

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Sismología**

**Desplazamientos superficiales 3D del Centro de Dispersión
Cerro Prieto usando InSAR**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Ignacio Francisco Garcia Meza

Ensenada, Baja California, México
2021

Tesis defendida por
Ignacio Francisco Garcia Meza

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Javier Alejandro González Ortega
Director de tesis

Miembros del comité

Dra. Olga Sarychikhina

Dr. Héctor González Huizar

Dr. Miguel Ángel Alonso Arévalo



Dr. Javier Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Ignacio Francisco Garcia Meza** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Desplazamientos superficiales 3D del Centro de Dispersión de Cerro Prieto usando InSAR

Resumen aprobado por:

Dr. Javier Alejandro González Ortega
Director de tesis

En el Valle de Mexicali, Baja California, México se localiza el Centro de Dispersión Cerro Prieto (CDCP), zona en la que se ha observado durante décadas deformación superficial originada por desplazamientos tridimensionales en su superficie (3D, Norte, Este y Vertical), debido a la actividad tectónica y antropogénica. En este trabajo se estimaron las tasas de desplazamiento superficial 3D en el CDCP, a partir de la técnica geodésico-satelital de Interferometría de Imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR, por sus siglas en inglés). Para esto, se efectuó el proceso interferométrico con datos de los sensores Sentinel 1A/B, RADARSAT-2 en sus pasos orbitales ascendente y descendente en conjunto con datos del sistema aéreo UAVSAR en sus pasos hacia el Este y el Oeste. El uso de estos datos provee una combinación geométrica semi-ortogonal, la cual permite la descomposición adecuada del vector tridimensional de desplazamiento. Se procesaron y analizaron 1435 pares interferométricos para elaborar series temporales de los diferentes conjuntos SAR, utilizando el método Subconjunto de Líneas Base Pequeñas (SBAS, por sus siglas en inglés) en dirección de la línea de vista del radar en el período febrero/2012-diciembre/2019. Utilizando un formalismo de inversión de mínimos cuadrados ponderado, se obtuvieron los desplazamientos superficiales 3D en el CDCP, cuya tasa máxima de desplazamiento para la componente Norte es de ~ 50 mm/año, Este ~ 30 mm/año y Vertical > 150 mm/año. Los resultados se validaron con observaciones GPS (estaciones continuas y temporales) de la Red Geodésica del Noroeste de México, obteniendo diferencias menores a 15 mm en cada componente de desplazamiento, destacando una solución eficiente del algoritmo de inversión aquí propuesto. Las tasas de desplazamiento vertical obtenidas a partir de la descomposición del vector tridimensional de desplazamiento para las zonas de explotación del Campo Geotérmico Cerro Prieto y de recarga, indican un incremento del 10% y 13% respectivamente, desde el período febrero/2012-noviembre/2014 a abril/2015-abril/2016. En este análisis, se consideró la posible contribución de ambas componentes horizontales (Norte/Este), a diferencia del caso 2D en donde la componente Norte es poco sensible. Finalmente, el campo de velocidad 3D se utilizó para la estimación de la tasa del tensor de deformación en el CDCP, la cual resultó un orden de magnitud mayor ($35 \mu\text{strain/año}$) respecto a la estimada tectónicamente para la región ($1.5 \mu\text{strain/año}$), lo que representa el 96% de la deformación asociada con la actividad antropogénica en el CDCP.

Palabras clave: InSAR, Desplazamientos 3D, CDCP, Cerro Prieto, Interferometría, Subsistencia.

Abstract of the thesis presented by **Ignacio Francisco Garcia Meza** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Seismology.

3D surface displacements on the Cerro Prieto step-over by using InSAR

Abstract approved by:

Dr. Javier Alejandro González Ortega
Thesis Director

The Cerro Prieto Step-Over (CPSO) is in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, where surface deformation, originated by tectonic and anthropogenic activity, has been observed during decades causing three-dimensional surface displacements (3D; North, East and Vertical). In this study, the 3D surface displacement rates in the CPSO were estimated by using Interferometry Synthetic Aperture Radar (InSAR). To perform this, the interferometric process was done by implementing the ascending and descending orbits of the spaceborne Sentinel 1A/B and RADARSAT-2 along with the East and West direction flight segments of the airborne UAVSAR (Uninhabited Aerial Vehicle Synthetic Aperture Radar) image acquisitions. This data provides a semi-orthogonal geometric combination, which allows the appropriate three-dimensional displacement vector decomposition. 1435 interferometric pairs were processed and analyzed to build time series from the different SAR subsets by using the Small Baseline Subset (SBAS) approach in the radar line of sight direction for the February/2012-December/2019 period. The CPSO 3D surface displacements were obtained by using a weighted least square inversion scheme formalism, where maximum displacement rate for the North component is ~ 50 mm/year, East ~ 30 mm/year and vertical > 150 mm/year. These results were validated with GPS observations (continuous and temporal stations) of the Geodetic Network of the Northwest of Mexico, obtaining differences < 15 mm per displacement component, highlighting an efficient solution of the inversion algorithm here proposed. The vertical displacement rate estimated by using the three-dimensional displacement vector decomposition in the Cerro Prieto Geothermal Field exploitation zone and in the recharge area, indicates an increment of 10% and 13%, respectively, from the February/2012-November/2014 period to the April/2015-April/2016 period. In this analysis, contributions of both horizontal components (North/East) were likely considered compared to the 2D solution, in which the North component is less sensitive. Finally, the strain rate tensor in the CPSO, calculated from the 3D surface velocity field, is one order of magnitude higher ($35 \mu\text{strain/year}$) in contrast to the tectonically estimated in the region ($1.5 \mu\text{strain/year}$), indicating the 96% of the strain associated with the anthropogenic activity.

Keywords: InSAR, 3D displacements, CPSO, Cerro Prieto, Interferometry, Subsidence.

Dedicatoria

A la memoria de mi Madre Dora Leticia Meza Sepúlveda.

Gracias por siempre acompañarme con amor en el camino y enseñarme lo valioso de la vida.

¡Te amo!

A mi esposa Carmen Elvira Vargas Peralta.

El amor que nos une nos lleva de la mano hacia el infinito, gracias por tu apoyo incondicional y luchar sin titubeo a mi lado. TA.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), por la oportunidad que me dio de pertenecer a esta familia como estudiante, permitirme realizar mis estudios en tan prestigiado centro del conocimiento y formarme como profesionista.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico otorgado para que pudiera realizar mis estudios de posgrado y concretar mi trabajo de tesis. (Número de becario: 539816).

A mi director de tesis Dr. Javier Alejandro González Ortega, por todo el apoyo brindado durante el desarrollo de este trabajo y por compartir su conocimiento conmigo, pero sobre todo por compartir su amistad la cual aprecio mucho.

A los miembros de mi comité de tesis Dra. Olga Sarychikhina, Dr. Héctor González Huizar y Dr. Miguel Ángel Alonso Arévalo, quienes siempre tuvieron la disponibilidad de apoyarme, compartiendo sugerencias y opiniones que mejoraran este trabajo y por su diligente desempeño en la revisión del documento.

Al Dr. Sergey V. Samsonov, por colaborar y proveer información que contribuyó al desarrollo de este trabajo de tesis.

A la plantilla docente de la División de Ciencias de la Tierra, quienes merecen todo mi respeto y admiración por la gran labor de formar nuevos profesionistas en las Ciencias de la Tierra.

A mi estimado amigo y profesor M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña, quien siempre extiende su mano para apoyarme en lo que necesite, como estudiante y como amigo. Mi respeto y admiración para usted.

Al personal técnico de la división de Ciencias de la Tierra, por apoyarme en cuestiones específicas que fueron importantes para lograr mis objetivos. En especial a Gabriel Mejía Ruiz, Miguel Ángel García Arthur y Sergio Manuel Arregui Ojeda.

Al personal administrativo de la División de Ciencias de la Tierra y del Departamento de Servicios Escolares, quienes indiscutiblemente jugaron un papel muy importante en el desarrollo de este trabajo.

A toda mi familia, que desde la lejanía siempre ha estado conmigo, apoyándome y motivándome en lograr mis metas. Gracias a mi padre Ignacio García Rodríguez y a mi hermano Alejandro García Meza por siempre estar cuando los necesito, los amo y llevo siempre conmigo.

A mis amigos, por su apoyo incondicional y porque no sólo están en momentos buenos de la vida, sino también en momentos difíciles con los que crecemos juntos.

A mis compañeros y amigos del posgrado sin excepción, con quienes compartí experiencias divertidas, debates interesantes y gratos momentos de estudio, especialmente a Adrián, Alejandra, Erik, Jorge y Manolo a quienes les deseo el mejor de los éxitos.

¡Gracias por todo!

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Definición del problema	1
1.2 Hipótesis.....	5
1.3 Objetivos	5
1.3.1 Objetivo general.....	5
1.3.2. Objetivos específicos.....	5
Capítulo 2. Área de estudio y antecedentes	6
2.1 Información general, contexto tectónico y geológico	6
2.1.1. Sismicidad en el CDCP	9
2.1.2. Campo Geotérmico de Cerro Prieto.....	11
2.2 Antecedentes	13
Capítulo 3. Marco Teórico	19
3.1 Teoría del sistema de Radar	19
3.1.1. Geometría del Radar	19
3.1.2. Resolución	21
3.2 Radar de Apertura Sintética	23
3.2.1 Principios de adquisición de imágenes del SAR, resolución acimutal del SAR.....	23
3.2.2. Imagen SAR.....	24
3.3 Interferometría de Radar de Apertura Sintética	25
3.3.1. Formación del interferograma	26
3.3.2. Desempaquetado de la fase.....	28
3.3.3. Coherencia y decorrelación.....	30
3.4 Análisis de Series de Tiempo InSAR.....	31
3.4.1. Subconjunto de líneas base pequeñas (SBAS)	32
3.5 Sensores Satelitales SAR y adquisición de datos.....	35
3.6 Campo de desplazamiento paralelo al rumbo de falla y vertical (2D)	43

3.7 Descomposición del vector tridimensional de desplazamiento	44
3.8 Teoría de inversión de datos	45
3.8.1. Mínimos cuadrados ponderados.....	46
3.9 Tensor de deformación 3D.....	47
Capítulo 4. Metodología.....	48
4.1 Procesamiento interferométrico.....	48
4.1.1. ISCE	49
4.2 Análisis de series de tiempo InSAR.....	51
4.2.1. GIANt	52
4.3 Inversión de datos 3D.....	54
4.3.1. Inversión de datos sintéticos.....	56
Capítulo 5. Resultados.....	59
5.1 Interferogramas	59
5.2 Series de tiempo InSAR	64
5.3 Desplazamientos superficiales 3D del CDCP	68
5.3.1. Componentes del campo de desplazamiento paralelo y vertical al rumbo de falla	68
5.3.2. Desplazamientos superficiales 3D del CDCP a partir de datos de SENTINEL 1A/B y UAVSAR ..	70
5.3.3. Desplazamientos superficiales 3D del CDCP a partir de datos de RADARSAT-2 y UAVSAR	73
5.4 Validación de desplazamientos 3D obtenidos por InSAR.....	77
5.5 Tasa de Deformación 3D del CDCP.....	82
Capítulo 6. Discusión	85
6.1 Campo de desplazamiento paralelo y vertical al rumbo de falla	88
6.2 Campo de desplazamiento 3D en el CDCP	91
6.3 Tasa del tensor de deformación.....	93
Capítulo 7. Conclusiones	94
Literatura citada.....	96
Anexo I.....	105
Anexo II.....	107
Anexo III.....	108

Lista de figuras

Figura	Página
1. Ubicación del área de estudio.....	4
2. Área de estudio, Centro de Dispersión Cerro Prieto (CDCP).....	7
3. Modelo conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto.....	9
4. Mapa de localización de epicentros de sismos ocurridos durante el período de estudio febrero/2012-Abril/2016 registrados dentro y fuera de los límites del CDCP.....	11
5. Sectores de explotación en el Campo Geotérmico Cerro Prieto.	13
6. Espectro electromagnético. Longitud de onda y frecuencia de bandas de radar usadas comúnmente.....	19
7. Representación geométrica de la tecnología de radar de vista lateral (SLAR) para la adquisición de imágenes.....	20
8. Representación de las distorsiones geométricas.....	21
9. Esquema del funcionamiento del radar de apertura sintética (SAR), el cual muestra su modo de recepción y transmisión.....	24
10. Geometría de InSAR por paso repetido.....	27
11. Desempaquetado de la fase interferométrica. (a) muestra la fase empaquetada. Se observa que la fase oscila entre cero y 2π . Para determinar la fase absoluta, es necesario desempaquetar las franjas como se muestra en (b), que muestra la fase desempaquetada. Figura modificada de Woodhouse (2006).....	29
12. Diagrama de bloque para el algoritmo SBAS.....	33
13. Relación entre los datos y las matrices del modelo en la inversión SBAS.....	35
14. Izquierda- Antena SAR del satélite Sentinel 1A. Derecha- Ilustración artística del satélite Sentinel 1 haciendo un barrido de radar con vista lateral derecha sobre la superficie de la Tierra.....	38
15. Vehículo Aéreo No-habitado de Radar de Apertura Sintética (UAVSAR). Derecha superior- Se observa el sensor SAR que porta el avión, orientado con vista lateral izquierda. Derecha inferior- Tripulación que se encarga de operar una ruta de vuelo pre-programada.....	39
16. Imágenes SLC-SAR del Sistema Aéreo UAVSAR disponibles para el período de febrero del 2012 a abril de 2016.....	41

17. Disponibilidad temporal de datos SLC de los sistemas satelitales, Sentinel 1A/B/RADARSAT-2 y aéreo UAVSAR.	43
18. Proyección de las tres componentes del vector de deformación (du , dn y de) sobre la línea de vista (LOS) del satélite.	44
19. Huella de los sistemas satelital Sentinel 1 y aéreo UAVSAR.	49
20. Diagrama de flujo de procesamiento interferométrico realizado por la herramienta de código libre ISCE.	51
21. Diagrama de flujo para el análisis de series de tiempo empleando la herramienta de código libre GIANt.	53
22. Datos sintéticos de las componentes del vector tridimensional de desplazamiento superficial del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.	57
23. Desplazamiento en línea de vista ($dlos$) de acuerdo con la geometría de las trayectorias de los sistemas SAR para la zona del centro de dispersión de Cerro Prieto (CDCP).	58
24. Interferogramas Sentinel 1A/B de la trayectoria 166 con paso orbital ascendente.	60
25. Interferogramas Sentinel 1A/B de la trayectoria 173 con paso orbital descendente.	61
26. Interferogramas UAVSAR de los segmentos (S2) de las rutas de vuelo 26513 y 26515 (a-b y e-f); y del segmento (S3) de la ruta de vuelo 08514 (c-d).	63
27. Desplazamiento LOS acumulado para los pasos: a ascendente (T166) y b descendente (T173) de Sentinel 1A/B en el período 2015/04/03-2016/04/01 (~1 año). a1 , a2 , b1 y b2 corresponden a las series de tiempo de los píxeles seleccionados para ambos pasos orbitales.	65
28. Desplazamiento LOS acumulado de los pasos hacia: a Este (08514S3) y b Oeste (26515S2) de UAVSAR para el período 2015/02/27-2016/04/01 (~1.2 años) y 2014/11/18-2016/04/01 (~1.8 años), respectivamente. a1 , a2 , b1 y b2 corresponden a las series de tiempo de los píxeles seleccionados para ambos segmentos de vuelo.	66
29. Error estimado en las series de tiempo InSAR de los Sistemas SAR Sentinel y UAVSAR. a y b corresponden a los errores estimados en las geometrías del paso ascendente y descendente de Sentinel 1 A/B, respectivamente.	67
30. Izquierda: Desplazamientos paralelo al rumbo de falla (horizontal) en mm para el área del CDCP. Derecha: Desplazamiento vertical en mm para el área del CDCP.	69
31. Izquierda: Desplazamiento paralelo al rumbo de falla (horizontal) acumulado (mm) para la región del Valle de Mexicali. Derecha: Desplazamiento vertical acumulado (mm) para la región del Valle de Mexicali.	70

32. Izquierda: Tasa de desplazamiento paralelo al rumbo de falla (horizontales) en mm/año para la región del Valle de Mexicali. Derecha: Tasa de desplazamiento vertical en mm/año para la región del Valle de Mexicali.	70
33. Mapas de desplazamiento de la superficie del Centro de dispersión de Cerro Prieto obtenidos a partir de datos de los sensores SAR de Sentinel1A/B y UAVSAR.....	72
34. Desplazamiento anualizado en la dirección de línea de vista LOS de los pasos ascendente (MF1-Izquierda) y descendente (MF4N-Derecha) de RADARSAT-2 para los períodos 2011/09/13-2016/07/24 y 2011/10/01-2016/08/11, respectivamente.....	73
35. Desplazamiento LOS anualizado de los pasos hacia el Este (08514S3-Izquierda) y hacia el Oeste (26515S2-Derecha) de UAVSAR para el período 2012/02/01-2015/02/27 y 2012/02/01-2014/11/18, respectivamente.	74
36. Disponibilidad temporal de datos SLC de los sistemas satelital y aéreo, RADARSAT-2 y UAVSAR..	75
37. Campo de velocidad de la superficie del CDCP para cada componente del vector de desplazamiento, producto de la inversión 3D del conjunto de datos de los Sensores SAR de RADARSAT-2 y UAVSAR.....	76
38. Mapa de ubicación de las estaciones GNSS al interior del centro de dispersión de Cerro Prieto.	78
39. Series de tiempo de las 3 componentes de desplazamiento (Norte, Este y Vertical) para la estación GPS MBIG (a) durante el período octubre/2015-noviembre/2018 y la estación NVLX (b) del octubre/2010-marzo/2017.	79
40. Series de tiempo de las 3 componentes de desplazamiento (Norte, Este y Vertical) derivadas de observaciones GPS de las estaciones MBIG (a , c y e) y NVLX (b , d y f) para el período de abril/2015.3-abril/2016.....	80
41. a y b modelo del campo de velocidad de las componentes horizontales (Norte, Este); y c el modelo del campo de velocidad vertical.....	83
42. Mapa de la magnitud de la tasa de deformación 3D de la segunda invariante y ejes principales de deformación (cruces color rojo).....	84
43. Series de tiempo InSAR (Sentinel 1A/B & UAVSAR). a , c , e y g corresponden a las series temporales de Sentinel 1 A/B (2015/04/03-2016/04/01). b , d , f y h corresponden a las series temporales de UAVSAR (2012/02/01-2016/04/01).	86
44. Tasa de desplazamiento anualizado en la dirección LOS (mm/año) de los pasos ascendente (izquierda) y descendente (derecha) del sistema satelital Sentinel 1A/B, para los períodos 2015/04/03-2019/12/20 y 2014/10/29-2019/12/26, respectivamente, con un umbral de coherencia de 0.2.....	87

45. Tasa de desplazamiento vertical (mm/año) obtenida en este trabajo de tesis y por diversos autores en la zona de explotación (ZE) y de recarga (ZR) al interior del CDCP.	90
46. Adquisiciones del paso de órbita ascendente, trayectoria 166 de Sentinel 1A/B.	105
47. Adquisiciones del paso de órbita descendente, trayectoria 173 de Sentinel 1A/B.	106
48. Interferogramas desempaquetados por el algoritmo ICU (Integrated Correlation and Unwrapping). a, c y e , corresponden a pares interferométricos del segmento central (08514S3). b, d y f , corresponden a pares interferométricos del segmento sur (26515S2).	107
49. a y b corresponden a las series de tiempo InSAR de los pasos ascendente (T166) y descendente (T173) de Sentinel 1A/B para los períodos 20150403 – 20191220 y 20141118 – 20191226, respectivamente. c y d corresponden a las series de tiempo InSAR de los pasos hacia el Este (08514S3) y hacia el Oeste (26515S2) de UAVSAR para el período 20120201 – 20160401 en ambos segmentos.	108

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Designación de bandas de microondas en los sensores SAR.....	36
2. Características generales sobre la misión de radar de apertura sintética Sentinel 1 de la Agencia Espacial Europea.	37
3. Características generales sobre el sensor de radar de apertura sintética del sistema aéreo UAVSAR del Laboratorio de Propulsión a Chorro.....	40
4. Características generales sobre la misión de radar de apertura sintética RADARSAT-2 de la Agencia Espacial Canadiense.	42
5. Geometría de los sistemas de Radar de Apertura Sintética (SAR) SENTINEL 1A/B, RADARSAT-2 (Samsonov et al., 2017) y UAVSAR, para el área de estudio.....	55
6. Geometría de los sistemas de Radar de Apertura Sintética (SAR) SENTINEL-1A/B y UAVSAR.	56
7. Parámetros y conjunto de datos de RADARSAT-2.	73
8. Velocidades (mm/año) y errores estimados (mm) para cada componente de desplazamiento en sitios con estaciones GNSS temporales y permanentes, ubicadas al interior del Centro de Dispersión Cerro Prieto.	77
9. Tasa de desplazamiento InSAR (mm/año) de las tres componentes (Norte/Este/Vertical).....	81
10. Validación de datos InSAR a partir de observaciones GPS en sitios al interior del Centro de Dispersión de Cerro Prieto.	82

Capítulo 1. Introducción

1.1 Definición del problema

La deformación de la superficie terrestre es la expresión superficial de diversos procesos geofísicos, como los son eventos sísmicos, erupciones volcánicas, hundimientos, deslizamientos del terreno y subsidencia. Dichos procesos producen campos de desplazamiento tridimensional en la superficie muy variables en escalas temporales y espaciales. El conocimiento del campo de desplazamiento tridimensional en la superficie de la Tierra y su evolución en el tiempo y en el espacio es la clave para una mejor comprensión de los procesos geofísicos que se producen en el interior de la Tierra. A lo largo del tiempo, se han desarrollado numerosas técnicas geodésicas, terrestres y espaciales, que nos permiten estudiar los variados procesos geofísicos que ocurren a una determinada profundidad, mediante la medición e interpretación de los desplazamientos superficiales. Dichas técnicas experimentan diferentes niveles de precisión, resolución temporal y espacial, y esfuerzo económico y humano requerido. Ninguna de las técnicas geodésicas existentes puede describir por sí sola el campo tridimensional del desplazamiento superficial de forma semi-continua en el espacio y con alta frecuencia temporal.

