden atribuirse al ligero cambio en el sistema de referencia en el que se compararon (ITRF2008 en Ellis et al., 2018, e ITRF2014 en esta tesis), a los cambios en la velocidad debido a la adición de más observaciones (en esta tesis, hasta 2022) y también a las diferentes correcciones postsísmicas aplicadas en ambos casos.

Se ha detectado una pequeña discrepancia entre GNSS e InSAR en áreas de la ESFZ que parece mostrar cierta persistencia espacial, aunque con una magnitud menor a 2 mm/año (Fig. 3.24). La robustez del acuerdo entre los resultados InSAR y GNSS tanto en las velocidades más alejadas de la ESFZ (Fig. 3.23), como en las series temporales de ambos conjuntos de datos (Fig. 3.19), invitan a pensar que esta señal podría no ser ruido residual, sino más bien deformación transitoria o no modelada. Los residuos podrían estar reflejando cambios temporales en la deformación de la superficie.

No obstante, no es posible descartar por completo que una señal mal modelada (por ejemplo, señal atmosférica) aún esté presente en las velocidades ALOS. Aparte de la corrección fase-elevación (apartado 3.4.4), no se ha aplicado ninguna corrección

atmosférica adicional (por ejemplo, Doin et al., 2009; Jolivet et al., 2011), por lo que residuos de fase relacionados con la atmósfera podrían permanecer como parte de la señal. Tampoco se han corregido explícitamente las mareas terrestres sólidas (por ejemplo, Xu y Sandwell, 2020), ya que las trayectorias ALOS procesadas son limitadas en tamaño ($\sim 60 \times 100 \text{ km}^2$), especialmente si se comparan con otros estudios que aplican este tipo de correcciones (por ejemplo, las imágenes Sentinel-1 de $\sim 250 \times 700 \text{ km}^2$ en Lemrabet et al., 2023). Se estima que, en este caso concreto, este efecto de larga longitud de onda se compensa en gran medida con eliminación de rampas, pero alguna señal residual podría permanecer todavía en los resultados. De manera similar, no se ha realizado una corrección de otras señales geofísicas independiente del GNSS (por ejemplo, por carga de marea oceánica), como en Lemrabet et al. (2023). Su enfoque podría ser probado en el futuro.

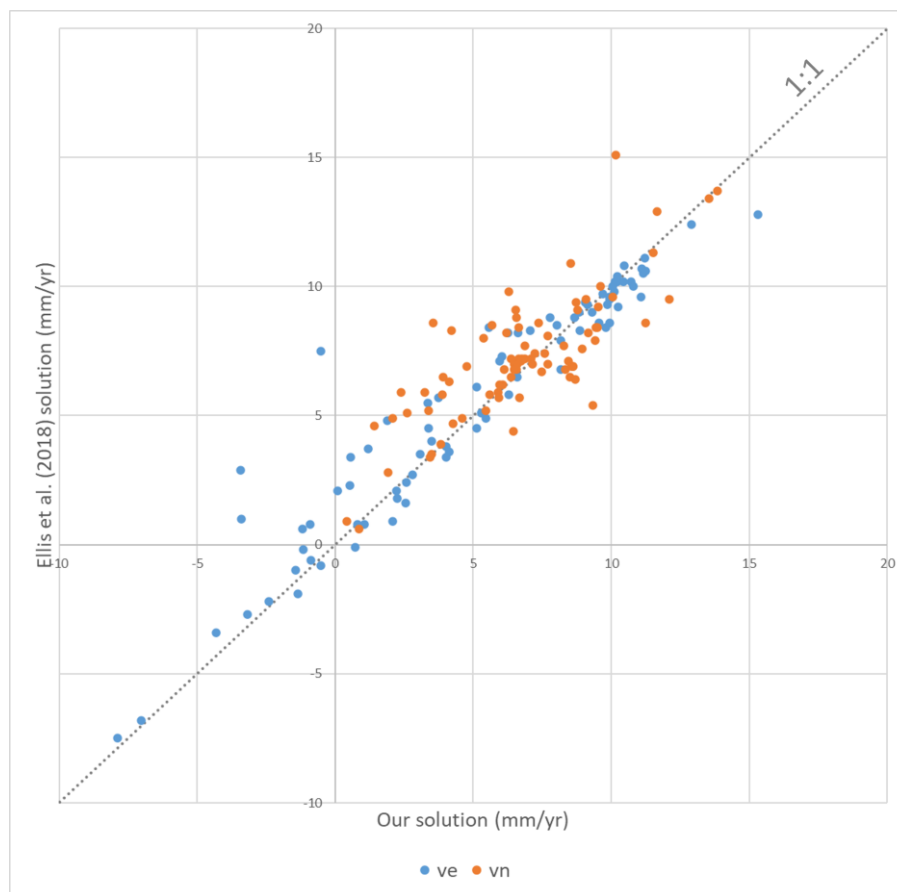


Figura 3.23: Comparación entre las componentes este (ve) y norte (vn) de las velocidades GNSS obtenidas en esta tesis (Portela et al., 2024) y la solución de Ellis et al. (2018).

Las velocidades se han comparado en ITRF2014 e ITRF2008 respectivamente. Se incluyen aquí todas las estaciones comunes en los dos estudios. Tomada de Portela et al., 2024-Material Suplementario.

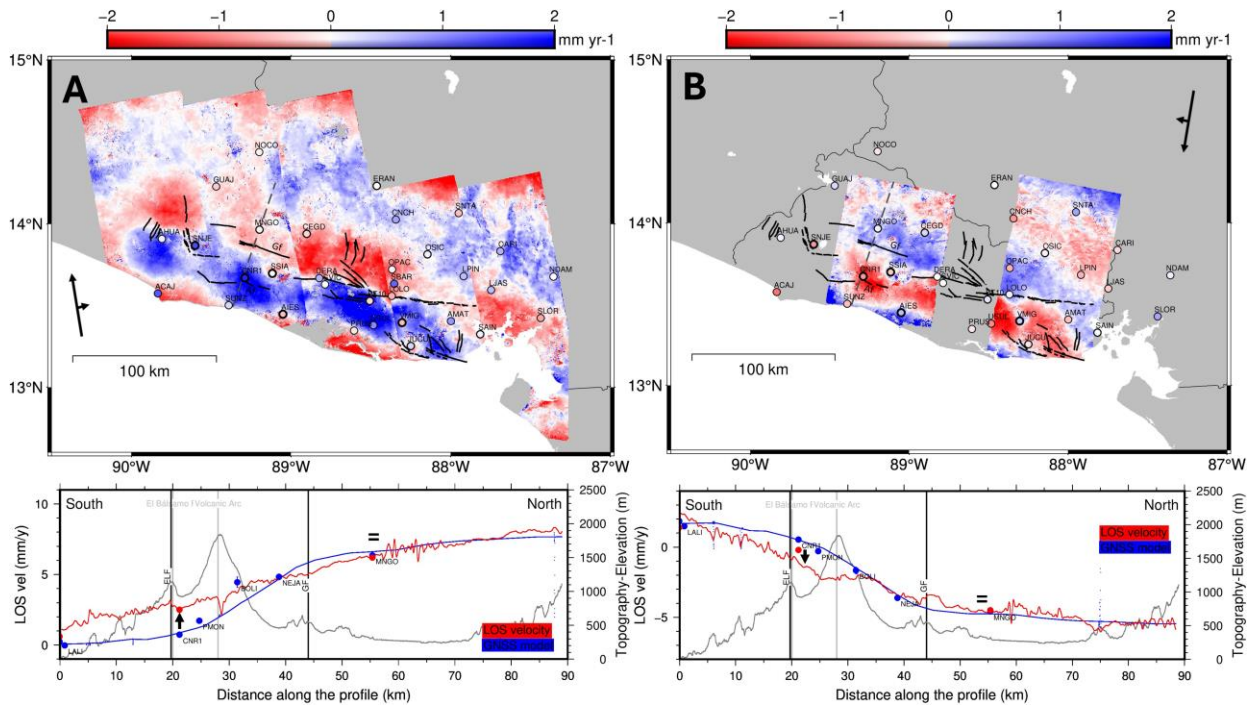


Figura 3.24: Residuos ALOS-GNSS.

Residuos (arriba) calculados como [velocidad LOS de ALOS] - [velocidad LOS predicha por el GNSS (modelo calculado a partir de las velocidades GNSS de todo el período)]; en geometría ascendente (A) y descendente (B), con sendos perfiles (abajo) perpendiculares a las fallas Guaycume (Gf) y Ayagualo (Af). En el perfil, la velocidad LOS de ALOS se representa como una línea roja y el modelo GNSS como una línea azul. Los puntos azules muestran las velocidades GNSS proyectadas a LOS en estaciones GNSS a 5 km del perfil (calculadas para su período completo de observación), mientras que los puntos rojos muestran las velocidades calculadas solo considerando el período de ALOS 2006-2011 (y, por lo tanto, en menos estaciones GNSS). Se excluyen las velocidades GNSS derivadas de estaciones de campaña con menos de tres años de observaciones en el período ALOS.

Cabe destacar que el mapa solo muestra las velocidades GNSS que coinciden con el período ALOS. Téngase en cuenta que, en este caso, ese análisis solo pudo realizarse en las estaciones CNR1, MNGO y SUNZ. La flecha (y el signo igual) muestra los cambios al considerar todo el período y el período ALOS en el cálculo de la velocidad GNSS.

Modificada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

3.5.2.2. Variaciones temporales en la deformación

En la línea de la hipótesis planteada en el apartado anterior, dado que los datos ALOS (2007-2011) y GNSS (2000-2022) cubren diferentes períodos de tiempo, las discrepancias entre los resultados InSAR y GNSS podrían estar indicando variaciones temporales de deformación.

Las variaciones temporales en el acoplamiento parecen ser más comunes de lo que se pensaba con anterioridad (por ejemplo, Jolivet y Frank, 2020; Loveless y Meade, 2016). Pousse-Beltran et al. (2016) detectaron desacuerdos entre los datos de ALOS y GNSS en fallas corticales en Venezuela. Atribuyeron esas diferencias a períodos de reptación (creep) transitoria durante el régimen intersísmico en su área de estudio. Sin embargo, no se dispone de suficientes datos en El Salvador para realizar un análisis riguroso de la evolución espacial y temporal de las velocidades GNSS, especialmente durante el periodo ALOS. Las estaciones GNSS con un periodo de observación más largo, como SSIA o CNR1, son un buen ejemplo del comportamiento complejo mencionado (ver Fig. 3.25).

SSIA, a pesar de registrar datos desde hace más de 20 años, no parece converger a una velocidad intersísmica clara, especialmente en la componente norte (Fig. 3.25). Su serie temporal muestra al menos dos períodos con comportamientos diferentes: (1) entre los terremotos de 2001 y 2012, y (2) desde 2012 hasta el presente. En ambos casos, el movimiento está afectado por una deformación postsísmica evidente de corto y largo período (Ellis et al., 2018). Esto apoya la idea de que la deformación tectónica en El Salvador puede no haber sido estable durante las últimas décadas, presentando divergencias con la deformación medida en periodo ALOS.

La estación CNR1 (Fig. 3.25) experimenta un cambio sustancial en su movimiento a finales de 2010, aunque no hay registrado ningún terremoto relevante en la zona en ese momento. Tanto la tendencia de la componente norte como la vertical sufren un cambio drástico alrededor de septiembre de 2010: de 13.3 a -0.7 mm/año en la componente norte y de -3.9 a 13 mm/año en la componente vertical (antes de los terremotos de 2012). Este cambio parece estar registrado también en las series temporales de ALOS (ver CNR1 en Fig. 3.19), aunque el escaso número de fechas después de septiembre de 2010 limita la robustez de este análisis. El cambio sutil en la tendencia se suaviza en la velocidad media de ALOS, por lo que no se detecta una señal anómala evidente. La estación CNR1 está ubicada cerca del volcán San Salvador (aproximadamente a 7 km de la cima). Aunque no se registró actividad sísmica anómala en ese momento por parte del MARN, estudios previos (Staller, 2014; Staller et al., 2016; Legrand et al., 2020) interpretaron esta señal como causada por un episodio de inflación en el volcán de San Salvador.

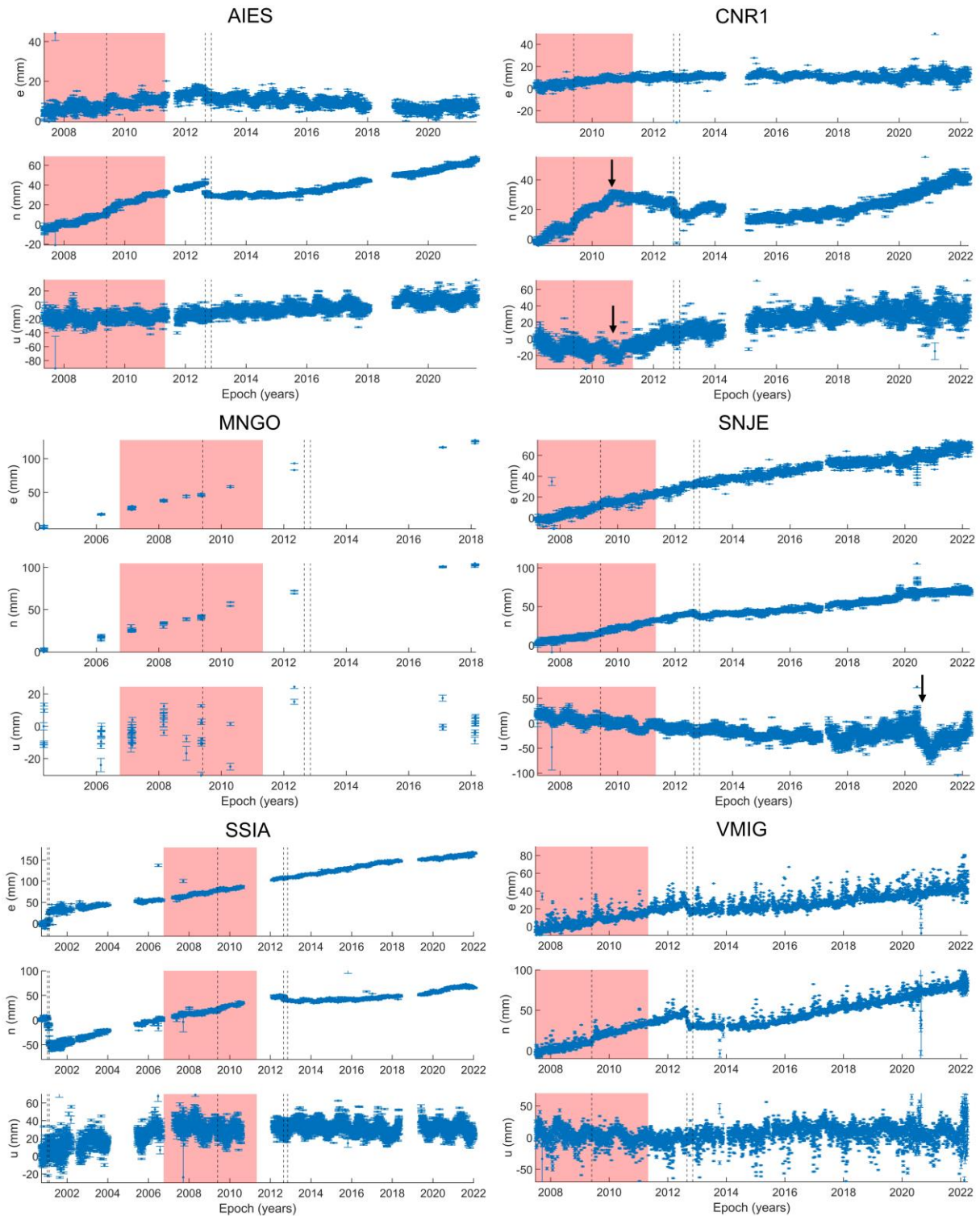


Figura 3.25: Series temporales GNSS seleccionadas en El Salvador.

Series temporales GNSS (e,n,u) para las estaciones continuas (y la episódica MNGO) con datos en periodo ALOS. Los puntos azules muestran la posición diaria (y sus barras de error). El área sombreada en rojo claro señala el período aproximado de imágenes ALOS. Las líneas discontinuas representan los principales terremotos (2001-01, 2001-02, 2009-05, 2012-08, 2012-11). Las flechas indican otros eventos mencionados en el texto.

3.5.2.3. Otras fuentes de deformación interaccionando con la deformación intersísmica

En El Salvador existe vulcanismo activo a lo largo del Arco Volcánico Centroamericano. Cabe destacar que, de las 62 estaciones GNSS procesadas en El Salvador, 31 (el 50%) se encuentran a menos de 10 km de volcanes activos (Fig. 3.26).

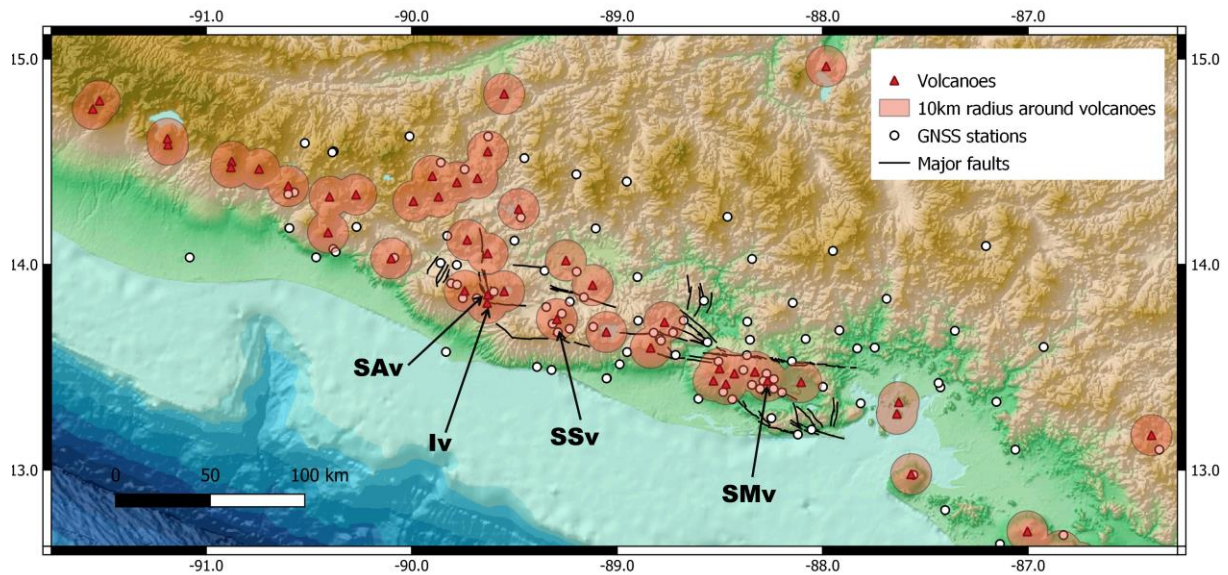


Figura 3.26: Estaciones GNSS dentro de un radio de 10 km alrededor de los volcanes activos en El Salvador.

Se señalan los cuatro volcanes activos (Global Volcanism Program, 2024) durante el último siglo (MARN): Iv - volcán Izalco, SAv – volcán de Santa Ana, SMv - volcán de San Miguel, SSV - volcán de San Salvador. Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

Según el MARN, cuatro volcanes presentan actividad reciente y continua: los volcanes Izalco, Santa Ana, San Miguel y San Salvador (Fig. 3.26). No se registran eventos eruptivos o pre-eruptivos en los boletines del MARN entre 2006 y 2011, es decir, durante el período de observación de ALOS. Aparte del mencionado cambio sutil de tendencia en las series temporales de las estaciones cercanas al volcán San Salvador, no se han encontrado evidencia clara de procesos de inflación o deflación en los volcanes de El Salvador durante estos años en la velocidad media de ALOS (ver Fig. 3.27). El método seguido en el procesamiento de imágenes ALOS, centrado en obtener la deformación intersísmica, podría no ser el ideal para evaluar cambios sutiles y episódicos en la deformación de la superficie. Más recientemente, el volcán

San Miguel presentó erupciones menores, la última de las cuales ocurrió de noviembre de 2022 a mayo de 2023. Se observan patrones ruidosos periódicos en la estación GNSS VMIG (en las tres componentes), en las cercanías del volcán, pero no hay cambios claros en las series temporales (Fig. 3.25). La estación GNSS episódica RACH, ubicada más cerca de la cumbre, muestra un comportamiento extraño (Fig. 3.27), pero la poca frecuencia con la que ha sido observada limita las posibles interpretaciones. Hacia el este, el volcán de Santa Ana no ha entrado en erupción desde 2005 según el MARN, mientras que el volcán Izalco no presenta una erupción desde 1956. Sin embargo, en junio de 2020 se observa un cambio en la velocidad vertical de la estación GNSS SNJE (Fig. 3.25), ubicada aproximadamente a 3 km y 7 km de las cumbres de los volcanes Santa Ana e Izalco, respectivamente. Se han realizado procesamientos adicionales InSAR con otras imágenes SAR actuales (ALOS-2 y Sentinel-1) para intentar esclarecer esta y otras cuestiones de deformación superficial en El Salvador (ver apartado 3.8).

Durante el período de ALOS no hubo terremotos significativos ($M_w > 6$) en El Salvador. Además, la sismicidad parece encontrarse en niveles normales para la zona. Dos pequeños enjambres superficiales (< 10 km de profundidad) ocurrieron en la zona de Ahuachapán-Santa Ana (Ahf y SAV en Fig. 3.1) y el golfo de Fonseca (FG), comenzando a finales de 2006.

En el golfo de Fonseca, al menos 26 terremotos con magnitudes de M_w 3.9 a M_w 5.4 ocurrieron entre el 22 y el 29 de octubre de 2006 (Fig. 3.31). Lamentablemente, los eventos se originaron bajo el agua, y la primera imagen disponible en la trayectoria correspondiente de ALOS es de agosto de 2007 (Tabla 3.1). No había ninguna estación GNSS continua operando en ese momento en la zona.

La serie sísmica de Ahuachapán consistió en al menos 45 terremotos entre diciembre de 2006 y julio de 2007, con el mayor evento (M_w 5.1) ocurriendo el 2 de julio de 2007. Nuevamente, esta serie ocurrió antes de la fecha de la primera imagen ALOS disponible en la zona (septiembre de 2007). No se aprecia ningún desplazamiento claro en las series temporales GNSS de la estación SNJE (Fig. 3.25), ubicada a 10 km del epicentro (Fig. 3.30).

Un terremoto de subducción de M_w 6.7 ocurrió frente a las costas de Guatemala el 13 de junio de 2007. El terremoto de las Islas Swan de M_w 7.3 en 2009 fue el mayor evento sísmico regional que ocurrió durante el período de ALOS. El terremoto, predominantemente de desgarre (con el área de ruptura más cercana a 200 km al norte de El Salvador), causó un movimiento hacia el noreste de aproximadamente

4 mm en El Salvador (Ellis et al., 2018). Los desplazamientos fueron corregidos para la determinación de la velocidad GNSS pero no se ven claramente en las series temporales de ALOS (Fig. 3_ALOSts).

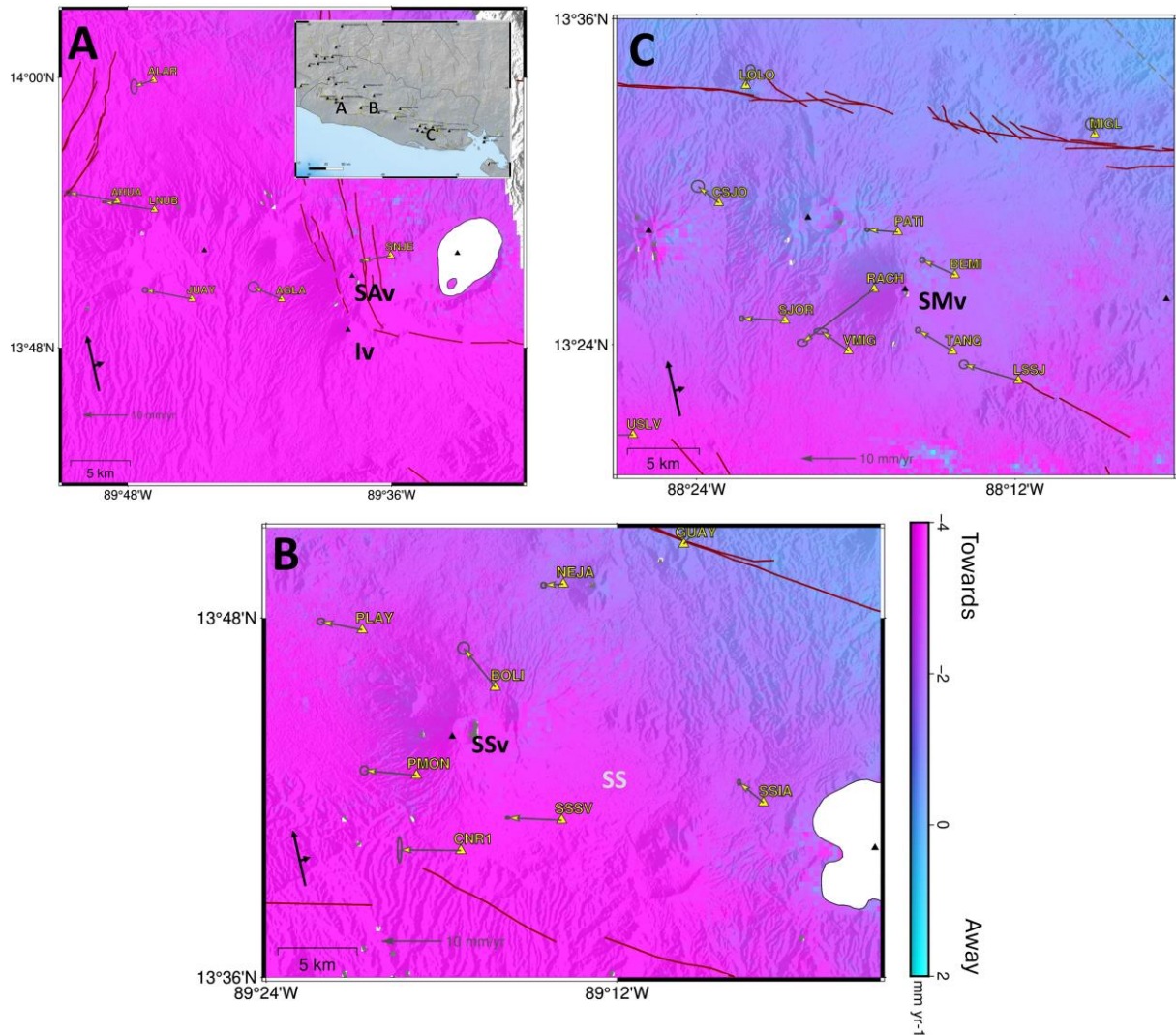


Figura 3.27: Velocidades ALOS en el entorno de volcanes activos en El Salvador.

Velocidad media ALOS en geometría ascendente (paleta continua) y velocidades GNSS relativas a Caribe fijo (vectores) en los principales volcanes activos (triángulos negros) de El Salvador. A: volcanes Santa Ana (SAv) e Ilopango (Iv). B: volcán San Salvador (SSv).

C: volcán San Miguel (SMv). Las líneas rojas representan las principales fallas.