Las técnicas geodésicas clásicas terrestres, como nivelación, trilateración y triangulación, han sido utilizadas como técnicas de medición durante más de un siglo, se distinguen por su alta precisión y exactitud, y han probado su utilidad en zonas de alta actividad sísmica, volcanes activos, zonas de subsidencia en campos geotérmicos, petroleros, etc. (v. g. Rikitake, 1976; Bonaccorso y Davis, 1993; Mossop y Segall, 1997; Glowacka et al., 1999; Alessandro Bonaccorso, 2004); sin embargo, estas técnicas carecen de capacidad de posicionamiento tridimensional de precisión (p. ej. posicionamiento horizontal usando trilateración y/o triangulación, y vertical usando nivelación) y presentan un incremento del error a distancias relativamente cortas. Además, son técnicas de medición puntual por lo que no permiten obtener una buena cobertura espacial y son demasiado costosas si es necesario el monitoreo frecuente de un área extensa.

El desarrollo de las técnicas geodésico-espaciales, como las técnicas basadas en los Sistemas de Posicionamiento Global (GPS, por sus siglas en inglés) e Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR, por sus siglas en inglés), han tenido un impacto muy importante en el estudio de procesos geofísicos causantes de deformación superficial. La técnica GPS ha sido utilizada para fines geodésicos en diversos estudios: deformación de la corteza terrestre (v. g. Hager et al., 1991; Segall y Davis, 1997; Wdowski y Eriksson, 2009), distribución de esfuerzos dentro del ciclo sísmico complementaria a la

información sísmológica (v. g. Nikoladis, 2002), deformación intraplaca y en los límites de placas tectónicas (v. g. Kreemer et al., 2003, 2018), determinación de cambios del nivel del mar (v. g. Caccamise et al., 2005; Mazzotti et al., 2007) y deformación debida a cambios de masa en glaciares (v. g. Árnadóttir et al., 2009), entre otras aplicaciones. Aunque, las redes instrumentales de GPS permanentes y temporales, proporcionan puntualmente la información de los desplazamientos tridimensionales con alta precisión, su densidad espacial es generalmente baja.

La técnica de InSAR satelital se ha convertido en una valiosa herramienta en la identificación y el monitoreo de los desplazamientos del terreno asociados a diversos procesos geofísicos (v. g. Massonnet et al., 1993; Carnec et al., 1996; Bamler y Hartl, 1998; Fielding et al., 1998; Goldstein y Werner, 1998; Massonnet y Feigl, 1998; Fialko et al., 2001; Hanssen, 2001; Strozzi et al., 2003, 2018; González-Ortega, 2014; Sarychikhina et al., 2007, 2009, 2011, 2015, 2018 y otros). La técnica de InSAR satelital utiliza imágenes de Radar de Apertura Sintética (SAR, por sus siglas en inglés), obtenidas mediante satélite, de una zona de la Tierra en distintas épocas. Las principales ventajas de esta técnica incluyen la gran cobertura espacial (de hasta $400 \times 400 \text{ km}^2$), bi-dimensionalidad de las imágenes, alta precisión (centímetros a milímetros dependiendo del algoritmo), resolución espacial fina (hasta 1 metro), frecuencia de observaciones (de días a meses) y costo de moderado a nulo (v. g. Gabriel et al., 1989; Hanssen, 2001; Massonnet y Feigl, 1998). El desarrollo del InSAR Multi-Temporal (MTInSAR) ha mejorado y ampliado las aplicaciones de la técnica interferométrica para el monitoreo y mapeo de desplazamientos superficiales, proporcionando no solo productos científicos, sino también información extremadamente útil para las autoridades de protección civil para la respuesta post-desastre y planificación de sistemas de alerta para áreas propensas a riesgos (Crosetto et al., 2016). Sin embargo, las medidas obtenidas con la técnica de InSAR proporcionan sólo información de la magnitud de una proyección de los desplazamientos 3D a la línea de vista del radar (LOS, por sus siglas en inglés) es decir, del alejamiento o acercamiento del terreno al satélite. Teóricamente, es posible extraer los desplazamientos tridimensionales a partir de la combinación de mediciones de desplazamiento en diferentes LOS, con diferentes ángulos de incidencia y/o con sensores de visión lateral derecha e izquierda (Rocca, 2003; Wright et al., 2004; Samieie-Esfahany et al., 2010). La combinación para obtener el campo de desplazamiento tridimensional posee precisión variable, obteniéndose la mejor para la componente vertical, luego para la Este-Oeste y la peor para la Norte-Sur, esta última con errores inaceptables del orden de varias decenas de centímetros, incluso si se combinan las mediciones de siete geometrías LOS diferentes (Fuhrmann y Garthwaite, 2019). Esto se debe a que las mediciones obtenidas con los satélites SAR sólo son sensibles a la dirección perpendicular a la dirección de acimut (dirección del vuelo); prácticamente no se puede obtener información en la dirección de acimut, la cual es próxima a la dirección Norte-Sur para todas las misiones satélites SAR actuales y pasadas. Por lo tanto, la mayor

dificultad para reconstruir el campo de desplazamiento tridimensional es intentar obtener la componente Norte-Sur. Hasta el momento, las únicas opciones prácticas y posibles con los datos y misiones satelitales SAR para obtener mediciones del desplazamiento tridimensional de la superficie involucran uno de los siguientes casos: a) hacer hipótesis sobre el fenómeno observado, p.ej., en zona con deslizamiento traslacional, el movimiento ocurre a lo largo de la máxima pendiente; en zona afectada por subsidencia, el desplazamiento ocurre principalmente en la dirección vertical, etc. b) Densificación de los desplazamientos InSAR con otros datos geodésicos, como es la combinación GPS+InSAR (Gudmundsson et al., 2002; Samsonov et al., 2007), y c) correlación cruzada de imágenes SAR o interferometría acimutal. Actualmente, este último método de combinación de datos SAR es el único capaz de obtener una solución con una alta densidad espacial (González et al., 2009; Hu et al., 2014), sin embargo, su aplicabilidad es limitada solo a los eventos de deformación con desplazamientos horizontales mayores a 10-15 cm.

En este trabajo de tesis, se desarrolló la metodología que contempla la combinación de mediciones de múltiples sensores SAR de geometrías de obtención de imágenes oblicuas e independientes entre sí, logrando el arreglo geométrico propicio para la estimación de las tres componentes del vector de desplazamiento superficial, con el rango de errores similar en tres direcciones. Se aprovechó la disponibilidad de las imágenes SAR aéreas, adquiridas por el Vehículo Aéreo No-tripulado de SAR (UAVSAR, por sus siglas en inglés) (JPL, 2012, 2019), y satelitales, adquiridas por los satélites Sentinel 1A/B (ESA, 2019) y RADARSAT-2 (MDA, 2018), de la misma época y área que presenta importantes desplazamientos superficiales, siendo la geometría de la obtención de las imágenes SAR de UAVSAR oblicua e independiente a la de los satélites Sentinel 1A/B y RADARSAT-2.

El área de estudio es la parte central del valle de Mexicali, particularmente el Centro de Dispersión Cerro Prieto (CDCP). El valle de Mexicali se localiza dentro de una zona tectónicamente muy activa, en la parte sur de la cuenca Saltón, en el límite entre las placas Pacífico (PA) y Norteamérica (NA) (Figura 1) (Lomnitz et al., 1970; Bennett et al., 1996; Suárez-Vidal et al., 2007). La deformación del terreno en el área de estudio es causada por una variedad de procesos naturales, tales como sismos, deformación tectónica continua y vulcanismo reciente. Adicionalmente, la explotación del Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP) que inició en 1973 influye en el estado de esfuerzos, deformación y sismicidad de la zona (v. g. Majer y McEvelly, 1982; Fabriol y Munguia, 1997; Glowacka et al., 1999, 2005; Urban y Lermo, 2012; Sarychikhina et al., 2011, 2015, 2018; Trugman et al., 2014; Samsonov et al., 2017; Xu et al., 2017).

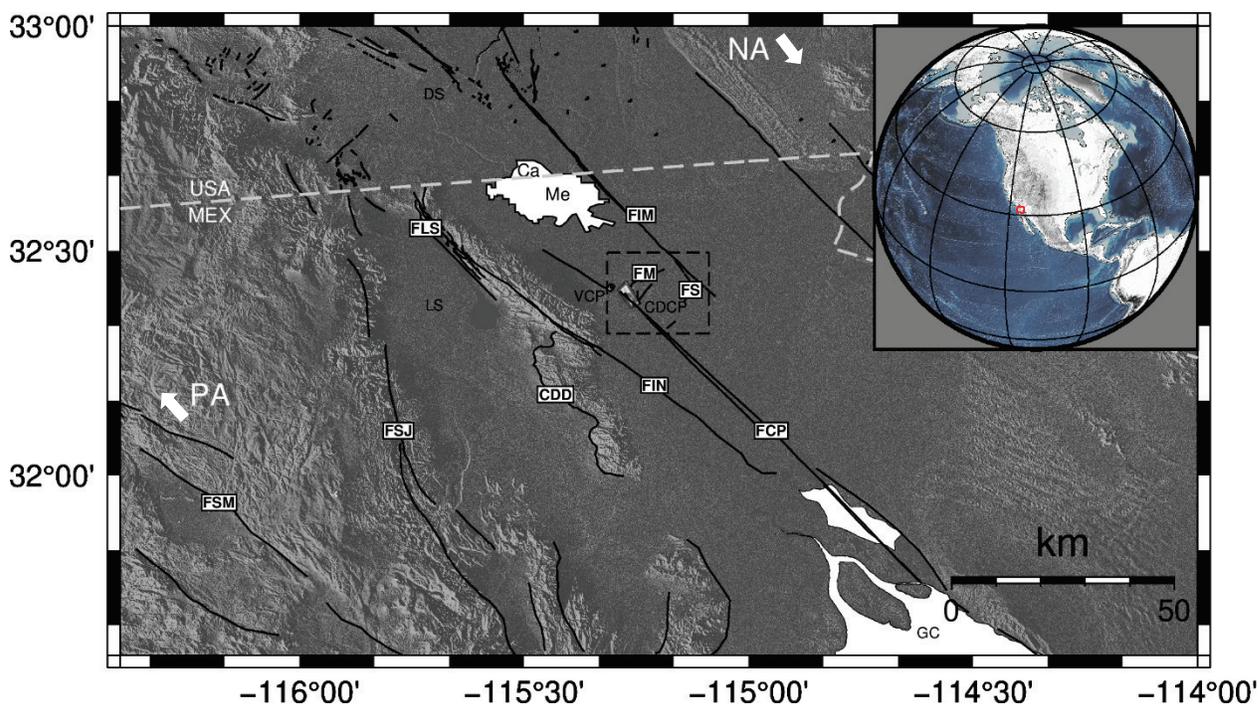


Figura 1. Ubicación del área de estudio. El Centro de Dispersión Cerro Prieto (recuadro línea discontinua) se delimita por las fallas Cerro Prieto, Imperial, Morelia y Saltillo, límite físico entre las placas Pacífico y Norteamérica. El recuadro superior derecho indica la macrolocalización de la zona resaltada por un cuadro rojo. Las líneas continuas en color negro corresponden al complejo de fallas del norte de Baja California, México y el sur de California, EEUU. Las flechas blancas representan la dirección de desplazamiento de las placas. La línea gris clara discontinua representa la frontera Mx-EEUU. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FI= Falla Imperial, FIN= Falla Indiviso, FM= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FLS= Falla Laguna Salada, FSJ= Falla Sierra Juárez, FSM= Falla San Miguel, CDD= Cañada David Detachment, PA= Placa Pacífico, NA= Placa Norteamérica, DS= Depresión Salton, LS= Laguna Salada, GC= Golfo de California, VCP= Volcán Cierro Prieto, Ca= Calexico, CA, Me= Mexicali, BC. El Modelo Digital de Elevación (MDE) de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM: <https://topex.ucsd.edu/gmtsar/demgen/>) de 30 metros de resolución es usado como fondo.

Es de primordial importancia disponer de mediciones del campo de desplazamiento superficial tridimensional con alta densidad espacial, para mejorar el conocimiento de los mecanismos o procesos responsables de la deformación superficial en el área de estudio, realizar una mejor y más fiable interpretación de dichos procesos mediante modelos más completos y realistas, y de este modo realizar una evaluación del riesgo (peligro) asociado más precisa.

La metodología desarrollada para la obtención del campo de desplazamiento tridimensional usando las imágenes SAR satelitales y aéreas, así como los resultados de su aplicación para el CDCP se presentan a continuación. Adicionalmente, se presenta la validación de los resultados con observaciones GPS de las estaciones continuas y temporales del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS, por sus siglas en inglés) de la Red Geodésica del Noroeste de México (REGNOM) y la correspondiente tasa del tensor de deformación del CDCP.

1.2 Hipótesis

La combinación de las mediciones de múltiples sensores SAR con geometrías de obtención de imágenes oblicuas e independientes entre sí, permite la estimación precisa de las tres componentes del vector de desplazamiento superficial (Vertical, Norte y Este).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Obtener los desplazamientos superficiales tridimensionales en el Centro de Dispersión Cerro Prieto, mediante la aplicación de la técnica de InSAR a las imágenes SAR satelitales y aéreas, y un esquema de inversión de mínimos cuadrados ponderado.

1.3.2. Objetivos específicos

1. Realizar la inversión de datos sintéticos 3D para el campo de deformación del CDCP.
2. Procesar las imágenes SAR adquiridas por los sensores de Sentinel 1A/B y UAVSAR.
3. Estimar las series de tiempo de desplazamiento LOS utilizando la metodología SBAS.
4. Estimar el desplazamiento superficial 3D mediante el esquema de inversión de mínimos cuadrados ponderados.
5. Validar los resultados con observaciones GPS y generar mapas de tasas de desplazamiento 3D.
6. Estimar el campo de deformación del CDCP y evaluar su evolución espacio-temporal.

Capítulo 2. Área de estudio y antecedentes

2.1 Información general, contexto tectónico y geológico

El área de estudio, el centro de dispersión Cerro Prieto, se localiza en el Valle de Mexicali, 30 km al sursureste de la ciudad de Mexicali. El Valle de Mexicali se encuentra en la porción noreste del estado de Baja California en el delta del río Colorado y se extiende desde la frontera entre Estados Unidos y México hasta el delta del río en el Golfo de California, y desde el mismo río hasta la Sierra Cucapá. Topográficamente el Valle de Mexicali se caracteriza por ser una superficie plana con una altura promedio de ~10-20 msnm en la cual sobresale solamente el volcán de Cerro Prieto (VCP), localizado en el margen Oeste del valle y que alcanza los 225 msnm (de Boer, 1980) (Figura 1, 2). El Valle de Mexicali constituye una extensa región agrícola bajo riego y es de los más importantes en el país, dentro del sector agropecuario.

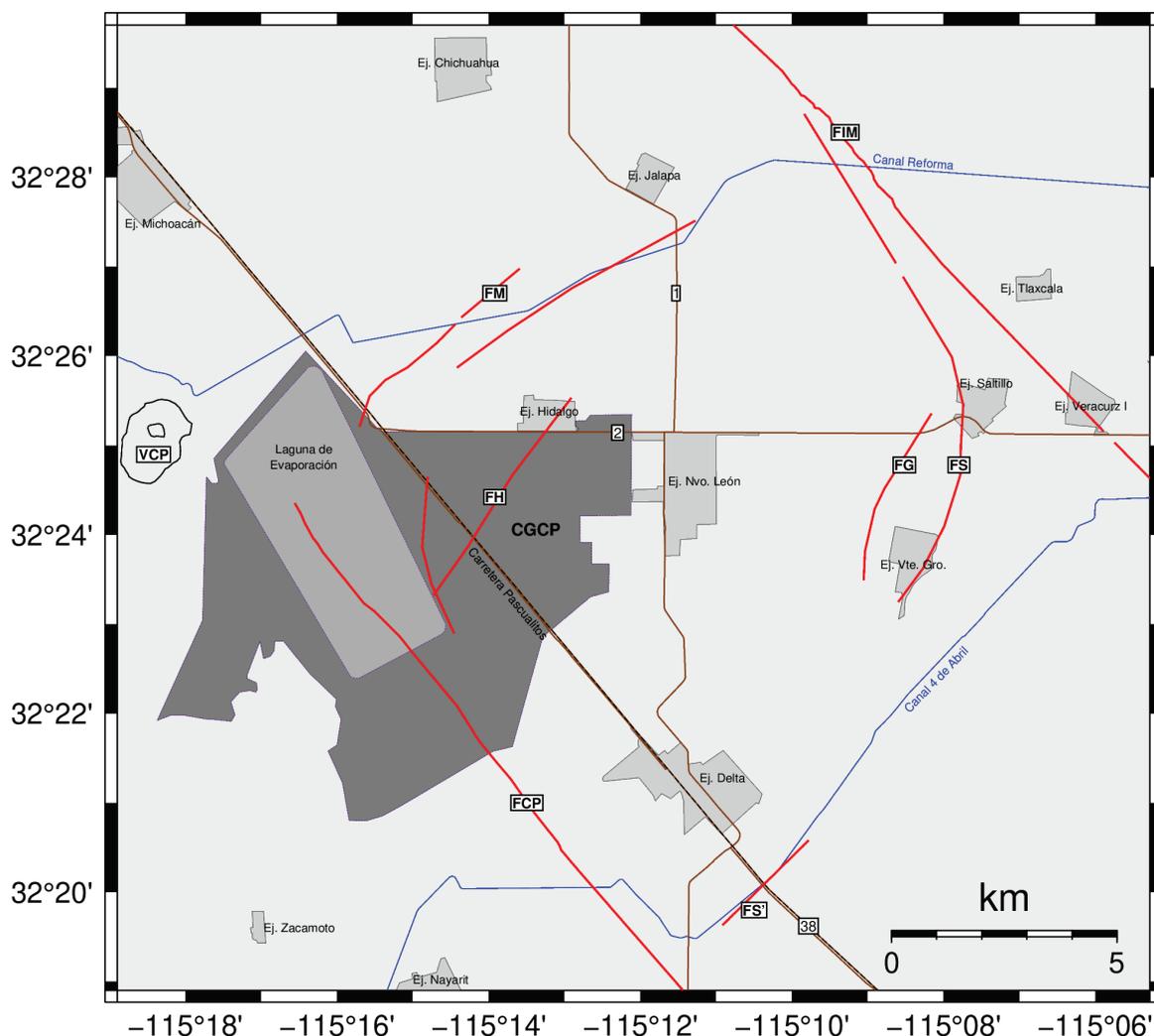


Figura 2. Área de estudio, Centro de Dispersión Cerro Prieto (CDCP). Las trazas superficiales de las principales fallas tectónicas se muestran con líneas continuas de color rojo. Además, se resaltan las localidades (polígonos de color gris claro) y la infraestructura vial y de riego que se ubica dentro de la zona de influencia del CDCP. El área del Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP) se muestra con el polígono de color gris oscuro, que contiene en su interior a la laguna de evaporación (polígonos de color gris). Las líneas café corresponden a las carreteras estatales; la línea discontinua en negro, paralela a la carretera Pascualitos, corresponde a una vía férrea y las líneas azules corresponden a canales de riego principales. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FG= Falla Guerrero, FH= Falla Hidalgo, FIM= Falla Imperial, FM=: Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FS'= Continuación de Falla Saltillo, VCP= Volcán Cerro Prieto. La información vectorial del CGCP fue tomada de Sarychikhina et al. (2018).

El Valle se localiza dentro de una zona tectónicamente muy activa, en la parte sur de la cuenca Saltón, en el límite entre las placas Pacífico y Norteamérica (Figura 1). El límite principal de placas en el norte de Baja California y el sur de California (EUA) consiste en una serie de fallas transformantes dextrales, que constituyen parte del sistema de fallas San Andrés-Golfo de California, separadas por cuencas de pull-apart (o centros de dispersión). En el Valle de Mexicali las fallas asociadas a este sistema son la falla Imperial y la falla Cerro Prieto (Figura 1), ambas activas y con la velocidad de desplazamiento relativo de 32.7 ± 0.9

y 28.2 ± 1.2 mm/año, respectivamente (Velazquez-Zaguilan, 2020). Las fallas Imperial y Cerro Prieto controlan la formación de un centro de dispersión en el continente, centro de dispersión Cerro Prieto, y marcan su límite este y oeste, respectivamente (Lomnitz et al., 1970; Elders et al., 1984; Suárez-Vidal et al., 2008). El CDCP es una cuenca con orientación NE-SO y una extensión de 183 km^2 . Dentro del CDCP, se han formado varias fallas normales, oblicuas a las fallas principales, como consecuencia del régimen tectónico extensional impuesto por el sistema de fallas Cerro Prieto-Imperial. La falla de Morelia define el límite norte del CDCP, y la falla de Saltillo define su límite sur (Suárez-Vidal et al., 2008).

El CDCP se caracteriza por tener un relleno sedimentario profundo. La capa sedimentaria tiene un grosor de entre 2.5 y 5.5 km (el grosor aumenta en la dirección Este). La capa sedimentaria se ha diferenciado en dos unidades litológicas: sedimentos no consolidados (A) y consolidados (B). El espesor de la unidad A es entre 600 m y 2300 m. Esta unidad se compone de sedimentos deltaicos y clásticos continentales del Cuaternario, no consolidados y semiconsolidados, provenientes del río Colorado y los abanicos aluviales de la Sierra Cucapá; muestran secuencias repetidas de arcillas, limos, arenas y gravas. La unidad B consta de sedimentos deltaicos continentales consolidados de edad terciaria, compuestos principalmente por capas lenticulares de lutitas, limonitas y areniscas alternadas. La unidad B sobreyace discordantemente a un basamento granítico y meta sedimentario del Cretácico Superior (Figura 3).

La presencia de una capa sedimentaria de considerable espesor, tectónica extensional, el alto flujo del calor, las fallas activas, y abundantes recursos de agua subterránea, provenientes de las infiltraciones de aguas del río Colorado, salmuera marina y agua magmática (A. H. Truesdell et al., 1981), crearon en el CDCP las condiciones para la formación de los reservorios geotérmicos que forman parte del campo geotérmico de Cerro Prieto. La explotación del CGCP produce deformación superficial de importante magnitud e influye el estado de esfuerzos y sismicidad en el área de estudio.

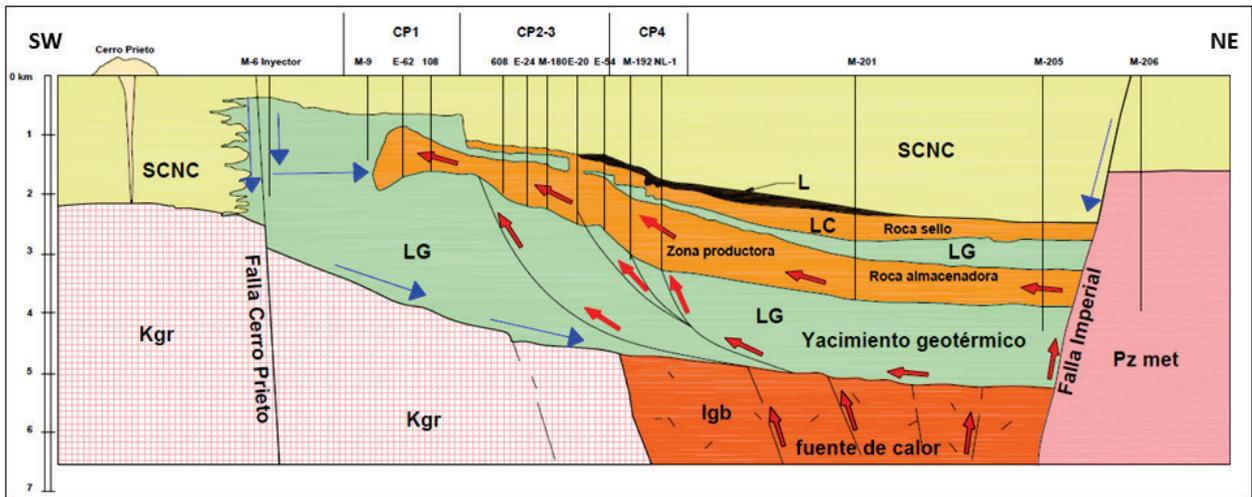


Figura 3. Modelo conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto. Donde, SCNC: Sedimentos clásticos no consolidados, L: Lodolitas, LC: Lutita café, LG: Lutita gris, lgb: Intrusivo básico, Kgr: Granitos, Pzmet: Metamórfico. Las flechas de color rojo indican la dirección del fluido geotérmico y las de color azul el fluido de menor temperatura. La Figura 5, muestra la ubicación de los sectores de explotación de pozos (CPI, II, III y IV). El perfil parte desde la zona sur de la laguna de evaporación del CGCP en el pozo M-6 8(SO) hacia el Norte del Ejido. Saltillo en el pozo M-206 al Este de la Falla Imperial (NE). Modificada de Lira-Herrera (2005).

2.1.1. Sismicidad en el CDCP

El Valle de Mexicali es una zona sísmicamente activa debido a su compleja condición tectónica. Históricamente, los sismos de gran magnitud ($M_L \geq 6$) más relevantes en la región ocurren a lo largo de las fallas principales, Imperial y Cerro Prieto (Frez y Gonzalez, 1991). El mecanismo de fallamiento dominante a lo largo de las fallas principales es de rumbo lateral derecho (Albores et al., 1980; Frez y Gonzalez, 1991). El área, situada entre la terminación norte de la falla Cerro Prieto y la terminación sur de la falla Imperial, se conoce como Zona Sísmica de Mexicali (ZSM) y está dominada por enjambres sísmicos. Aunque las secuencias sísmicas también tienen lugar. Esta actividad sísmica es de magnitud moderada a baja ($M_L \leq 5.5$) y está mayormente relacionada con las fallas normales. Por esa razón el mecanismo de fallamiento dominante dentro del CDCP es normal (Fabriol y Munguia, 1997; M. González et al., 2001). El rango de profundidad donde ocurre la mayoría de los sismos en la ZSM es de 2 a 6 km (Majer et al., 1980; Fabriol y Munguia, 1997). Además de la sismicidad natural, debido al movimiento tectónico, parte de la sismicidad registrada en el área de estudio es inducida o disparada por las actividades antropogénicas relacionadas a la explotación de CGCP, i.e. extracción de fluido geotérmico e inyección de la salmuera al subsuelo (Majer y McEvelly, 1982; Glowacka et al., 1997; Glowacka et al., 2005).

La acumulación y relajación de esfuerzos ocasionadas por la deformación tectónica del límite entre placas, también son modificados por procesos relacionados con la actividad antropogénica (extracción e inyección

de fluido) en el CGCP y pueden disparar sismicidad causando deformación superficial, por lo que la sismicidad en el área de estudio se origina tanto por la actividad tectónica como antropogénica (Majer, E. L., y McEvelly, 1982; Segall et al., 1994; E. Glowacka et al., 1999; Fabriol y Munguia, 1997; Glowacka et al., 2005; Sarychikhina et al., 2015).

Debido a que parte de la deformación superficial que ha sido detectada en este trabajo de tesis usando la técnica de InSAR podría ser causada por los eventos sísmicos ocurridos en el área de estudio en el período analizado, se efectuó un análisis de eventos sísmicos usando el catálogo de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM). En el período de estudio (febrero/2012-Abril/2016) se registraron 138 eventos sísmicos con magnitudes entre M_w 1.1 y M_w 4.2 en el área de estudio (Figura 4). La técnica de InSAR solo es capaz de detectar la deformación superficial causada por los eventos sísmicos de $M_w > 4.5$ (Mellors et al., 2004; Lohman y Simons, 2005; Dawson y Tregoning, 2007; Dawson et al., 2008). Por lo que, se puede considerar que la deformación detectada en este trabajo es de mecanismo asísmico. No obstante, ha ocurrido sismicidad $M_w > 5$ dentro y en las proximidades del área de estudio (Figura 4), eventos que plasman un antecedente de la actividad sísmica de gran magnitud en el CDCP.

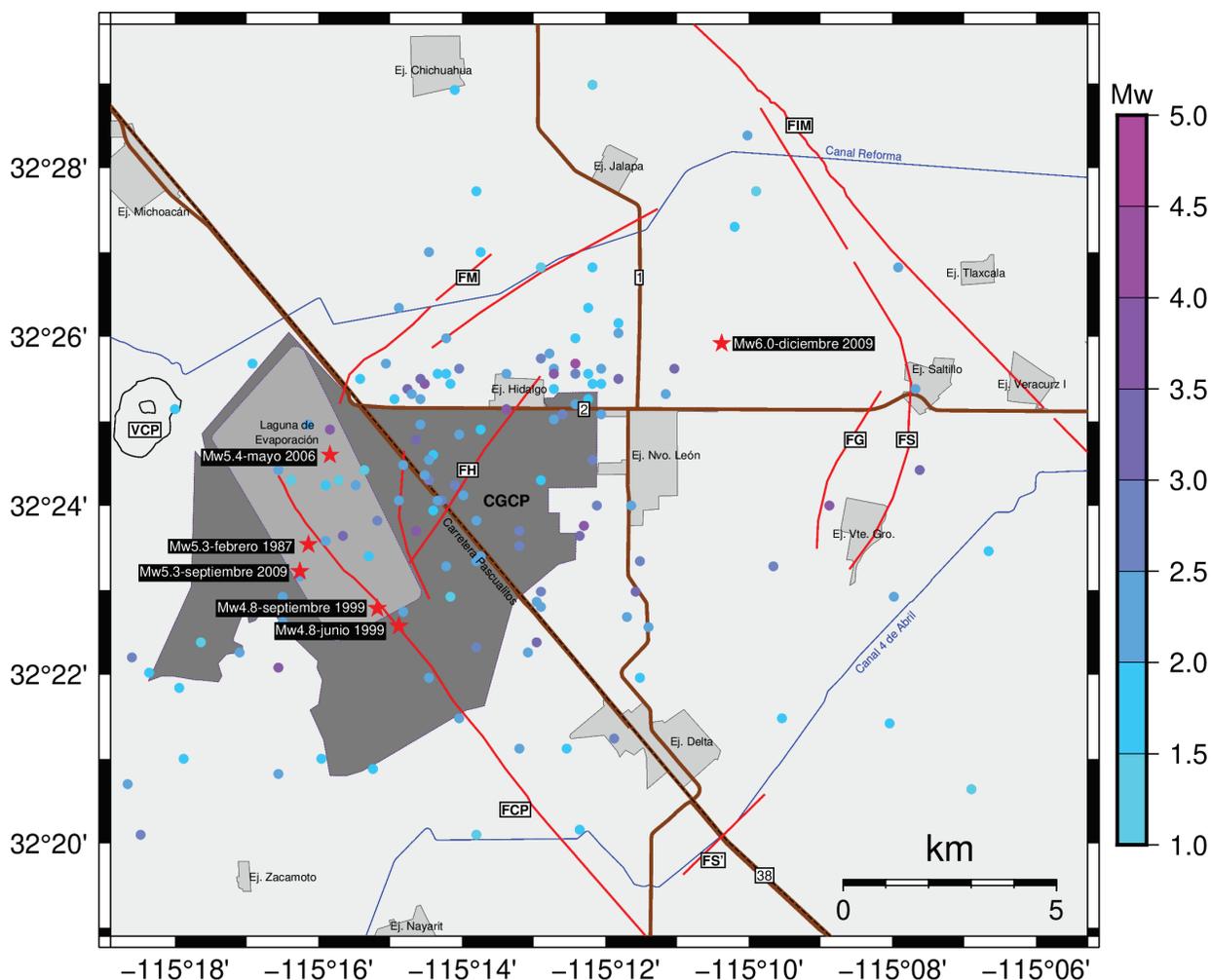


Figura 4. Mapa de localización de epicentros de sismos ocurridos durante el período de estudio febrero/2012-Abril/2016 registrados dentro y fuera de los límites del CDCP. Las estrellas en color rojo muestran los epicentros de sismos $M_w > 5.0$ ocurridos fuera del período de estudio antes mencionado. En los recuadros negros se indica la fecha de ocurrencia y la magnitud del sismo correspondiente. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FG= Falla Guerrero, FH= Falla Hidalgo, FIM= Falla Imperial, FM=: Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FS' = Continuación de Falla Saltillo VCP= Volcán Cerro Prieto. Los datos de sismicidad mostrados fueron tomados del catálogo de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM): <http://resnom.cicese.mx/sitio/proyectos.php>.

2.1.2. Campo Geotérmico de Cerro Prieto

La parte Sur de la depresión Salton es considerada como una de las provincias geológicas con los recursos geotérmicos más grandes del mundo. El Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP) es uno de varios yacimientos geotérmicos que existen dentro de la depresión Salton, específicamente ubicado en la zona Este del CDCP. El CGCP es el campo geotérmico operativo más grande y antiguo de los 4 existentes en México, el cual inició operaciones en el año 1973 con el fin de producir electricidad bajo la dirección de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Cuenta con un yacimiento geotérmico de líquido dominante, alojado en un ambiente sedimentario que lleva más de 40 años en explotación. Las condiciones del

yacimiento, tales como presión y temperatura, son 200 bar y 300° C respectivamente. Debido a su considerable tamaño (15 km^2), el CGCP fue dividido en 4 sectores de explotación (grupos de pozos) para fines administrativos y energéticos desde que inició operaciones. Estos sectores son conocidos como Cerro Prieto I, II, III y IV. CPI se localiza al Oeste de sus instalaciones junto a la laguna de evaporación, CPII hacia el Sureste, CPIII al Norte, al margen de la carretera Estatal No. 2 y CPIV al Noreste, colindando con el Ejido Nuevo León. (Figura 5). CPI fue el primer sector en entrar en operaciones, seguido de los sectores CPII y CPIII que iniciaron en 1986. Fue en el año de 1989 que se inició la reinyección de líquido residual producto de la extracción, en donde cerca del 20% es reinyectado a profundidades de 500-2600 m. Por último, no fue sino hasta el año 2000 que el sector CPIV inició su correspondiente operación. Con esto, el CGCP alcanzó una capacidad instalada máxima de 720 MW, la cual disminuyó a 570 MW cuando CPI fue sacado de operaciones en el año 2011 (Elders et al., 1984; Ewa Glowacka et al., 2006; Aguilar-Dumas, 2009; Gutiérrez-Negrín, 2012; Flores-Armenta et al., 2014).

La extracción de fluido geotérmico produce la subsidencia de terreno de importante magnitud en el CGCP y sus inmediaciones, causando considerables daños a las instalaciones del campo, así como a la infraestructura aledaña: caminos, vías de tren, canales de riego, drenes, casas, etc. Además, la subsidencia antropogénica influye al comportamiento de fallas tectónicas y la sismicidad, lo que incrementa el peligro geológico y sísmico en esta zona ya bastante vulnerable por su situación tectónica.

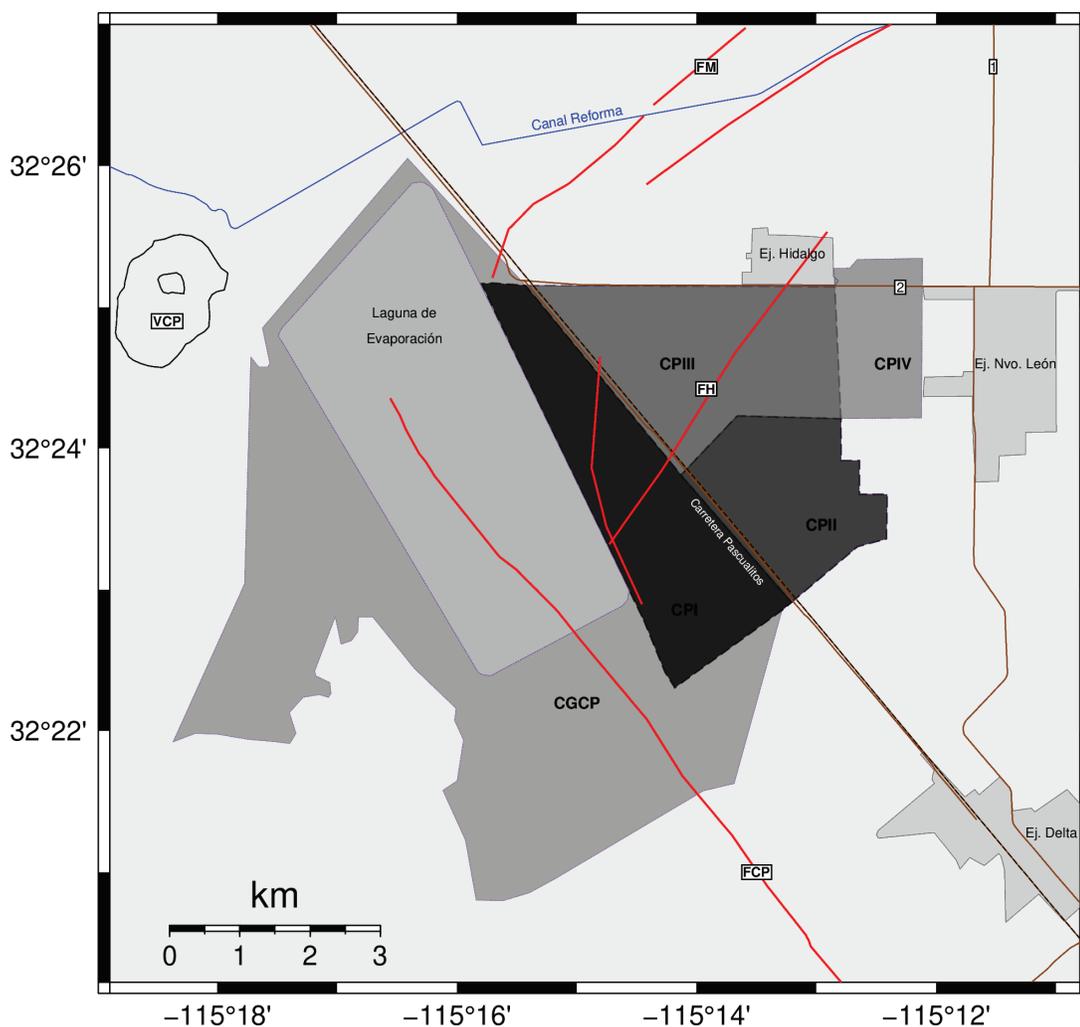


Figura 5. Sectores de explotación en el Campo Geotérmico Cerro Prieto. De acuerdo con datos del 2013 se contaba con una capacidad instalada de ~570 MW distribuida entre los sectores de explotación: CPI = 30; CPII = 220; CPIII = 220 y CPIV = 108 (Flores-Armenta et al., 2014). Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FH= Falla Hidalgo, FM=: Falla Morelia, VCP= Volcán Cerro Prieto. La información vectorial de los sectores de explotación fueron tomados de Sarychikhina et al. (2018).