Se han registrado grandes señales post-sísmicas en El Salvador desde que se instalaron las primeras estaciones GNSS. La deformación postsísmica atribuible al terremoto Mw7.3 de 2012 frente a las costas de El Salvador ha sido modelada con datos geodésicos en varias publicaciones (Geirsson et al. 2015; Ellis et al., 2018; Ellis et al., 2019). Ellis et al. (2019) sugieren que la mayor parte de la deformación

postsísmica es atribuible al deslizamiento (afterslip) en los meses posteriores al terremoto, siendo de dos a diez veces mayor en magnitud que los desplazamientos cosísmicos en El Salvador. Los datos GNSS de esta tesis (Portela et al., 2024) sugieren que la deformación postsísmica podría continuar al menos hasta 2022, es decir, una década después del terremoto (Fig. 3.25). Curiosamente, el terremoto de Mw7.3 de 2014 no parece haber producido desplazamientos significativos en las estaciones GNSS de El Salvador, ni siquiera en las estaciones permanentes más cercanas (PATI, VMIG). Además, no se registra señal postsísmica en estaciones permanentes cercanas para este evento. Dada su excepcionalidad, este sismo se analiza con más detalle en el apartado 3.8.1.3). El terremoto de subducción de Mw7.6 de 2001 frente a las costas de El Salvador podría haber desencadenado un rebote postsísmico todavía en curso durante el período de ALOS. La escasez de datos GNSS en 2001 y los años posteriores (con solo una estación operativa en El Salvador, SSIA) no permite modelar adecuadamente la deformación postsísmica atribuible a los terremotos de 2001. En el apartado 3.8.1.2 se ha tratado de medir la deformación cosísmica y postsísmica generada por los terremotos de 2001 a través de imágenes ERS-2 y series temporales GNSS derivadas de un procesamiento cinemático.

Se han registrado eventos transitorios, como eventos de deslizamiento lento, a lo largo de la mayoría de las zonas de subducción en todo el mundo, y particularmente en la subducción de la placa del Coco (por ejemplo, Maubant et al., 2022, en México o Voss et al., 2017, en Costa Rica). Sin embargo, estos eventos no se han registrado en El Salvador hasta ahora. Estudios anteriores concluyen que la subducción está débilmente acoplada en El Salvador en su parte más superficial (los primeros ~40 km) y desacoplada a mayores profundidades. La zona débilmente acoplada se encuentra demasiado lejos del continente (>100 km) y, por lo tanto, tiene poco impacto en las velocidades intersísmicas (por ejemplo, Franco et al., 2012; Staller, 2014; Ellis et al., 2019).

3.5.3. Deformación en la ESFZ

Las variaciones espaciales de las velocidades a lo largo de la ESFZ detectadas en los perfiles (apartado 3.5.1) son coherentes con variaciones en las tasas de deslizamiento y las profundidades de bloqueo de las fallas (Fig. 3.13 y Fig. 3.22). El perfil de velocidad en el área de San Salvador (Perfil A-A' en Fig. 3.13) parece

indicar que la falla de Guaycume no es la estructura principal que acomoda la deformación en la zona. La tasa de deslizamiento total es de aproximadamente 12.4 mm/año para toda la zona, pero podría acomodarse en varias fallas, como la falla de Guaycume al norte y la falla de Ayagualo al sur de la depresión de San Salvador. La pendiente tendida en las velocidades de ALOS y la discrepancia entre ALOS y GNSS cerca de la ESFZ en esta área no permite resolver este problema. Invirtiendo conjuntamente los datos de ALOS y GNSS (Fig. 3.22), se obtiene una mayor profundidad de bloqueo (14.8 km) y una velocidad de campo lejano en el área más elevada (13.6 mm/año). Los datos de ALOS por sí solos se ajustan a una profundidad de bloqueo poco realista (~30 km, Fig. 3.22) que difiere significativamente de la solución de GNSS (Fig. 3.13) y de la profundidad de bloqueo esperada de <20 km en las fallas corticales regionales (por ejemplo, Correa-Mora et al., 2009; White, 1991). Al este de depresión de San Salvador, la estación GNSS SSIA muestra un comportamiento diferente con respecto a las estaciones cercanas, con su velocidad mostrando más consistencia con la de las estaciones ubicadas en la terminación occidental de la falla de San Vicente (SVf, ver Fig. 3.16 – perfil B-B'). Los resultados GNSS (Fig. 3.13) sugieren que la ESFZ está acoplada, con la menor profundidad de acoplamiento en la falla de San Vicente (5-6 km de profundidad) acorde con otros estudios (Staller et al., 2016; Ellis et al., 2019).

Los nuevos resultados de ALOS han permitido encontrar deformaciones locales dentro de la ESFZ, que previamente no habían sido detectadas dada la dispersión de los datos GNSS. En particular, se registra un cambio claro en las velocidades LOS en la cuenca pull-apart del Lempa (LPA), entre las fallas de desgarre dextral de San Vicente (SVf) al oeste y El Triunfo (ETf) al este (Fig. 3.28). Aquí se detecta un movimiento de hasta 2 mm/año alejándose del satélite (en geometría LOS ascendente), concentrado entre las fallas de Berlín y El Pulguero (ver Fig. 3.28 para un mapa detallado de las fallas en la cuenca LPA). Esto podría ser coherente con la subsidencia esperada en un régimen extensional característico de una cuenca pull-apart (Martínez-Díaz et al., 2021). Entre las fallas de El Pulguero y El Tecomatal, se observa un movimiento aproximado de 2 mm/año hacia el satélite, lo que podría estar relacionado con su condición transtensional. Desgraciadamente, esta zona no está cubierta por los resultados LOS en geometría descendente, por lo que la interpretación de las velocidades LOS es limitada. Existe una leve correlación ($R^2 = 0.28$) entre las velocidades LOS y la topografía (ver Fig. 3.29), que podría indicar cierto ruido atmosférico residual. Futuros procesamientos

InSAR en esta zona podrían ayudar a comprender mejor la acumulación de deformación en esta zona compleja.

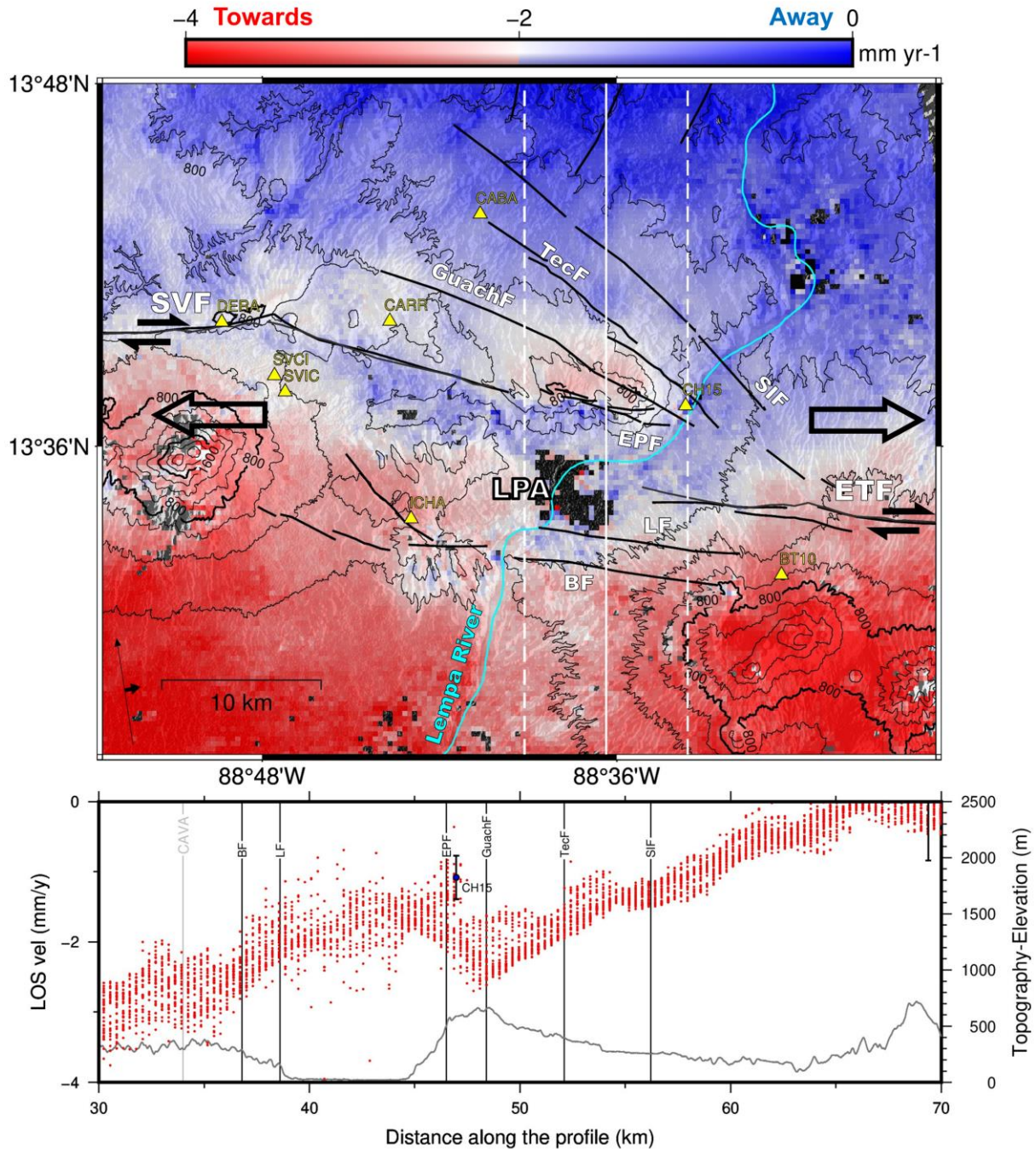


Figura 3.28: Velocidad LOS ascendente y perfil (con anchura de 10 km) en la cuenca pull-apart del Lempa (LPA).

El perfil se muestra en blanco en el mapa. Las flechas negras indican de manera esquemática el movimiento tectónico en el área. Los triángulos amarillos muestran la ubicación de las estaciones GNSS en el mapa (la velocidad GNSS de CH15 proyectada a

LOS ascendente también se representa en el perfil como un círculo con su barra de error). BF - Falla de Berlín; EPF: Falla de El Pulguero; ETF – Falla de El Triunfo; GuachF - Falla de Guachipilín; LF – Falla de Lempa; LPA – Cuenca pull-apart del Lempa; SIF – Falla de San Ildefonso; SVF – Falla de San Vicente; TecF – Falla de El Tecomatal. Tomada de Portela et al. (2024) – Material Suplementario.

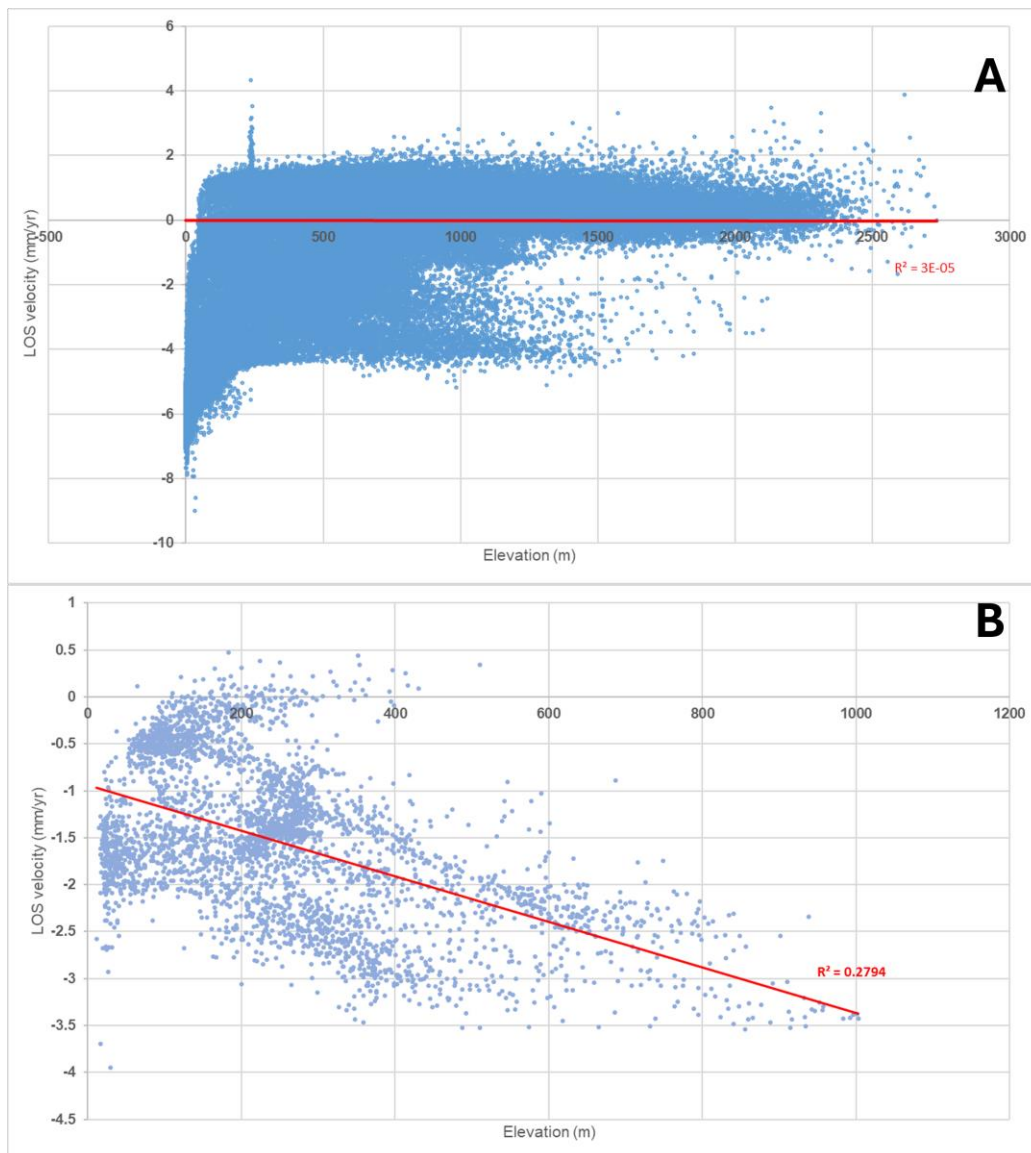


Figura 3.29: Velocidad LOS vs Elevación topográfica en el pull-apart del Lempa (LPA). Elevación topográfica frente a velocidad LOS ascendente en la trayectoria completa P169 de ALOS (A) y en el perfil del LPA (B) mostrado en Fig. 3.28. Se muestran los valores del coeficiente de correlación R2 a partir de una regresión lineal.

3.5.4. Propagación lateral de la ESFZ

En este apartado se analiza el campo de velocidades obtenido en las zonas limítrofes de la ESFZ, en las cuales persisten grandes incógnitas en cuanto a la propagación de la deformación hacia las zonas limítrofes. En primer lugar, se analiza la terminación occidental de la ESFZ al internarse en Guatemala, para posteriormente abordar la terminación oriental de la ESFZ en el este de El Salvador y bajo el golfo de Fonseca.

3.5.4.1. Terminación occidental de la ESFZ

Hacia el oeste, no está claro el papel de la falla de Jalpatagua (Jf en la Fig. 3.1), de desgarre dextral, en la acomodación del movimiento del antearco. Mientras que Ellis et al. (2019) definen una tasa de deslizamiento de 7.6 ± 2.1 mm/año para la falla de Jalpatagua, Garnier et al. (2020) sugieren que las fallas extensionales N-S en Ahuachapán (Ahf) están acomodando esta deformación.

Los datos de esta tesis (Fig. 3.15) sugieren que el gradiente de deformación rota hacia el norte en las proximidades del área volcánica de Santa Ana (SAv en la Fig. 3.1), continuando hacia el norte por la falla de El Zacamil (EZf) y el Graben de Ipala (IG). Sin embargo, el gradiente se vuelve más suave, sugiriendo una deformación más difusa en la región, con parte de esta deformación dirigida hacia el oeste (hacia las fallas de Ahuachapán y Jalpatagua). La diferencia de velocidad LOS en torno a la falla de Jalpatagua es de $\sim 3.8 \pm 1.3$ mm/año en geometría LOS ascendente (Fig. 3.16 – perfil F-F'). Curiosamente, en las fallas N-S de Ahuachapán (Fig. 3.16 – Perfil I-I'), hay un gradiente LOS de 3 ± 1.5 mm/año de este a oeste, aunque tanto los resultados GNSS como InSAR presentan altos niveles de ruido en la zona. Además, las estaciones GNSS al norte de la zona de falla (DANT, ALAR) muestran un comportamiento distinto con respecto a las estaciones al sur (AHUA, LNUB), lo que sugiere que la extensión no explica toda la deformación en esa región.

Para intentar esclarecer estas incógnitas, se analiza con mayor profundidad el perfil alrededor de la terminación oriental de la falla de Jalpatagua (Fig. 3.30), comparando las velocidades GNSS paralelas y ortogonales a la falla, así como la velocidad LOS. Se distingue un salto de velocidades paralelas a la falla de $\sim 5.5 \pm 1$ mm/año alrededor de la falla de Jalpatagua (entre las estaciones de MOYU e IXTA al sur, y MON0 y CATR al norte), ligeramente menor a la tasa de deslizamiento (7.6 ± 2.1 mm/año) estimada por Ellis et al. (2019). Sin embargo, las incertidumbres

GNSS son muy altas y no existen observaciones directamente al norte de la falla, con las estaciones más cercanas situadas en el área de los graben, a más de 40km. Las velocidades ortogonales son demasiado ruidosas para realizar un análisis sólido. El perfil LOS muestra una pendiente muy suave. La deformación, que parece distribuida en toda el área, podría ser acomodada por ambas estructuras (Jf y Ahf).

Al norte, entre el este de Guatemala y el oeste de Honduras (Fig. 3.16 – H-H'), las fallas y grábenes acomodan 5.5 ± 1 mm/año de deformación LOS ascendente. En esta área, la deformación se estabiliza entre las estaciones GNSS de CON0 y NOCO, aproximadamente en la frontera entre Guatemala y Honduras, conduciendo a una meseta de velocidad LOS en el oeste de Honduras. Alrededor de la falla de Ipala (Fig. 3.30), las velocidades GNSS paralelas a la falla muestran una pequeña diferencia de < 2 mm/año entre el oeste y el este de la falla. En contraste, las velocidades GNSS ortogonales a la falla varían en más de 6 mm/año, mostrando el régimen extensional predominante en el área. Estos resultados son coherentes con los obtenidos por Garnier et al. (2022).

Las observaciones también son consistentes con la hipótesis de una triple unión de tipo “cierre de cremallera” en Guatemala, involucrando a las placas de Norteamérica, Caribe y del Coco (Authemayou et al., 2011; Álvarez-Gómez et al., 2019), que podría estar causando la distribución de la deformación acumulada en esta área entre (1) las fallas de Jalpatagua y Ahuachapán al sur, y (2) el Graben de Ipala al este (ver Fig. 3.32). Esta región parece estar dominada por una deformación distribuida, oblicua y extensional, con el movimiento de desgarre lateral perdiendo fuerza en la falla de Jalpatagua (5.5 mm/año), en comparación con la ESFZ (12.5 mm/año), como sugiere Martínez-Díaz et al. (2021). Además, las observaciones son consistentes con la extensión E-O predominante cerca del Graben de Ipala (Garnier et al., 2022). Cabe señalar que no se pueden descartar modelos alternativos a la unión tipo cremallera en cierre, especialmente el modelo extensional de Plafker (1976).

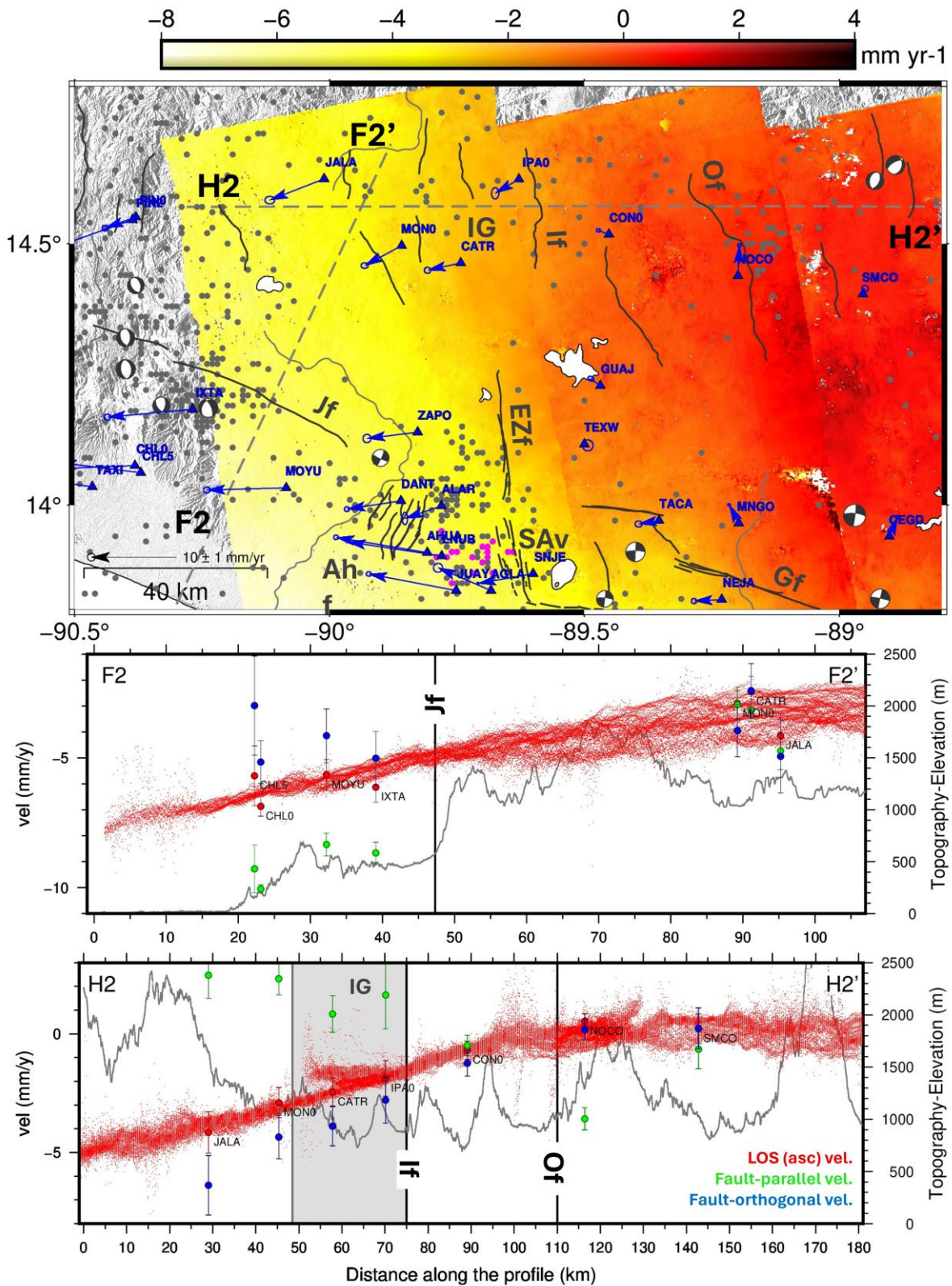


Figura 3.30: Terminación occidental de la ESFZ.

Perfiles ampliados de la falla de Jalpatagua, Jf (F2-F2') y del graben de Ipala, IG (H2-H2'), mostrando la velocidad LOS ascendente de ALOS (puntos pequeños, rojos), la velocidad horizontal GNSS proyectada a LOS (puntos grandes, rojos con barras de error),

las velocidades GNSS paralelas a la falla (puntos verdes con barras de error), las velocidades GNSS ortogonales a la falla (puntos azules con barras de error) y la topografía (línea gris). El ancho de los perfiles es de 20 km. El mapa muestra la ubicación de los perfiles (líneas discontinuas), las estaciones GNSS (triángulos azules) y sus velocidades fijadas al Caribe (vectores azules), las fallas principales (líneas negras, ver Fig. 3.1 para sus nombres), epicentros de terremotos superficiales (<35 km) del catálogo MARN (puntos grises) y mecanismos focales de los principales terremotos (ISC, 2023). Los puntos magenta muestran la ubicación del enjambre sísmico de 2006-2007 mencionado en la discusión. Consulte la Fig. 3.1 para los nombres adicionales de las fallas. Tomada de Portela et al. (2024).

3.5.4.2. Terminación oriental de la ESFZ

El régimen de desgarre lateral derecho, evidente a lo largo de la ESFZ central, da paso a un patrón de deformación más difuso al este del pull-apart del Lempa, en El Salvador oriental. Aquí, la mayoría de las estaciones GNSS están situadas en las cercanías del volcán San Miguel con fines de monitoreo. Sin embargo, se han instalado recientemente dos nuevas estaciones cerca de la costa (PUCA y CUCA). Estas estaciones permiten constreñir la velocidad paralela a falla de toda la zona a 8-10 mm/año (perfil C en la Fig. 3.13). No se dispone de suficiente resolución con los datos GNSS para resolver las variaciones de pequeña longitud de onda en el entorno de las fallas normales al sur de San Miguel (SMf). El movimiento de desgarre dextral se reduce al nivel de ruido de los datos GNSS (~1 mm/año) en la falla de San Miguel. Esta observación es consistente con observaciones geológicas en el área que señalan una expresión superficial pequeña en la SMf (Martínez-Díaz et al., 2021). Las velocidades LOS de ALOS parecen confirmar esto, ya que se observa un gradiente tendido de las velocidades de norte a sur, acumulando $\sim 6 \pm 1$ mm/año de deformación en la dirección LOS (tanto ascendente como descendente). Curiosamente, la pendiente es mayor en las proximidades de la falla de Intipucá (ver Fig. 3.16, perfil C-C'), lo que sugiere que esta falla podría estar activa y acumulando deformación (> 3 mm/año en geometría LOS ascendente). No obstante, esta afirmación debe ser refutada con más datos en el futuro.

La transferencia de la deformación a través del golfo de Fonseca no está clara. Aunque hay evidencias de deformación superficial extensional, los mecanismos focales de los terremotos en la zona son predominantemente de desgarre (Martínez-Díaz et al., 2021). La sismicidad superficial (profundidad < 20 km) parece propagarse hacia el sur del Golfo de Fonseca, es decir, hacia la fosa,

mientras que este patrón no se observa en otras partes de El Salvador (Fig. 3.4). Existe una carencia de estaciones GNSS alrededor (y en las islas) del golfo, lo que no permite estudiar las complejidades de este régimen tectónico, siendo las velocidades ALOS una nueva fuente de información valiosa para tal fin. Observando el perfil G-G' (Fig. 3.16), en la costa oriental del golfo de Fonseca, la diferencia de deformación LOS a lo largo del perfil se mantiene con respecto al perfil C-C' (en el lado occidental del golfo) en $\sim 6 \pm 1$ mm/año (LOS ascendente). Sin embargo, en el lado oriental (G-G') la deformación parece acumularse entre los kilómetros 25 y 45 del perfil, coincidiendo aproximadamente con la continuación del Arco Volcánico (CAVA) en Nicaragua. Esta señal no parece reflejar errores de desenrollado, ya que el acuerdo ALOS-GNSS aquí es robusto (ver Fig. 3.16, perfiles G-G' y J-J'). Sin embargo, el catálogo CCARA (Styron et al., 2020) no refleja ninguna falla aquí. Para indagar en esta cuestión, se ha generado un nuevo perfil ortogonal al CAVA (cuyo azimut es $\sim 125^\circ$) en Nicaragua (G2-G2' en la Fig. 3.31), proyectando las velocidades GNSS situadas a 15 km del perfil. Dado que las velocidades normales a la falla son cercanas a cero, se han rotado las velocidades horizontales LOS (Fig. 3.21) a velocidades paralelas a falla (con azimut de 125°), asumiendo un movimiento puro de desgarre (como, por ejemplo, en Cavalie et al., 2008). Las velocidades ALOS y GNSS rotadas a paralelas a falla, y proyectadas en el perfil G2-G2', se muestran en la Fig. 3.31). Se ha ajustado un nuevo modelo de dislocación (Savage y Burford, 1973) mediante un ajuste por mínimos cuadrados a las velocidades paralelas a la falla de ALOS y GNSS, invirtiéndolas para determinar la velocidad de campo lejano, la profundidad de bloqueo y la ubicación de la falla. Obtenemos un buen ajuste ($rmse=1.4$ mm/año) para una falla ubicada en la continuación del CAVA, una velocidad de campo lejano de 10.4 mm/año y una profundidad de bloqueo de 7.2 km.