2.2 Antecedentes

En el CDCP, hasta los años 90 las deformaciones observadas se atribuían solamente a la tectónica activa. Sin embargo, basado en los estudios geodésicos, monitoreo geotécnico y estudios geotectónicos, fue posible determinar que la tasa de deformaciones del terreno, principalmente subsidencia, actuales están relacionadas predominantemente con la extracción de fluidos geotérmicos. Esto fue sugerido por el análisis de datos de nivelación y datos de la producción histórica realizado por Glowacka et al. (1999) y la modelación de la componente tectónica y antropogénica de la subsidencia observada, realizada por Glowacka et al. (2005). En el primer trabajo se encontró que en el período analizado la tasa de subsidencia

incrementó después de cada aumento grande, sostenido, de extracción. La tasa de subsidencia observada de 12 cm/año (1994-1997) es demasiado grande para ser causada solo por tectónica. El máximo de subsidencia se localizó en la zona de pozos de extracción. En la modelación de la deformación tectónica, basada en el modelo de la frontera entre las placas de Norteamérica y del Pacífico, se encontró que la subsidencia antropogénica es responsable del 94% al 96% de la subsidencia observada. El cambio de volumen debido a la producción geotérmica en el CGCP se modeló usando el modelo de fracturas tensionales rectangulares en un semi-espacio elástico homogéneo (Yang y Davis, 1986) y los datos de nivelación 1994-1997, y se basó en el modelo hidrológico del CGCP (Truesdell y Lippmann, 1990). Usando el modelo obtenido, se calculó el cambio de esfuerzos de Coulomb causado por la extracción de fluidos geotérmicos en el CGCP en la zona sismogénica a 6 km de profundidad. Se obtuvieron los valores de acumulación de esfuerzo de Coulomb de hasta 1.7 bar/año. Este valor es menor que el de la acumulación de esfuerzo tectónico promedio (4 bar/año), pero es suficiente para disparar sismos; de acuerdo con Harris (1998) se necesita 0.1 bar para disparar sismicidad.

La técnica de InSAR se utilizó por primera vez para el monitoreo de las deformaciones superficiales en el CDCP al final de los 1990's inicio de los 2000's. Carnec y Fabriol (1999) y Hanssen (2001) interpretaron algunas imágenes SAR de satélites ERS 1/2 adquiridas en 1993-1997 y 1995-1997, respectivamente. Sus resultados mostraron que el área del CGCP se está hundiendo. La comparación de los datos de InSAR con los datos de nivelación de 1994-1997 mostró que la tasa y el patrón de subsidencia estimados por ambas técnicas para el área de CGCP es aproximadamente igual, con máximo hundimiento de ~12 cm/año (1.5 cm/mes). Sin embargo, no les fue posible definir la extensión de la zona de hundimiento debido a la baja calidad (baja coherencia) de los datos de InSAR en las zonas alrededor del campo causada por la presencia de vegetación en los campos agrícolas. Los resultados obtenidos por estos trabajos abarcan aproximadamente la mitad de la zona afectada por subsidencia y determinada usando los datos de nivelación. En ambos trabajos se realizó la modelación del cambio de volumen debido a la extracción de fluido geotérmico usando los datos de InSAR y un modelo teórico de deformación, conocido como modelo de Mogi (Mogi, 1958). El modelo se basa en la suposición que la corteza terrestre es un cuerpo ideal elástico semi-infinito y que la deformación está causada por el cambio de presión hidrostática en una fuente esférica, i.e. fuente de Mogi. Se obtuvo la profundidad de las fuentes de Mogi que causan la deformación de la superficie de 1000 – 3000 m, lo que coincide con la profundidad de los reservorios productivos, comprobando que la subsidencia en el CGCP se debe a la extracción de fluidos geotérmicos.

Sarychikhina et al. (2011) utilizaron las imágenes SAR de ENVISAT adquiridas entre 2003-2006 y las técnicas de InSAR convencional y de apilamiento de interferogramas diferenciales. Esta última se aplicó con el

propósito de obtener la tasa de desplazamiento anual, así como para superar las dos principales deficiencias de InSAR convencional: la baja coherencia para los pares interferométricos de separación temporal relativamente larga (más de 105 días para CDCP) y la influencia atmosférica. Sarychikhina et al. (2011) compararon la tasa de hundimiento obtenida por InSAR para el período de Diciembre/2004 a Diciembre/2005 con los resultados de nivelación de 1994-1997 y 1997-2006 (Glowacka et al., 1999; 2006), con el fin de evaluar los cambios espaciotemporales de la subsidencia antropogénica en el Valle de Mexicali. Los autores encontraron que los cambios en el patrón de deformación superficial y la tasa de hundimiento están correlacionados con el desarrollo del CGCP. Sin embargo, la extensión espacial del área afectada por subsidencia está controlada por las fallas tectónicas.

Trugman et al. (2014) analizaron la posible influencia de la extracción de fluido geotérmico en el CGCP sobre la ocurrencia de la secuencia de ruptura del sismo el Mayor-Cucapah (EMC) Mw7.2 del 4 de abril de 2010, cuyo epicentro se localizó ~15 km al Suroeste del CGCP. Se usaron las imágenes del sensor Satélite de Observación de la Tierra Avanzado (ALOS, por sus siglas en inglés) adquiridas en el período agosto/2006-enero/2009 y la técnica de apilamiento de interferogramas diferenciales para estimar la tasa de desplazamiento superficial en el CDCP y sus alrededores. El modelo de cambio de volumen debido a la extracción se obtuvo usando la tasa de desplazamiento superficial y el modelo teórico de Mogi. El modelo final consistió en 436 fuentes de Mogi espaciadas uniformemente en la profundidad de 2.7 km (profundidad promedio de la extracción). Usando el modelo final se obtuvieron los valores de acumulación de esfuerzo de Coulomb en las zonas de ruptura de EMC. Aunque se obtuvieron los cambios de esfuerzo de Coulomb positivos y de magnitud suficiente para disparar un sismo, los autores concluyeron que sus estimaciones sólo pueden ser interpretadas como aproximaciones de primer orden y no se establecen sugerencias de manera definitiva acerca del papel que la actividad del CGCP pudo haber jugado en la secuencia de ruptura de EMC. Sin embargo, sus resultados demuestran que la extracción de fluido en el CGCP causa una perturbación sustancial al campo de esfuerzos regional.

González-Ortega et al. (2014) analizaron la deformación cosísmica y postsísmica del sismo EMC, en el campo-cercano empleando InSAR y observaciones GPS. En este trabajo se llevaron a cabo varias campañas de observación GNSS a una distancia de 30 km de la zona de ruptura de EMC y se analizaron datos InSAR de los satélites Envisat y ALOS-1. Se procesaron pares interferométricos de ambos sensores abarcando los primeros 5 meses después del evento, tiempo considerado para los efectos de una inversión conjunta de observaciones GNSS y pares interferométricos convencionales (I-LOS) para la distribución de deslizamiento postsísmico, usando modelos basados en dislocaciones rectangulares en un semi-espacio elástico homogéneo (Okada, 1985; Fialko et al., 2010). Lo anterior, resultó en un campo de desplazamiento

postsísmico consistente con el mecanismo de deslizamiento cosísmico. Más aún, combinando diferentes geometrías de las plataformas satelitales Envisat y ALOS-1 (ascendente/descendente) de I-LOS y acimutal (AZO), se obtuvieron los desplazamientos cosísmicos tridimensionales del sismo EMC (Norte, Este y Vertical), donde la componente Norte presentó residuales >30 cm al validarlos con datos GPS, confirmando la poca sensibilidad de I-LOS y AZO al obtener esta componente. Para las componentes vertical y Este el residual fue de 2.4 cm y 3.5 cm, respectivamente (González-Ortega, 2014). Este trabajo presenta una metodología que busca la obtención de las tres componentes de desplazamiento de la superficie usando imágenes SAR. No obstante, este método sólo funciona correctamente para desplazamientos de la superficie del orden de metros, tal y como ocurrió en ciertos segmentos de la zona de ruptura del sismo EMC, con desplazamientos máximos de 2 a 5 m.

Sarychikhina et al. (2015) estimaron la deformación asísmica y sísmica en el CDCP en el período 2006-2009, usando los datos de nivelación, InSAR, instrumentos geotécnicos y modelación. Los datos de nivelación cubrían el período de 3.5 años, por lo que incluían la deformación vertical de diferentes mecanismos (sísmica y asísmica) y origen (tectónica y antropogénica). La técnica de apilamiento de interferogramas diferenciales se utilizó para estimar la componente asísmica de la deformación total observada (intersísmica tectónica y antropogénica), utilizando imágenes SAR de ENVISAT, adquiridas en el año 2007, durante un período en el que no se produjo sismicidad significativa en la zona de estudio. Se combinaron datos InSAR de dos geometrías (ascendente y descendente) para obtener la deformación vertical. Después de eliminar la señal asísmica estimada de los datos de nivelación, el desplazamiento vertical residual permaneció. Para identificar posibles fuentes y mecanismos de este desplazamiento residual, se realizó un análisis detallado de los registros de los instrumentos geotécnicos (inclinómetros y grietómetro). Los resultados de este análisis sugirieron que el desplazamiento residual es causado principalmente por una sismicidad moderada en el área de estudio durante el período analizado. Se realizó la modelación de la deformación vertical causada por el deslizamiento cosísmico en falla fuente (mecanismo primario) de dos eventos sísmicos más importantes, del 24 de mayo de 2006 ($M_w = 5,4$) y del 30 de diciembre de 2009 ($M_w = 5,8$). Los resultados de la modelación, junto con el análisis de datos de instrumentos geotécnicos, sugirió que la sismicidad moderada influye en la deformación superficial en el área de estudio a través del deslizamiento cosísmico en la falla fuente, deslizamiento disparado en las fallas secundarias y deformación de sedimentos blandos. Además, concluyeron que al menos el 70% del total de la subsidencia observada durante el período de estudio es antropogénica asísmica.

Xu et al. (2017) usaron imágenes del satélite Sentinel-1A, para obtener las series de tiempo de dos componentes del desplazamiento (paralela a las fallas principales y vertical) de la deformación en el Valle

de Mexicali. Los datos InSAR se procesaron en el período comprendido entre octubre/2014 y julio/2016. Se generaron un total de 201 interferogramas de trayectoria descendente y 183 de trayectoria ascendente. Se efectuó un análisis de series de tiempo InSAR usando el método de subconjunto de líneas base pequeñas con correcciones atmosféricas mediante un apilamiento con un punto común. Como resultado de la descomposición del vector de velocidad LOS en 2 componentes, se generó un mapa completo del Valle de Mexicali que muestra una tasa de subsidencia de ~ 16 cm/año, la cual es mayor con respecto a las estimaciones realizadas anteriormente (12-14 cm/año). La tasa de velocidad horizontal (Este-Oeste) es de ~ 4 cm/año, equivalente con el cambio general en velocidad a través del sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto (Bennett et al., 1996). Con este trabajo se planteó la posibilidad de obtener el campo de desplazamiento bi-dimensional (Vertical y Horizontal) en el CDCP a partir de la descomposición del desplazamiento LOS.

Samsonov et al. (2017) aplicaron la técnica multidimensional de subconjunto de líneas base pequeñas (MSBAS) a las imágenes SAR de la misión satelital canadiense RADARSAT-2 adquiridas en el período octubre/2011-julio/2016 para obtener las series de tiempo de 2 componentes del desplazamiento (vertical y Este-Oeste, ignorando la componente Norte-Sur) y analizar la deformación que afecta al CDCP. La deformación superficial observada se relacionó con la extracción de fluido geotérmico en el CGCP y al deslizamiento postsísmico en la ruptura de ECM. Los datos de InSAR revelaron la presencia de un desplazamiento en la ruptura de ECM, incluso 6 años después de este evento sísmico. Siguiendo la metodología de Trugman et al. (2014), se obtuvo el modelo de cambio de volumen debido a la extracción de fluido geotérmico en el CGCP usando los datos de InSAR y el modelo teórico de Mogi. El modelo obtenido se utilizó para estimar los valores de acumulación de esfuerzo de Coulomb en las zonas de ruptura de EMC. Los resultados obtenidos apoyan la conclusión de que las actividades antropogénicas en el CGCP pueden haber contribuido al desencadenamiento de ECM y afectaron el deslizamiento cosísmico y postsísmico en la ruptura del sismo.

Sarychikhina et al. (2018) realizaron un análisis detallado de la evolución de la deformación superficial en el CDCP en los últimos 20 años (1993-2014). Para esto, se aplicó la técnica de apilamiento de interferogramas diferenciales a las imágenes SAR de las misiones satelitales ERS1/2, ENVISAT y RADARSAT-2 de diferentes geometrías orbitales y de adquisición de las imágenes. Se generaron los mapas de tasa de desplazamiento LOS (cm/año) para diferentes períodos. Sólo se analizaron los períodos sin importante actividad sísmica. Únicamente los datos de desplazamiento LOS con la misma geometría orbital y de adquisición de las imágenes han sido comparados directamente. Para comparar los datos de diferente geometría de adquisición de las imágenes (diferentes misiones), se realizó la descomposición del

desplazamiento LOS en dos componentes, vertical y Este-Oeste (ignorando la componente Norte-Sur), usando los datos de órbita ascendente y descendente para cada misión. Basado en el análisis de los resultados del procesamiento interferométrico, los autores concluyeron que los principales cambios en la tasa y el patrón de la deformación superficial tienen una buena correlación en el tiempo y el espacio con los cambios en la producción en el CGCP. La descomposición del desplazamiento LOS en las componentes vertical y horizontal (Este-Oeste) reveló un desplazamiento horizontal considerable que refleja principalmente el movimiento del terreno dentro y fuera de los límites del área afectada por subsidencia hacia las áreas de mayores tasas de hundimiento. Además, se realizó la validación de los resultados de InSAR comparándolos con los datos de nivelación, lo que confirmó la alta confiabilidad de la interferometría satelital para la detección y monitoreo de los desplazamientos de la superficie del terreno en el área de estudio. Los autores destacaron la importancia de considerar la componente horizontal del desplazamiento superficial, incluso si la dirección del desplazamiento dominante es vertical, especialmente cuando los datos de diferente geometría de adquisición de las imágenes son comparados.

En la mayoría de los trabajos previos, en los cuales la técnica de InSAR ha sido utilizada para el estudio de la deformación superficial en el CDCP, el análisis de la deformación se realizaba usando los datos de desplazamiento LOS, o de dos componentes del vector de desplazamiento, vertical y una componente horizontal, ignorando su tercera componente. A diferencia de estos trabajos, en la presente tesis se obtiene el campo de desplazamiento tridimensional, a través de un esquema de inversión de datos de desplazamiento LOS de 4 geometrías (ángulo de incidencia/acimut) independientes entre sí, siendo este el primer trabajo en su tipo en el CDCP.

Capítulo 3. Marco Teórico

3.1 Teoría del sistema de Radar

El principio del sistema de radar se basa en su capacidad de emitir los pulsos electromagnéticos en el rango de las microondas (longitudes de onda (λ) de 1 cm a 1 m) y de detectar la retrodispersión de éstos desde objetos ubicados en la superficie terrestre (Hanssen, 2001; Bürgmann et al., 2002). En cuanto a la técnica de radar, ésta mide el tiempo de viaje de ida y vuelta del pulso emitido, lo que permite determinar la distancia a la que se localiza el objetivo e inferir sus características físicas, como el tamaño o la rugosidad de la superficie (Hanssen, 2001). En percepción remota, los sistemas de radar se distinguen por utilizar las bandas X, C y L de la región de las microondas del espectro electromagnético (Figura 6), cuyas longitudes de onda son ~ 2.5 , 5.6 y 23.8 cm, respectivamente (Jensen, 2014). En este rango de longitudes de onda, la atmósfera se comporta como un medio altamente transmisor, lo que permite a los radares trabajar sin problemas en cualquier condición meteorológica, incluyendo la cobertura total de nubes y en cualquier momento del día y la noche; aunque en muchas aplicaciones, incluida la interferometría que se presentará más adelante, es necesario considerar la contribución atmosférica a la radiación.

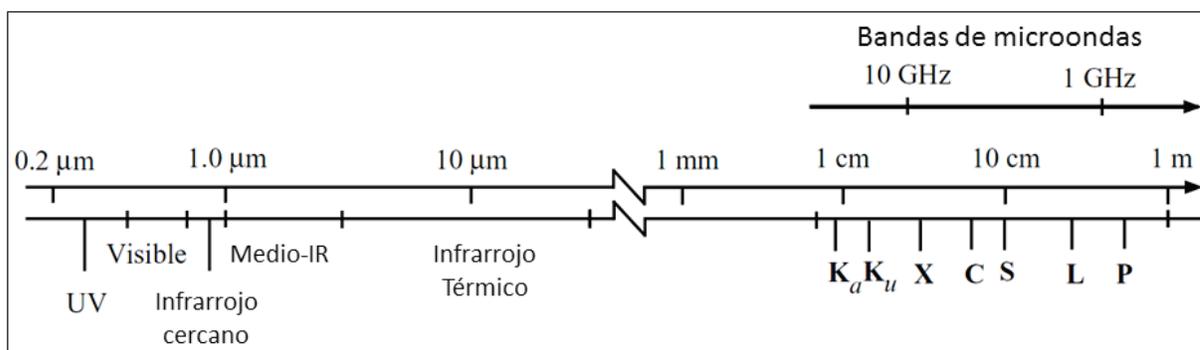


Figura 6. Espectro electromagnético. Longitud de onda y frecuencia de bandas de radar usadas comúnmente. Imagen modificada de Jensen (2014).

3.1.1. Geometría del Radar

Los sistemas de radar de vista lateral (SLAR, por sus siglas en inglés) son transportados en una plataforma dinámica satelital o aérea, con altitud (h) y velocidad uniforme sobre una superficie de referencia (Figura 7). Al moverse a lo largo de su trayectoria, el radar ilumina franjas continuas y paralelas entre sí, cuyo ancho (ancho de barrido) es determinado por el ancho de la huella. La dirección de avance de la plataforma satelital o aérea es llamada dirección de acimut, la dirección ortogonal a ésta es la dirección de rango y, la

dirección de observación es denominada rango inclinado. El rango determina la distancia existente entre el sensor y el blanco, y así, la distancia más cercana a la que se encuentran los blancos iluminados es denominada rango cercano, mientras que la mayor distancia es denominada rango lejano. La proyección del rango oblicuo sobre la superficie es denominada rango terrestre. El ángulo entre la dirección en la que la antena del radar ilumina la superficie terrestre y el nadir se le conoce como ángulo de vista (θ , look angle), este ángulo se incrementa desde el rango cercano hacia el rango lejano. El ángulo entre la normal a la superficie local y la dirección de propagación de la onda incidente se conoce como el ángulo de incidencia (θ_{inc}).

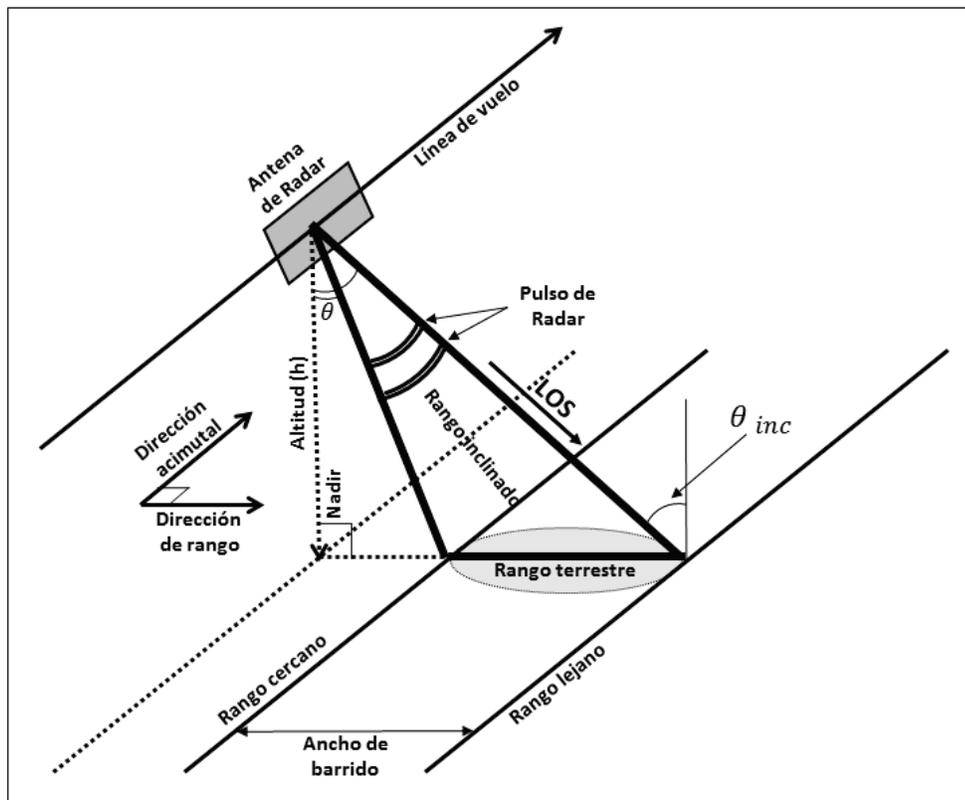


Figura 7. Representación geométrica de la tecnología de radar de vista lateral (SLAR) para la adquisición de imágenes. La plataforma del radar viaja en la dirección acimutal. La antena de radar emite en la dirección del rango, perpendicular a la dirección acimutal. Donde θ corresponde al ángulo de vista y θ_{inc} al ángulo de incidencia. LOS se refiere al acrónimo en inglés de línea de vista del radar. Modificada de (Woodhouse, 2006).

Debido a la geometría de los sensores SLAR de aspecto lateral, las imágenes SLAR de áreas con relieve accidentado (montañoso) están afectadas por las distorsiones geométricas. En la Figura 8 se muestran los principales tipos de distorsión geométrica. *Foreshortening* (A) se refiere al acortamiento o expansión del tamaño del pixel (resolución de la celda). El acortamiento ocurre cuando la pendiente de la ladera se encuentra orientada hacia el sensor al momento de la captura de la imagen y el ángulo de inclinación de

la pendiente $< \theta$ (ángulo de vista). *Layover* (B) genera que la geometría de la imagen se invierta a causa de las elevadas pendientes topográficas ($\geq \theta$) orientadas hacia el sensor. Por lo tanto, los ecos de la parte superior del objeto observado llegan antes que los de su base. Finalmente, el efecto conocido como *Shadow* (C) genera una sombra sobre superficies con pendientes (laderas) que no son cubiertas por los pulsos del radar; es decir, presentan orientación opuesta al sensor y el ángulo de inclinación de la pendiente $> 90^\circ - \theta$, ocasionando la pérdida de datos definitiva. Es importante mencionar que tanto la inversión de relieve como el sombreado causan pérdidas de información, por lo que no es posible recuperar esta última mediante cualquier proceso.

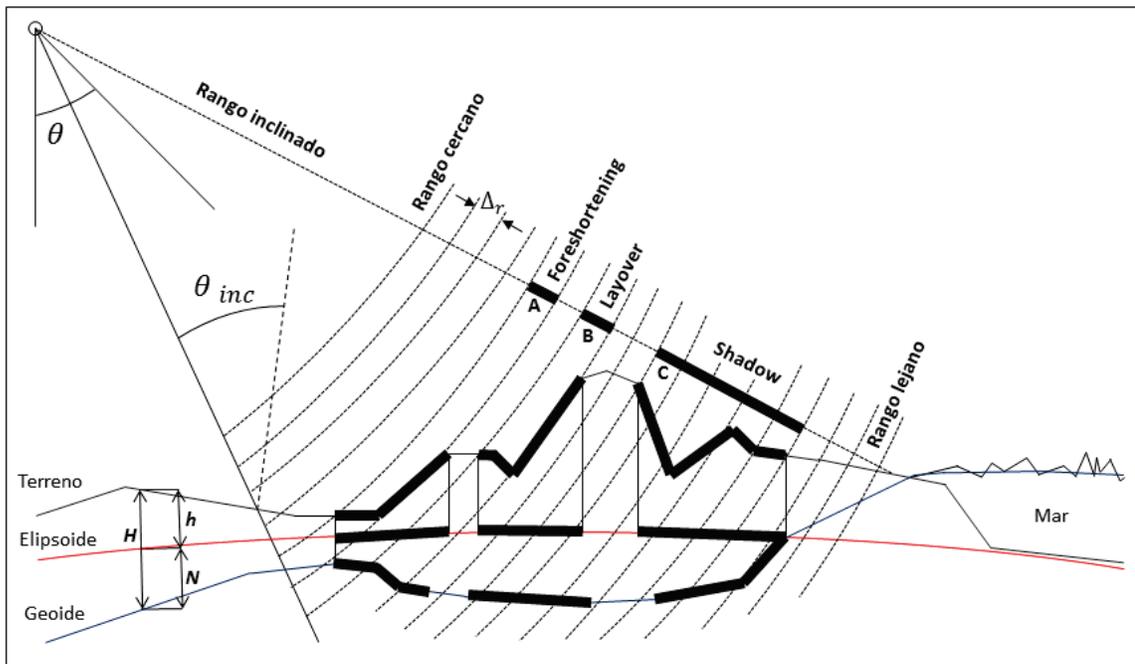


Figura 8. Representación de las distorsiones geométricas. Los ecos son registrados entre segmentos de círculos concéntricos indicando los rangos cercano y lejano. Una celda de resolución de rango Δr , es indicada por el espacio existente entre las líneas concéntricas. El segmento A, indica *Foreshortening*, B *Layover* y C *Shadow*. θ y θ_{inc} como se describen en la figura 7. Tanto las coordenadas de rango terrestre como las alturas interferométricas pueden ser referidas al elipsoide. Las alturas geoidales N deben ser consideradas para la obtención de alturas ortométricas H . Imagen modificada de Hanssen (2001).

3.1.2. Resolución

En un sistema de radar de imagen, la resolución tiene dos dimensiones, una en la dirección del rango (rango inclinado o terrestre) y otra en la del acimut. La resolución de rango se define como la capacidad de distinguir (en tiempo) el retorno de pulsos desde dos blancos cercanos. Si dos objetos son movidos uno cerca del otro en la dirección de rango, de tal manera que su separación sea más corta que sus pulsos de retorno, estos se sobrepondrán y los objetos ya no serán distinguibles entre sí (Woodhouse, 2006).

Entonces, para poder distinguir dos blancos separados en dirección del rango, es necesario que su separación sea más grande que la mitad del largo del pulso empleado en el sensor. Por consiguiente, la resolución en rango inclinado depende de la duración del pulso transmitido (τ). Para obtener la resolución en rango terrestre (δ_r) se debe considerar también el ángulo de incidencia (θ_{inc}):

$$\delta_r = \frac{c\tau}{2\sin\theta_{inc}}, \quad (1)$$

donde c es la velocidad de la luz, τ es la duración del pulso emitido desde la fuente de radar y θ_{inc} es el ángulo de incidencia medio con respecto a la normal de la superficie. Con base en la ecuación 1, se puede concluir que la resolución en rango es mejor si se logra tener un pulso de menor duración. El problema de reducir la duración del pulso es que esto degrada la resolución radiométrica porque debilita la señal. Curlander y McDonough (1991) desarrollaron la técnica de compresión de pulso para preservar la resolución radiométrica, y al mismo tiempo mejorar la resolución en rango. Donde la ecuación (1) se modifica a:

$$\delta_r = \frac{c}{2f\sin\theta_{inc}}, \quad (2)$$

donde f es la frecuencia central del ancho de banda del pulso emitido. Nótese que la resolución de rango terrestre no es constante a lo largo de la imagen, sino que presenta una variación de acuerdo con el ángulo de incidencia.

La resolución acimutal se define como la habilidad de diferenciar dos objetos puntuales ubicados en un rango determinado, pero en diferentes ángulos acimutales (Woodhouse, 2006). Ésta es determinada por la anchura del pulso emitido en el sentido de movimiento de la plataforma (dirección acimutal) y depende esencialmente de la apertura de la antena del sistema (tamaño/longitud de la antena). Por lo que la resolución acimutal (Curlander y McDonough, 1991) es:

$$\delta_a = \frac{\lambda}{L}R, \quad (3)$$

donde λ es la longitud de onda de la onda emitida, R es la distancia de la antena del satélite a la superficie de reflexión en el rango inclinado y L es la longitud de la antena del radar. En este caso, también se presentan limitantes en la obtención de una buena resolución, en relación con el tamaño de la antena. Para mejorar la resolución a lo largo de la trayectoria δ_a , es necesario incrementar la longitud de la antena (Curlander y McDonough, 1991). Por ejemplo, utilizando la ecuación 3, con $R = 800 \text{ km}$ y considerando el caso de Sentinel 1, cuya longitud de onda $\lambda = 5.6 \text{ cm}$ y la longitud de la antena $L = 12.3 \text{ m}$, se obtiene una resolución de $\sim 4.6 \text{ km}$. Una mejor resolución acimutal del orden de metros sólo podría lograrse con

un tamaño de antena del orden de kilómetros. Sin embargo, esto es impráctico para las plataformas satelitales. Por ello, es necesario utilizar el procesamiento de la señal para sintetizar una apertura de radar que es mucho más grande que la longitud de la antena de radar convencional (Radar de Apertura Real), el procedimiento empleado en radar de apertura sintética (SAR, por sus siglas en inglés).

3.2 Radar de Apertura Sintética

3.2.1 Principios de adquisición de imágenes del SAR, resolución acimutal del SAR

El SAR es un sistema de radar avanzado que utiliza técnicas de procesamiento de imágenes para sintetizar o simular una antena virtualmente más grande. Una apertura sintética consiste en un extenso arreglo de señales de radar sucesivas y coherentes (amplitud y fase como una función del tiempo) que son transmitidas y recibidas por una pequeña antena que se mueve a lo largo de un determinado recorrido de vuelo u órbita. El blanco permanece en el haz de la antena durante unos instantes y es observado por el radar desde numerosos puntos a lo largo de la trayectoria de la plataforma portadora del radar, lo que es equivalente a prolongar la longitud real de la antena (Figura 9).

La resolución acimutal mejora notablemente al considerarse el efecto Doppler que tiene lugar como consecuencia del desplazamiento de la plataforma. Dos blancos puntuales separados ligeramente en la dirección acimutal muestran en cualquier instante velocidades relativas algo diferentes (respecto al radar), por ello, el eco procedente de cada blanco presentará un desplazamiento en frecuencia Doppler distinto. La resolución en acimut de un sistema suele definirse como:

$$\delta_a = \frac{L}{2}, \quad (4)$$

En un sistema SAR las sucesivas señales recibidas (denominadas «datos crudos») se van almacenando en forma de matriz para luego ser procesadas por un algoritmo de enfoque que genere la imagen final.

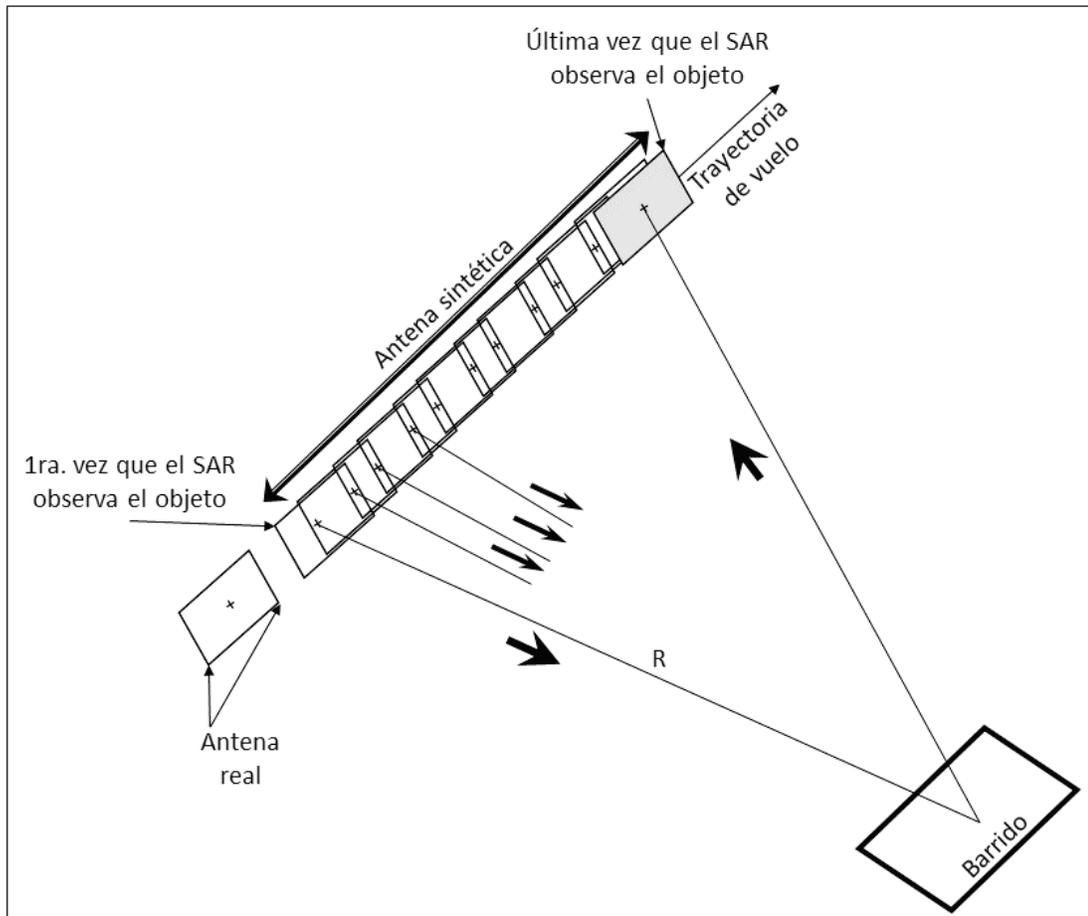


Figura 9. Esquema del funcionamiento del radar de apertura sintética (SAR), el cual muestra su modo de recepción y transmisión. Figura modificada de Hanssen (2001).

3.2.2. Imagen SAR

La imagen final obtenida por un algoritmo de enfoque de los «datos crudos» SAR es conocida como imagen SAR SLC (Single Look Complex; imagen compleja de una sola vista) en la cual a cada pixel o elemento de la imagen corresponde un valor complejo $C(x, y)$:

$$C(x, y) = u(x, y) + iv(x, y), \quad (5)$$

donde $u(x, y)$ corresponde a la parte real y $iv(x, y)$ a la parte imaginaria del número complejo, el cual puede ser expresado en términos de amplitud $A(x, y)$ y fase $\phi(x, y)$:

$$C(x, y) = A(x, y)e^{i\phi(x, y)}, \quad (6)$$

Donde la amplitud se define como:

$$A(x, y) = \sqrt{u^2(x, y) + v^2(x, y)}, \quad (7)$$

Y la fase se define como:

$$\phi(x, y) = \arctan \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \text{ cuando } u(x, y) \neq 0 \quad (8)$$

La amplitud de la imagen de radar registra la reflectividad del terreno; es decir su capacidad para enviar la energía incidente de regreso al radar. Por su parte, la fase registra diversos efectos que la hace parecer una imagen ruidosa con valores uniformemente distribuidos de $-\pi$ a π . Un ciclo de fase equivalente a 2π , será representado por una franja de color que hace referencia a un cambio en el valor del pixel en dirección de la línea de vista, cuyo valor será la mitad de la longitud de onda del sensor $\left(\frac{\lambda}{2}\right)$. Cabe mencionar que la fase se volverá significativa, sólo cuando algunos de los efectos registrados en la señal sean minimizados mediante la comparación de imágenes de radar (Massonnet y Feigl, 1998).

3.3 Interferometría de Radar de Apertura Sintética

La interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) es una herramienta prometedora para realizar mediciones geodésicas precisas sobre grandes áreas (Sandwell y Price, 1998). InSAR es descrita por Cumming y Wong (2005) como un modo de operación SAR, en donde el post-proceso es usado para extraer las alturas o desplazamientos del terreno desde imágenes complejas. Las imágenes SAR contienen información muy útil sobre el medio que representan. La amplitud de estas imágenes registra la reflectividad del terreno; es decir, su capacidad para enviar la energía incidente de regreso al radar. La amplitud está en función de la rugosidad del terreno y de sus propiedades químicas y dieléctricas. Por su parte la fase contiene información sobre la distancia de viaje de la señal emitida desde la plataforma móvil hasta el suelo (R) y de regreso (2R).

La fase de las imágenes SAR (ϕ) representa la diferencia de fase entre la señal emitida y la recibida por el sensor y está relacionada con la distancia de viaje de la señal emitida desde la plataforma móvil hasta el suelo y de regreso. No obstante, los datos de fase de una sola imagen SAR son ambiguos y no es posible determinar la distancia total entre el sensor y el objeto observado debido su forma periódica (limitada de $-\pi$ a π). Además, la señal retrodispersada puede padecer un posible desfase (retraso) causado por la interacción entre las ondas electromagnéticas que inciden y los dispersores dentro de la celda de resolución del suelo (ϕ_{scat}), la propagación de la señal a través de la atmósfera (ϕ_{atm}), y por el ruido

introducido por el sistema de procesamiento utilizado para enfocar la imagen (ϕ_{ruido}). Por lo que la fase de una imagen SAR es la suma de las contribuciones de varios efectos:

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda}R + \phi_{scat} + \phi_{atm} + \phi_{ruido}, \quad (9)$$

donde λ es la longitud de onda del radar. Debido a que el segundo término de la ecuación 9, (ϕ_{scat}), es en general, una variable aleatoria con una distribución uniforme entre 0 y 2π (o entre $-\pi$ y π), la imagen de la fase es aparentemente ruidosa y no tiene ningún uso práctico. Sin embargo, la diferencia de fase de dos imágenes SAR desde ángulos de visión ligeramente diferentes, puede ser aprovechada para generar la topografía y mapas del desplazamiento de la superficie del terreno.

3.3.1. Formación del interferograma

La diferencia de fase entre dos imágenes SAR de la misma área, adquiridas por el mismo paso orbital, en dos tiempos diferentes (Figura 10), puede determinarse por medio de la multiplicación compleja de una imagen de referencia (C_1) y el complejo conjugado de la imagen secundaria (C_2^*):

$$C_1 C_2^* = A_1 A_2 e^{i(\phi_1 - \phi_2)}, \quad (10)$$

El resultado de esta operación es el denominado interferograma complejo. La información contenida en la fase del interferograma complejo (fase interferométrica, ϕ_{int}) hace referencia a la diferencia de fase entre las imágenes SAR empleadas y se encuentra comprendida entre 0 y 2π (o entre $-\pi$ y π).

La fase interferométrica puede ser expresada, como suma de cuatro términos, que surgen de las variaciones geométricas y cambios temporales entre las imágenes SAR:

$$\phi_{int} = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \delta R + \delta\phi_{scat} + \delta\phi_{atm} + \delta\phi_{ruido}, \quad (11)$$

donde λ es la longitud de onda de la señal y δR se refiere a la diferencia en la dirección de rango entre la imagen de referencia y secundaria.

La geometría de InSAR se caracteriza por la distancia orbital denominada Línea Base (B), formada entre las posiciones del satélite durante la adquisición de las imágenes (referencia y secundaria), tal y como se muestra en la figura 10. La línea base forma un ángulo (α) con respecto a la horizontal, tomando como

nodo angular el centro de la imagen de referencia (Zebker et al., 1994). El vector de la Línea Base (B) se puede descomponer en línea base perpendicular (B_{\perp}) y línea base paralela (B_{\parallel}).

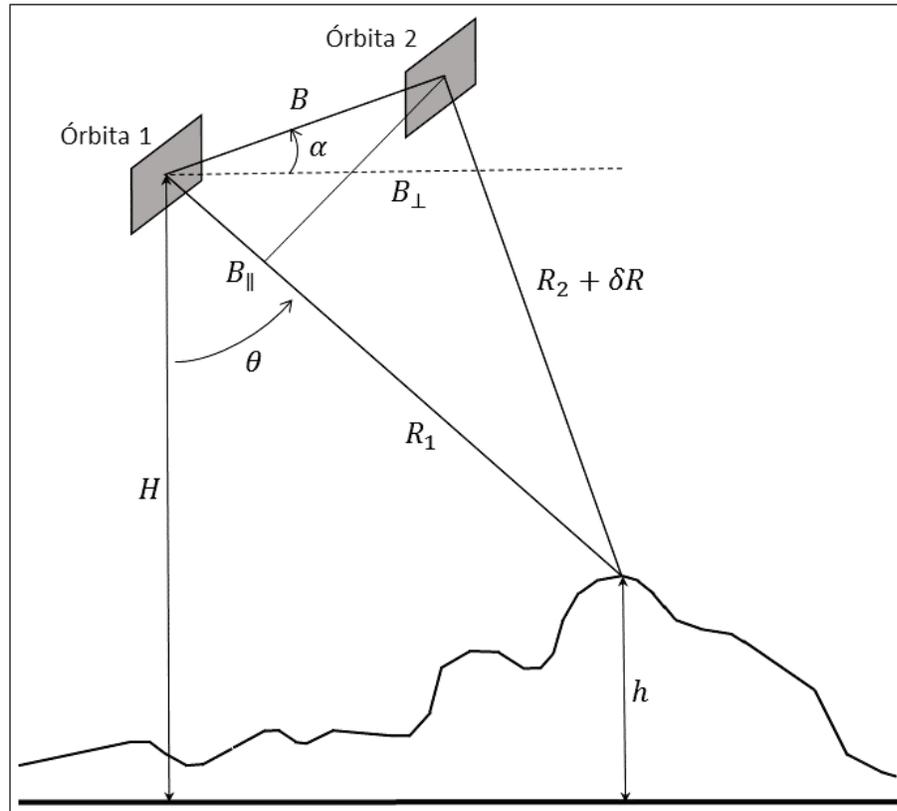


Figura 10. Geometría de InSAR por paso repetido. Sensor SAR montado en una plataforma satelital separada por una línea base B y el ángulo α con respecto a la horizontal del terreno. B_{\parallel} y B_{\perp} son las componentes paralela y perpendicular de B . θ , es el ángulo de vista. H y h son las alturas de la plataforma satelital y un elemento de imagen en la superficie del terreno, respectivamente. R_1 y R_2 corresponden a las distancias entre el sensor y la superficie en la dirección de la línea de vista, y δR es el cambio de la distancia del segundo paso (órbita 2) con respecto al primero (órbita 1). Modificada de (Woodhouse, 2006).