La falla de Marabios o Marribios (Maf), en el noreste de Nicaragua, podría por tanto continuar bajo el Delta del Estero Real (ERD en la Fig. 3.31). Esta potencial estructura podría estar acomodando la mayor parte del movimiento del antearco (~ 10.4 mm/año), y continuar hacia el Golfo de Fonseca y la falla de Intipucá (Inf) en el este de El Salvador. Es importante destacar que la existencia de la Maf es debatida, ya que algunos estudios (Higgins et al., 2022; LaFemina et al., 2002) proponen la existencia de una estructura de fallas tipo bookshelf (estantería) a lo largo del CAVA en el norte de Nicaragua. Recientemente, Higgins et al. (2024) realizan modelos directos para demostrar que una estructura bookshelf podría generar una señal similar a un desgarre dextral a lo largo de CAVA. No obstante,

sus modelos directos ignoran velocidades críticas en la zona cercana al CAVA y no realizan inversiones para las fallas normales. Nuestras inversiones de datos geodésicos son coherentes, en cualquier caso, con la existencia de una estructura de cizalla dextral al norte de la Maf.

Al norte de la potencial continuación de la Maf, se detecta otro pequeño aumento en el gradiente de velocidad justo al norte del Golfo de Fonseca (Fig. 3.16 – perfil G-G'), cerca de las estaciones GNSS de CN21 y SLOR, en el sur de Honduras. Esta estructura parece ser la continuación de la falla de San Miguel hacia el este, limitando el bloque tectónico de Fonseca en su costa norte. La sismicidad superficial se distribuye a través del golfo, disminuyendo hacia el norte. Sin embargo, hay terremotos de desgarre cerca de la continuación propuesta de la SMf (Fig. 3.31), lo que podría ser coherente con la existencia en la zona de una falla de desgarre dextral activa (aunque lenta). De manera similar, los mecanismos focales dentro del ERD son coherentes con la continuación propuesta de la falla de desgarre dextral de Marabios.

La continuación de la SMf a través de San Lorenzo (Honduras) parece coincidir con el borde norte del bloque de Fonseca definido por Staller (2014). No obstante, las estructuras propuestas en el sur del golfo coinciden mejor con los límites del bloque propuesto por Ellis et al. (2019). Se propone una solución intermedia para los modelos cinemáticos (Figs. 3.31 y 3.32). La falta de datos ALOS en geometría descendente limita la cuantificación de la deformación en estas estructuras. Sin embargo, las velocidades ALOS permiten arrojar luz sobre un contexto tectónico complejo, como el del golfo de Fonseca.

Los hallazgos expuestos en los anteriores apartados, correspondientes con los publicados en Portela et al. (2024), se sintetizan en la Fig. 3.32. Todos los datos recabados son de gran utilidad de cara a la construcción de modelos cinemáticos de bloques que expliquen las velocidades observadas.

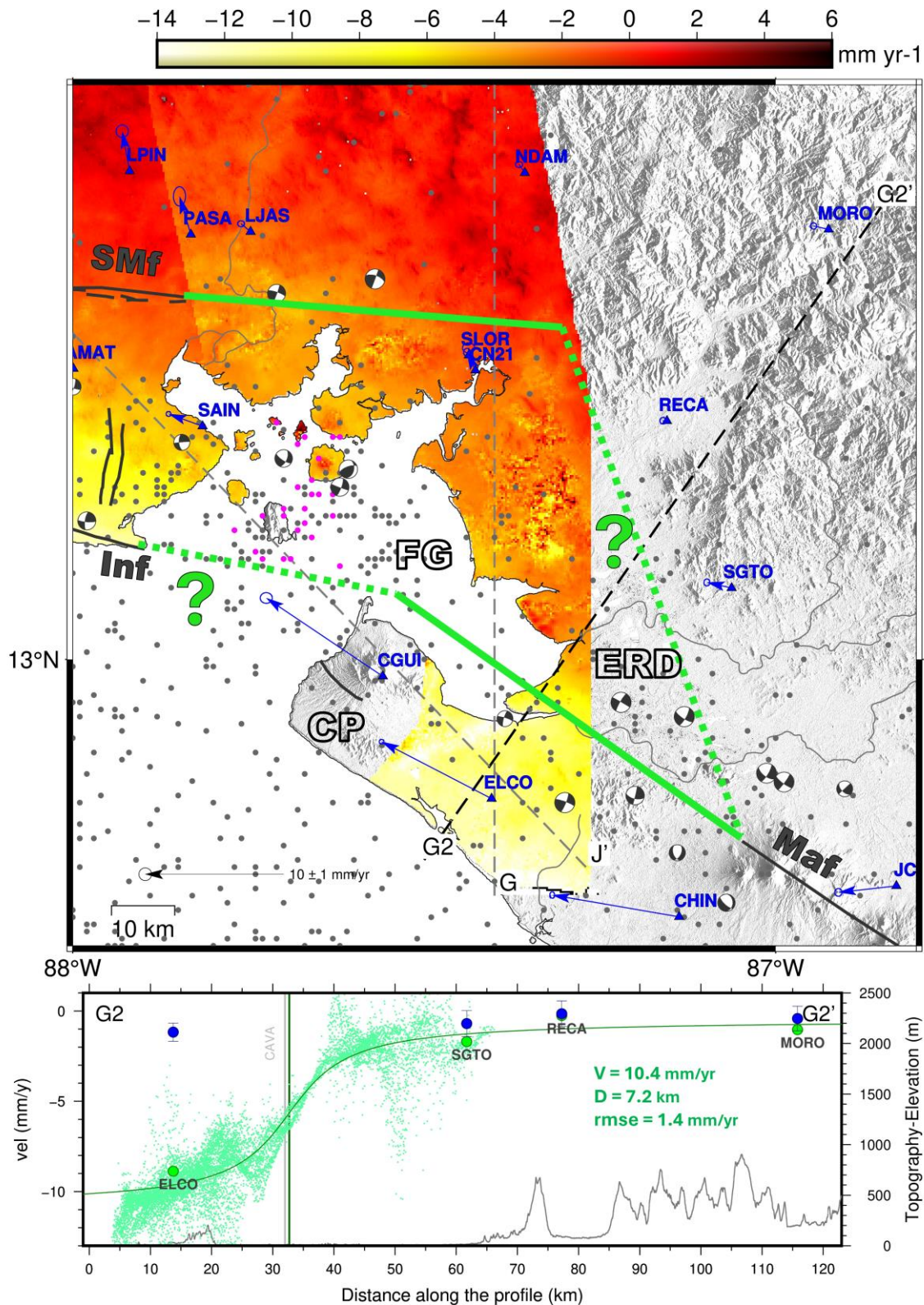


Figura 3.31: Terminación oriental de la ESFZ.

Las líneas negras muestran las fallas principales conocidas (Martínez-Díaz et al., 2021; Styron et al., 2020). Las líneas verdes continuas muestran las prolongaciones propuestas de las fallas basadas en los nuevos datos geodésicos. Las líneas verdes discontinuas

indican posibles continuaciones de estas fallas donde no hay datos. Las líneas grises discontinuas muestran la ubicación de los perfiles en la Fig. 3.16, con un perfil adicional (G2-G2') ortogonal al CAVA en Nicaragua mostrado bajo el mapa. La paleta de colores continua muestra la velocidad LOS ascendente, proyectada a un plano horizontal y rotada asumiendo un movimiento puro de desgarre paralelo al CAVA en el norte de Nicaragua (azimut $\sim 125^\circ$). Los vectores azules representan las velocidades GNSS horizontales respecto a Caribe fijo. Los terremotos superficiales relevantes (profundidad < 35 km, $M_w \geq 4$) recuperados del catálogo MARN se representan como puntos grises, con puntos magenta que muestran la secuencia sísmica de 2006. También se muestran los mecanismos focales de los principales terremotos (con profundidad < 35 km) en la zona. Abreviaturas: CP – Península de Cosigüina, ERD – Delta del Estero Real, FG – Golfo de Fonseca, Inf – Falla de Intipucá, Maf – Falla de Marabios, SMf – Falla de San Miguel. El perfil G2-G2' muestra las velocidades paralelas al CAVA de ALOS (puntos verdes) y GNSS (círculos verdes grandes), así como las velocidades GNSS normales a la falla (círculos azules). La línea verde a lo largo del perfil representa el modelo de dislocación preferido ajustado a los datos (con sus parámetros V, D, rmse mostrados en verde). La línea vertical verde oscura muestra la ubicación ajustada de la falla. La línea gris continua muestra la elevación topográfica del perfil a partir del DEM de ALOS de 30 m de resolución (JAXA, 2021). Tomada de Portela et al. (2024).

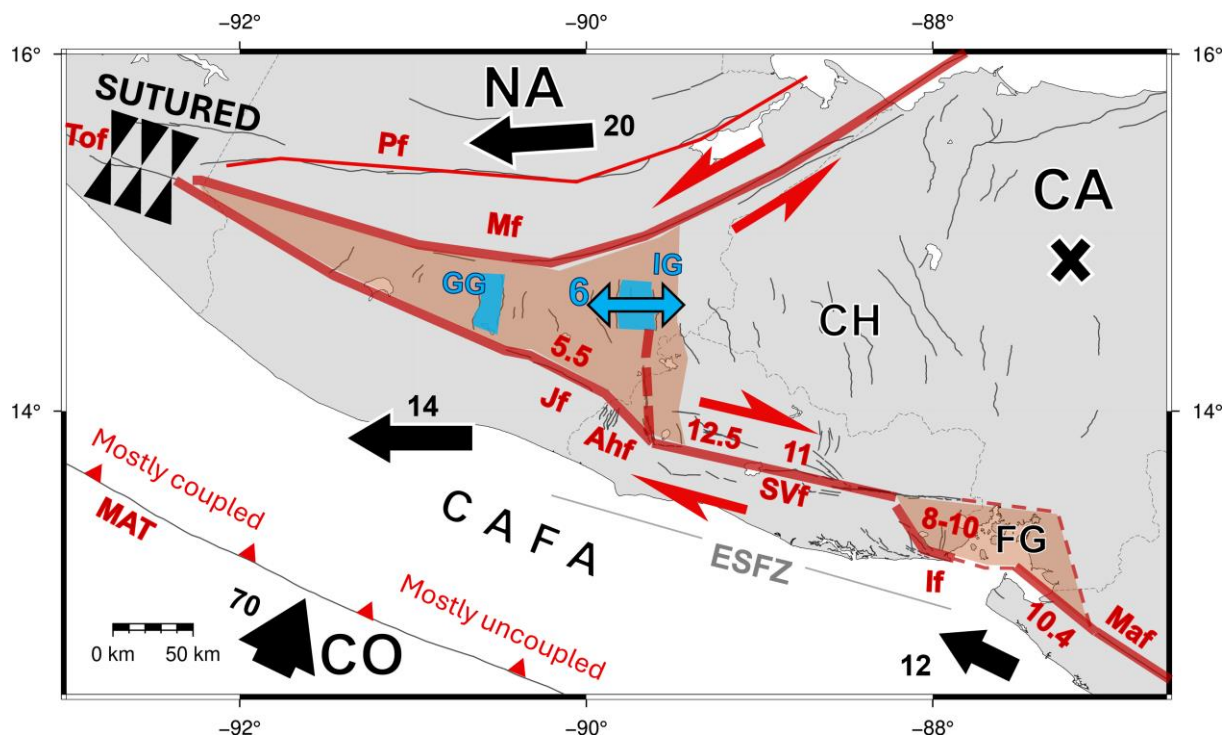


Figura 3.32: Esquema tectónico con base en los resultados de este apartado.

Se muestra la cinemática de las principales estructuras con respecto a la placa del Caribe fija (en mm/año) y los resultados de este estudio. Modificada de Álvarez-Gómez et

al. (2019) y tomada de Portela et al. (2024). Los bloques tectónicos y su movimiento se muestran en negro: CA – Placa del Caribe (fija), CAFA – Antearco volcánico de América Central, CH – Bloque de Chortís, CO – Placa del Coco, FG – Bloque del Golfo de Fonseca, NA – Placa Norteamericana. Las fallas principales se muestran como líneas rojas: Jf – Falla de Jalpatagua, Ahf – Zona de Falla de Ahuachapán, SVf – Falla de San Vicente, Inf – Falla de Intipucá, Maf – Falla de Marabios. Véase la Fig. 3.1 para el contexto tectónico completo. La extensión de la ESFZ (Zona de Falla de El Salvador) se muestra en gris. Los números en rojo indican las tasas de deslizamiento aproximadas de algunas fallas (Jf, Maf, SVf) o áreas más amplias (If), calculadas en este estudio. Otras fallas se muestran como líneas grises. Las áreas con deformación distribuida están sombreadas en rojo. Las estructuras extensionales y su movimiento se muestran en azul: GG – Graben de Guatemala, IG – Graben de Ipala. Las líneas discontinuas representan las fronteras de los países.

3.6. Campo tasa de deformación

Además del análisis del campo de velocidades, se ha calculado el campo tasa de deformación (strain rate field), como apoyo para el análisis tectónico en El Salvador. El campo tasa de deformación obtenido a partir de las velocidades horizontales GNSS se muestra sintetizado a través de los tensores tasa de deformación horizontal y la tasa máxima de deformación de cizalla (Fig. 3.33 – A), así como de la tasa de dilatación (Fig. 3.33 – B).

Los tensores tasa de deformación horizontal son mayores en las fallas de desgarre de la ESFZ (Fig. 3.33 – A), especialmente en su sector central, donde se presentan también las mayores tasas de deformación de cizalla. Las máximas tasas de deformación de cizalla se obtienen en los entornos de las fallas de San Vicente, SVf (172 ± 101 nstrain/año) y la falla de El Triunfo, ETf (197 ± 49 nstrain/año). La tasa es elevada también en el entorno de la falla de Guaycume, Gf (143 ± 21 nstrain/año). Curiosamente, en la zona de falla de Ahuachapán (Ahf) también se obtiene una tasa de cizalla muy elevada (> 100 nstrain/año). Hacia los extremos de la ESFZ, la cizalla pierde fuerza, aunque parece mantenerse elevada en los entornos de las fallas de Jalpatagua (Jf) en Guatemala y Marabios (Maf) en Nicaragua. En Honduras, los tensores tasa de deformación horizontal y la tasa de deformación de cizalla se reducen al nivel del ruido.

Las tasas de dilatación (Fig. 3.33 – B) muestran un predominio extensional en el entorno de la ESFZ, alcanzando máximos de > 200 nstrain/año, directamente al

este de la cuenca pull-apart del Lempa (LPA). Esto concuerda con las observaciones de Staller (2014). Al este, la zona extensiva parece limitada por la falla de San Miguel al norte (SMf) y la falla de Intipuca al sur (If), alcanzando un máximo de 183 ± 57 nstrain/año. Al oeste de la ESFZ, las mayores tasas de extensión parecen situarse hacia la zona del graben de Ipala (85 ± 19 nstrain/año) y hacia el norte de la falla de Jalpatagua (89 ± 45 nstrain/año). En el sur de El Salvador parece existir una zona compresiva al sur del LPA.

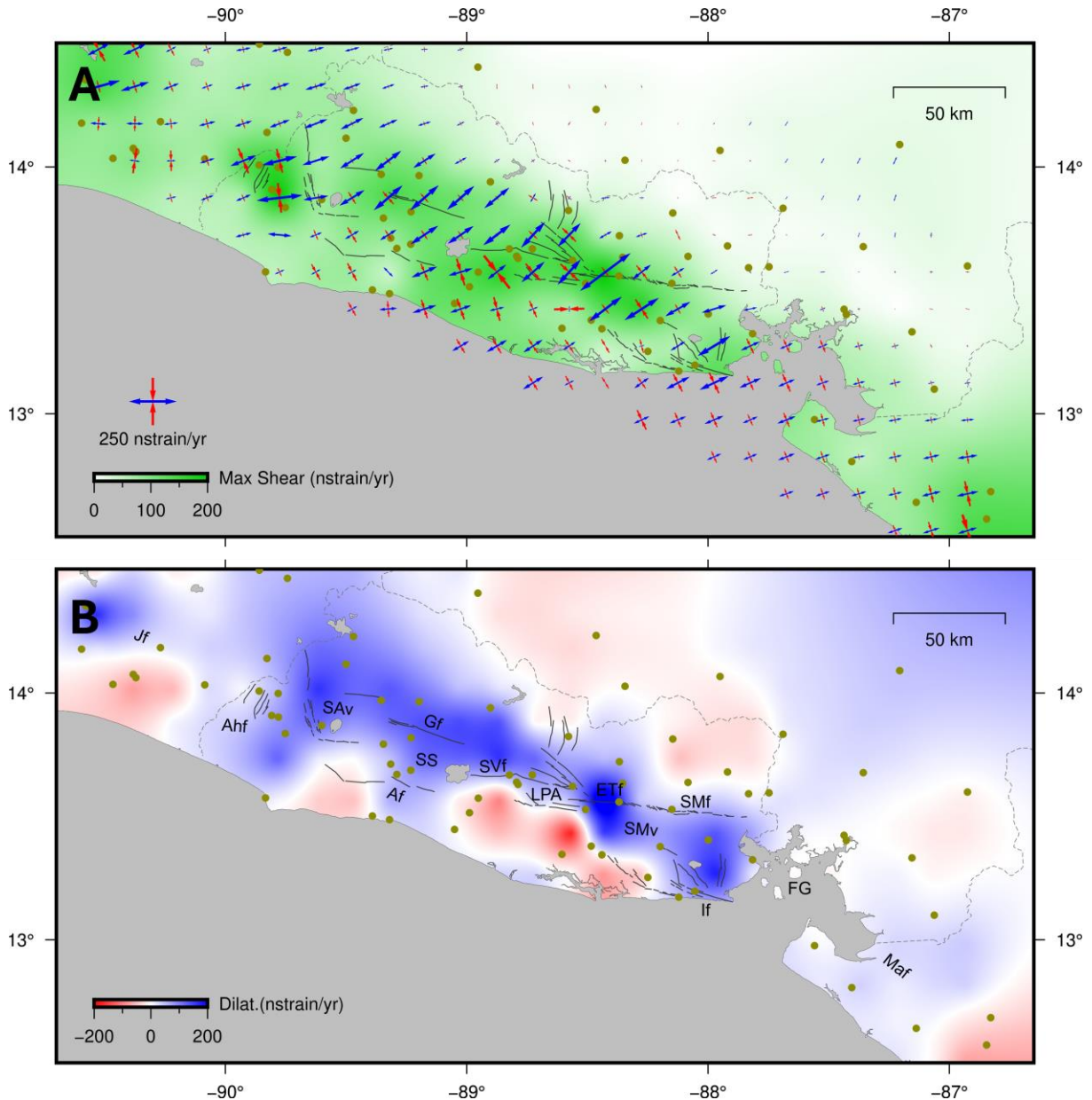


Figura 3.33: Campo de deformación en El Salvador a partir de las velocidades horizontales GNSS.

A: Tensores tasa de deformación horizontal (con sus ejes principales como vectores, indicando compresión con color rojo y sus puntas convergentes) y tasa máxima de

deformación de cizalla (Max Shear). B: Tasa de dilatación, con los colores azules indicando extensión y los colores rojos indicando compresión. Las líneas continuas indican la situación de las fallas, las discontinuas fronteras políticas. Las estaciones GNSS utilizadas en el cálculo se muestran como círculos dorados.

Los valores obtenidos en los tensores y las tasas son coherentes con los publicados por Staller et al. (2016) en cuanto a orden de magnitud (alcanzando ~ 102 nstrain/año), pero siendo inferiores en esta tesis. Esto es coherente al aplicarse un suavizado espacial siguiendo el método de Shen et al. (2015). Los cálculos a partir de triangulaciones (como en Staller et al., 2016, y como se discutirá en el capítulo 4 de esta tesis), ofrecen una solución a priori más fiel (pues no se recurre a suavizado), pero son muy sensibles a las velocidades en los vértices de cada triángulo y a la geometría y tamaño de dichos triángulos.

3.7. Modelado cinemático

3.7.1. Modelos directos con cambios de acoplamiento

A pesar de la elevada tasa de sismicidad frente a las costas salvadoreñas, estudios anteriores coinciden en que la interfase de la subducción en El Salvador tiene un grado de acoplamiento muy pequeño (Alvarado et al., 2011; Correa-Mora et al., 2009; Franco et al., 2012; Staller, 2014). Por este débil acoplamiento, la interfase no posee tracción suficiente para influir en el movimiento de las estaciones en tierra GNSS (Alvarado et al., 2011). No obstante, debido a que ahora se dispone de más estaciones GNSS y con mayor rango temporal de observación, se ha procedido a realizar nuevos modelos directos para analizar diferentes escenarios de acoplamiento en la subducción, así como en las fallas del arco volcánico. Para ello, se han empleado las rotaciones de los bloques COCO, ARCO y CARI determinadas por Staller (2014), y comparamos las velocidades observadas con respecto a las predichas por los modelos.

Los modelos directos generados (Fig. 3.34) muestran claramente que las velocidades GNSS observadas no son coherentes con un acoplamiento fuerte en la subducción. Un acoplamiento total ($\Phi = 1$) hasta 100 km de profundidad (Fig. 3.34-A), un caso extremo, predice velocidades ortogonales a la fosa (y la subducción) en

el antearco, con un patrón y magnitud muy diferente a las observaciones. Si se reduce el acoplamiento total hasta los 20 km de profundidad (Fig. 3.34-B), las magnitudes de las velocidades predichas se ajustan más a las observadas, pero poseen una componente norte mayor que las últimas. Con un acoplamiento total hasta los 10 km (Fig. 3.34-C), el ajuste es bastante bueno. Variaciones pequeñas en el acoplamiento en la V Af (Fig. 3.34-D), en la cual nuestros resultados y resultados previos presentan indicios de acoplamiento fuerte, no producen grandes cambios. Modelando la subducción como totalmente desacoplada ($\Phi = 0$, Fig. 3.34-E) también se genera un patrón de velocidades compatible con el observado. Aunque parece diferir ligeramente en el movimiento del antearco, también debe notarse que puede haber pequeños desajustes por los polos de rotación empleados. También se consiguen patrones coherentes de velocidades (Fig. 3.34-F,G) con mayores profundidades de acoplamiento en la subducción (20-30 km), pero disminuyendo el grado de acoplamiento ($\Phi = 0.3$). Es evidente, por tanto, que existe un trade-off en los modelos cinemáticos entre el grado y la profundidad del acoplamiento en la subducción, pudiéndose generar patrones similares de velocidades superficiales para ternas diferentes de grado y profundidad de acoplamiento. Esto se discute más adelante.

En cualquier caso, se constata que las velocidades GNSS observadas en El Salvador no parecen compatibles con un acoplamiento fuerte en la interfase de la subducción (en concordancia con los estudios previos mencionados). En caso de estar acoplada, este acoplamiento parece que debiera concentrarse en los primeros 30 km de la subducción.

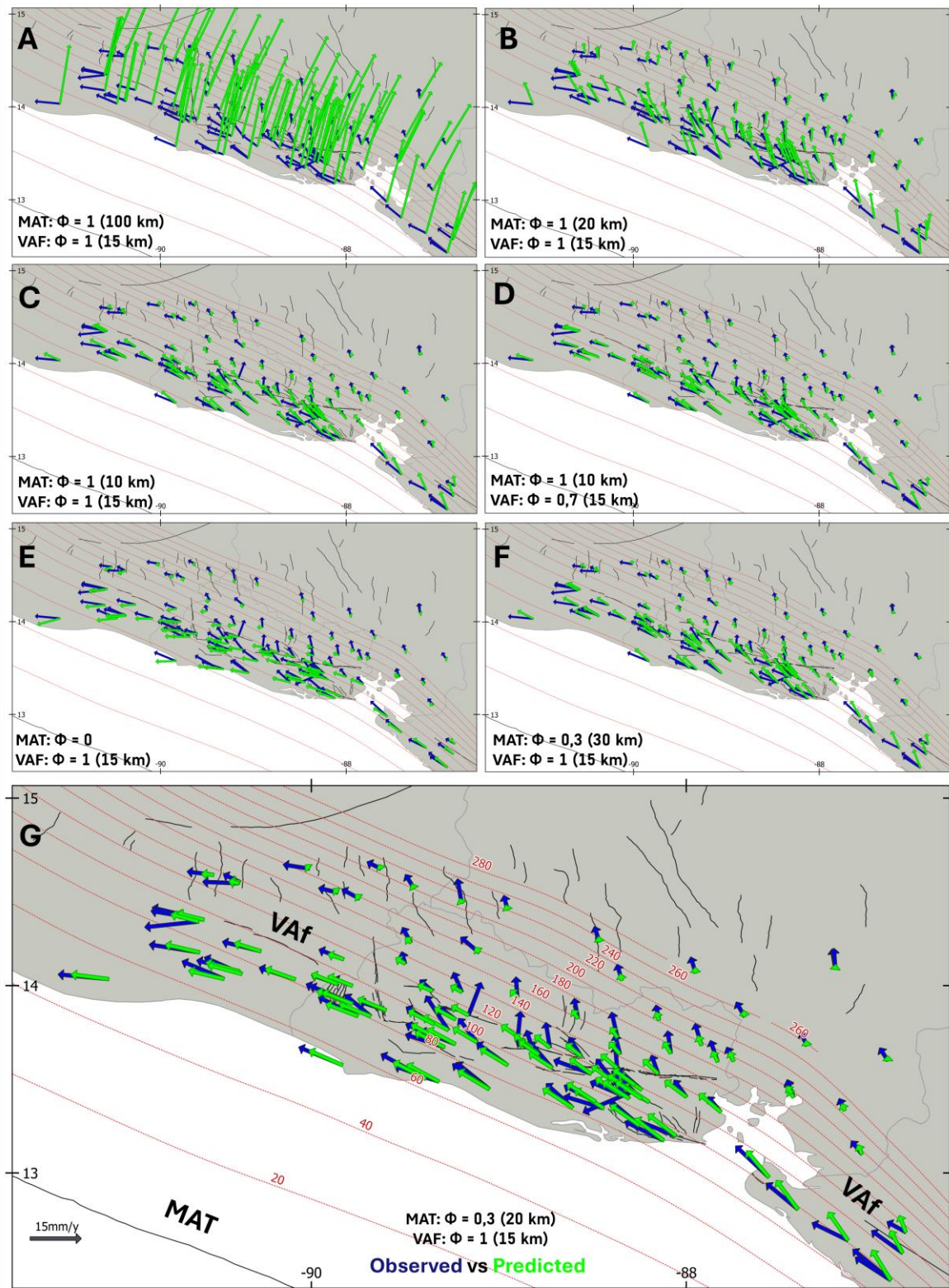


Figura 3.34: Modelos directos generados con diferentes grados (Φ) y profundidades de acoplamiento en la subducción (MAT) y las fallas corticales (VAF).

Se muestran las velocidades observadas GNSS con respecto a Caribe fijo (vectores azules) y las velocidades predichas por el modelo (vectores verdes). Las líneas rojas discontinuas muestran las isohipsas de la subducción (Hayes et al., 2018).

3.7.2. Pruebas de sensibilidad a cambios en la geometría

En el apartado anterior se analizó la influencia de variaciones en el grado y profundidad de acoplamiento en las fallas modeladas. No obstante, la definición geométrica de dichas fallas está sujeta a grandes incertidumbres, ya que las fallas geológicas tratadas no están bien estudiadas en profundidad. Generalmente se asumen que las fallas del arco volcánico (VAF) presentan un buzamiento casi vertical. Staller (2014) modela la VAF como fallas prácticamente verticales (con buzamientos de 80° a 85°) y Ellis et al. (2019) como puramente verticales (buzamiento de 90°). En esta tesis se realiza un análisis del impacto de introducir un cambio de 10° de buzamiento (de 80° a 90°) en las fallas del arco volcánico (Fig. 3.35). Este cambio de buzamiento genera residuos muy pequeños en las velocidades horizontales GNSS (< 1 mm/año) y las velocidades ALOS (< 2 mm/yr de acercamiento al satélite en órbita ascendente, y alejamiento en órbita descendente). Además, estas variaciones se producen solamente en el entorno inmediato de las fallas. No obstante, conviene tener en cuenta estos residuos, por si se encontraran patrones similares que expliquen los residuos de las inversiones, y para conocer algunas limitaciones de los modelos cinemáticos.

En cuanto a la geometría de la subducción, que sí está más estudiada en profundidad, se realizan modelos directos para analizar las diferencias en las velocidades predichas por el modelo antiguo Slab1 (Hayes et al., 2012) y el más actual Slab2 (Hayes et al., 2018). Este análisis puede ser de importancia para comparaciones con modelos anteriores (Staller, 2014; Ellis et al., 2019), que emplean el modelo de subducción antiguo. Los modelos realizados indican que los cambios entre ambos modelos de subducción apenas tienen influencia en las velocidades predichas en El Salvador si, como se ha visto en el apartado anterior, la interfase solo está acoplada como máximo en los primeros 30 km (Fig. 3.36). Si la subducción estuviera acoplada hasta profundidades mayores (Fig. 3.37) el impacto es muy significativo, especialmente en las velocidades verticales (lo cual se evidencia en los residuos LOS, cuya geometría es más sensible a los movimientos verticales). Cabe destacar que no se aprecian tampoco estos patrones en las velocidades verticales medidas en las estaciones GNSS continuas de El Salvador (Fig. 3.14).

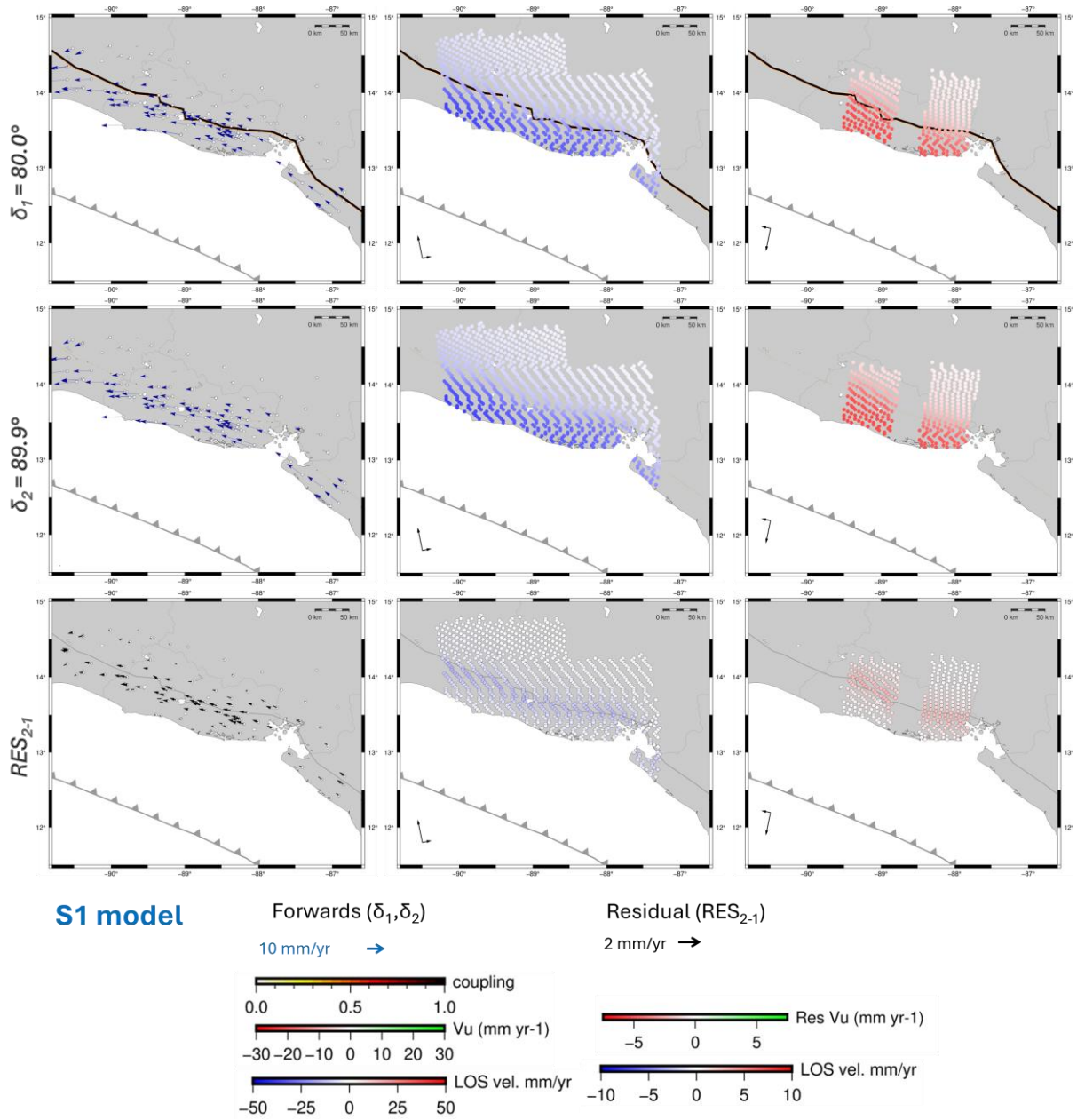


Figura 3.35: Modelo directo S1.

Modelo directo S1 de sensibilidad a un cambio en el buzamiento de $\sim 10^\circ$. Se muestran las velocidades GNSS (izquierda) y ALOS (ascendentes – centro, descendentes – derecha) predichas por los modelos, y los residuos entre ambos modelos (última fila).

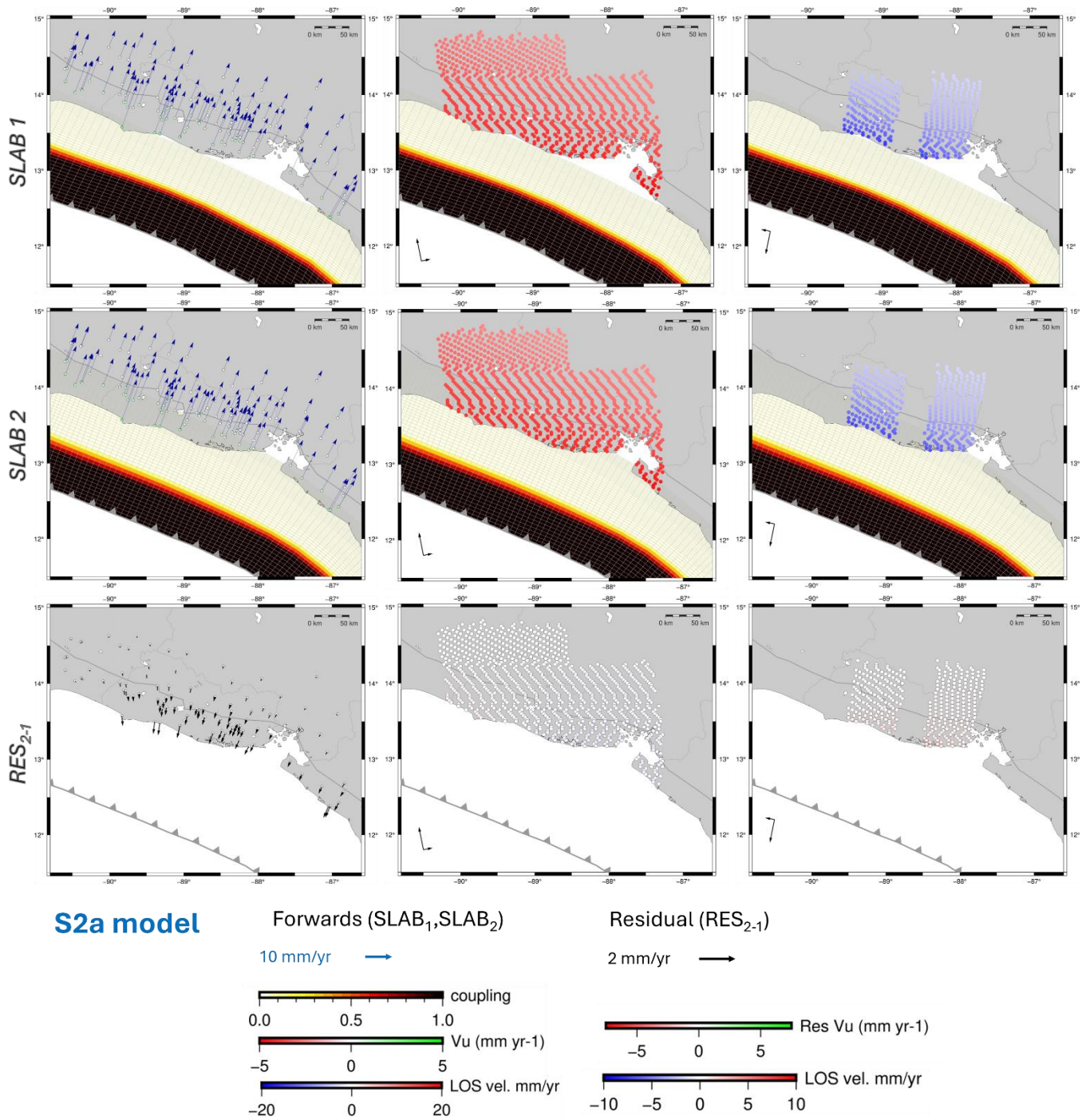


Figura 3.36: Modelo directo S2a.

Modelo directo S2a de sensibilidad a un cambio en la geometría de la subducción, acoplada en los 20 km más superficiales. Se muestran las velocidades GNSS (izquierda: velocidades horizontales como vectores y verticales como círculos con color) y ALOS (ascendentes – centro, descendentes – derecha) predichas por los modelos, y los residuos entre ambos modelos (última fila).

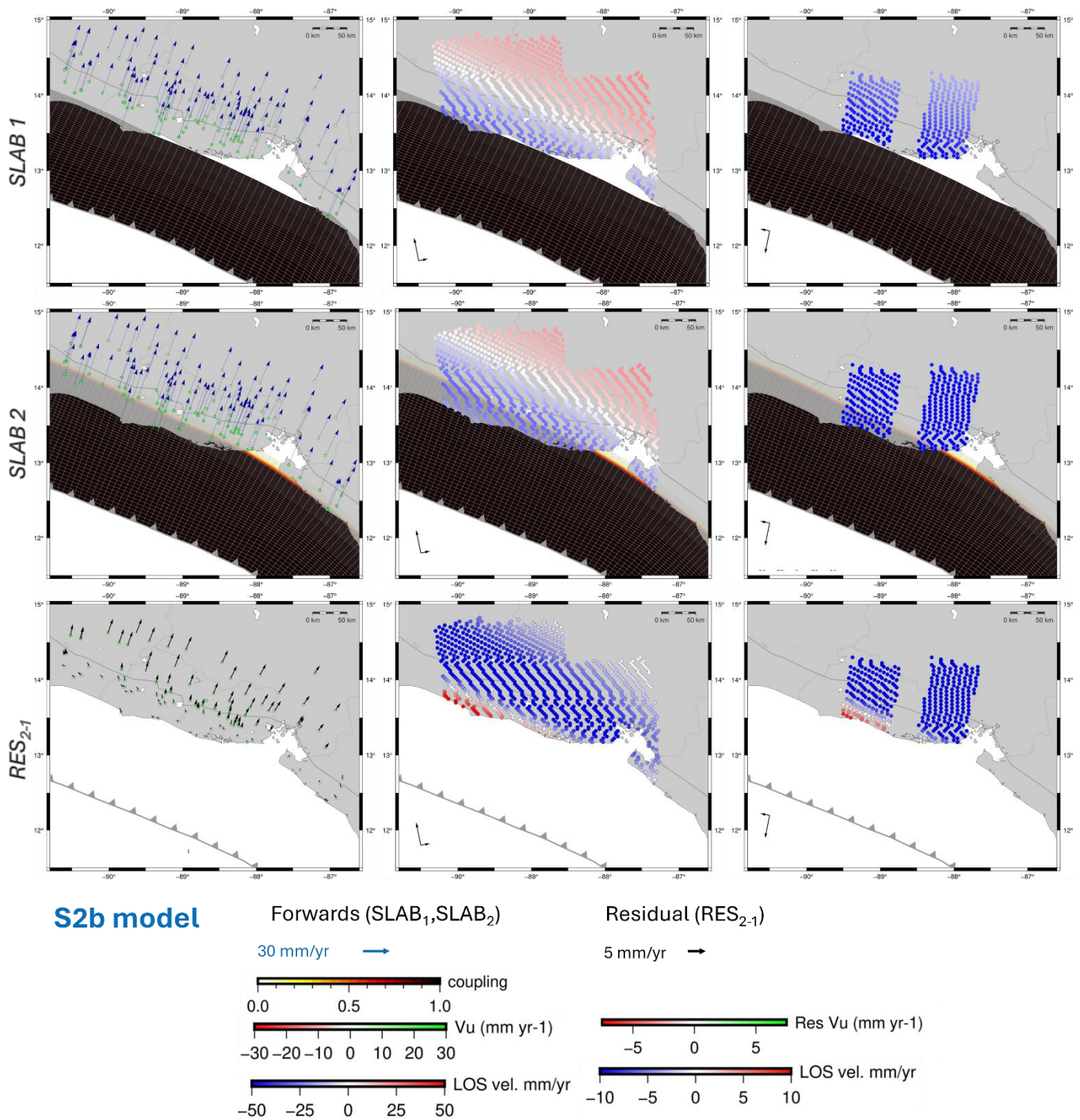


Figura 3.37: Modelo directo S2b.

Modelo directo S2b de sensibilidad a un cambio en la geometría de la subducción, acoplada en los 80 km más superficiales. Se muestran las velocidades GNSS (izquierda: velocidades horizontales como vectores y verticales como círculos con color) y ALOS (ascendentes – centro, descendentes – derecha) predichas por los modelos, y los residuos entre ambos modelos (última fila).

3.7.3. Pruebas de resolución

Con el fin de probar los límites de la resolución de las inversiones a realizar con respecto a la distribución espacial de los datos disponibles, se realizó una evaluación de resolución de manera independiente para las fallas del arco volcánico (Vaf) y la subducción del Coco.

Se han generado modelos directos para calcular velocidades horizontales sintéticas GNSS y velocidades LOS sintéticas de ALOS en órbita ascendente y descendente, con base en diferentes patrones de acoplamiento.

En la subducción se han generado cuatro grupos de modelos:

- R1: Un patrón de acoplamiento en franjas paralelas a la Fosa Mesoamericana (MAT), alternando $\Phi = 1$ y $\Phi = 0$ cada 20 km de profundidad. Se ha testado la influencia de la elección de agrupamientos diferentes de nodos (Fig. 3.38).
- R2: Un patrón de acoplamiento en franjas perpendiculares a la Fosa Mesoamericana (MAT), alternando $\Phi = 1$ y $\Phi = 0$ (Fig. 3.39 - R2) cada ~40 km a lo largo de la fosa.
- R3: Un patrón de tablero de ajedrez (checkerboard), alternando $\Phi = 1$ y $\Phi = 0$ con los patrones de R1 y R2 al mismo tiempo (Fig. 3.39 - R3).
- R4: Un patrón análogo a R2, pero limitando el acoplamiento de la fosa a los 30km más someros. En este grupo se añade ruido a las velocidades sintéticas GNSS (Fig. 3.40).

En primer lugar, se ha evaluado el impacto del agrupamiento de nodos de distintas formas, para reducir el número de parámetros a ajustar en la inversión (Fig. 3.38). Si se reproduce exactamente el mismo agrupamiento para la inversión que el generado en el modelo directo, las inversiones tienden a converger (Fig. 3.38 – R1-ig*). No obstante, esta solución es irreproducible en una inversión real, pues se desconoce el patrón real de acoplamiento en las fallas. Por el contrario, si se deja libertad a todos los nodos para ser invertidos independientemente (Fig. 3.38 – R1-ig**), es decir, no se realiza ningún agrupamiento, la inversión ajusta un patrón de acoplamiento totalmente diferente al modelado originalmente. Estos representan dos casos extremos. Tras realizar pruebas a medio camino entre ambos, se ha llegado a la conclusión de que, en general, con esta geometría de datos y nodos, las agrupaciones de nodos en grupos de 2x2 nodos tienden a mostrar un buen ajuste al modelo inicial. Para el resto de pruebas de resolución se ha empleado

este agrupamiento para la inversión. No obstante, debe tenerse en cuenta que la elección de este agrupamiento no es trivial y afecta al resultado de las inversiones. En las inversiones reales, el agrupamiento se ha decidido en función de los resultados de los modelos de resolución y respetando los límites y segmentaciones de estructuras tectónicas.

En cualquier caso, la Fig. 3.38 muestra con claridad que con los datos disponibles no es posible recrear el patrón de acoplamiento original en franjas paralelas a la fosa. Solamente las franjas más cercanas a la costa parecen reproducirse con cierta fidelidad, especialmente cuando se incorporan los datos ALOS (Fig. 3.38 – R1-ia). Esto parece indicar que no se dispone de resolución para resolver variaciones en profundidad del acoplamiento en la subducción, a excepción de la zona profunda bajo El Salvador. No obstante, parece que esta zona está desacoplada (ver apartados anteriores).

Atendiendo a la variación lateral de acoplamiento, en franjas perpendiculares a la fosa (Fig. 3.39 - R2), la capacidad de los modelos para reconstruir el patrón de acoplamiento parece mejor, incluso en las zonas cercanas a la fosa, especialmente con la inclusión de datos InSAR. En otros intentos con variaciones laterales más finas (~20 km), el rendimiento del modelo empeoraba. El patrón en tablero de ajedrez (Fig. 3.39 – R3) confirma nuevamente las limitaciones de resolución en profundidad.

Al limitar el acoplamiento a los 30 km más someros de la subducción (Fig. 3.40), e incluso con la adición de ruido sintético a las velocidades GNSS, las inversiones son capaces de reproducir el patrón de acoplamiento con bastante fidelidad frente a las costas de El Salvador. No obstante, dicha precisión se degrada frente al golfo de Fonseca.

Finalmente, se ha añadido ruido espacialmente correlacionado a las velocidades GNSS (ver apartado 3.4.6.2) para analizar el impacto del ruido. Para ello, y con base en el aprendizaje anterior, se ha desacoplado la subducción por debajo de los 30 km de profundidad, invirtiendo solo su parte más somera, y se han permitido tan solo variaciones laterales de acoplamiento (no en profundidad). El patrón reproducido es aceptable dado el ruido incorporado, y muestra la consistencia de los datos para detectar variaciones laterales de acoplamiento en la subducción (de máximo ~40 km de ancho), incluso cercanas a la fosa. Cabe resaltar que el acoplamiento de la fosa está, de partida, bastante constreñido.

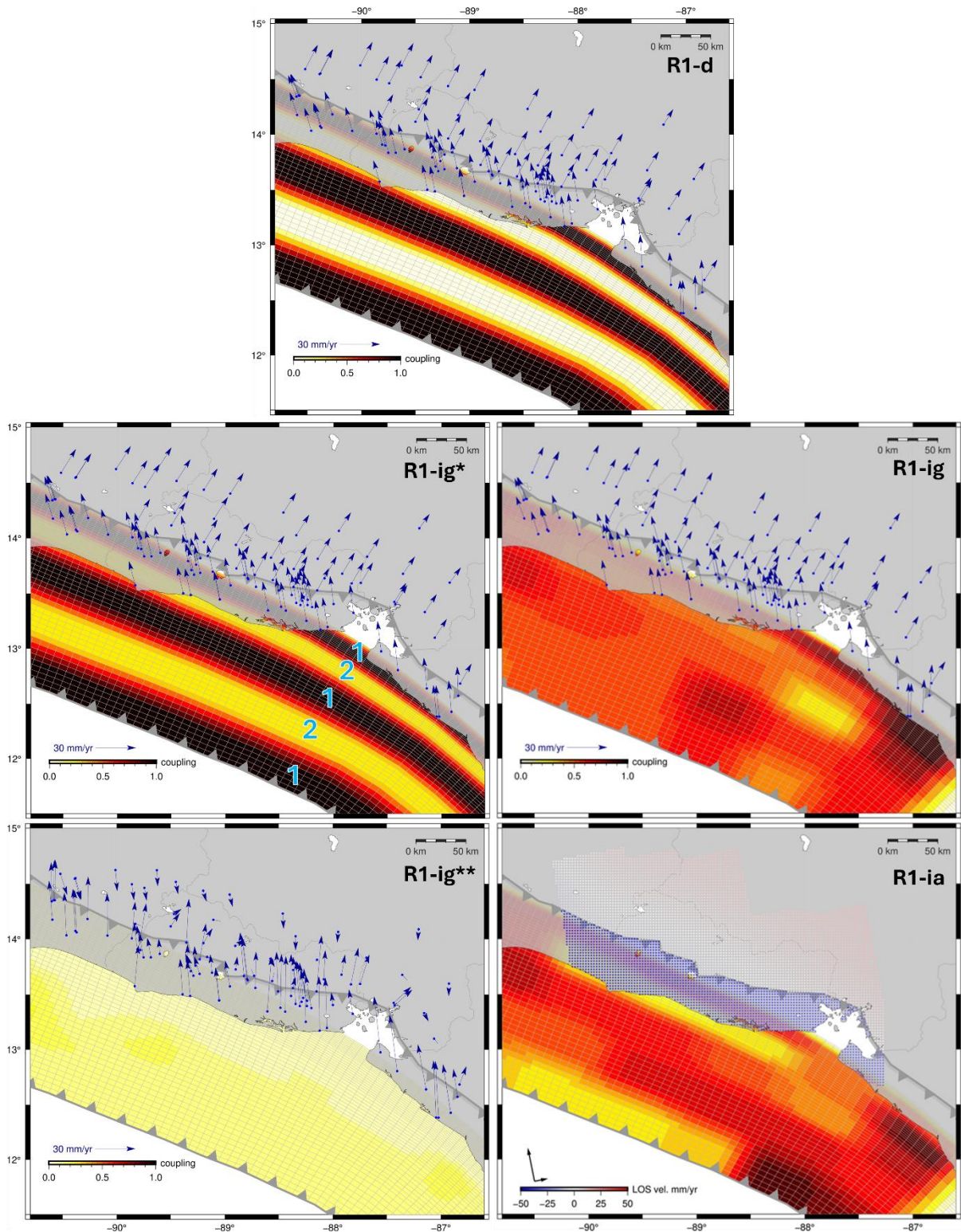


Figura 3.38: Modelo de resolución R1.

Se muestra el modelo directo (-d), y la inversión de los datos GNSS (-ig) y conjunta de los datos ALOS+GNSS (-ia). Las velocidades GNSS y ALOS son las calculadas con el modelo directo (-d). El patrón de acoplamiento en d es el original, y en los otros paneles es el invertido. En este caso se muestran las inversiones de los datos GNSS forzando un agrupamiento de nodos igual a d (-ig*) y dejando todos los nodos libres en la inversión (-ig**).

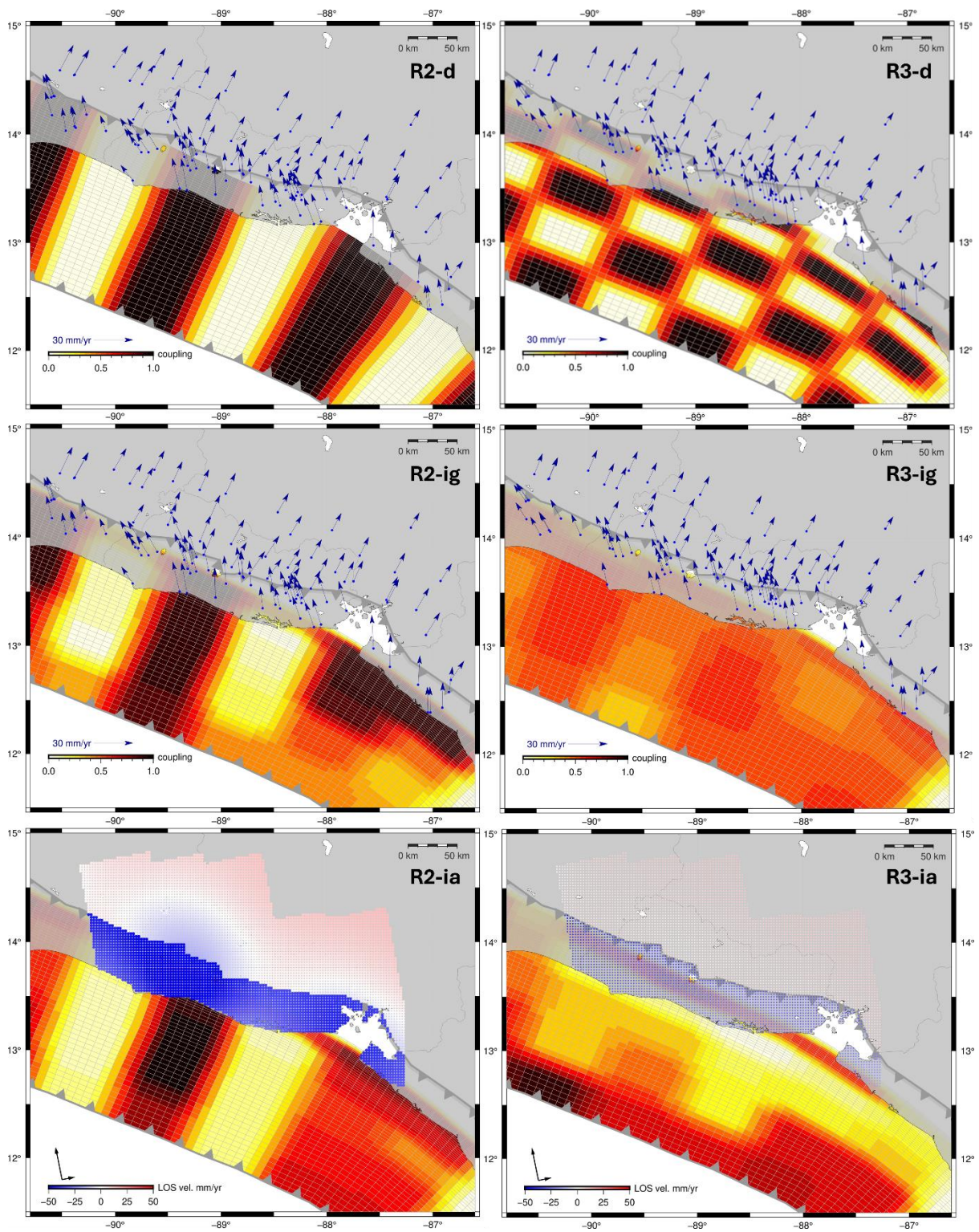


Figura 3.39: Modelos de resolución R2 y R3

Se muestran los modelos directos (-d), y la inversión de los datos GNSS (-ig) y conjunta de los datos ALOS+GNSS (-ia). Las velocidades GNSS y ALOS son las calculadas con el modelo directo (-d). El patrón de acoplamiento en -d es el original, y en los otros paneles es el invertido.