Debido a diferencias en la geometría de adquisición de las imágenes (Figura 10), δR puede ser expresada como la suma de las siguientes contribuciones: curvatura terrestre (δR_{curv}), topografía (δR_{topo}) y deformación del terreno (δR_{def}). Por lo tanto, la ecuación (11) puede ser modificada a:

$$\phi_{int} = \frac{4\pi}{\lambda} (\delta R_{curv} + \delta R_{topo} + \delta R_{def}) + \delta\phi_{scat} + \delta\phi_{atm} + \delta\phi_{ruido}, \quad (12)$$

Es posible cuantificar las deformaciones de la superficie terrestre ocurridas entre las adquisiciones de las imágenes SAR, utilizando la fase interferométrica calculada, siempre y cuando otros componentes de la ecuación (12) puedan ser estimados y eliminados (o minimizados).

Las contribuciones debidas a la curvatura terrestre y a la topografía se expresan en términos de las componentes paralela y perpendicular de la distancia orbital (*Baseline*), entre la imagen de referencia y la imagen secundaria, con respecto a la línea de vista (Figura 10) (Zebker et al., 1994; Sandwell y Price, 1998; Herring, 2009):

$$\delta R_{curv} = B \sin(\theta - \alpha) = B_{\parallel}, \quad (13)$$

$$\delta R_{topo} = \frac{h}{R \sin(\theta)} B \cos(\theta - \alpha) = \frac{h}{R \sin(\theta)} B_{\perp}, \quad (14)$$

donde h es la altura topográfica respecto a un nivel de referencia, las componentes paralela y perpendicular de la distancia orbital, se obtienen de los parámetros orbitales del sensor satelital. Para estimar la contribución de la topografía del terreno al valor de la fase, se puede utilizar un modelo digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés), con el cual se crea un interferograma sintético que representa la topografía que luego se resta del interferograma original, eliminando de esta manera la contribución de la topografía a la fase interferométrica. Con ello, de la ecuación (12), después de estimar las contribuciones de la topografía y de la curvatura de la Tierra, la diferencia de fase (ϕ_{int}) es función mayormente de la deformación de terreno. Sobre todo, si durante la adquisición de las imágenes la morfología del terreno era la misma y no se han producido cambios en su superficie ($\phi_{scat_1} \approx \phi_{scat_2}$) y, si las características atmosféricas y el ruido también han sido iguales ($\phi_{atm_1} \approx \phi_{atm_2}$); ($\phi_{ruido_1} \approx \phi_{ruido_2}$). Este es el concepto básico de la técnica denominada Interferometría SAR Diferencial.

3.3.2. Desempaquetado de la fase

La fase interferométrica diferencial tiene valores entre $-\pi$ y π (0 y 2π). Acotada de esta forma, se le denomina fase empaquetada (*wrapped phase*), y se representa como un patrón de franjas de color concéntricas alrededor de la zona de deformación. En el interferograma diferencial, cada franja está directamente relacionada con la longitud de onda del radar y representa un desplazamiento relativo al satélite de sólo la mitad de la longitud de onda; por lo tanto, la sensibilidad de la fase interferométrica diferencial al desplazamiento superficial es muy alta. En el caso de un SAR de banda C (ERS, ENVISAT, Sentinel 1, RADARSAT), una franja de color completa representa 2.8 cm de desplazamiento en LOS. Para calcular el desplazamiento relativo del terreno en dirección LOS, se necesita desempaquetar la fase en cada pixel del interferograma (v. g. Goldstein et al., 1988). En la figura 11(a), la fase se reinicia a cero cada vez que ésta alcanza 2π , debido a que las mediciones originales no pueden decirnos el número de ciclos

completos que cada uno ha experimentado, sólo la diferencia de fase relativa de dos ondas. El principio detrás del desempaquetado de la fase, es que se asume que la superficie es continua, por la cual, se hace referencia a que no hay saltos discretos e instantáneos en el terreno. Puede entonces asumirse que si iniciamos desde una ubicación y contamos un valor de fase hacia arriba llegaremos desde 0 hasta 2π , el siguiente pequeño incremento de fase ($\delta\phi$) es ahora reasignado como $2\pi + \delta\phi$ y no simplemente $\delta\phi$. Todas las fases posteriores tienen agregado 2π hasta alcanzar el siguiente ciclo, 4π , cuando a lo largo del siguiente ciclo las fases son reasignadas como $4\pi + \delta\phi$, y así sucesivamente, hasta que la región completa haya sido convertida en un solo valor de fase, como se muestra en la figura 11(b).

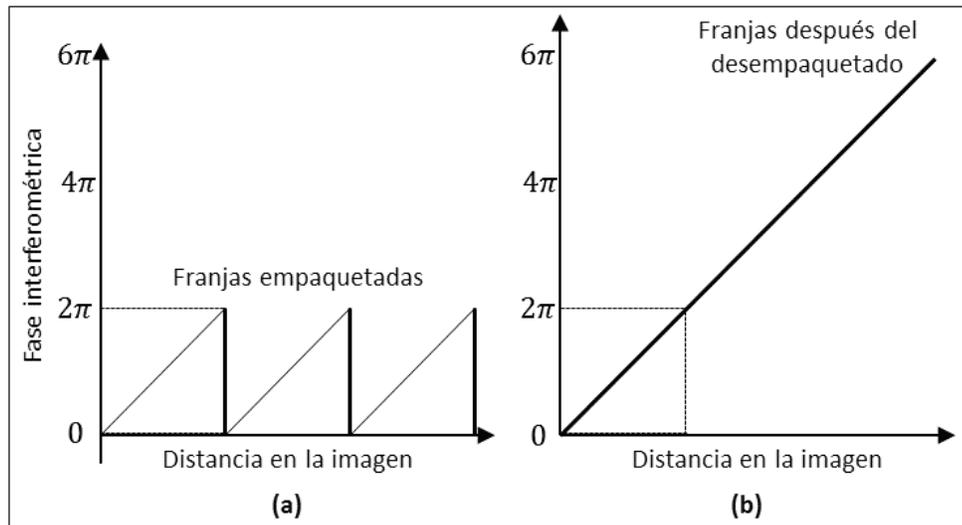


Figura 11. Desempaquetado de la fase interferométrica. (a) muestra la fase empaquetada. Se observa que la fase oscila entre cero y 2π . Para determinar la fase absoluta, es necesario desempaquetar las franjas como se muestra en (b), que muestra la fase desempaquetada. Figura modificada de Woodhouse (2006).

Sin embargo, existen una serie de problemas prácticos en el desempaquetado de la fase. Se asume que se conoce la fase absoluta del punto inicial. No obstante, esto no siempre es posible debido a lo complejo de conocer con precisión la ubicación de ambas antenas, relativo a la superficie de referencia para determinar la diferencia de fase absoluta y por lo tanto, determinar una ubicación tridimensional de un punto en la imagen. Para ello, se utiliza un punto de control terrestre para determinar al menos la ubicación de un punto conocido dentro de la imagen. El segundo problema se relaciona con la geometría. Con la finalidad de desempaquetar la fase con éxito, es necesario ser capaz de distinguir los ciclos de franjas individuales, lo que se conoce como ambigüedad de franja. De acuerdo con Woodhouse (2006), cada franja debe ser más grande que unos cuantos píxeles en el interferograma. De lo contrario, perdería continuidad en el desempaquetado de la fase. Otro problema adicional que se presenta en el desempaquetado de la fase,

se debe a las distorsiones geométricas que están en función del relieve de la superficie observada (Hanssen, 2001). Descritos en el apartado 3.1.1. El problema final en este procedimiento corresponde a la coherencia interferométrica, tema de suma importancia que se trata más adelante.

Existen diferentes algoritmos para el desempaqueado de la fase. En este trabajo se utilizó el algoritmo de flujo de red y costo estadístico para el desempaqueado de la fase (SNAPHU, por sus siglas en inglés). SNAPHU es un método desarrollado por Chen y Zebker (2001), el cual crea una función de costo generalizada para una estimación de probabilidad posterior máxima que se aproxima a una solución norma L_0 , y minimiza las diferencias de gradiente de fase entre la fase empaquetada y desempaqueada. Han existido diversos estudios en los que se ha implementado el uso de este algoritmo de desempaque de la fase interferométrica, en los cuales se han propuesto mejoras que afrontan problemas con interferogramas que exceden los límites de los típicos recursos de cómputo (Chen y Zebker, 2002; Yu et al., 2013), o bien, el refinamiento del procesamiento interferométrico con el objetivo de lograr un desempaqueado de la fase más completo por SNAPHU (Xu et al., 2016), entre otros que efectúan análisis comparativos entre algoritmos, enfocado a mejorar la precisión y condición del desempaqueado de la fase (Liu y Pan, 2019; Téllez-Quiñones et al., 2020).

3.3.3. Coherencia y decorrelación

La coherencia (γ) es una estimación de la estabilidad de la fase de los objetivos iluminados por el sensor durante las dos adquisiciones (Timmen et al., 2010). La coherencia se puede ver afectada debido a que las dos imágenes son adquiridas en diferentes tiempos, unos cuantos días, meses e incluso algunos años de separación. Durante este período ocurren cambios en la superficie que resultan en imágenes de baja coherencia y con ello se presenta decorrelación en ciertos elementos que conforman la imagen. De acuerdo con Hanssen (2001), la coherencia se define como la correlación compleja entre los píxeles de dos imágenes complejas co-registradas que resultan en un interferograma. Se expresa como:

$$\gamma = \frac{\sum c_1 c_2^*}{\sqrt{\sum |c_1|^2 \sum |c_2|^2}}, \quad (15)$$

donde la suma se realiza sobre el número de píxeles en el interferograma resultante. Si el patrón de valores complejos sobre el número de píxeles del interferograma está completamente correlacionado, entonces son completamente coherentes y $|\gamma| = 1$. De lo contrario, si $|\gamma| = 0$, entonces los patrones son

decorrelacionados y se dice que son incoherentes. Para la mayoría de los casos, cuando $0 < |\gamma| < 1$, se dice que los patrones de valores complejos tienen coherencia parcial.

La correlación puede preservarse por largos períodos e incluso hasta varios años. P.ej., en regiones con escasa vegetación, como es típico de climas áridos o el caso especial de áreas urbanas. Cuando estas condiciones no se cumplen y se obtiene alta decorrelación, el empleo de las diferentes bandas utilizadas por los sistemas SAR se vuelve imprescindible. Para el caso de regiones con vegetación densa, el emplear longitudes de onda más largas como lo es la banda L-SAR ($\lambda=23.8$ cm) resulta con baja decorrelación, debido a que ésta penetra mejor la vegetación con respecto a otras bandas como la banda C-SAR ($\lambda=5.6$ cm).

Aunado a lo anterior, una de las principales causas al obtener un interferograma con baja coherencia, puede deberse a la decorrelación espacial. Esto es, si la línea base perpendicular entre la posición del sensor en los 2 tiempos a los cuales son adquiridas las imágenes no es cero, la diferencia en el ángulo de incidencia altera la suma coherente desde varios elementos pequeños de dispersión dentro de una celda de resolución, para que las mediciones no se repitan exactamente (Zebker y Villasenor, 1992), la cual incrementa si la longitud de la línea base también incrementa. Con esto, se propone una distancia orbital crítica (B_c), definida como:

$$B_c = \frac{\lambda R}{2\delta_R \cos^2 \theta'} \quad (16)$$

donde λ es la longitud de onda del sensor, R es la distancia de la antena del sensor al objetivo observado en la superficie, δ_R es la resolución en la dirección de rango y θ es el ángulo de vista. Por ejemplo, para el sensor Sentinel 1 A/B se tiene: $\lambda = 5.6$ cm; $R = 800$ km; $\delta_R = 20$ m y $\theta = 25^\circ$; por lo tanto la distancia orbital crítica sería: $B_c = 1.4$ km.

3.4 Análisis de Series de Tiempo InSAR

El análisis de series de tiempo InSAR de múltiples interferogramas provee una evaluación multitemporal del cambio de fase con base en una referencia física, donde la contribución de los errores asociados a los valores coherentes en los interferogramas, son estimados y removidos. Por otro lado, el emplear un solo interferograma nos limita a mediciones sin referencia física alguna y mantiene una alta contribución de errores que pueden ser interpretados como señales de desplazamiento del terreno. Para ello, se parte de la combinación de interferogramas diferenciales (M) co-registrados y apilados, producidos en (N) pares

de imágenes SAR, con una separación temporal y espacial específica. Posteriormente, son aproximados por inversión, píxel por píxel, empleando información interferométrica redundante para reducir algunos errores implícitos en los interferogramas, extraer señales de deformación y mitigar el ruido (Cavalié et al., 2007).

Existen diferentes métodos para realizar series de tiempo con los cuales se busca reducir los errores implícitos en la fase ocasionados por la contribución atmosférica en la señal, órbitas no precisas, decorrelación causada por la pérdida de coherencia, error topográfico y error en el desempaque de la fase. Herring (2009) describe que los análisis de series de tiempo InSAR son muy semejantes a los de GPS, donde considera que el proceso físico de interés es el mismo, estimar el desplazamiento de la superficie del terreno. Incluso, resalta otras similitudes como la ambigüedad en los desplazamientos absolutos con datos InSAR, los cuales son equivalentes al error del marco de referencia en GPS. Sin embargo, los análisis de series de tiempo InSAR presentan desafíos particulares, como el de remover la contribución atmosférica (tropósfera), ya sea mediante un modelo físico o empírico, cuando la razón señal a ruido en la estimación de los desplazamientos es de unos pocos centímetros.

Los diversos métodos de análisis de series temporales (Osmanoğlu et al., 2016) son: Técnica de Píxeles Coherentes (CPT) (Blanco-Sánchez et al., 2008); Interferometría de Dispersores Persistentes Delft (DePSI) (Kampes, 2006); Análisis de Objetivo Puntual Interferométrico (IPTA) (Werner et al., 2003); Dispersores Permanentes InSAR (PSInSAR) (Ferretti et al., 2000); Dispersores Persistentes Pares (PSP) (Costantini et al., 2008); Cuasi-Dispersores Permanentes (QPS) (Perissin and Wang, 2012); Red de Puntos Estable (SPN) (Crosetto et al., 2008); SqueeSAR (Ferretti et al., 2011); y Método de Dispersores Persistentes Standford (StaMPS) (Hooper et al., 2004). En particular el método utilizado en este trabajo es el de Subconjunto de Líneas-base Pequeñas (SBAS, por sus siglas en inglés) (Berardino et al., 2002).

3.4.1. Subconjunto de líneas base pequeñas (SBAS)

La técnica de inversión para el análisis de series de tiempo SBAS (Small Baseline Subset) se basa en la combinación apropiada de interferogramas diferenciales producidos por pares de datos caracterizados principalmente por una pequeña separación orbital (línea base) y un incremento de la tasa de muestreo temporal (adquisición entre imágenes) que nos proporcione imágenes con una menor temporalidad de adquisición entre sí. El objetivo es evitar en la medida de lo posible el fenómeno de decorrelación espacial

y temporal que se pueda presentar en los interferogramas (Berardino et al., 2002). Estos interferogramas tienen que ser co-registrados a una sola imagen, llamada de referencia (Figura 12).

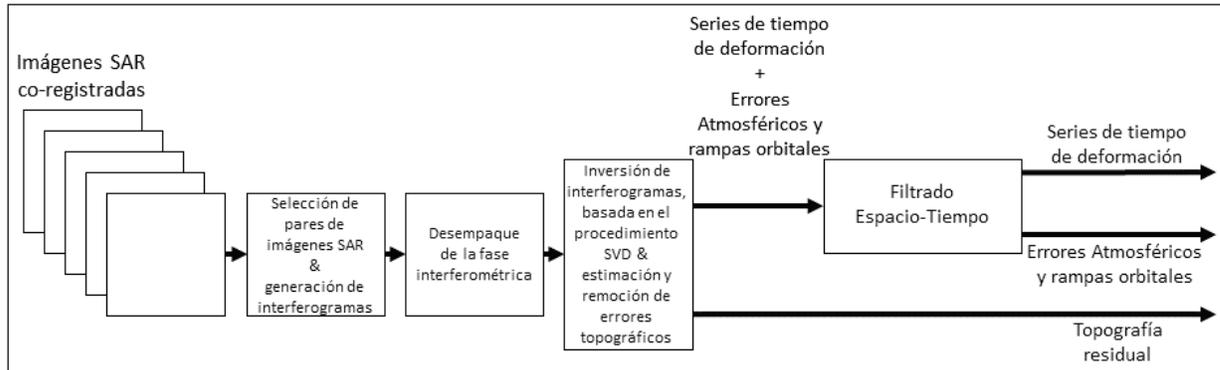


Figura 12. Diagrama de bloque para el algoritmo SBAS. SVD, se refiere al procedimiento de descomposición de valor singular, empleado para la obtención del criterio de norma mínima de la velocidad de deformación, para la combinación efectiva de todos los interferogramas disponibles. Figura modificada de Lanari et al. (2007).

Se considera $N + 1$ imágenes SAR relativas a una misma área de cobertura y ordenadas en función del tiempo de su adquisición (t_0, \dots, t_N) . Cada adquisición coincide con al menos otra imagen, lo que implica que cada subconjunto se compone por un mínimo de 2 adquisiciones. Con base en lo anterior, se plantea que el número total de interferogramas diferenciales (M) (Figura 13), está dado por:

$$\frac{N+1}{2} \leq M \leq N \binom{N+1}{2}, \quad (17)$$

donde N es el número de imágenes. Para calcular la evolución de la fase a lo largo de la serie de tiempo, se considera el j –ésimo interferograma por pixel de las imágenes SAR, con coordenadas definidas de acimut y rango (x, r) en los tiempos de adquisición t_B y t_A ; seguido de la eliminación de la componente de la fase topográfica. Considerando un escenario realista, la señal interferométrica de fase diferencial se escribe como:

$$\begin{aligned} \delta\phi_j(x, r) = \phi(t_B, x, r) - \phi(t_A, x, r) \approx \frac{4\pi}{\lambda} [d(t_B, x, r) - d(t_A, x, r)] + \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp j} \Delta z}{r \sin\theta} \dots \\ \dots + [\phi_{atm}(t_B, x, r) - \phi_{atm}(t_A, x, r)] + \Delta n_j, \forall j = 1, \dots, M \end{aligned} \quad (18)$$

donde λ es la longitud de onda del sensor, $d(t_B, x, r)$ y $d(t_A, x, r)$ son los desplazamientos acumulativos en la dirección de la línea de vista (LOS) en los tiempo t_A y t_B con respecto a un instante t_0 , el cual se asume como referencia, $d(t_0, x, r) \equiv 0$ y por lo tanto, se identifica a $d(t_i, x, r)$, con $i = 1, \dots, N$, como la serie de tiempo de deformación deseada y se asume $\phi(t_i, x, r)$, como la componente de fase asociada. El

segundo término considera posibles errores de la fase, causados dentro del proceso de generación de fase interferométrica diferencial por un error Δ_z . En cuanto al tercer término, frecuentemente es referido como la componente atmosférica de la fase. En este procedimiento se ha asumido que la señal de la fase interferométrica ha sido previamente desempaquetada y con un punto de referencia (píxel) cuyo desplazamiento es nulo. El punto de referencia se selecciona de tal manera que tenga un alto valor de coherencia a lo largo del período de análisis de la serie de tiempo.

Finalmente, se efectúa la inversión para una serie de tiempo mediante un esquema general de mínimos cuadrados de interferogramas diferenciales. La figura 13 muestra el esquema general de inversión SBAS, en donde el elemento m_1 , es el primero del vector \mathbf{m} y $G_{i,j}$ corresponde a los elementos (i, j) de la matriz \mathbf{G} , la cual es construida de la distribución temporal de adquisición de las imágenes SAR. El incremento de cambio de rango \mathbf{m} entre las imágenes SAR está relacionado con el dato InSAR \mathbf{d} .