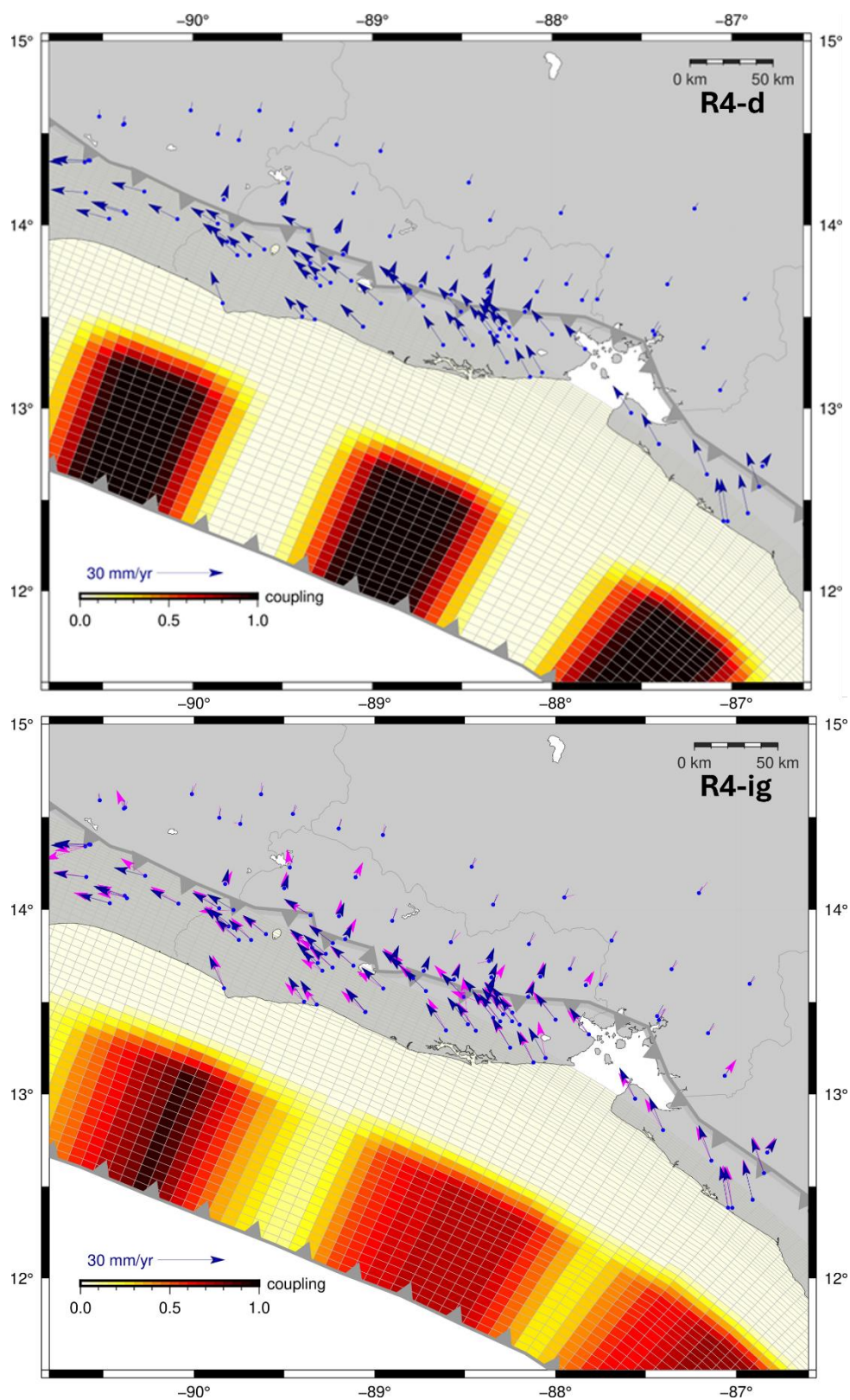


Figura 3.40: Modelo de resolución R4.

Se muestra el modelo directo (-d), y la inversión de los datos GNSS (-ig) con ruido sintético. Los vectores azules muestran las velocidades GNSS calculadas con el modelo directo (-d), mientras que los vectores rosas son dichas velocidades modificadas con el ruido sintético. El patrón de acoplamiento en d es el original, y en ig es el invertido.

Las fallas del arco volcánico (VAf) se han modelado extendiéndose solamente hasta los 15 km de profundidad, con nodos cada 5 km de profundidad, y aproximadamente 1 nodo cada 15 km en superficie. En la VAf se han generado dos patrones en tablero de ajedrez:

- R5: Patrón en rectángulos de ancho ~30 km a lo largo de la VAf y 7.5 km en profundidad hasta los 15 km (Fig. 3.41 – R5). En este caso se ha testado además la inclusión de ruido sintético en las velocidades GNSS (Fig. 3.41 – R5ir).
- R6: Patrón en rectángulos de ancho ~15 km a lo largo de la VAf y 3.75 km en profundidad hasta los 7.5 km (Fig. 3.41 – R6).

Los resultados (Fig. 3.41) indican que, idealmente, se podrían detectar variaciones laterales de acoplamiento de ~15 km con ambos conjuntos de datos (ALOS y GNSS), pero de ~30 km con datos GNSS exclusivamente. Los datos parecen ofrecer suficiente resolución para resolver variaciones en profundidad de ~7.5 km, especialmente con la inclusión de datos ALOS, y de manera más limitada con variaciones de 3.75 km. La adición de ruido sintético en las velocidades GNSS degrada especialmente la capacidad de resolver el acoplamiento en profundidad. Con base en estos datos, se decide agrupar los nodos en profundidad, permitiendo variar el acoplamiento cada 7.5 km de profundidad. En cuanto a la variación lateral, se siguen criterios tectónicos y de segmentación, evidente agrupar fallas diferentes, y sabiendo que el límite inferior de resolución lateral se establece en 15-30 km.

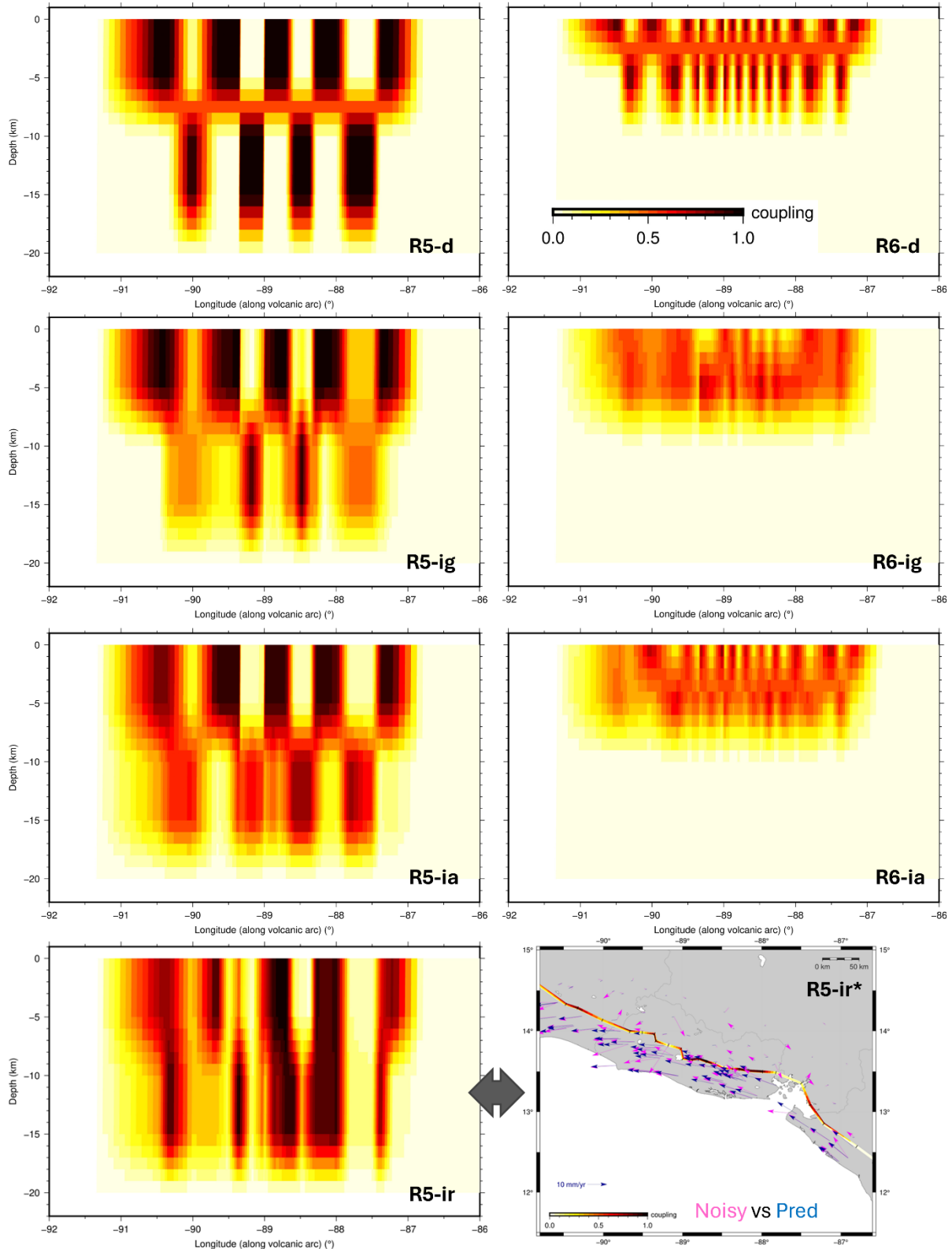


Figura 3.41: Modelos de resolución R5 y R6.

Se muestran los modelos directos (-d), y los patrones de acoplamiento de los datos GNSS (-ig) y conjunta de los datos ALOS+GNSS (-ia). El patrón de acoplamiento en d es el original, y en los otros paneles es el invertido. Se muestra también la inversión de los datos GNSS modificados con ruido sintético (R5-ir).

3.7.4. Análisis de trade-offs

Los modelos directos realizados, junto con estudios de modelos cinemáticos pasados (e.g., Franco et al., 2012; Staller, 2014), parecen indicar que la subducción no está fuertemente acoplada frente a El Salvador o que, en caso de estarlo, el acoplamiento se concentraría probablemente en la zona más somera de la interfase. No obstante, Franco et al. (2012) detectan *trade-offs* (compensaciones) entre algunos parámetros de las inversiones, como entre el acoplamiento de la MAT y la VAF con las rotaciones de los bloques.

En los modelos directos ya se ha detectado la existencia de un *trade-off* entre el grado y la profundidad de acoplamiento en la MAT. Por esa razón, se ha procedido a analizar más detenidamente esta relación. Para ello, partiendo de los datos de las inversiones finales (ver siguiente apartado), se han fijado los polos de rotación de los bloques, y se han realizado varios modelos fijando una profundidad de acoplamiento creciente para la subducción, desde 0 hasta 60 km, de 10 en 10 km (ver Fig. 3.42). Existe una relación directa entre el grado y la profundidad de acoplamiento hasta aproximadamente los 30 km de profundidad: a mayor profundidad de acoplamiento permitida, los modelos tienden a acoplar la subducción hasta esa profundidad máxima, compensándolo con una rebaja del acoplamiento medio (es decir, distribuyen el acoplamiento por toda la zona). Entre los 30 y 40 km de profundidad la relación pierde fuerza, estabilizándose el grado de acoplamiento, eso sí, en valores muy bajos ($\Phi \sim 0.3$).

Forzando la profundidad máxima de acoplamiento en la zona más superficial (0-10 km), los residuos de los datos son muy elevados (Fig. 3.42), pero con tendencia a decrecer conforme aumenta la profundidad máxima de acoplamiento. No obstante, a partir de los 20 km de profundidad, permitir una profundidad de acoplamiento mayor no redundaría en una reducción clara de los residuos de las observaciones.

De esta manera y con base en los modelos anteriores, se ha constreñido el acoplamiento en la subducción hasta los 30 km de profundidad (forzando *creep* en los nodos más profundos), permitiendo tan solo invertir para variaciones laterales del grado de acoplamiento (y no en profundidad).

También parece existir un *trade-off* entre otros parámetros determinados en la inversión. En concreto, se ha detectado en inversiones intermedias un *trade-off* entre el grado de acoplamiento invertido en la MAT y la rotación invertida del bloque ARCO, lo cual concuerda con las observaciones de Franco et al. (2012). Se pone como ejemplo un grupo de inversiones intermedias, con cuatro bloques

(ARCO, CARI, COCO e IPAL), en el cual se dejan libres en la inversión las rotaciones y grados de acoplamiento de las fallas. Los resultados de este modelo (Fig. 3.43 – A), muestra unas tasas de deslizamiento en las fallas de la VAf muy elevadas en comparación con las tasas observadas en perfiles y modeladas con dislocaciones simples (apartado 3.5). Por ejemplo, en la falla de San Vicente, este modelo invierte una tasa de deslizamiento paralela a la falla de 17.9 ± 0.8 mm/año, cuando se había estimado una tasa de 10.8 ± 2.4 mm/año con modelos de dislocación ajustados a perfiles de las velocidades GNSS (Fig. 3_GNSSprof – BB'). Para la falla de Guaycume (Gf), la cual había sido descartada como única estructura acumulando deformación en la zona, este modelo estima una tasa de desgarre dextral de 13.8 ± 0.4 mm/año. Aunque este dato podría ser coherente con el movimiento del antearco al completo en esa zona (12.4 ± 0.8 mm/año en Fig. 3_GNSSprof – AA'), el modelo invierte una tasa de deslizamiento ortogonal a la falla de 15.0 ± 1.2 mm/año. Las velocidades ortogonales a la falla son casi nulas en el entorno de la falla de Guaycume (< 3 mm/año), por lo que claramente estas inversiones sobreestiman la rotación y desplazan la posición del polo del antearco (bloque ARCO), compensándolo con tasas de deslizamiento mayores en las fallas de la VAf y mayor grado de acoplamiento en la subducción.

Fijando el bloque ARCO al valor calculado en las inversiones simples de tres bloques (el cual concuerda con otros polos calculados para el antearco), se obtienen valores de tasas de deslizamiento razonables y coherentes con los esperados en las fallas de la VAf (Fig. 3.43 – B): 12.9 ± 0.1 mm/año de desgarre dextral en SVf (1 ± 0.2 mm/año de extensión) y 12.4 ± 0.1 mm/año de desgarre dextral en Guaycume (5.9 ± 0.2 mm/año de extensión).

Forzando desacoplamiento completo en la subducción ($\Phi = 0$) y dejando libre el polo del bloque ARCO para que sea invertido, se consiguen resultados coherentes y similares a los recién mencionados. Sin embargo, este escenario es poco realista si se tiene en cuenta la existencia de sismicidad cercana a la fosa y los estudios previos acerca de la subducción (Ellis et al., 2018 y 2019). Fijando el acoplamiento en la subducción con otros valores y a diferentes profundidades también permite obtener resultados coherentes, aunque con crecientes divergencias al aumentar la profundidad y grado de acoplamiento.

En definitiva, no es posible invertir al mismo tiempo el polo del bloque ARCO y el acoplamiento en la subducción. Los residuos de los datos geodésicos son mayores cuando se fija el acoplamiento en la subducción. Por consiguiente, se opta por fijar el polo del antearco al valor obtenido en anteriores inversiones ($w_x = -0.0121$, $w_y =$

-1.8190, $wz = 0.4190$ %/Ma) para las inversiones finales, aunque se muestran también otras alternativas (como fijar el acoplamiento en la subducción con diferentes valores).

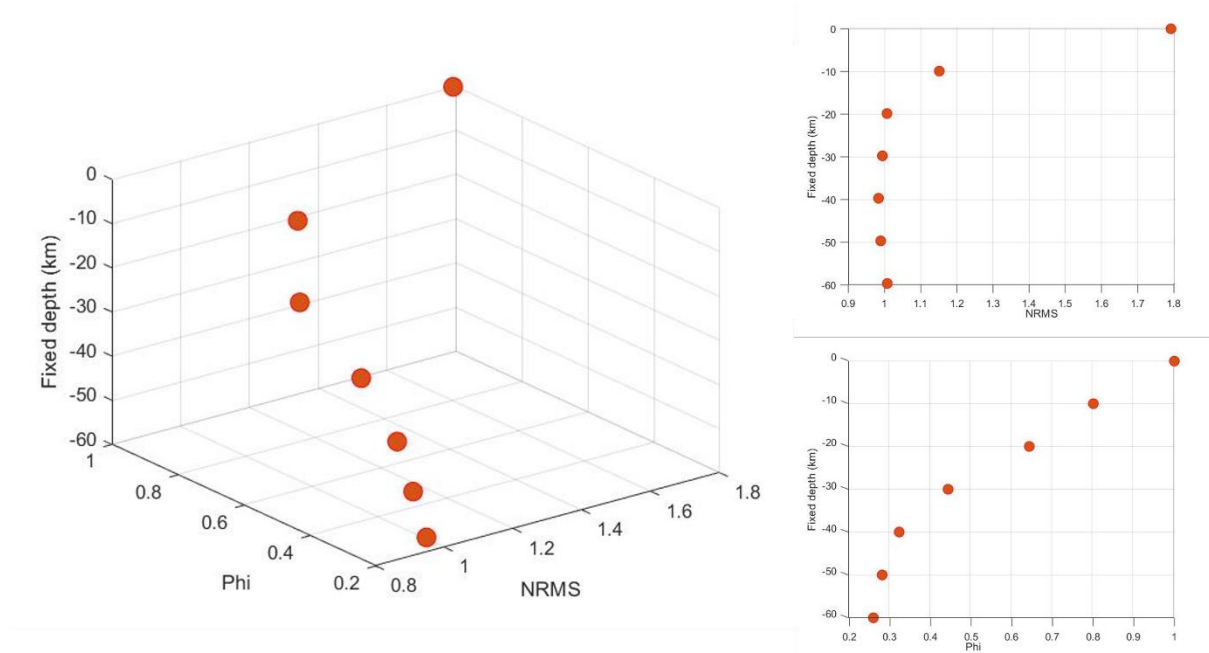


Figura 3.42: Relación entre el acoplamiento medio invertido en la subducción (Φ), la profundidad de acoplamiento fijada y el error medio cuadrático obtenido de los datos invertidos (NRMS, en mm/año).

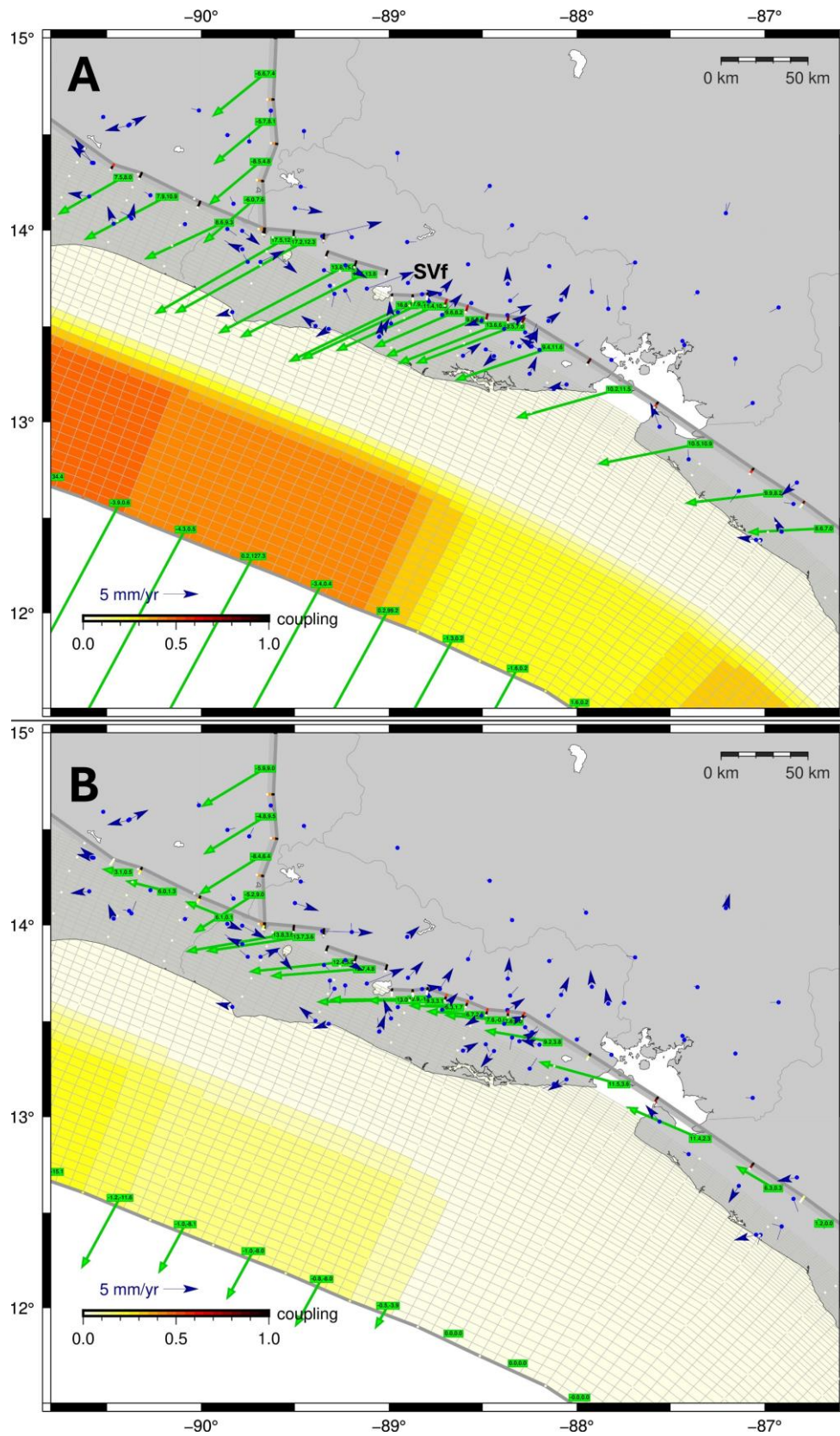


Figura 3.43: Inversiones realizadas con un modelo de cuatro bloques, dejando libre el polo de rotación del bloque ARCO (A) y fijando dicho polo (B). Los vectores verdes representan las tasas de deslizamiento. Los vectores azules muestran los residuos GNSS.

3.7.5. Resultados de las inversiones

Con base en las limitaciones y consideraciones previas, y a las pruebas progresivas en inversiones según la estrategia definida, se presentan los resultados de dos modelos como preferidos (i5a, i6a), a partir de la inversión de los datos combinados InSAR (ALOS) y GNSS, y fijando la rotación del bloque ARCO, como se indica en el apartado anterior.:

- **Modelo i5a** con 5 bloques (ARCO, CARI, COCO, FONS, IPAL, ver Fig. 3.11)
- **Modelo i6a** con 6 bloques, añadiendo el bloque central de El Salvador (CSAL), que en la anterior geometría se halla integrado en el bloque ARCO (Fig. 3.11).

En el apartado 3.7.6 se discuten modelos alternativos a i5a e i6a, entre los que se incluyen aquellos para los cuales se fija un determinado acoplamiento en la subducción, dejando libre el polo del bloque ARCO.

Los resultados de los modelos preferidos (i5a, i6a), en cuanto a tasas de deslizamiento y grado de acoplamiento, se muestran en las Fig. 3.44 y 3.45. Los valores de los polos de rotación invertidos se exponen en la Tabla 3.7. Algunos estadísticos relevantes se muestran en la Tabla 3.6. Si no se indica expresamente, los valores positivos denotan tasas de deslizamiento de desgarre dextral (paralelas a la falla) y de extensión (ortogonales a la falla).

Los modelos preferidos (i5a,i6a), en los que se permite invertir el acoplamiento en la interfase de la subducción en los primeros 30 km de profundidad desde la fosa, convergen en acoplar débilmente la zona occidental de la subducción ($\Phi \sim 0.2$ en El Salvador occidental, aumentando hasta ~ 0.5 en Guatemala occidental y México), y en un acoplamiento nulo ($\Phi \sim 0$) en el este de El Salvador, el golfo de Fonseca y Nicaragua septentrional (Fig 3.44 y 3.45). Las fallas del arco volcánico, en cambio, tienden a estar casi totalmente acopladas ($\Phi \rightarrow 1$) por lo menos en los 7.5 km más superficiales, descendiendo ese acoplamiento en profundidad en muchos casos. Este acoplamiento se reduce en los modelos de 6 bloques, en las fallas situadas en los límites del bloque CSAL. En el golfo de Fonseca algunas fallas presentan también acoplamientos menores.

El modelo de 5 bloques (i5a – Fig. 3.43) predice tasas de deslizamiento paralelo a las fallas (desgarre dextral) de 12-13 mm/a en el centro de El Salvador (fallas de Guaycume, Gf, y San Vicente, SVf). Estas tasas descienden hacia el oeste (6.1 ± 0.6 mm/a en la falla de Jalpatagua, Jf) y el este, en donde se reparten entre la falla de San Miguel (SMf, con 3.1 ± 0.7 mm/a) y las fallas de la zona de Intipuca (6.2 ± 0.7 mm/a). Cabe destacar que este límite no parece corresponderse con una falla en concreto, sino que la deformación podría acumularse en las diversas estructuras de la zona, entre el volcán de San Miguel y el océano. Las tasas paralelas a la falla recobran fuerza al este del golfo de Fonseca, en el segmento propuesto como continuación de la falla de Marabios (Maf) en el apartado 3.5, alcanzando de 9 ± 0.7 mm/a de desgarre dextral. Las fallas más meridionales en Nicaragua presentan tasas ligeramente más pequeñas, aunque coherentes con la continuación de una estructura de desgarre dextral. No obstante, estos modelos se centran en El Salvador, y disponen de pocas observaciones en Nicaragua, por lo que se deben extremar las precauciones en cuanto a descartar otras hipótesis (e.g. Higgins et al., 2024). En general, las tasas de desgarre dextral obtenidas en el modelo i5a son muy coherentes con las tasas obtenidas a partir de las inversiones simples con modelos de dislocación en el apartado 3.5. Cabe recordar que se estima que la tasa asociada a la falla de Guaycume podría estar acumulada entre varias estructuras de la zona.

En el modelo i5a también se obtienen 5.9 ± 0.8 mm/a de desgarre sinistral en la falla límite norte-sur que se ha definido entre el bloque CARI y el bloque IPAL, a través de los grábenes (véase If en Fig 3.44). En este caso, la elevada incertidumbre con la que se ha determinado el polo del bloque IPAL, podría estar influyendo en este resultado, que parece sobreestimar las observaciones analizadas en el apartado 3.5.

En cuanto a las tasas de deslizamiento en la componente ortogonal a las fallas, se detecta extensión en todo El Salvador central (0.9 - 5.3 mm/a), en congruencia con las observaciones anteriores (apartado 3.5) y otras publicaciones (e.g. Álvarez-Gómez et al., 2019). La mayor tasa extensional se da en el entorno de San Salvador (5.3 ± 0.2 mm/a), donde está documentado un régimen extensional (e.g. Legrand et al., 2020). En el graben de Ipala (If), se estima una tasa extensional de entre 6 y 8.7 mm/a, un rango compatible con las observaciones del apartado 3.5 y otras publicaciones (e.g. Garnier et al., 2022). Al oeste del golfo de Fonseca se estima una tasa extensional de ~ 3 mm/a, distribuida entre las estructuras al sur del volcán de San Miguel. Publicaciones anteriores indican una extensión mayor de al menos 5-

6 mm/a en el golfo de Fonseca (Ellis et al., 2019; Staller et al., 2016), la cual podría estar acumulándose en el límite no modelado de Fonseca. No obstante, el límite occidental modelado para el bloque FONS no se corresponde directamente con una falla, por lo que la orientación 'relativamente arbitraria' influye en la partición entre componentes extensional y de desgarre. Los límites seleccionados para el bloque FONS se discuten más adelante.

Los residuos de velocidades horizontales GNSS en el modelo i5a parecen distribuirse aleatoriamente, lo cual podría indicar que no resta por modelar ningún bloque relevante con movimiento coherente. Además, la magnitud de los residuos es pequeña ($w_{rms} \leq 1.7$ mm/a, ver Tabla 3.6). Los residuos de las velocidades LOS muestran, en cambio, un patrón persistente en torno a las fallas del arco volcánico, que es coherente con la anomalía detectada en las velocidades ALOS en el apartado 3.5. Se ha conferido más peso a las velocidades GNSS en parte para compensar esta anomalía. De este modo, es coherente que se muestre dicha anomalía en forma de residuo del modelo.

Al añadir CSAL y fijando el polo del antearco al valor determinado con anterioridad (modelo i6a, Fig. 3.45), las tasas de deslizamiento se reparten entre las fallas en el límite norte (Gf, SVf) y sur (Af, Bf) del bloque. En concreto, las fallas del norte conservan una tasa de deslizamiento dextral, pero reducida en algo más de un 50% (de ~ 13 a ~ 6 mm/a en Gf y SVf) y un carácter extensivo (3-7 mm/a). Las fallas del sur, por otra parte, presentan tasas de deslizamiento dextral (5.5 mm/a en Af, 2.3 mm/a en Bf) y carácter compresivo (-2.7 mm/a en Af, -1.4 mm/a en Bf).

Tal y como se indicó en el apartado 3.5, parece que las observaciones geodésicas indican que la falla de Guaycume (Gf) no estaría acumulando los 12-13 mm/a que indica el modelo i5a. De esta manera, la tasa de deslizamiento determinada en el modelo i6a para la Gf (8.5 mm/a en total) parece más coherente con las observaciones. En concreto, el modelo i6a predice una tasa de 5.6 ± 0.8 mm/a de desgarre dextral y de 6.4 ± 0.8 mm/a de extensión. Las fallas de la rama sur, como la falla de Ayagualo (Af), acumulan una tasa total de 6.1 mm/a, repartida entre una tasa de desgarre dextral de 5.5 ± 0.8 mm/a y una tasa compresiva de 2.7 ± 0.8 mm/a. De esta manera, la tasa acumulada entre la rama norte (Gf) y sur (Af) en el entorno de San Salvador en el modelo i6a es de ~ 14.7 mm/a, superior a la acumulada en el modelo i5a (~ 13.5 mm/a).

No obstante, cabe resaltar las grandes incertidumbres en la determinación del polo de CSAL (ver Tabla 3.7) y de las tasas de acoplamiento, que en muchos casos son

del mismo orden de magnitud que sus incertidumbres en los límites del bloque CSAL. La cinemática de este bloque no está, por tanto, robustamente determinada.

Al oeste (Fig. 3.45), el modelo i6a predice una tasa de deslizamiento para la Jf de 5.7 ± 0.6 mm/a en componente paralela a la falla (desgarre dextral) y de 1.7 ± 0.7 mm/a en componente ortogonal (extensiva), lo cual resulta coherente con los resultados expuestos anteriormente. En el límite del graben de Ipala (If), el modelo i6a parece sobreestimar (de manera similar al modelo i5a) la tasa paralela a la falla con -5.4 mm/a (frente a -1.9 mm/a en el modelo i6b). La tasa extensional de 8.8 ± 0.8 mm/a del modelo i6a es muy similar a la determinada en el modelo de 5 bloques (i5a).

Al este (Fig. 3.45), la falla de San Miguel (SMf) acumula 2.7 ± 0.7 mm/a de desgarre dextral y 0.9 ± 0.7 mm/a de extensión. El límite occidental del bloque FONS presenta una tasa de 6.3 ± 0.7 y 2.5 ± 0.7 mm/a de desgarre dextral y extensión, respectivamente. En la continuación propuesta de la falla de Marabios (Maf), el modelo i6a estima una tasa de desgarre dextral casi puro de 9.4 ± 0.7 mm/a, coherente con los modelos anteriores (dislocaciones y modelos cinemáticos de 5 bloques).

Los residuos InSAR en el modelo de seis bloques (i6a) parecen distribuirse de manera más aleatoria que en los modelos anteriores (Fig. 3.45), posiblemente porque la anomalía es absorbida en parte en el ajuste del bloque CSAL, en el cual hay pocas estaciones GNSS para estimar su movimiento. Los resultados son compatibles con otros modelos de bloques en la zona (Ellis et al., 2019 y Staller, 2014), aunque presentan variaciones locales, por ejemplo, en el bloque FONS, donde se ha definido una nueva geometría.

Tabla 3.6: Estadísticos de los residuos de los datos en las inversiones predilectas de 5 bloques (i5x) y 6 bloques (i6a).

Model	Data χ^2	wrms(GNSS) mm/yr	wrms(ALOS) mm/yr
i5a	0.91	1.5	2.1
i6a	0.66	1.3	2.2
i5b	1.20	1.7	1.9
i5c	1.10	1.7	2.1
i5d	1.15	1.7	2.1
i5e	1.13	1.7	2.6

Tabla 3.7: Rotaciones (ω_x , ω_y , ω_z) de los polos invertidos para los bloques correspondientes, en $^\circ/\text{Ma}$, para los modelos de preferidos de cinco bloques (i5a) y seis bloques (i6a). Las rotaciones sin incertidumbre corresponden a aquellas que permanecen fijas en la inversión.

BLOCK	i5a			i6b		
	ω_x	ω_y	ω_z	ω_x	ω_y	ω_z
ARCO	-0.012	-1.819	0.419	-0.012	-1.819	0.419
CARI	-0.046±0.002	-0.193±0.02	0.144±0.005	-0.046±0.002	-0.201±0.022	0.144±0.005
COCO	-0.602	-0.882	0.543	-0.602	-0.882	0.543
CSAL		[ARCO]		0.02±0.014	-1.638±1.093	0.419±0.269
IPAL	0.005±0.004	-0.517±0.494	0.146±0.129	0.001±0.005	-0.525±0.531	0.146±0.138
FONS	-0.042±0.027	-0.323±0.795	0.146±0.19	-0.035±0.026	-0.324±0.771	0.146±0.185

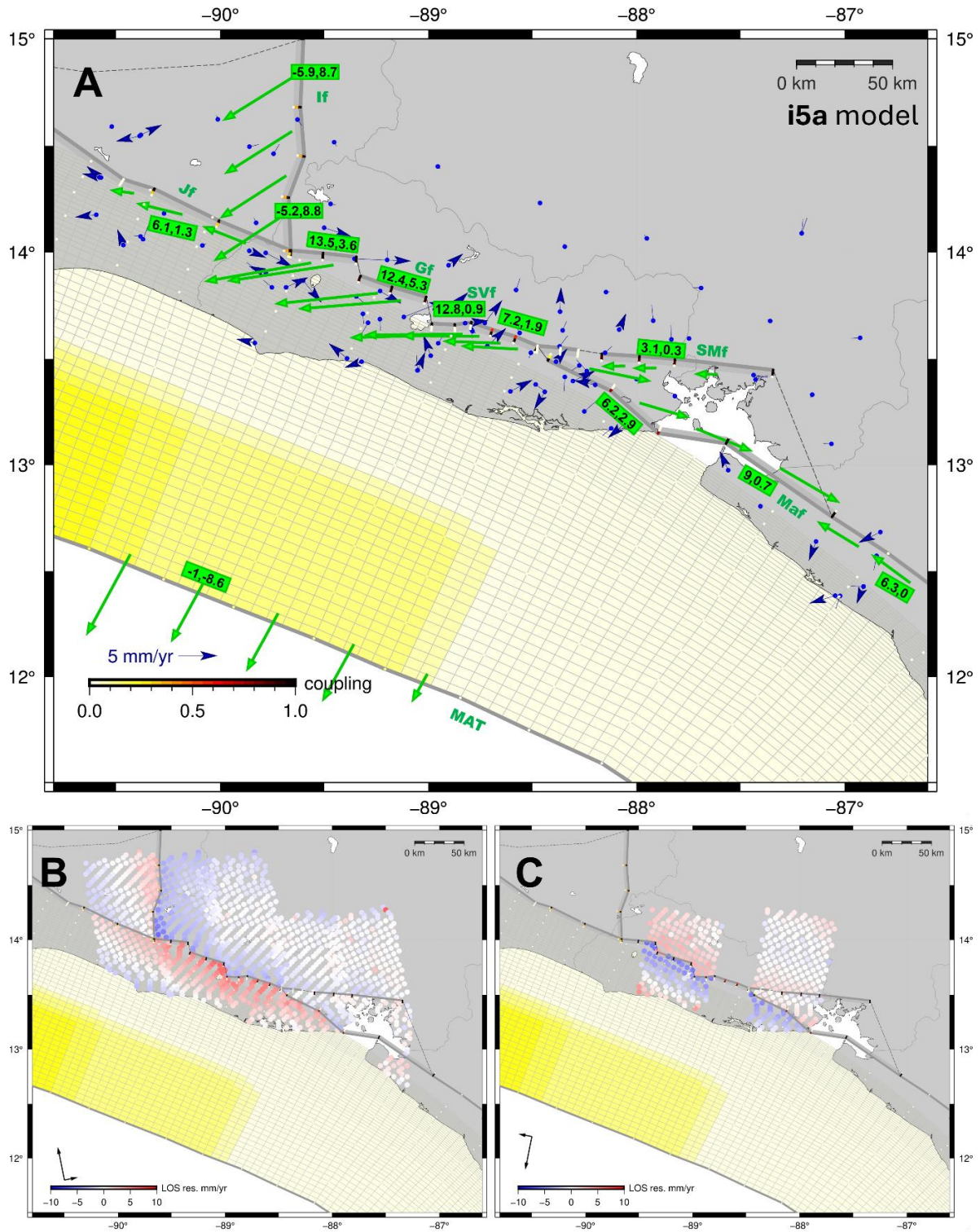


Figura 3.44: Resultados del modelo inverso i5a.

En A se muestran las tasas de deslizamiento como vectores verdes, con algunos segmentos etiquetados (tasa paralela a la falla, tasa ortogonal a la falla). Valores negativos indican desgarre sinistral y compresión, respectivamente. También se muestra el grado de acoplamiento invertido en los nodos y los residuos (velocidades observadas – calculadas en el modelo) de las velocidades horizontales GNSS como vectores azules (A), las velocidades LOS de ALOS en geometría ascendente (B) y en geometría descendente (C).

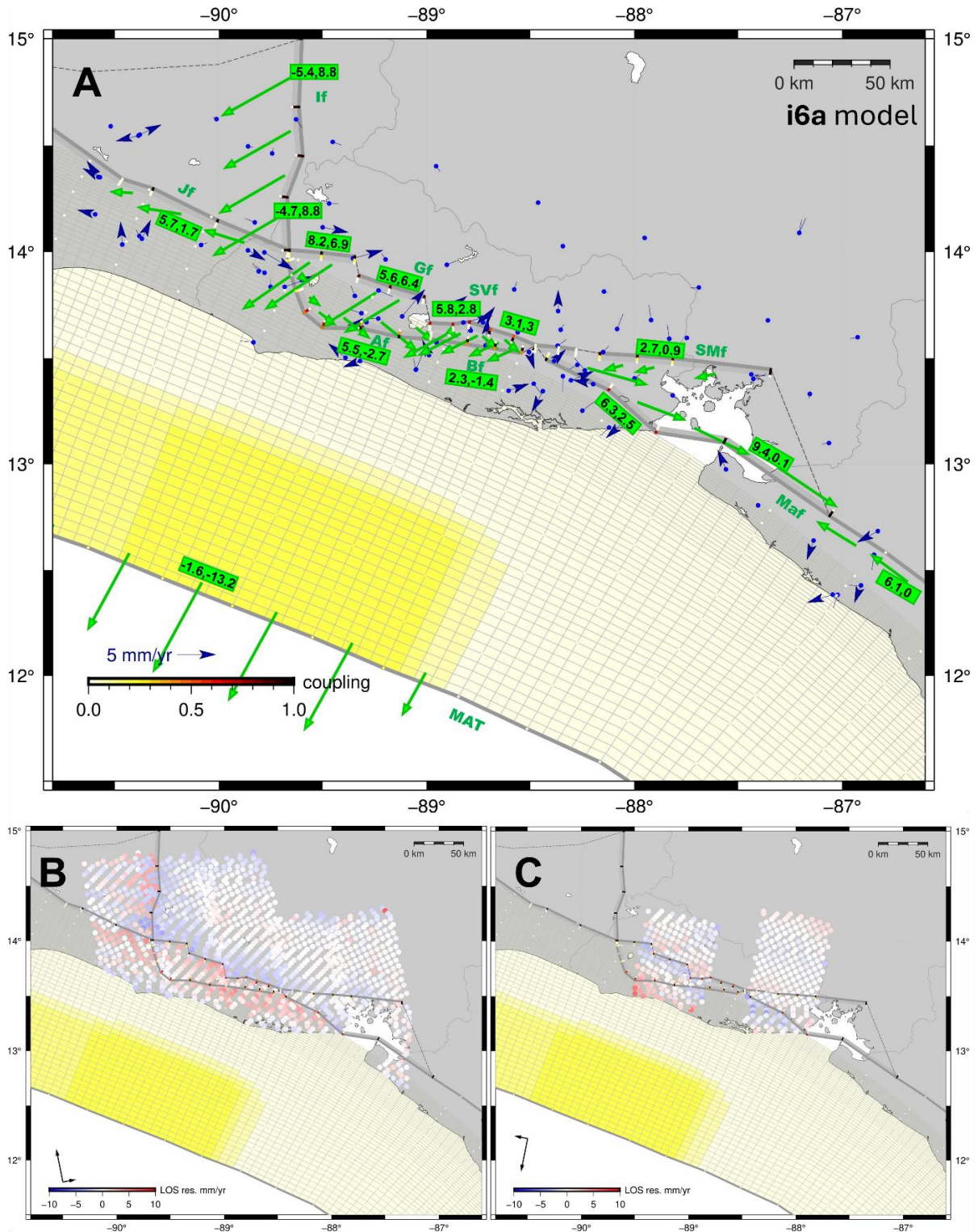


Figura 3.45: Resultados del modelo inverso i6a.

En A se muestran las tasas de deslizamiento como vectores verdes, con algunos segmentos etiquetados (tasa paralela a la falla, tasa ortogonal a la falla). Valores negativos indican desgarre sinistral y compresión, respectivamente. También se muestra el grado de acoplamiento invertido en los nodos y los residuos (velocidades observadas – calculadas en el modelo) de las velocidades horizontales GNSS como vectores azules (A), las velocidades LOS de ALOS en geometría ascendente (B) y en geometría descendente (C).

3.7.6. Discusión de las inversiones

Debido al *trade-off* detectado entre los parámetros de la inversión correspondientes con el acoplamiento en la subducción y el polo del bloque ARCO, se decidió fijar este segundo para los modelos preferidos. No obstante, esta decisión fue sopesada con base en los resultados de diversos modelos en los que se permitió ajustar el polo de ARCO, a costa de fijar un determinado grado de acoplamiento (hasta una profundidad dada) en la subducción.

A continuación, se discuten los resultados de los modelos generados mediante esta estrategia alternativa de fijar el acoplamiento en la subducción, lo que permite ajustar el polo del bloque ARCO en las inversiones. En este caso, se han seleccionado modelos con geometría de 5 bloques, en los que se ha variado el grado y profundidad de acoplamiento de la subducción con base en las pruebas de resolución y sensibilidad realizadas con anterioridad:

- Modelo i5b: Fijando desacoplamiento ($\Phi = 0$) en la subducción.
- Modelo i5c: Fijando en los primeros 10 km más someros un acoplamiento muy débil ($\Phi = 0.1$) en la subducción frente a El Salvador, y un acoplamiento más fuerte ($\Phi = 0.7$) frente al poniente de Guatemala.
- Modelo i5d: Fijando en los primeros 10 km más someros un acoplamiento débil ($\Phi = 0.3$) en la subducción frente a El Salvador, y un acoplamiento más fuerte ($\Phi = 0.7$) frente al poniente de Guatemala.
- Modelo i5e: Fijando en los primeros 30 km más someros un acoplamiento débil ($\Phi = 0.3$) en la subducción frente a El Salvador, y un acoplamiento más fuerte ($\Phi = 0.7$) frente al poniente de Guatemala.

Los resultados en cuanto a tasas de deslizamiento predichas se muestran en la Fig. 3.46). Por simplicidad, se muestran los resultados junto a los residuos GNSS exclusivamente. Es posible comparar los estadísticos de estas inversiones en la Tabla 3_chi2.

Si se fija el acoplamiento en la subducción a $\Phi = 0$ (modelo i5b, Fig. 3.46), las tasas de deslizamiento obtenidas no difieren en gran medida de las determinadas en los modelos del polo fijo del bloque ARCO. No obstante, este caso parece poco realista, pues se asumiría que la subducción no está acoplada y por tanto no tiene capacidad sismogénica.

En caso de fijar un acoplamiento de $\Phi = 0.3$ en los primeros 30 km de la subducción (modelo i5e, Fig. 3.46), un valor razonable con base en los modelos directos del apartado 3.7.1, las tasas de deslizamiento en las fallas corticales crecen hasta una magnitud muy elevada (mayor que la inferida con base en las observaciones geodésicas con anterioridad) y rotan hacia la fosa. De esta manera, parece que existe también un trade-off, por el cual el aumento del acoplamiento en la subducción (en grado y profundidad), es compensado por medio de tasas mayores en las fallas corticales. Por ejemplo, la falla de Guaycume (Gf, Fig. 3.46) aumenta su tasa de deslizamiento total de 13.1 mm/a en el modelo i5b a 16.8 mm/a en el modelo i5e, aumentando especialmente la tasa en componente extensiva (de 2.6 a 10.1 mm/a).

Los modelos intermedios, que fijan el acoplamiento solamente en los 10 km más superficiales de la subducción a $\Phi = 0.1$ y $\Phi = 0.3$ (modelos i5c e i5d, respectivamente), predicen tasas de deslizamiento en las fallas corticales coherentes con las obtenidas en los modelos de dislocación simples y en las inversiones con el polo del bloque ARCO fijo (i5a, i6a). Más aún, el polo ajustado del bloque ARCO en i5c e i5d (Tabla 3.8) es prácticamente igual (dentro de las incertidumbres estimadas) al polo fijado inicialmente en las inversiones preferidas (i5a, i6a). Esto muestra la robustez del polo empleado en los modelos i5a e i6a, y confirma su selección como preferidos para poder estimar el grado de acoplamiento en la subducción.

En general, los modelos con el polo del antearco fijo (i5a, i6a) y los modelos con acoplamiento en la zona más superficial de la subducción (i5c, i5d) convergen en tasas de deslizamiento coherentes con las observaciones analizadas en esta tesis (apartado 3.5). No obstante, existen algunas excepciones, por ejemplo, en la zona del graben de Ipala, donde estos modelos (i5a, i6a) parecen sobreestimar la tasa de desgarre sinistral (> 5 mm/a), mientras que los modelos con el polo del antearco libre en la inversión, pero el acoplamiento en la subducción fijo (i5c, i5d) convergen a tasas más realistas (≤ 3 mm/a). Las divergencias entre modelos denotan las incertidumbres todavía presentes en las inversiones, y la consiguiente necesidad de incorporar más datos (nuevos datos geodésicos y de otras fuentes) en futuros modelos.

La definición de la geometría de los modelos tiene un impacto muy grande en los resultados. En zonas donde no existe una falla clara dominante que acumula la deformación, es necesario trazar límites relativamente arbitrarios. Esta elección, que debe atender a los resultados previos, influye directamente en las tasas

determinadas para estos segmentos. El golfo de Fonseca y su entorno representan un ejemplo claro en El Salvador de una región con deformación difusa. Esto dificulta la selección de límites para el modelado de bloques, por lo que se han testado diversas geometrías para el bloque FONS a partir de la inversión de las velocidades horizontales GNSS (Tabla 3.9 y Fig. 3.47). En primer lugar (Fig. 3.47 - g5a) se modeló la geometría de Staller (2014). Posteriormente se modificó dicha geometría (Fig. 3.47 - g5b) siguiendo los indicios mostrados en esta tesis y en Portela et al. (2024), que sugieren una posible continuación de la falla de San Miguel (SMf) hasta la zona oriental del golfo de Fonseca por el norte y una continuación de la falla de Marabios (Maf) hacia el golfo de Fonseca en su parte sudoriental. Se ha descartado incluir en las inversiones la frontera oriental del bloque, pues no hay suficientes datos GNSS (ni datos ALOS) para constreñir su cinemática con robustez. Este modelo (g5b), si bien mejora la determinación del polo del bloque FONS (reduciendo la incertidumbre en la rotación determinada en casi un 50%), no ayuda a reducir los residuos de las velocidades GNSS, que además preservan un cierto patrón en las costas del golfo de Fonseca, con una dirección común hacia el este. Probando un modelo muy simple, conectando directamente los dos extremos del golfo por una continuación de la Maf (g5c), los estadísticos mejoran, pero el número de observaciones es muy pequeño, por lo que el bloque podría estar mal definido. Finalmente, se ha probado una frontera sur del bloque FONS intermedia (modelo g5d) entre g5b y g5c, siguiendo algunas fallas cartografiadas en la región. Este modelo (g5d) parece ofrecer los resultados más robustos, con un buen compromiso entre la reducción de los residuos GNSS y la determinación del polo. Cabe resaltar que si bien los modelos g5c y g5d parecen mejorar los residuos internos del bloque (AMAT, SAIN, SLOR, CN21 en Fig. 3.47 - g5d), no ayudan a explicar la velocidad de PUCA, en el entorno de la falla de Intipuca (Inf). Además, la zona del volcán de San Miguel (VMIG) presenta una gran complejidad, posiblemente debido a interacciones volcano-tectónicas. Este hecho pone de manifiesto las limitaciones del empleo de modelos de bloques rígidos (sin deformación interna), en áreas donde se presupone una deformación distribuida en diversas estructuras, como el entorno del golfo de Fonseca. Finalmente se ha escogido la geometría g5d como un buen compromiso para los modelos seleccionados (i5, i6).

Tabla 3.8: Rotaciones (ω_x , ω_y , ω_z) de los polos invertidos para el bloque ARCO, en $^\circ/\text{Ma}$, para diferentes versiones de los modelos de 5 bloques (i5). Las rotaciones sin incertidumbre corresponden a aquellas que permanecen fijas en la inversión.

Model	ARCO		
	ω_x	ω_y	ω_z
i5a/i6a	-0.012	-1.819	0.419
i5b	-0.034±0.002	-1.747±0.05	0.41±0.011
i5c	-0.024 ± 0.002	-1.752 ± 0.051	0.408 ± 0.012
i5d	-0.012±0.002	-1.805±0.052	0.415±0.012
i5e	0.042 ± 0.002	-1.92 ± 0.059	0.417 ± 0.014

Tabla 3.9: Número de observaciones (#obs), error medio cuadrático ponderado de las observaciones GNSS (wrms) y desviación estándar de la rotación del polo del bloque FONS (σ_Ω), para cada una de las pruebas de inversión realizadas con diferentes geometrías del bloque FONS.

Test	#obs	wrms	σ_Ω
g51	22	1.48	1.60
g52	24	1.60	0.85
g53	8	0.49	0.66
g54	14	0.97	0.83

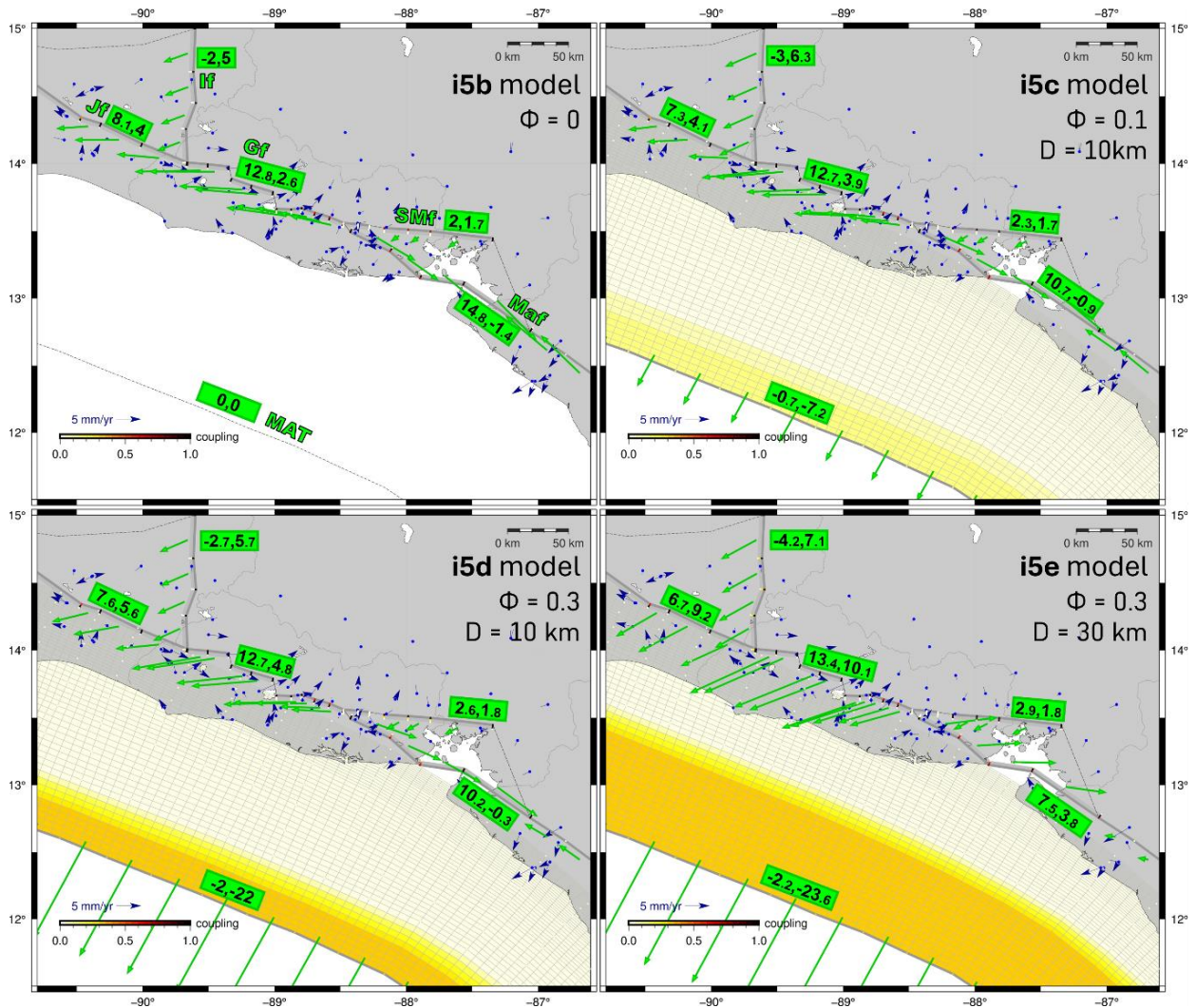


Figura 3.46: Resultados de las inversiones i5b-e para diferentes grados y profundidades de acoplamiento fijados en la subducción.

Las tasas de deslizamiento invertidas se muestran como vectores verdes, con algunos segmentos etiquetados (tasa paralela a la falla, tasa ortogonal a la falla). Valores negativos indican desgarre sinistral y compresión, respectivamente. También se muestra el grado de acoplamiento invertido en los nodos. Se muestran los residuos (velocidades observadas – calculadas en el modelo) de las velocidades horizontales GNSS como vectores azules.