La matriz \mathbf{C} , se construye mediante la suma del cambio de rango incremental de los pasos de tiempo previos.

$$C_t = \sum_{k=1}^t m_k, \quad (19)$$

El proceso de inversión debe ser repetido en la ubicación de cada píxel, donde los datos InSAR son coherentes para todos y cada uno de los interferogramas que forman la matriz tridimensional (\mathbf{D}_{ijk}) .

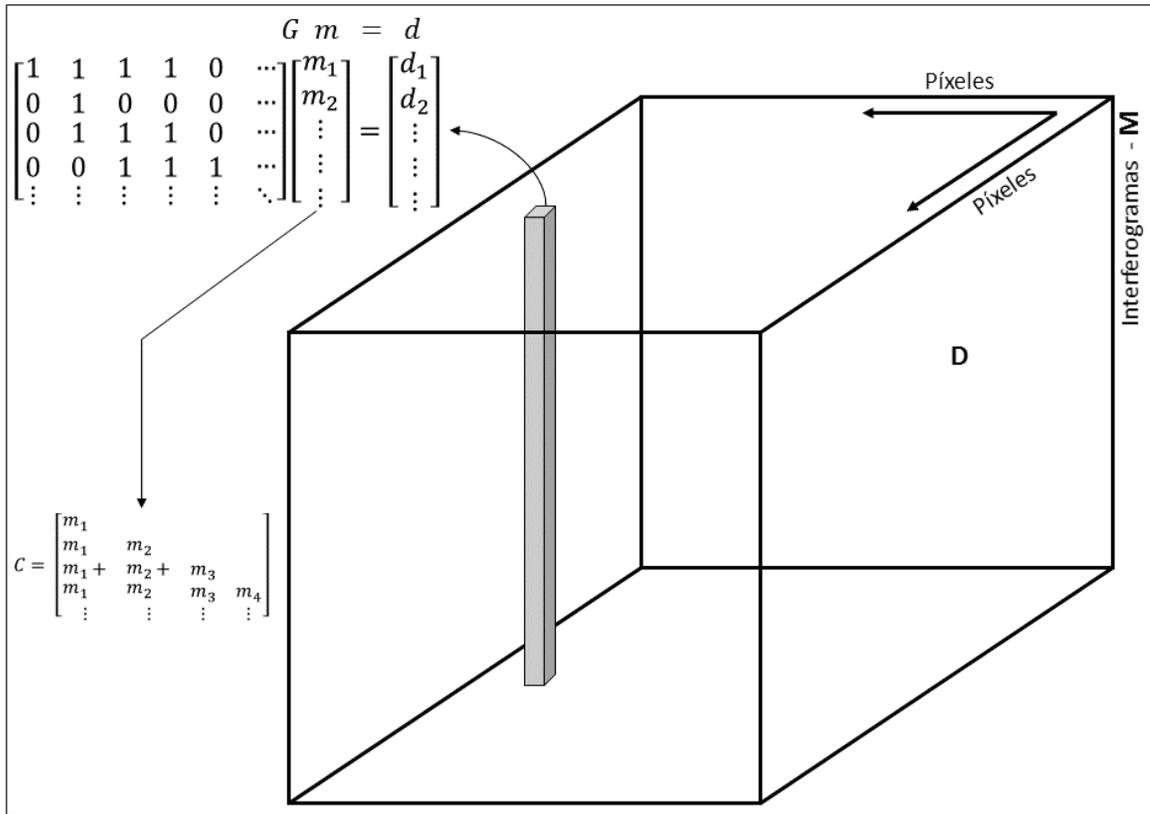


Figura 13. Relación entre los datos y las matrices del modelo en la inversión SBAS. D , se refiere a la matriz tridimensional, donde D_{ijk} es el píxel (i, j) del k -ésimo interferograma. Figura modificada de (Schmidt and Bürgmann, 2003).

3.5 Sensores Satelitales SAR y adquisición de datos

Los sensores SAR han orbitado la Tierra por más de 40 años, trabajo que gracias a pruebas realizadas en los 60s y 70s, culminó en el primer sistema SAR que trabajó en la banda L-SAR ($\lambda = 23.8 \text{ cm}$) a bordo del satélite de la NASA, Seasat. Las diferentes agencias espaciales del mundo han desarrollado sistemas satelitales SAR para la observación y estudio de la Tierra, entre ellos los sensores empleados para el desarrollo de este trabajo, Sentinel 1A/B de la Agencia Espacial Europea (ESA) y RADARSAT-2 de la Agencia Espacial Canadiense (CSA), los cuales operan en el rango de frecuencia C-SAR y el sistema aéreo UAVSAR del Jet Propulsion Laboratory (JPL), que opera en el rango de frecuencia L-SAR (Tabla 1).

Tabla 1. Designación de bandas de microondas en los sensores SAR. Las frecuencias de las bandas mostradas son en las que típicamente operan los sensores SAR. La nomenclatura empleada en esta tabla es la comúnmente empleada por la comunidad de radar. Tabla modificada y tomada del manual SAR de Flores et al. (2019).

Banda	Frecuencia (GHz)	Longitud de Onda ($\lambda - cm$)	Aplicación Típica
X	8 – 12	3.8 – 2.4	Alta resolución SAR (monitoreo urbano, hielo y nieve, baja penetración en coberturas de vegetación; decaimiento de coherencia rápido en áreas vegetadas)
C	4 – 8	7.5 – 3.8	Caballo de batalla SAR (mapeo global; detección de cambios; monitoreo de áreas con vegetación moderada; penetración mejorada; coherencia más alta; Hielo, océano y navegación marítima)
S	2 – 4	15 – 7.5	Poco usada pero en crecimiento en la observación de la Tierra basada en SAR; monitoreo agrícola (NISAR portará la banda S-SAR; expande aplicaciones con banda C-SAR para aplicaciones en áreas con mayor densidad de vegetación)
L	1 – 2	30 – 15	Resolución SAR media (monitoreo geofísico; mapeo de biomasa y vegetación; alta penetración; InSAR)
P	0.3 – 1	100 – 30	Mapeo y evaluación de vegetación. El sistema SAR experimental Biomass, será el primero en portar esta banda y su lanzamiento se proyecta para ~2021.

Para el análisis interferométrico, espacial y temporal sobre el fenómeno de deformación local que afecta al CDCP, se emplearon imágenes complejas (SLC) de los sistemas satelital y aéreo, Sentinel 1A/B y UAVSAR, respectivamente. Ambos con una polarización transmitida y recibida verticalmente (VV) y con un modo operacional de barrido amplio interferométrico (IW) para el caso del Sentinel 1A/B.

Sentinel 1 es una misión satelital que colecta imágenes de radar de forma continua en la banda C-SAR (Tabla 2) con una línea de vista lateral derecha, cuyos datos son de acceso público a través de la Agencia Espacial Europea en su página web (ESA, 2019). La constelación Sentinel 1 se compone de dos satélites, Sentinel 1A y 1B. El primero fue puesto en órbita el 3 de abril de 2014 y el segundo el 25 de abril de 2016. Con base en la disponibilidad de imágenes en la zona de estudio se adquirieron los datos en formato SLC para el período octubre de 2014 a diciembre de 2019 correspondiente a 5.16 años. El modo de operación de Sentinel es del tipo barrido amplio (250 km) con alta resolución geométrica (típicamente 20 m para productos nivel 1: SLC) y radiométrica, adecuada para diversas aplicaciones (Figura 14). En particular, el sensor SAR de Sentinel 1 puede adquirir datos en 4 modos:

- Mapeo por fajas (Stripmap - MP)- La superficie del terreno es barrida (Swath) por el sensor por medio de una secuencia continua de pulsos, mientras que la emisión de la onda electromagnética está apuntando hacia el acimut y ángulo de elevación fijo.
- Barrido Amplio Interferométrico (IW)- El datos se adquiere en tres barridos (Subswaths) usando la Técnica de Observación Terrestre con Escaneo Progresivo SAR (TOPSAR, por sus siglas en inglés) y corresponde al modo seleccionado en las adquisiciones utilizadas en el análisis interferométrico de este proyecto. Este modo operacional es considerado como principal y con el mayor número de aplicaciones como: análisis de sismos, monitoreo volcánico y de deslizamientos, deformación superficial, entre otros.
- Barrido Extra Amplio (EW)- El datos es adquirido en 5 barridos empleando la misma técnica que IW, TOPSAR. Provee una cobertura o huella muy grande a expensas de resolución espacial.
- Onda (Wave)- El dato es adquirido en pequeñas escenas de Stripmap llamados viñetas, situado a intervalos regulares de 100 km a lo largo de la trayectoria. WV es el modo operacional de Sentinel 1 en el océano.

Tabla 2. Características generales sobre la misión de radar de apertura sintética Sentinel 1 de la Agencia Espacial Europea. Tabla elaborada con datos del sitio web de ESA (2019).

Características	Descripción
Satélite	Sentinel
Sensor	C-SAR
Banda	C
Longitud de onda	$\lambda = 5.6 \text{ cm}$
Frecuencia	5.404 GHz
Altura de vuelo	693 km
Tubo orbital	~300 m
Modo	SM, IW, EW & WV
Polarización	VV/HH; HH/HV & VV/VH
Dirección de vuelo	Ascendente/Descendente
Ángulo de vista promedio	~35°
Dirección de vista	Derecha
Resolución nominal (R, A)	3, 22 m

R- Rango; A- Acimut.

H- Horizontal; V- Vertical: Relacionado con polarimetría.



Figura 14. Izquierda- Antena SAR del satélite Sentinel 1A. Derecha- Ilustración artística del satélite Sentinel 1 haciendo un barrido de radar con vista lateral derecha sobre la superficie de la Tierra. Imágenes tomadas de ESA (2019).

La constelación Sentinel 1 tiene un período de revisita mejorado con respecto a sus antecesores ERS-1/2 y ENVISAT ASAR. Cada satélite Sentinel 1 (A/B) cuenta con una órbita helio-síncrona cercana al polo, con un ciclo orbital de 12 días y 175 órbitas por ciclo. Ambos satélites comparten el mismo plano de órbita con 180° de diferencia de fase orbital. Por lo cual, la constelación en su conjunto tiene un período orbital de 6 días en el Ecuador. Los datos de los sensores Sentinel 1A/B pertenecen a la Agencia Espacial Europea y pueden ser consultados para su descarga desde el sitio web Copernicus: https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Copernicus. Para este trabajo de tesis se descargaron un total de 275 imágenes SAR, de las cuales 132 son de órbita ascendente correspondientes a la trayectoria 166 y 143 de órbita descendente de la trayectoria 173 (Figura 19).

Por otro lado, el Vehículo Aéreo No-tripulado de Radar de Apertura Sintética (UAVSAR, por sus siglas en inglés), es una aeronave portadora de un sensor de radar cuyo objetivo es el de estudiar los sismos, volcanes, vegetación, hidrología, hielo, etc. (Figura 15). Este sistema aéreo SAR es administrado y operado por un equipo del Jet Propulsion Laboratory (JPL) de la NASA desde 2007.



Figura 15. Vehículo Aéreo No-tripulado de Radar de Apertura Sintética (UAVSAR). Derecha superior- Se observa el sensor SAR que porta el avión, orientado con vista lateral izquierda. Derecha inferior- Tripulación que se encarga de operar una ruta de vuelo pre-programada. Imágenes tomadas de JPL (2019).

El sensor aéreo de UAVSAR produce imágenes SLC de paso repetido así como productos interferométricos en la banda L-SAR con una línea de vista lateral izquierda (Tabla 3). Una característica importante del sistema aéreo UAVSAR, es la variación de su ángulo de incidencia de hasta $\sim 40^\circ$, en un intervalo aproximado de $\theta_{inc} = \sim 25^\circ$ a $\sim 65^\circ$ (Donnellan et al., 2014), mientras que en el sistema satelital Sentinel es de $\sim 15^\circ$ en un intervalo aproximado de $\theta_{inc} = \sim 30^\circ$ a $\sim 45^\circ$ (ESA, 2019). Más aún, una de las principales ventajas del sistema UAVSAR con respecto a los sistemas satelitales es que las trayectorias de vuelo pueden efectuarse en cualquier dirección. Esto es, los vuelos pueden ser igual o distintos a los pasos orbitales de los satélites: en las direcciones Norte-Sur (descendente), Sur-Norte (ascendente).

Tabla 3. Características generales sobre el sensor de radar de apertura sintética del sistema aéreo UAVSAR del Laboratorio de Propulsión a Chorro. Tabla elaborada con datos del sitio web de (JPL, 2019).

Características	Descripción
Sistema Aéreo	UAVSAR
Sensor	L-SAR
Banda	L
Longitud de onda	$\lambda = 23.79 \text{ cm}$
Frecuencia	1.26 GHz
Altura de vuelo	12.5 km
Tubo orbital	~10 m
Modo	IW & EW
Polarización	Full quad.
Órbita	Este/Oeste
Ángulo de vista	~25° - 45°
Dirección de vista	Izquierda
Resolución nominal (R, A)	1.8, 0.8 m

R- Rango; A- Acimut.

Las imágenes SLC de UAVSAR se encuentran en el repositorio de consulta, procesamiento y descarga de datos (Data Search Vertex) en el sitio de la ASF (Alaska Satellite Facility), el cual forma parte del Instituto de Geofísica de la Universidad de Fairbanks (ASF, 2019). Para este trabajo de tesis, se emplearon los datos disponibles en la zona de estudio del período de febrero del 2012 a abril de 2016, con una temporalidad promedio entre adquisiciones de imágenes de 3 meses. En particular, se descargaron un total de 35 imágenes SLC, de las cuales 11 corresponden al segmento 2 de la ruta de vuelo con dirección Oeste No. 26513 (denominada ruta Norte), 12 imágenes del segmento 3 de la ruta de vuelo con dirección Este No. 08514 (denominada ruta Central) y finalmente, 12 del segmento 2 de la ruta de vuelo con dirección Oeste No. 26515 (denominada ruta Sur) (Figura 16).

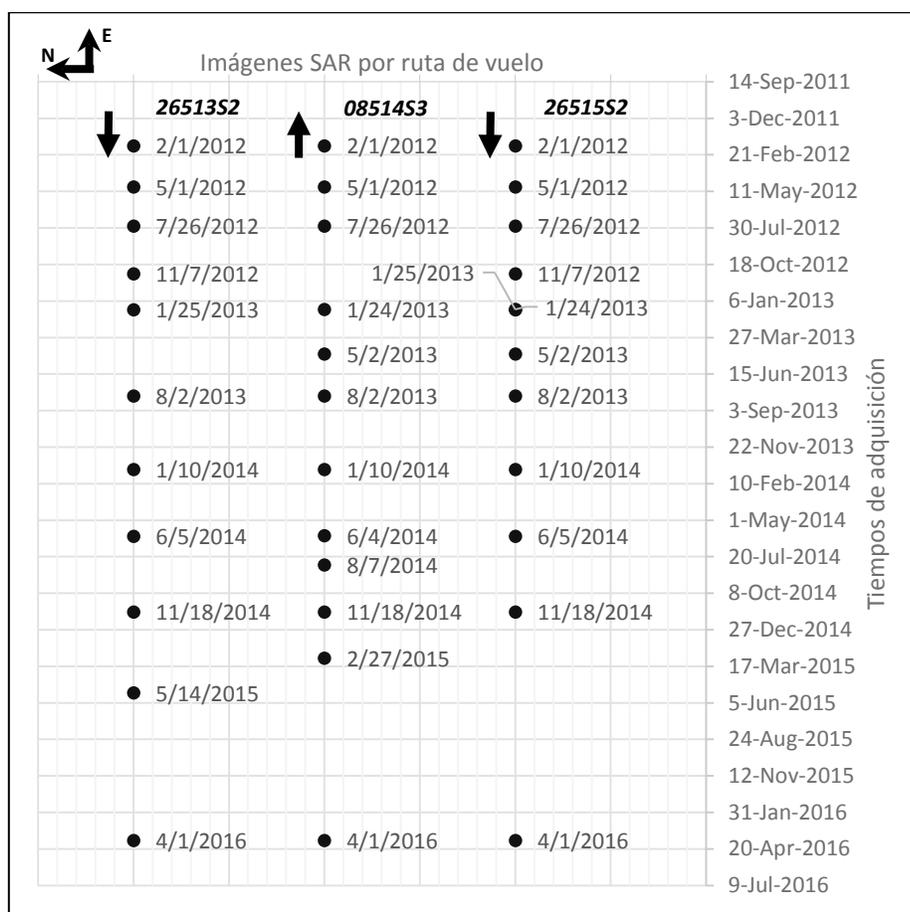


Figura 16. Imágenes SLC-SAR del Sistema Aéreo UAVSAR disponibles para el período de febrero del 2012 a abril de 2016. Cada línea de puntos corresponde a las adquisiciones disponibles en el tiempo, por ruta de vuelo para el área de estudio. Las flechas negras indican la dirección o acimut de la trayectoria de cada ruta de vuelo. Las etiquetas asociadas a cada punto indican la fecha de adquisición de cada imagen (mm/dd/aaaa). Los números en la parte superior de cada línea de datos, corresponde al identificador de los 3 segmentos. El segmento 26515S2 cuenta con un par de imágenes con un día de diferencia, 24 y 25 de enero de 2013.

RADARSAT-2 es una misión satelital desarrollada conjuntamente entre la Agencia Espacial Canadiense (CSA, por sus siglas en inglés) y la compañía privada MacDonald Dettwiler y Asociados de Richmond, BC (MDA, por sus siglas en inglés), representando una relación gobierno/industria. RADARSAT-2 fue lanzado en diciembre de 2007 y declarado operacional en abril de 2008. Opera en una órbita polar heliosíncrona con un ciclo orbital de 24 días, ver Tabla 4 para consultar características generales del sensor. Para este trabajo no fue necesario descargar imágenes del sensor RADARSAT-2, debido a que el dato post-procesado para el período de octubre de 2011 a julio de 2016 (Samsonov et al., 2017) con cobertura para el área de estudio (CDCP), fue compartido en términos de colaboración por Sergey V. Samsonov.

Tabla 4. Características generales sobre la misión de radar de apertura sintética RADARSAT-2 de la Agencia Espacial Canadiense. Tabla elaborada con datos del sitio web de ESA (2019) y Bovenga et al. (2018).

Características	Descripción
Satélite	RADARSAT-2
Sensor	C-SAR
Banda	C
Longitud de onda	$\lambda = 5.6 \text{ cm}$
Frecuencia	5.405 GHz
Altura de vuelo	798 km
Tubo orbital	~2000 m
Modo	Wide 2
Polarización	HH/HV & VV/VH
Dirección de vuelo	MF1 (Asc)/MF4N (Desc)
Ángulo de vista promedio	29° - 50°
Dirección de vista	Izquierda o Derecha
Resolución nominal (R, A)	10, 7 m

R- Rango; A- Acimut.

H- Horizontal; V- Vertical: Relacionado con polarimetría.

El procesamiento interferométrico de las imágenes SLC se realizó tomando en consideración el total de las imágenes disponibles de los conjuntos de los sensores SAR (2012/02/01-2019/12/26). Sin embargo, para la estimación de los desplazamientos tridimensionales de la superficie del CDCP, sólo se utilizaron los períodos coincidentes entre los sensores Sentinel 1A/B-UAVSAR y RADARSAT-2-UAVSAR, equivalentes a ~1 año entre el 3 de abril de 2015 y el 1ro de abril de 2016 y a ~2.8 años entre el 1ro de febrero de 2012 y el 18 de noviembre de 2014, respectivamente (Figura 17).