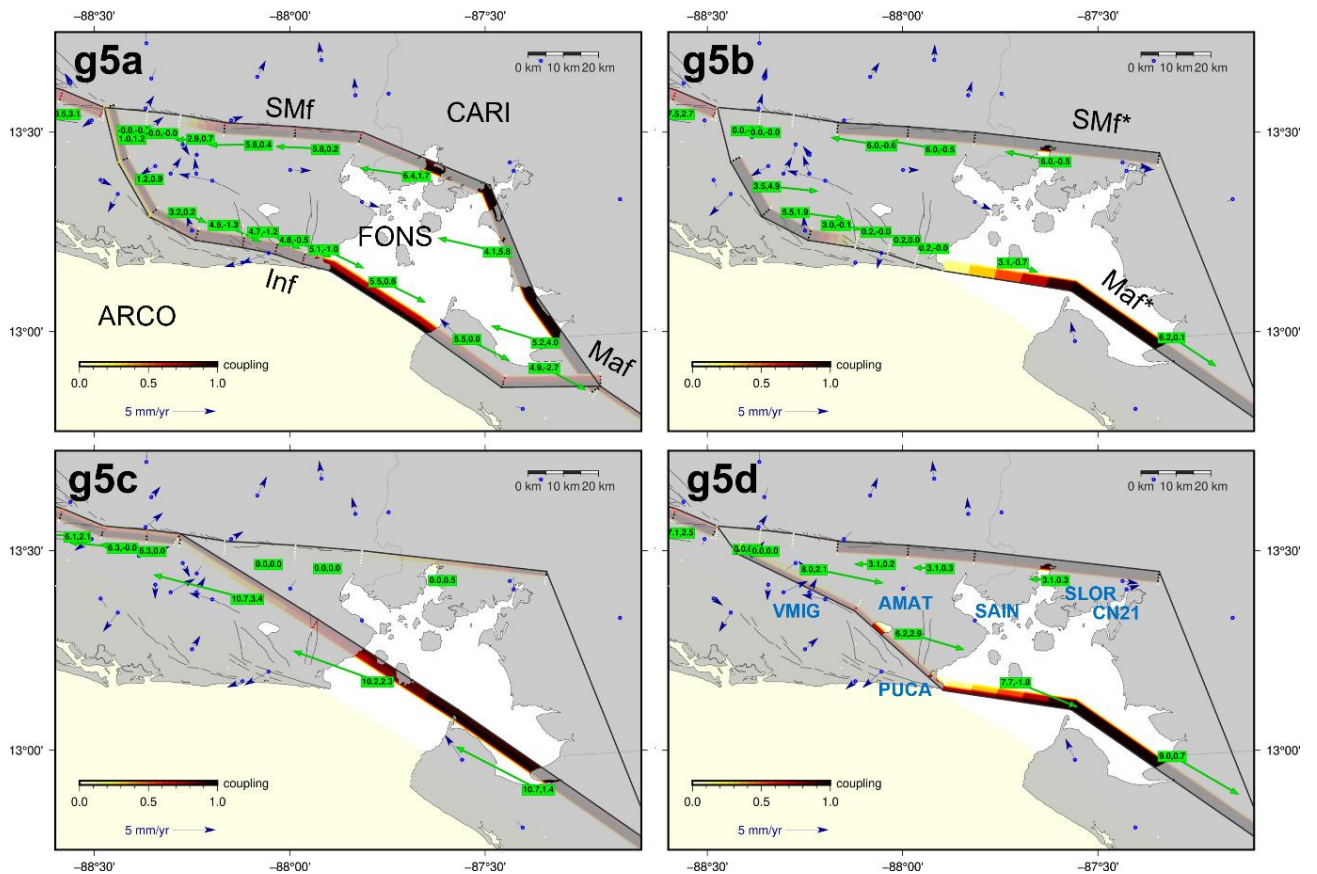


Figura 3.47: Diferentes geometrías probadas para el bloque de Fonseca (FONS) en los modelos inversos de 5 bloques con GNSS.

Se muestran las tasas de deslizamiento como vectores verdes, etiquetados con sus respectivas tasas de deslizamiento (tasa paralela a la falla, tasa ortogonal a la falla). Valores negativos indican desgarre sinistral y compresión, respectivamente. También se muestra el grado de acoplamiento invertido en los nodos y en las fallas (coupling). Se muestran los residuos (velocidades observadas – calculadas en el modelo) de las velocidades horizontales GNSS como vectores azules (con algunas estaciones relevantes nombradas en g5d). En g5a se nombran los bloques (en mayúsculas) y las principales fallas, mientras que en g5b se indican las continuaciones propuestas de las fallas en esta tesis (*). El modelo g5a se basa en la geometría de Staller (2014), el resto de modelos son propios de esta tesis.

3.8. Estudios adicionales de deformación en El Salvador

En este capítulo se ha analizado con detenimiento la deformación tectónica en El Salvador. No obstante, esta deformación puede estar en ocasiones enmascarada o sesgada por la acción de otras fuentes de deformación naturales o antrópicas. El conocimiento de dichas deformaciones proporciona una información complementaria valiosa para el análisis de la señal tectónica.

A continuación, se muestran estudios adicionales realizados en el marco de esta tesis acerca de la deformación superficial en El Salvador. En el apartado 3.8.1. se expone un estudio de los desplazamientos cosísmicos causados por terremotos relevantes en el periodo de observación de las técnicas GNSS e InSAR, pero mal constreñidos hasta la fecha por observaciones geodésicas. En el apartado 3.8.2. se realiza una detección de áreas de deformación activas en El Salvador. Adicionalmente, se muestran en el Anexo A algunas pruebas complementarias para la determinación de la deformación superficial, empleando datos de LiCSAR (Anexo A1) y un procesamiento preliminar de imágenes liberadas ALOS-2 PALSAR-2 (Anexo A2).

3.8.1. Desplazamientos cosísmicos de terremotos en El Salvador

3.8.1.1. Problemática

Los terremotos de 2001 en El Salvador fueron causantes de graves pérdidas en vidas humanas e infraestructuras. Su ocurrencia propició un aumento en el interés acerca de la sismicidad y tectónica de El Salvador. La mayoría de estudios relativos a dichos terremotos se basan en evidencias sismológicas y geológicas (e.g. Martínez-Díaz et al., 2004; Canora et al., 2010). Hreinsdottir (2005) empleó datos GPS para determinar la localización de las fuentes de los terremotos de enero y febrero de 2001, pero disponía de muy pocas observaciones: en ese momento, solamente una estación GPS estaba disponible en El Salvador (SSIA). Precisamente, el plano de ruptura determinado en su estudio para el terremoto de febrero de 2001 contradice investigaciones y evidencias posteriores (Canora et al., 2010), ya que asocia la rotura a una falla norte-sur y no a la falla de San Vicente. Debido a la falta de datos, las fuentes sísmicas de estos terremotos no han sido estudiadas nuevamente desde una perspectiva geodésica. No obstante, en 2001 estaba activa la misión espacial ERS-2 de la ESA, por lo que existen algunas imágenes SAR disponibles para esta zona y periodo.

Más recientemente, el 14 de octubre de 2014, se desencadenó un terremoto Mw7.3 frente a las costas del Golfo de Fonseca, a unos 70km de la costa salvadoreña (Fig. 3.1). Aunque fue ampliamente sentido en El Salvador, Honduras y Nicaragua, los daños del mismo fueron limitados. Consecuentemente, este terremoto ha sido ignorado por estudios sísmicos y geodésicos posteriores en la zona (e.g. Ellis et al., 2018; Higgins et al., 2022). En esta fecha, diversas estaciones GNSS continuas se encontraban activas en las zonas cercanas de El Salvador y Honduras. La disponibilidad de imágenes SAR en esta fecha resulta más problemática, ya que solo se disponen de dos escenas de Sentinel 1. En el momento del estudio las imágenes ALOS-2 ScanSAR no estaban disponibles (véase más adelante). Dada la lejanía del epicentro del sismo con respecto de la costa, se ha descartado emplear interferometría radar para analizar este terremoto.

Con todo ello en mente, en este apartado se ha intentado realizar un estudio específico para dilucidar dos grandes incógnitas:

- Determinar el plano de ruptura del terremoto del 13 de febrero de 2001 con base en el análisis minucioso de las series temporales GNSS en la estación SSIA y al procesamiento de imágenes SAR ERS-2 de la ESA.
- Analizar los posibles planos de ruptura del terremoto *offshore* del 14 de octubre de 2014 a partir de los desplazamientos cosísmicos GNSS en la costa. En caso de resultar favorable, se invertirían dichos desplazamientos para determinar la localización de la fuente sísmica.

3.8.1.2. Desplazamientos asociados al terremoto del 13 de febrero de 2001

Para el terremoto de febrero de 2001 (Mw 6.5), Hreinsdottir (2005) indica que los desplazamientos observados en la única estación disponible, SSIA, son mayores de los que cabría esperar para un sismo de ese tamaño. Concretamente, estima un offset cosísmico de 14 ± 2 y -36 ± 2 mm en componentes este y norte, respectivamente. En los días posteriores indica la existencia de una pequeña señal postsísmica que podría estar relacionada con réplicas cercanas. Sin embargo, las series temporales GNSS diarias obtenidas en esta tesis (Portela et al., 2024) difieren significativamente en los días posteriores al terremoto (Fig. 3.48). Los valores absolutos del salto coinciden bien entre ambas soluciones (1.4cm y ~ 3.6 cm en componentes este y norte, respectivamente). No obstante, en la componente norte de nuestras series temporales es posible apreciar un decaimiento de al menos dos

días (el día del sismo y el posterior). Por tanto, cabe plantearse que Hreinsdottir (2005) asumiera como desplazamiento cosísmico parte de la deformación postsísmica acaecida después del 13 de febrero de 2001. Esto contribuiría a explicar por qué sus modelos no concuerdan con las evidencias sísmicas y geológicas (Martínez-Díaz et al., 2004; Canora et al., 2010) y por qué sus desplazamiento cosísmicos están sobredimensionados para un terremoto de magnitud M_w 6.5.

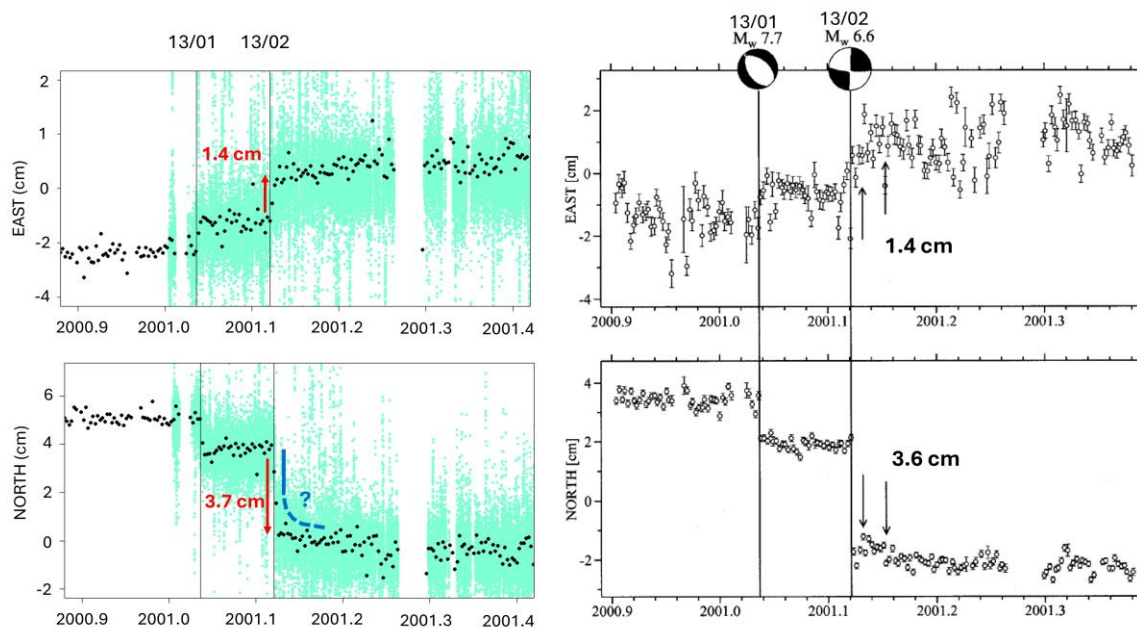


Figura 3.48: Comparación entre las series temporales GNSS (componentes este y norte) de este estudio (izquierda) y de Hreinsdottir (2005), a la derecha.

En las series temporales de la izquierda, los puntos negros muestran la solución de posicionamiento diaria calculada con procesamiento estático (Portela et al., 2024), mientras que los puntos cian muestran las soluciones cada 5 minutos de Blewitt et al. (2018). Las líneas verticales negras muestran la fecha de ocurrencia de los terremotos de enero (13/01) y febrero (13/02) de 2001. Se indican los saltos cosísmicos con flechas. Los paneles de la derecha han sido tomados de Hreinsdottir (2005).

Derivar offsets cosísmicos a partir de soluciones de posicionamiento diario puede ser suficientemente preciso cuando el desplazamiento cosísmico es de gran magnitud comparado con el desplazamiento postsísmico. No obstante, las deformaciones postsísmicas en El Salvador pueden llegar a tener gran magnitud (e.g. Ellis et al., 2018), como se ha indicado con anterioridad. Dichos desplazamientos parecen llegar a durar décadas en El Salvador (Portela et al.,

2024), pero también se pueden producir inmediatamente después del sismo: Twardzik et al. (2019), por ejemplo, estima para grandes sismos en Chile y Ecuador que la mitad del deslizamiento postsísmico temprano (early afterslip) ocurre en las primeras 12 horas después del evento, lo cual puede ser ignorado en soluciones diarias de posicionamiento, a la vez que puede sesgar de manera importante el desplazamiento cosísmico estimado. Por tanto, un posicionamiento medio diario puede integrar desplazamientos diferentes al cosísmico. Atendiendo a las soluciones de posicionamiento cinemático cada cinco minutos (Blewitt et al., 2018), es posible observar la serie temporal de desplazamiento con una gran frecuencia temporal (Fig. 3.49). Esta solución no ha sido procesada en esta tesis, y el posicionamiento cinemático es menos preciso que un procesamiento estático relativo, por lo que los resultados deben tomarse con cautela. No obstante, parece evidenciarse que la magnitud del salto cosísmico en componente norte atribuible al terremoto Mw 6.5 del 13 de febrero es inferior a los 36 mm. Según los datos cinemáticos, el offset cosísmico en componente norte podría ser hasta un 50% menor del estimado por Hreinsdottir (2005), siendo de ~20 mm.

Dada la limitación de los datos GNSS, se ha intentado obtener mayor cobertura espacial de deformación en superficie atribuible al terremoto de febrero de 2001 a través de la interferometría radar. Nótese que los datos InSAR no son de utilidad para determinar el salto cosísmico puro discutido anteriormente, debido a que la baja frecuencia temporal de las imágenes ERS-2 conlleva nuevamente a mezclar señales cosísmicas y postsísmicas. No obstante, conocer la deformación en superficie producida por el terremoto puede ser de gran utilidad para determinar con precisión la fuente y tamaño del terremoto. Partiendo de la premisa de que la falla generadora del sismo fue la Falla de San Vicente (Canora et al., 2010), se ha procedido a realizar un modelo directo del terremoto de febrero de 2001 (Okada, 1985, véase apartado 2.4.2 para su explicación), partiendo de los datos del USGS y Martínez-Díaz et al. (2004), véase la Tabla 3_datoscosismicos, para predecir la deformación tridimensional que se debería registrar en superficie, y también el desplazamiento adaptado a la geometría de observación de los sensores SAR ERS-2, en geometría ascendente y descendente. Se opta por tanto por el plano focal que favorece una rotura de desgarre en la Falla de San Vicente. Se muestra el modelo basado en los datos de ruptura de Martínez-Díaz et al. (2004) y del USGS como primera aproximación, pues un modelo calculado con los datos de Canora et al. (2010) predecía offsets cosísmicos con una gran diferencia con los observados (más de 3.5cm de diferencia en la componente este). En el futuro se podrían explorar

cambios en la geometría para evaluar la influencia de la misma. En cualquier caso, este es un modelo aproximado para tener una primera imagen de la señal InSAR esperada para un terremoto de estas características. Los resultados del modelo elegido pueden verse en la Fig. 3.50.

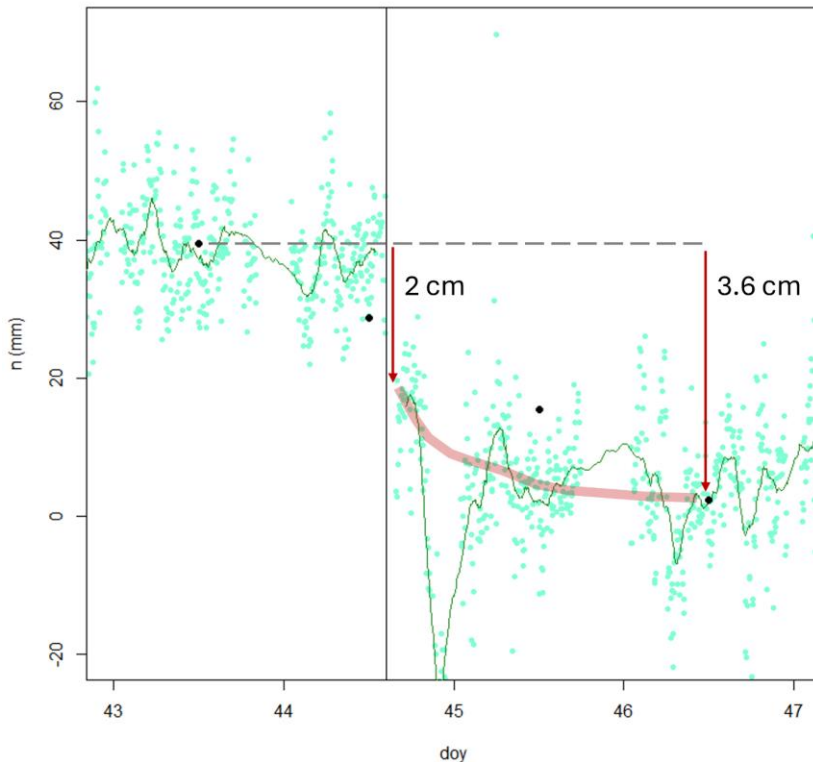


Figura 3.49: Serie temporal de la componente norte en la estación SSIA en los días previos y posteriores al terremoto del 13 de febrero de 2001.

Se muestra la solución estática procesada en este estudio (puntos negros), la solución cinemática cada 5 minutos (puntos cian) y la media móvil (de 3 horas) de esta última (línea verde). La línea roja muestra un posible decaimiento postsísmico.

Este modelo predice un salto cosísmico de 0.76 y -2.2 cm en las componentes este y norte, respectivamente, en la localización de la estación GNSS SSIA. El offset en la componente norte se ajusta bien al salto estimado en las series temporales cinemáticas, aunque parece estar infraestimado (~50%) en la componente este. En cualquier caso, este modelo también muestra la capacidad de una rotura en un plano E-O de generar offsets en SSIA compatibles con los observados, frente a la geometría N-S preferida por Hreinsdottir (2005) que contradice las evidencias sísmicas y geológicas (Canora et al., 2010). En geometría LOS, se generan dos franjas de deformación, cuyo patrón podría ser registrado en los interferogramas de ERS-2.

Los esfuerzos para determinar la deformación cosísmica con técnica InSAR se han centrado en el terremoto de febrero de 2001, por producirse a una profundidad más somera en comparación con el terremoto de enero, y con rotura en tierra, por lo que su señal debería ser potencialmente más clara. Además, se pretende esclarecer

algunas de las incógnitas ya planteadas en torno a este sismo. No obstante, no existe ninguna imagen de ERS-2 entre los terremotos de enero y febrero de 2001 (Tabla 3.11), por lo que cualquier interferograma debería mostrar potencialmente la señal cosísmica de ambos terremotos, así como la señal postsísmica correspondiente. Las líneas base entre las imágenes ERS-2 para estas fechas son muy largas, tanto temporalmente como espacialmente (Tabla 3.11), lo cual perjudica la coherencia resultante, y ya es indicativo de los problemas a los que se enfrenta este procesamiento. La única línea base perpendicular <1km es de ~427 m en geometría descendente (trayectoria o track 412), pero las fechas entre las imágenes del par están muy alejadas entre sí (315 días).

Los interferogramas a partir de las imágenes ERS-2 han sido generados por medio del software ISCE (<https://github.com/isce-framework/isce2>) y del software GMTSAR (<https://topex.ucsd.edu/gmtsar/>; Sandwell et al., 2011). Para el procesamiento mediante el software ISCE se han usado las órbitas del Delft Institute for Earth-Oriented Space Research (Scharroo y Visser, 1998) y el modelo digital del terreno de 30m de ALOS empleado en el procesamiento de estas imágenes. Se han probado diferentes fuerzas de filtrado espacial y resolución espacial resultante (diferentes multilook), pero el resultado ha sido insatisfactorio en todos los casos, terminando el procesamiento en una decorrelación generalizada y una señal ruidosa sin espacio para interpretación alguna (véase como ejemplo la Fig. 3.51).

Dados los resultados deficientes, se ha intentado procesar las mismas imágenes con un software alternativo (GMTSAR). Se han generado tres interferogramas diferenciales en órbita descendente, correspondiéndose con aquellos pares de imágenes con un mejor compromiso entre línea base perpendicular y temporal (Tabla 3.11). Se ha empleado un modelo digital del terreno de un segundo de arco de paso de malla SRTM-1 (Farr et al., 2007). Se han descargado las órbitas ODR (ERS-2 Orbital Data Records), generadas por el DEOS (Delft Institute for Earth Oriented Space Research). Se han empleado los parámetros de configuración por defecto de GMTSAR. No se pudieron generar los interferogramas en órbitas ascendentes por problemas arrojados por el software (Tabla 3.11). Asimismo, los interferogramas diferenciales generados en órbita descendente (Fig. 3.52) presentan mucho ruido, siendo nula su utilidad para analizar los desplazamientos cosísmicos o postsísmicos de los terremotos de 2001 en El Salvador. Se ha descartado, por tanto, buscar patrones similares a los modelados (Fig. 3.50) y cualquier tipo de inversión de los datos ERS-2.

Tabla 3.10: Datos empleados para la generación de modelos directos de terremotos con las formulaciones de Okada (1985).

Los datos son tomados de Martínez-Díaz et al. (2004)* y del USGS. PN hace referencia al Plano Nodal elegido del mecanismo focal del USGS. Para el terremoto de 2014, se han realizado tres modelos diferentes (A,B,C). El deslizamiento medio se ha adaptado con base en el área de ruptura y un coeficiente de rigidez $\mu=2.3E10$ Pa.

	13/02/2001	14/10/2014 Mw 7.3		
	Mw 6.5 – 6.6	(C)PN1	(B)PN2	(A)PN2
Epicentro: lon (°)	-88.94*		-88.10	
Epicentro: lat (°)	13.67*		12.60	
M0 (N·m)	8.02E+18		1.10E+20	
Azimut (°N)	277	306		125.8
Buzamiento (°)	89	69		21.7
<i>Rake</i> (°)	-179	-90		-91
Deslizamiento (m)	0.7	1.05	1.05	6.0
Mínima profundidad vertical (km)	5*	12.5	29.4	40.5
Máxima profundidad vertical (km)	17*	77.8	55.3	47.9
Longitud de ruptura (km)	42*	65	65	40

Tabla 3.11: Pares de imágenes ERS-2 (primaria y secundaria) considerados para generar interferogramas diferenciales.

Se muestran la línea base temporal (tb) y perpendicular (sb), y los interferogramas finalmente generados (x) con ISCE o GMTSAR. Los interferogramas con un asterisco (x*) sufrieron fallos en su generación y no arrojaron ningún resultado válido.

Geometría	TRACK	Primaria	Secundaria	tb (días)	sb (m)	ISCE	GMTSAR
Desc	412	2000/11/28	2001/03/13	105	7685.9	x	x
Desc	412	2000/11/28	2001/10/09	315	-427.53	x	x
Desc	412	2001/03/13	2001/10/09	210	8071.35	x	
Desc	140	2000/11/09	2001/02/22	105	2907.93	x	x
Desc	140	2000/11/09	2001/10/25	350	1986.35		
Asc	391	1998/12/28	2001/03/12	805	6779.07		
Asc	391	2001/03/12	2001/05/21	70	8427.39	x	x*
Asc	391	2001/03/12	2001/11/12	245	9883.34		x*
Asc	391	2001/05/21	2001/11/12	175	1450.3		

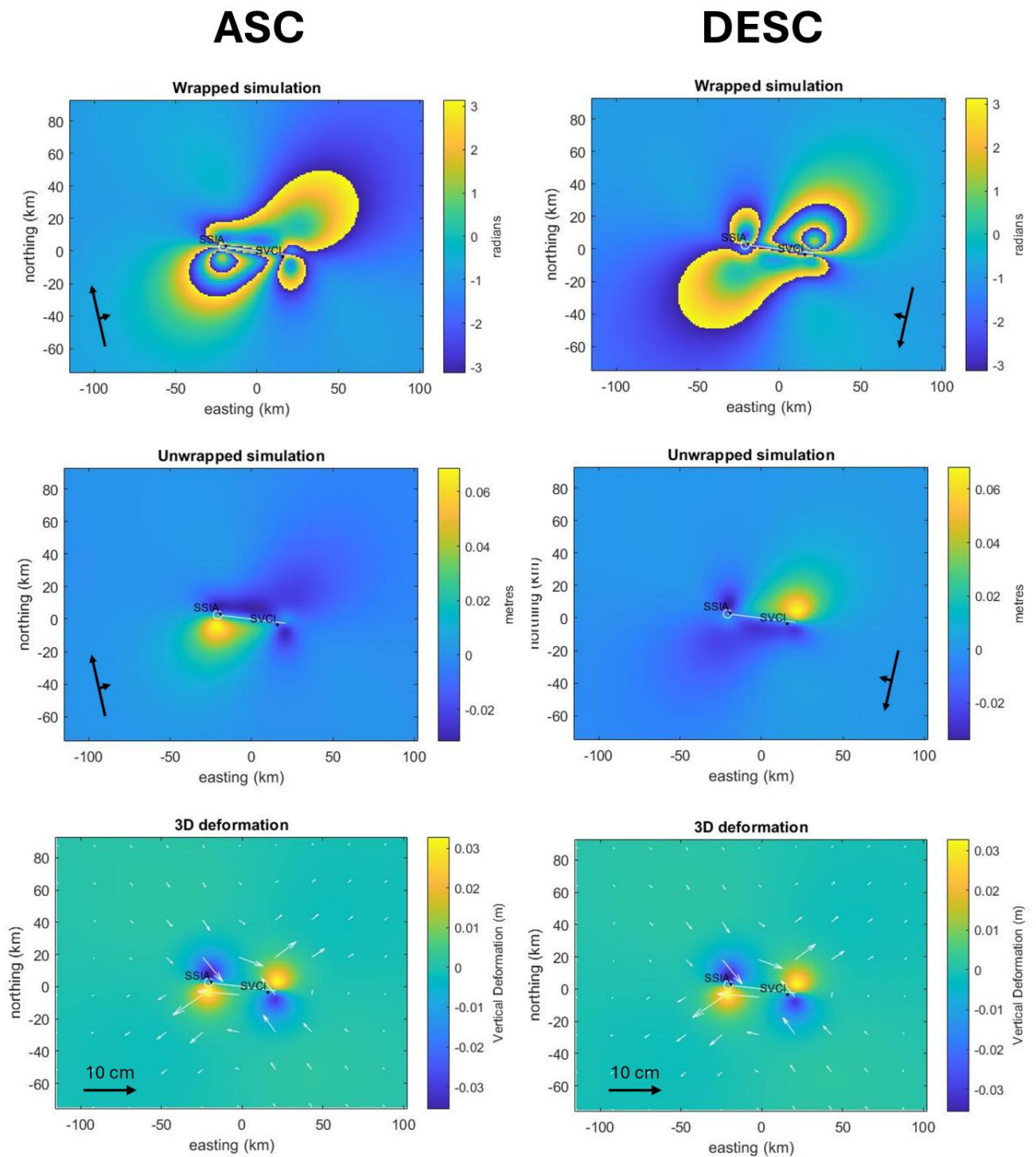


Figura 3.50: Modelos directos generados para el terremoto del 13 de febrero de 2001, para la geometría ascendente (izquierda) y descendente (derecha) de ERS-2. Se muestran las simulaciones enrolladas, desenrolladas y de deformación superficial (con vectores para la componente horizontal). En los modelos SAR, los valores positivos indican acercamiento al satélite.

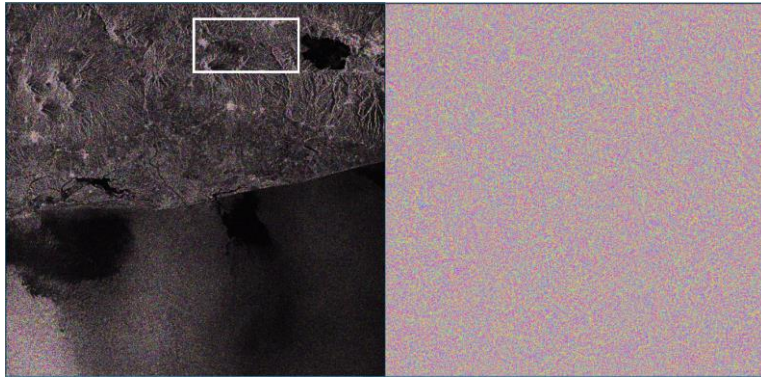


Figura 3.51: Ejemplo del interferograma diferencial 20001128-20011009 (órbita descendente 412) de ERS-2 generado con el software ISCE en El Salvador.

La imagen izquierda muestra la información de fase sobre la de amplitud de la imagen de referencia, mientras que la imagen derecha muestra la fase diferencial, ambas en geometría radar. El cuadro blanco indica la zona aproximada de rotura del terremoto del 13 de febrero de 2001.

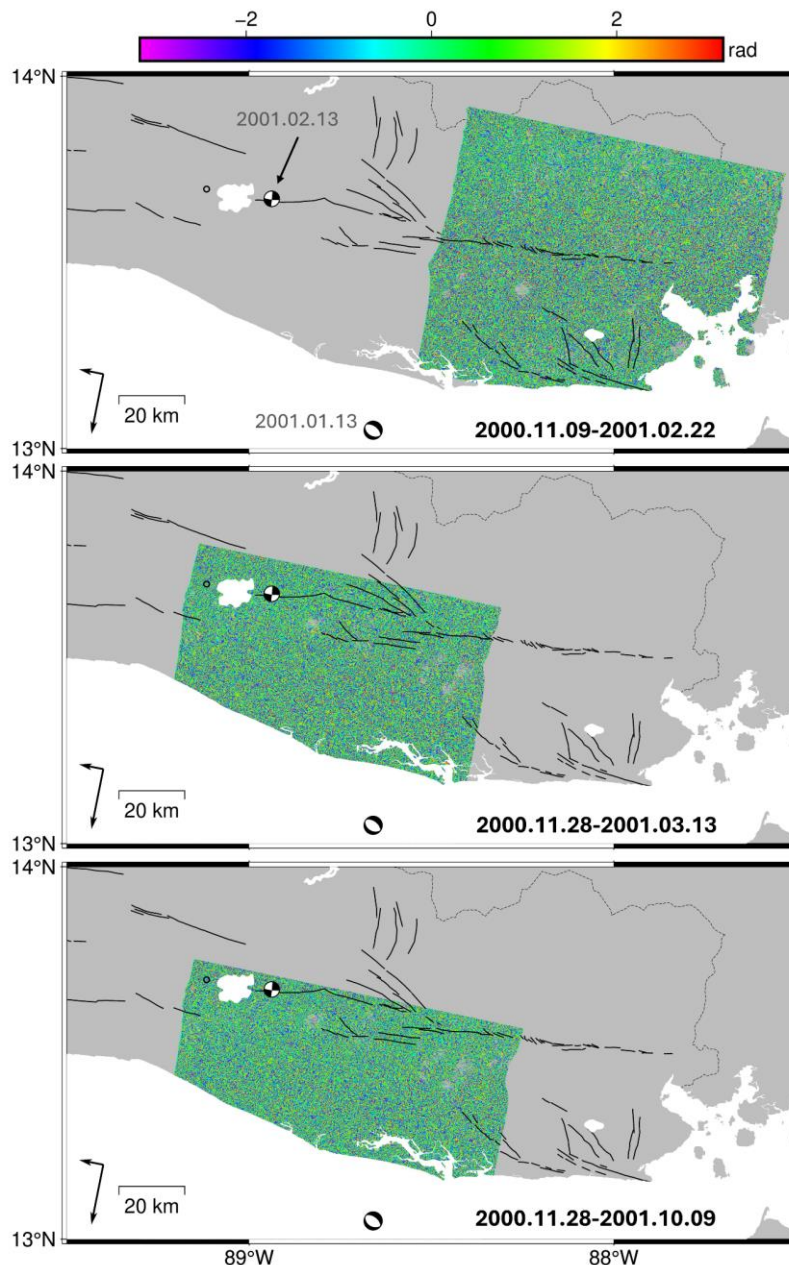


Figura 3.52:

Interferogramas diferenciales generados a partir de imágenes ERS-2 (órbita descendente) en El Salvador con el software GMTSAR.

Las fechas de los pares de imágenes se muestran en cada subpanel (formato aaaa.mm.dd). Las principales fallas (Martínez-Díaz et al., 2021) están representadas como líneas negras. El círculo muestra la localización de la estación GNSS SSIA. Se muestran los mecanismos focales de los terremotos de 2001, etiquetados con sus fechas y tomados de NEIC, ISC (2023).

3.8.1.3. Desplazamientos asociados al terremoto del 14 de octubre de 2014

El terremoto del 14 de octubre de 2014, desencadenado a unos 70 km de la costa salvadoreña, frente al Golfo de Fonseca (Fig. 3.1), arroja diversas incógnitas. A pesar de su magnitud, y relativa cercanía a la costa, no parece haber generado desplazamientos significativos en las estaciones GNSS de El Salvador, ni tan siquiera en las más cercanas (PATI, VMIG). Sí puede estimarse de manera robusta un pequeño offset hacia el sur (~ 3.3 mm) en la estación CN21 del sur de Honduras. Tampoco se detectan señales de desplazamientos postsísmicos. En otras estaciones continuas del oriente de El Salvador, se detectan offsets, pero con un comportamiento dispar y una determinación poco robusta en las series temporales (Fig. 3.53). Comparativamente, el sismo de octubre de 2012 (Fig. 3.1), de mecanismo inverso, se nucleó a una distancia mayor de la costa de El Salvador (~ 130 km), cercano a la Fosa Mesoamericana, pero produjo grandes desplazamientos cosísmicos y postsísmicos (Ellis et al., 2018), registrados en las estaciones GNSS de la región. Por ejemplo, para ese sismo, Ellis et al. (2018) estima un salto cosísmico en la estación CN21 de -3.9 mm (componente este) y -8.1 mm (componente norte), mucho mayor que el estimado en este estudio para el sismo de 2014 (0.7 y -3.3 mm), pese a nuclearse mucho más cerca de esta estación. Esto podría deberse a la orientación del plano de ruptura o a otros factores. Se ha creído conveniente realizar modelos directos con la solución del USGS para predecir la deformación en superficie y compararla con los saltos cosísmicos observados.

El sismo de octubre de 2014, que presenta un mecanismo focal de falla normal, se inició a unos 40 km de profundidad. Según el USGS, la ubicación, profundidad y el mecanismo del terremoto son consistentes con que el sismo se generara o bien dentro de la interfase de la subducción de la placa oceánica del Coco, o en la cuña de acreción de la placa del Caribe (sobre la subducción), descartando que se produjera por el empuje (thrusting) de la subducción (Fig. 3.53). Con el modelado de fallas finitas de los datos sísmicos, el USGS indica que no es posible distinguir entre las dos posibilidades. En dicho modelo, además, se observa que el deslizamiento está concentrado en un área pequeña por debajo del hipocentro (Fig. 3.53-D). Con base a estas apreciaciones, se han generado tres modelos directos (Okada, 1985) para predecir el desplazamiento asociado a cada rotura en las estaciones GNSS donde se ha observado un salto cosísmico (véanse los parámetros en la Tabla 3_datoscosismicos): (A) un modelo con datos del plano nodal 2 del USGS, generando una rotura en un plano pequeño con deslizamiento elevado, centrado en la zona de máximo deslizamiento del modelo de falla finita del USGS;

(B) un modelo con datos del plano nodal 2 del USGS, generando una rotura en todo el plano calculado por el modelo de falla finita del USGS (con un deslizamiento medio más bajo); y (C) un modelo con datos del plano nodal 1 del USGS, adaptando el plano B a la nueva geometría.

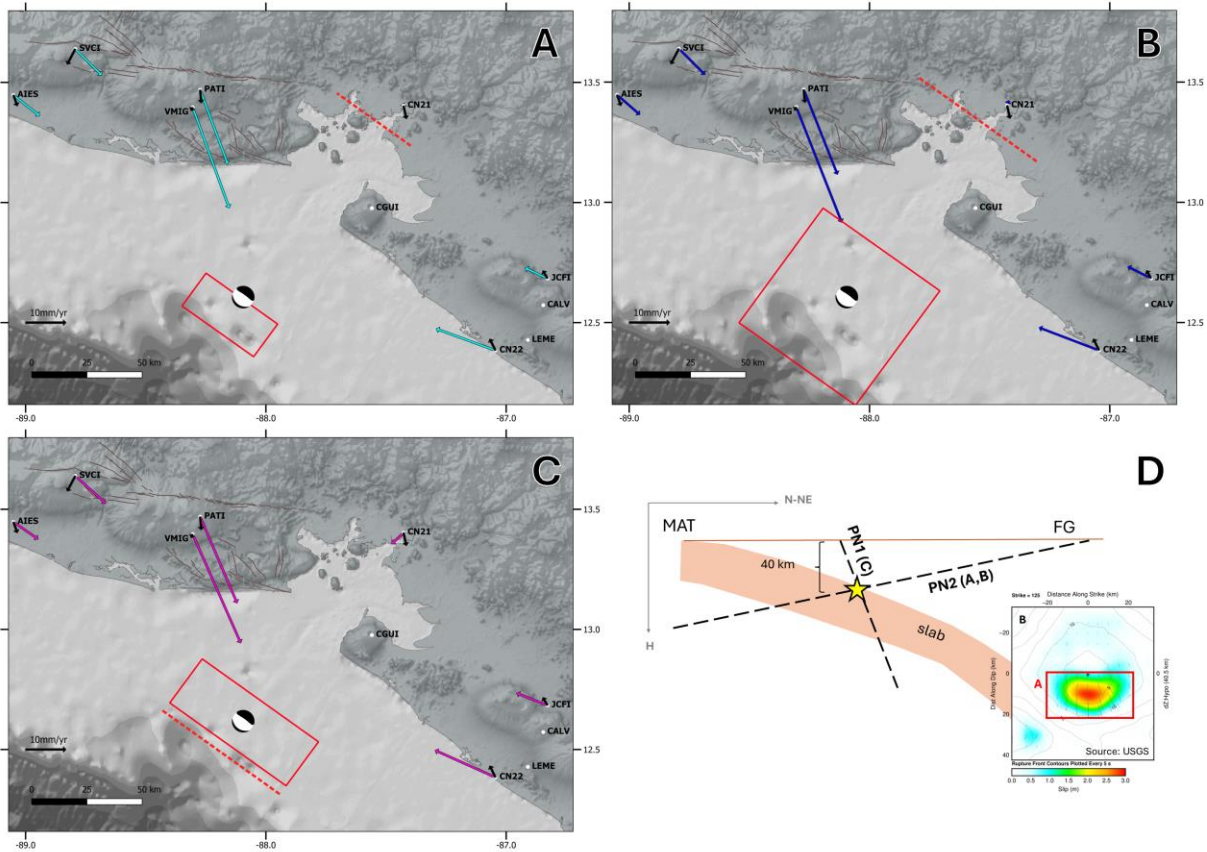


Figura 3.53: Modelos directos cosísmicos del terremoto Mw7.3 del 14 de octubre de 2014. Generados a partir de datos del USGS. A: Modelo con datos del Plano Nodal 2 (PN2), con un plano de rotura ajustado a la zona de máximo slip. B: Modelo con datos del Plano Nodal 2 (PN2), con el plano de rotura máximo del USGS. C: Modelo con datos del Plano Nodal 1 (PN1), adaptando el plano B a la geometría dictada por el PN1. D: Esquema mostrando un perfil de la subducción (con dirección SSO-NNE) y los posibles planos de rotura (PN1 y PN2), así como el modelo de falla finita para el PN2 (modificado del USGS), donde se muestra las extensiones tomadas para los planos de rotura de A y B.

En A,B,C se muestran los planos de rotura como rectángulos rojos, con la traza proyectada en superficie como una línea roja discontinua. El mecanismo focal del sismo se muestra en la localización epicentral. Los vectores negros muestran los offset (saltos) cosísmicos observados en estaciones continuas (círculos blancos) de la región. Los vectores de colores muestran los offset cosísmicos predichos por cada modelo.

El análisis se realiza con los saltos cosísmicos en componente horizontal, por el ruido presente en las series verticales de los GNSS para determinar saltos pequeños en la componente vertical. Los modelos directos (Fig. 3.53-A,B,C) predicen saltos cosísmicos más elevados en todas las estaciones GNSS de la región, con las magnitudes de los saltos estimados entre 2 y 6 veces la de los saltos medidos (30 en el caso de VMIG). La única excepción es precisamente la estación CN21 (donde se apreciaba con mayor claridad el salto cosísmico), ya que los modelos no predicen apenas desplazamiento en esta ubicación. El único modelo que produce un desplazamiento compatible con el observado es el modelo C. En el resto de estaciones, los saltos cosísmicos presentan magnitudes y orientaciones similares entre los diferentes modelos. En cualquier caso, los saltos medidos estarían por debajo de lo esperado con base en un terremoto de magnitud Mw 7.3 a esa distancia de la costa.

Parece que la aproximación de la rotura del terremoto de 2014 por medio de un modelo simple de dislocación de Okada (1985) podría resultar insuficiente para este sismo, cuya rotura podría ser compleja. Los modelos cosísmicos no son de utilidad, pues, para determinar qué plano se corresponde con el terremoto del 14 de octubre de 2014 frente al Golfo de Fonseca. No obstante, se espera que estos datos puedan ser de utilidad para futuras investigaciones, especialmente en una zona, el Golfo de Fonseca, que todavía presenta grandes incógnitas.

3.8.2. Detección de áreas de deformación activa en El Salvador

La deformación tectónica en El Salvador presenta magnitudes considerables, como se ha mostrado en apartados anteriores. Sin embargo, otros fenómenos de deformación dominan la señal detectable por técnicas geodésicas en ciertas áreas. Identificar procesos de deformación activos como subsidencias, procesos volcánicos o deslizamientos de tierra, los cuales han causado muchas víctimas en el pasado en el país (e.g. García Rodríguez y Malpica, 2010; Jibson et al., 2004), resulta crucial para la seguridad de las personas que viven en estas áreas. Aunque existen algunos intentos de detectar deformaciones locales en San Salvador con técnica InSAR (Chávez-Hernández et al., 2020; Kowalski et al., 2017), hasta la fecha no se ha realizado ningún estudio que intente reconocer ampliamente las áreas de deformación no tectónica dentro de todo el país utilizando datos geodésicos.

En esta tesis empleamos imágenes SAR Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA) para identificar deformaciones activas del suelo en curso en todo El Salvador. La misión Sentinel-1 opera en banda C, por lo que presenta problemas en zonas vegetadas como El Salvador, razón por la cual se seleccionaron previamente las imágenes ALOS para el análisis tectónico. No obstante, la disponibilidad de las imágenes Sentinel-1 en abierto y gratuitas, su buena frecuencia de repetición (6-12 días) y larga cobertura temporal (operando desde 2014 hasta la fecha), hacen de ellas un material de gran potencial para estudiar deformaciones del terreno, aunque la coherencia sea limitada. Además, la reciente aparición de plataformas online de procesamiento automático ha facilitado el acceso y el procesamiento de estos grandes conjuntos de datos.

Las iniciativas de acceso abierto LiCSAR (Lazecký et al., 2020) y LiCSBAS (Morishita et al., 2020), del COMET (*Centre for Observation and Modelling of Earthquakes, Volcanoes and Tectonics*) permiten explotar interferogramas diferenciales geocodificados, generados a partir de imágenes Sentinel-1, para el cálculo de series temporales. Dado que los interferogramas diferenciales en El Salvador se encuentran disponibles en LiCSAR, se ha realizado un análisis preliminar exploratorio para intentar determinar la aplicabilidad de estos productos en El Salvador. Dicho análisis se encuentra disponible en el Anexo A1 .

Otra iniciativa con gran potencial para el análisis de deformaciones se ha materializado a través del lanzamiento de la plataforma web GEP, *Geohazard Exploitation Platform* (<https://geohazards-tep.eu/>), perteneciente a un consorcio de empresas y organismos (como Terradue, DLR EOC, TRE Altamira, CNR-IREA o INGV, entre otras). Esta herramienta ha abierto una gran oportunidad para diferentes aplicaciones con Sentinel-1, ofreciendo diversidad de procesamientos (DInSAR, PSI, SBAS...).

Con ayuda de financiación de la ESA (*ESA Network of Resources Initiative*), las imágenes Sentinel-1 en El Salvador se han procesado utilizando la plataforma GEP, específicamente a través de la cadena de procesamiento PSBAS (*Parallel Small BAseline Subset*; Manunta et al., 2019), para obtener mapas de velocidad LOS media y series temporales de desplazamiento LOS. El objetivo principal de este estudio se centra en localizar potenciales áreas con deformaciones locales activas. La metodología seguida en este apartado se halla esquematizada en la Fig. 3.54. En total, se han procesado siete años de datos para cada geometría (ascendente y descendente), incluyendo todo el período del Sentinel-1 hasta noviembre de 2021. Debido a la falta de coherencia, fue necesario dividir el

procesamiento de cada geometría en tres periodos (2014-2017, 2017-2020 y 2020-2021). No obstante, los procesamientos de todo el periodo 2017-2020 no finalizaron satisfactoriamente, especialmente en geometría ascendente. Tratándose de una plataforma de procesamiento no supervisado, no es posible intervenir en el mismo a excepción de algunos parámetros iniciales (como la localización del punto de referencia para el desenrollado, o el área de procesamiento). Se realizaron pruebas también de los mismos procesados con diferentes puntos de referencia, optando por un punto en la ciudad de San Salvador, pero alejado de los volcanes. Finalmente se han seleccionado los resultados (velocidades LOS medias y series temporales de desplazamiento LOS) de los procesados en ambas geometrías (ascendente y descendente) para los periodos 2014-2017 y 2020-2021 (Fig. 3.55). Es posible apreciar que las zonas estables (< 0.75 cm/año de desplazamientos LOS) dominan gran parte del país, con excepción de la zona noroeste de El Salvador en geometría descendente en el periodo 2020-2021 (Fig. 3.55-C), que presenta una velocidad LOS de ~ 1 cm/año hacia el satélite.

Las series temporales de InSAR han sido validadas a través de 8 estaciones GNSS permanentes en todo El Salvador procesadas en esta tesis. Para ello, se han referenciado las series temporales GNSS con respecto a la estación SVCI (Fig. 3.6) en tres de los procesados, y a la estación AIES en el procesado ascendente con periodo 2020-2021 (Tabla 3.12). Estas series temporales se han proyectado a LOS. Por otro lado, las series temporales LOS procedentes del procesado PSBAS se han promediado en un radio de ~ 300 m en torno a cada estación GNSS (en el caso de que existiera solapamiento espacial y temporal entre ambas técnicas) y referenciado igualmente a la serie LOS (PSBAS) de SVCI. De esta manera se han intentado evitar problemas de referenciación. Con base en las series temporales GNSS y PSBAS, se ha calculado el error de la raíz cuadrada de la media (RMSE) y el error relativo entre ambos conjuntos de datos, esto es, el porcentaje representado por el RMSE con respecto a la deformación acumulada (Ezquerro et al., 2020). El RMSE resultante (Tabla 3.12) es generalmente inferior a 0.5cm en la mayoría de estaciones (siendo el máximo ~ 0.7 cm), lo cual resulta muy razonable para un procesamiento automático. El error relativo es generalmente inferior al 50%.

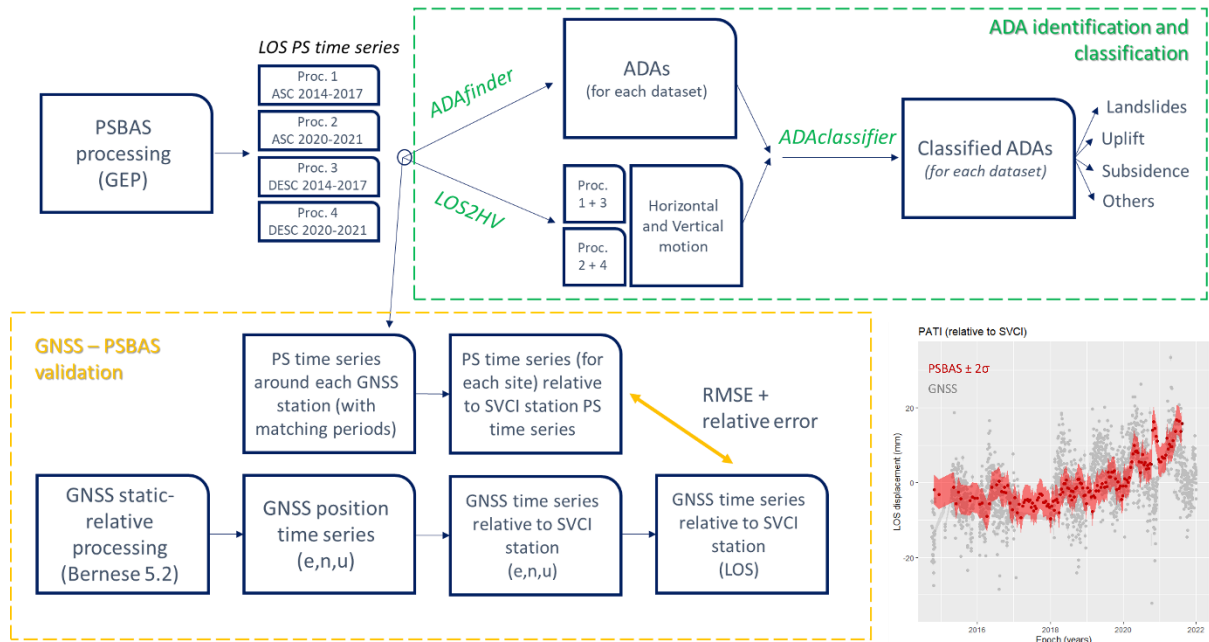


Figura 3.54: Metodología seguida en la identificación de ADAs.

Esquema de la metodología seguida para el análisis de deformaciones activas en El Salvador a partir de procesados realizados con la herramienta PSBAS de GEP. PS hace referencia los resultados de PSBAS. Se muestra también el acuerdo visual entre la serie temporal GNSS en la estación PATI, proyectada a LOS, así como la serie temporal LOS obtenida del procesado de PSBAS.

Tabla 3.12: Resultados de la validación GNSS-PSBAS en estaciones continuas de El Salvador, mostrando el error medio cuadrático o rmse de las series temporales PSBAS con respecto a las series temporales GNSS (en cm) y el error relativo del rmse con respecto a la deformación total LOS (en %).

GNSS station	PSBAS 20141022_20170208	asc	PSBAS 20200511_20211126	asc	PSBAS 20141026_20170730	desc	PSBAS 20200104_20211118	desc
AIES	0.39cm/21.1%		0.46cm/36.0%		No PSs		0.44cm/30.9%	
CNR1	0.29cm/26.7%		0.50cm/29.27%		0.45cm/123.6%		0.68cm/63.2%	
LALI	No PSs		0.45cm/45.5%		No GNSS		0.68cm/26.6%	
PATI	No PSs		No PSs		0.70cm/46.7%		0.72cm/43.4%	
SSIA	0.50cm/77.7%		0.46cm/20.6%		0.62cm/68.0%		0.46cm/47.3%	
SSSV	No GNSS		0.49cm/35.9%		No GNSS		0.46cm/47.3%	
SVCI	0.38cm/49.5%		No PSs		0.58cm/109.0%		0.58cm/88.1%	
	Relative to SVCI		Relative to AIES		Relative to SVCI		Relative to SVCI	

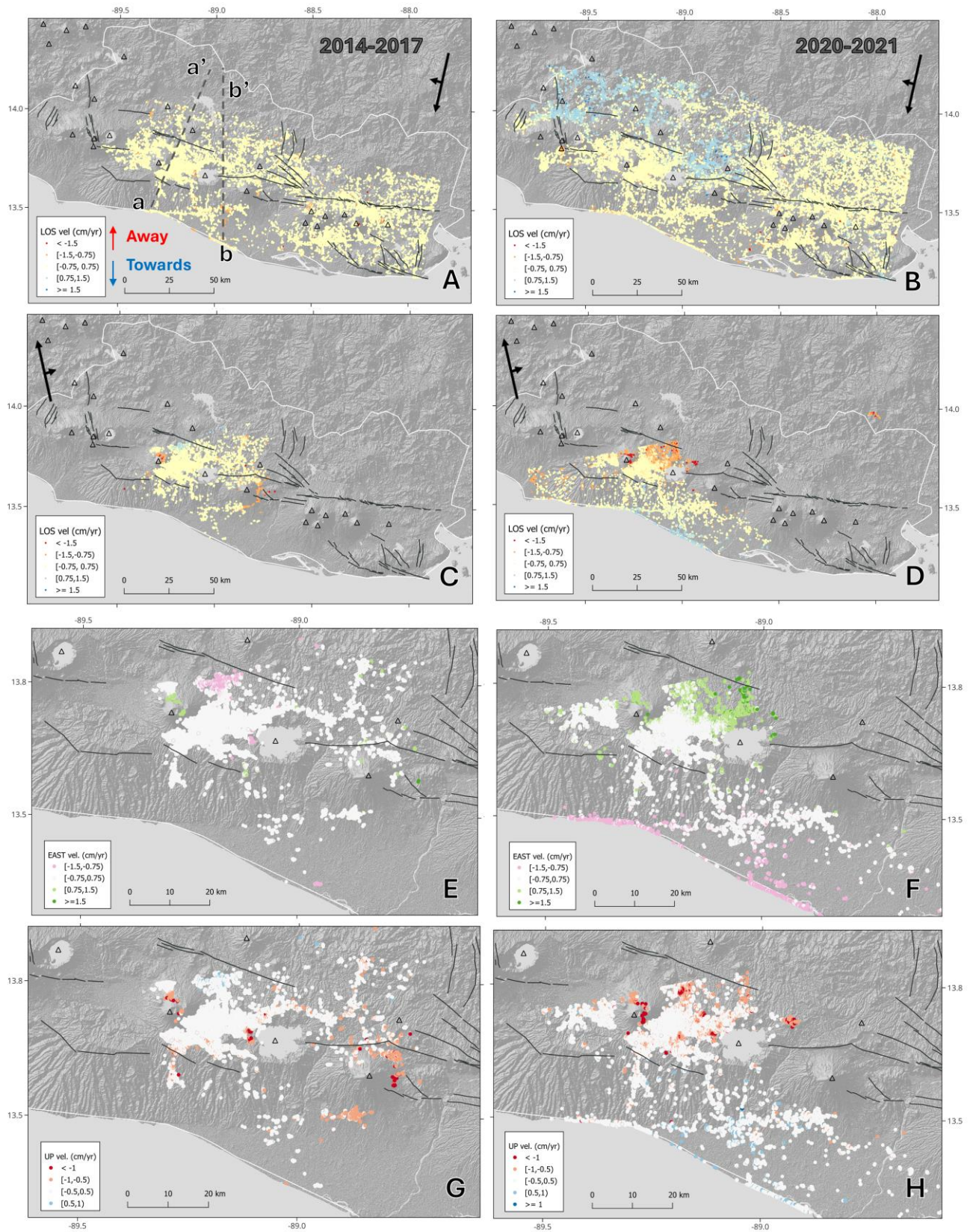


Figura 3.55: Velocidad media LOS obtenida en los procesamientos de PSBAS en órbita descendente (A,B) y ascendente (C,D), incluyendo la descomposición en velocidades horizontales (E,F – velocidad este) y verticales (G,H).