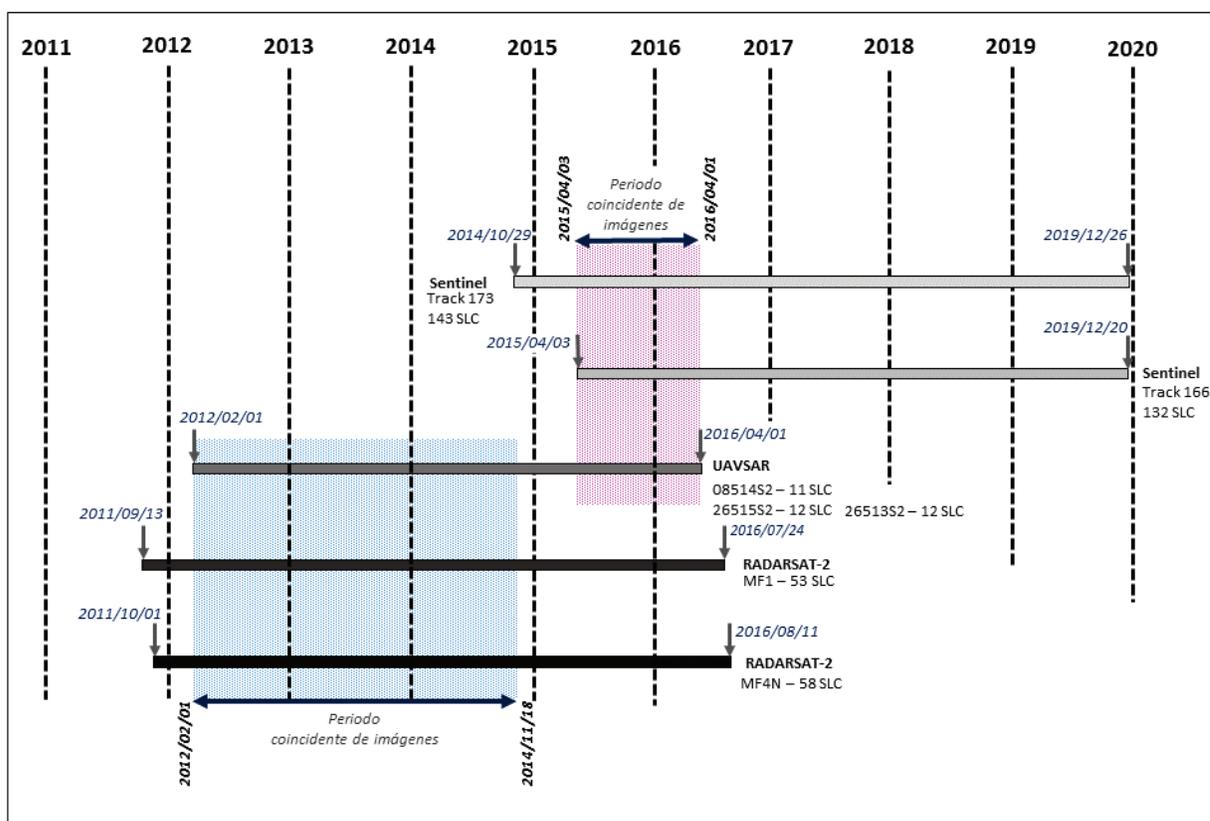


Figura 17. Disponibilidad temporal de datos SLC de los sistemas satelitales, Sentinel 1A/RADARSAT-2 y aéreo UAVSAR. El período coincidente de imágenes, se refiere al período de tiempo en donde se cuenta con imágenes SAR de los diferentes conjuntos de datos, dos de Sentinel (T166 & T173), dos de RADARSAT-2 (MF1 & MF4N) y tres de UAVSAR (26513S2, 08514S3 & 26515S2). Track, se refiere al término trayectoria en inglés. Las fechas se leen aaaa/mm/dd (e.g. 2012/02/01).

3.6 Campo de desplazamiento paralelo al rumbo de falla y vertical (2D)

Se parte de la combinación de datos de los pasos ascendente y descendente de los sensores satelitales SAR con órbita polar, para determinar las componentes del campo de desplazamiento paralelo y vertical al rumbo de falla, considerando que la componente de movimiento perpendicular a la falla es despreciable (Fialko et al., 2001; Lindsey et al., 2014; Tymofeyeva et al., 2019). Entonces, las componentes de desplazamiento paralelo al rumbo de falla y vertical son derivadas por:

$$\begin{bmatrix} e_a \sin(\alpha) + n_a \cos(\alpha) & u_a \\ e_d \sin(\alpha) + n_d \cos(\alpha) & u_d \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_H \\ D_V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_a \\ D_d \end{bmatrix} \quad (20)$$

donde D_H y D_V son las componentes de desplazamiento horizontal y vertical de la superficie; e , n y u son las componentes Este, Norte y Altura de los vectores unitarios para las trayectorias ascendente y

descendente del satélite; α corresponde al rumbo de falla local; D_a y D_d son los desplazamientos en la dirección LOS InSAR de las trayectorias ascendente y descendente, respectivamente.

3.7 Descomposición del vector tridimensional de desplazamiento

El vector de desplazamiento tridimensional con componentes d_u , d_n y d_e , vertical, Norte y Este (Figura 18), respectivamente, proyectadas a una componente de rango (d_{los}) en la dirección de línea de vista del radar es (Hanssen, 2001):

$$d_{los} = d_u \cos(\theta_{inc}) - d_n \sin(\theta_{inc}) \cos(\alpha_h - \frac{3\pi}{2}) - d_e \sin(\theta_{inc}) \sin(\alpha_h - \frac{3\pi}{2}) \quad (21)$$

donde θ_{inc} es el ángulo de incidencia de la línea de vista (LOS) del radar y $\alpha_n = \alpha_h - \frac{3\pi}{2}$ el acimut de la órbita, positivo en sentido de las manecillas del reloj medido desde el Norte (Hu et al., 2014).

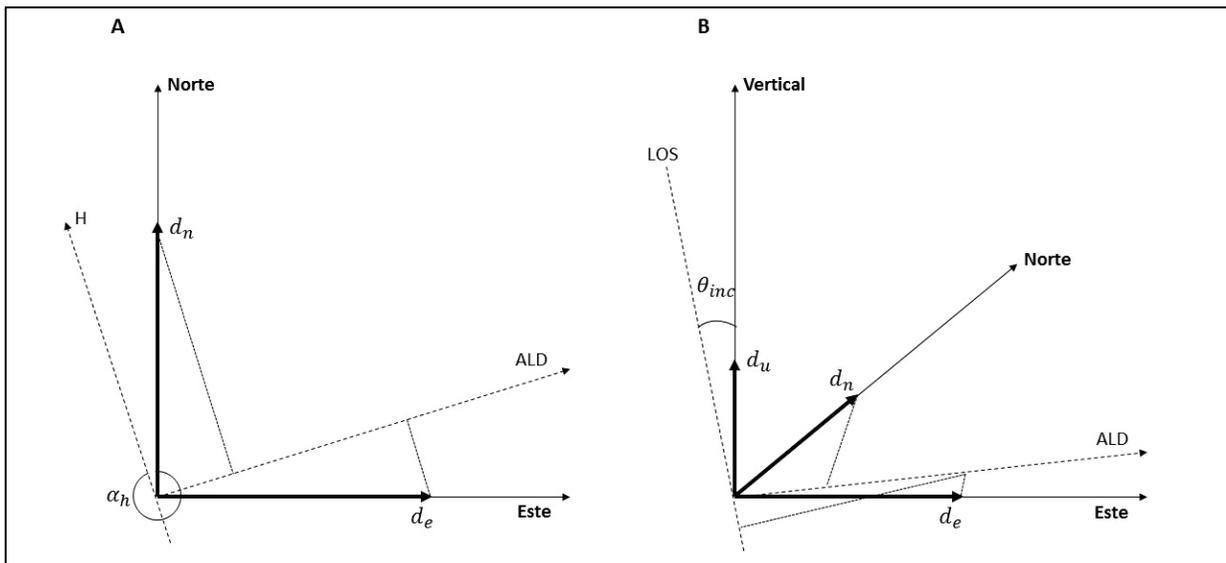


Figura 18. Proyección de las tres componentes del vector de deformación (d_u , d_n y d_e) sobre la línea de vista (LOS) del satélite. A- Vista superior del plano que muestra la proyección de las componentes Norte y Este sobre la dirección de vista del acimut (ALD), perpendicular a la trayectoria (H) del satélite. El ángulo de la trayectoria está indicado por α_h . B- Proyección tridimensional que incluye la componente vertical a la línea de vista vía el ángulo de incidencia θ_{inc} . Modificado de (Hanssen, 2001).

De acuerdo con los valores del ángulo de incidencia $\theta_{inc} = 23^\circ$ y un acimut de la trayectoria $\alpha_h = 190^\circ$, es posible encontrar una descomposición de la sensibilidad de la deformación del rango inclinado de [0.92,

0.07, 0.38], que corresponden a $[d_u, d_n, d_e]^2$ (Hanssen, 2001). Por ejemplo, la sensibilidad de la deformación del rango inclinado para Sentinel 1 A/B, con un $\theta_{inc} = 35^\circ$ y $\alpha_h = 349^\circ$ es de [0.82, 0.11, 0.56] y para el caso de UAVSAR con un $\theta_{inc} = 40^\circ$ y $\alpha_h = 85^\circ$ es de [0.77, 0.65, 0.06].

Las componentes del vector de desplazamiento tridimensional representan las incógnitas del problema y es a partir de un formalismo de inversión de datos que se busca resolverlo, considerando las observables asociadas al desplazamiento de la superficie en dirección de la línea de vista (d_{los}) y los valores geométricos de ángulo de incidencia y acimut.

3.8 Teoría de inversión de datos

Generalmente en teoría de inversión se parte de un modelo físico o conceptual G , en donde se conocen los datos observados o medidos $d = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]^T$. El objetivo es buscar los parámetros del modelo $m = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]^T$ a partir de encontrar el mejor ajuste entre los datos observados (d) y los datos estimados $d^{est} = [d_1^{est}, d_2^{est}, d_3^{est}, \dots, d_N^{est}]^T$ obtenidos utilizando el modelo m , donde:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (22)$$

donde $i = 1$ y $j = 1$ La ecuación (22) se puede representar en forma matricial como:

$$d = Gm \quad (23)$$

La matriz G se conoce como Kernel de los datos, en analogía a la teoría de ecuaciones integrales.

Una forma eficaz de encontrar el mejor ajuste entre d y d^{est} es utilizando la solución de mínimos cuadrados (Menke, 2012), mediante el cual se minimiza $E = (L_2(e))^2 = e^T e$, donde $e = d - d^{est}$, resultando en la siguiente solución del problema inverso:

$$m_{LS}^{est} = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (24)$$

donde m_{LS}^{est} contiene los parámetros estimados en el modelo.

El problema es no-determinado, cuando la ecuación (22) no provee la suficiente información para poder determinar todos los parámetros del modelo. Lo anterior ocurre cuando se cuenta con muchas soluciones que presentan un error de predicción cero. Algebraicamente, el problema no-determinado se puede definir como un caso en el que se cuenta con un mayor número de incógnitas (M) que datos (N), por lo que se tiene que $M > N$. Para la solución a problemas no-determinados se sugiere emplear los métodos

inversos de mínima longitud o en su defecto mínimos cuadrados amortiguados. Para obtener mayor información de estos métodos y sus aplicaciones directas, consultar Scales et al., (2001); Menke (2012).

Los problemas determinados son aquellos en los que existe la información suficiente para determinar los parámetros del modelo $M = N$. En estos casos sólo existe una solución y presenta un error de predicción igual a cero.

Sin embargo, cuando la información o datos es más que suficiente, se denomina caso sobre-determinado, cuya solución se obtiene por el método de mínimos cuadrados. Los problemas sobre-determinados, son aquellos que cuentan con un mayor número de datos que incógnitas, esto es $M < N$.

Aunque se cuente con una cantidad mayor de datos que incógnitas, si solamente se consideran observables cuya componente geométrica es idéntica (órbitas polares), no necesariamente se llega a una solución linealmente independiente. Por lo que en este trabajo se contempló emplear observables cuyas geometrías difieren entre sí.

3.8.1. Mínimos cuadrados ponderados

Si la ecuación (23) es sobre-determinada entonces se pueden estimar los parámetros del modelo mediante la minimización de la predicción del error generalizado $E = e^T W_e e$. Por lo tanto, el procedimiento planteado presenta la siguiente solución:

$$m_{wLS}^{est} = [G^T W_e G]^{-1} G^T W_e d \quad (25)$$

donde W_e define la contribución relativa de cada error individual al error de predicción total. Regularmente, esta matriz se define como diagonal.

$$W_e = \begin{bmatrix} \frac{1}{W_1^2} & & \\ & \frac{1}{W_2^2} & \\ & & \frac{1}{W_3^2} \end{bmatrix} \quad (26)$$

3.9 Tensor de deformación 3D

Para obtener la tasa del campo del tensor de deformación, puede ser mediante la técnica de interpolación polinómica "Spline" a partir de las componentes de velocidad GPS o InSAR. Este es un método popular en la construcción de rejillas debido a su suavidad (smoothness), el cual minimiza la curvatura cuadrada en toda la superficie (Wessel y Bercovici, 1998). La tasa del tensor de deformación puede ser estimada para 2 dimensiones tomando en consideración sólo los campos de velocidad horizontal (Norte/Este). Sin embargo, también es posible añadir el campo de velocidad vertical (3D). Con ello, la dirección θ de los ejes principales de deformación se obtiene de:

$$\tan 2\theta = \frac{2\dot{\epsilon}_{12}}{\dot{\epsilon}_{12} - \dot{\epsilon}_{22}} \quad (27)$$

donde 1 corresponde al campo de velocidad Este y 2 al Norte. Consecuentemente, obtenemos la segunda invariante de la tasa de deformación por:

$$\dot{\epsilon} = \sqrt{\sum \dot{\epsilon}_{11,22,33}^2 + \sum 2\dot{\epsilon}_{12,23,31}^2} \quad (28)$$

donde 3 corresponde al campo de velocidad vertical. Por lo que $\dot{\epsilon}_{11} = \frac{dv_e}{dx_e}$, $\dot{\epsilon}_{22} = \frac{dv_2}{dx_2}$, $\dot{\epsilon}_{33} = \frac{dv_3}{dx_3}$, $\dot{\epsilon}_{12} = \left(\frac{dv_1}{dx_2} + \frac{dv_2}{dx_1}\right)$, $\dot{\epsilon}_{23} = \left(\frac{dv_2}{dx_3} + \frac{dv_3}{dx_2}\right)$, $\dot{\epsilon}_{31} = \left(\frac{dv_3}{dx_1} + \frac{dv_1}{dx_3}\right)$, en donde v_1 , v_2 y v_3 son las componentes del campo de velocidad Norte, Este y Vertical, respectivamente (Turcote y Schubert, 2002).

Capítulo 4. Metodología

4.1 Procesamiento interferométrico

En este trabajo de tesis se emplearon imágenes complejas SLC-SAR adquiridas por los sistemas de radar Sentinel 1A/B y UAVSAR. Las adquisiciones de Sentinel 1A/B (275 SLC) comprenden datos de los pasos orbitales ascendente y descendente de las trayectorias 166 y 173, respectivamente (Figura 19). Con ellos se generaron 687 pares interferométricos para cada trayectoria, resultando un total 1374 interferogramas. El gran volumen de interferogramas se debe a la disponibilidad y temporalidad de las adquisiciones del satélite, formando pares interferométricos desde el primer vecino hasta el quinto o séptimo vecino (relación temporal entre las imágenes de referencia y secundaria). Debido a la elevada tasa de adquisición de imágenes SAR de Sentinel 1A/B fue posible definir un umbral temporal ≤ 90 días (diferencia en tiempo de adquisición entre las imágenes de referencia y secundaria) y una línea base perpendicular entre órbitas (PBL, por sus siglas en inglés) ≤ 200 m. El Anexo I muestra gráficos de PBL vs Tiempo para los pasos orbitales de Sentinel 1A/B. Los parámetros temporales y espaciales aquí empleados entre las imágenes SAR mitigan el efecto de decorrelación que puede presentarse en el área de cobertura, debido a que la banda C de Sentinel 1 es altamente decorrelacionada por la presencia de vegetación, asociada con los campos agrícolas de la región del Valle de Mexicali (Carnec y Fabriol, 1999; Hanssen, 2001).

También, se emplearon los datos SAR del sistema aéreo UAVSAR con dirección de vuelo hacia el Este y hacia el Oeste (Figura 19), considerándose un umbral temporal ≤ 90 días como parámetro principal para la generación de pares interferométricos. En cuanto a la longitud de la PBL no fue necesario efectuar una selección cuidadosa, debido a que el avión viaja dentro de un tubo orbital ≤ 10 m. Sin embargo, la poca cantidad de imágenes SAR adquiridas por el sistema UAVSAR representó una limitante al momento de mitigar efectos en el procesamiento de la fase interferométrica, destacando que el menor umbral temporal entre adquisiciones es de ~ 90 días y el máximo de ~ 1 año, lo que podría propiciar una alta decorrelación temporal. A partir del total de datos del sistema UAVSAR (35 SLC imágenes) adquiridas por segmentos específicos de tres rutas de vuelo, se generaron un total de 61 pares interferométricos a partir de primeros y segundos vecinos. 21 de los interferogramas corresponden a la ruta de vuelo con trayectoria hacia el Este (ruta central) y el resto a dos rutas de vuelo con trayectoria hacia el oeste (26513S2 y 26515S2), con 21 y 19 interferogramas respectivamente (Figura 19).

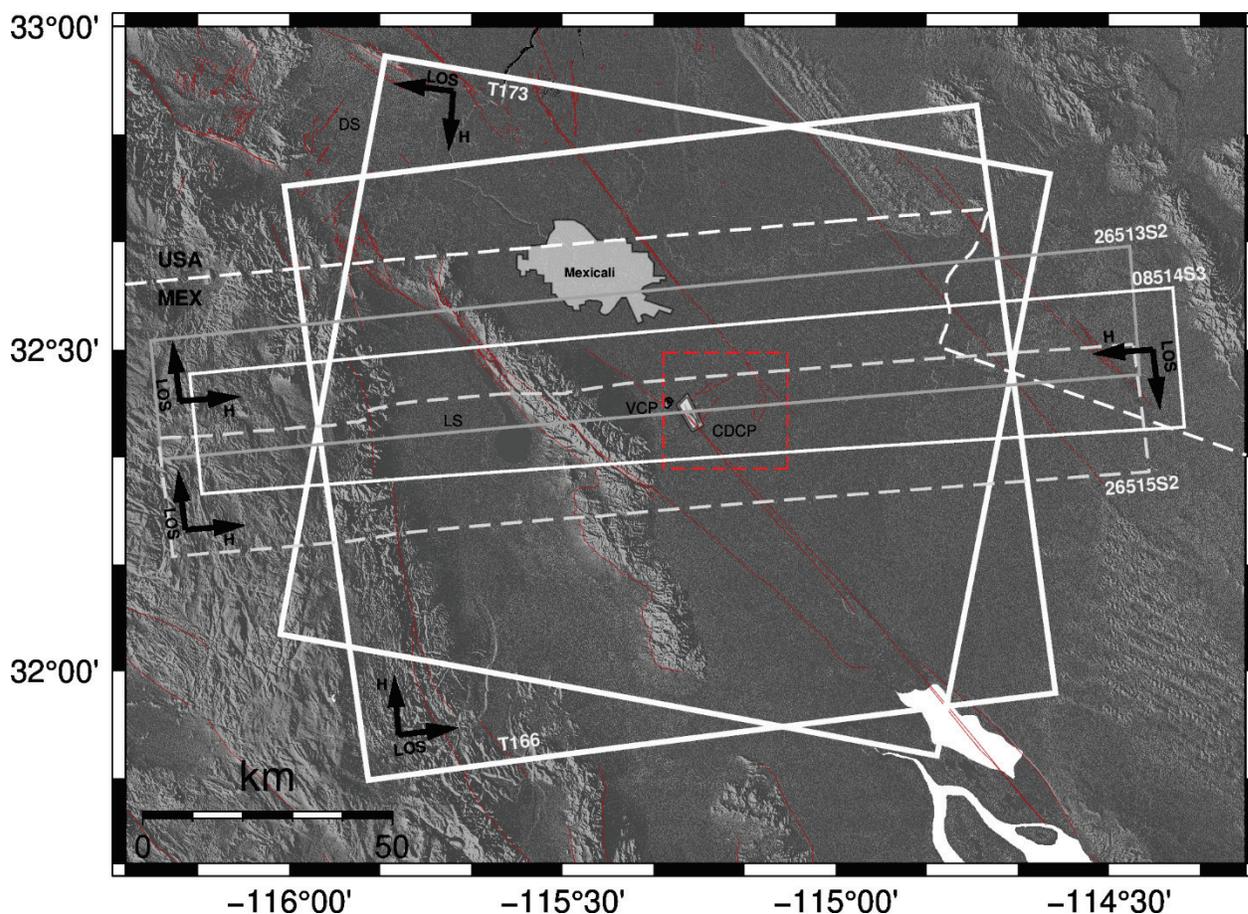


Figura 19. Huella de los sistemas satelitales Sentinel 1 y aéreo UAVSAR. Los cuadrados blancos corresponden a los pasos orbitales ascendente y descendente de las trayectorias 166 y 173 de Sentinel, respectivamente. De los rectángulos que cruzan de Este a Oeste, el gris oscuro corresponde a la ruta de vuelo 26513 (Norte); el gris claro a la ruta 08514 (central) y el gris claro con línea discontinua corresponde a la ruta de vuelo 26515 (Sur). El recuadro en rojo de línea discontinua corresponde al área del CDCP. Las flechas en negro, describen el acimut de la trayectoria (H) y la dirección de línea de vista (LOS) de los sistemas SAR. Sentinel trabaja con vista lateral derecha y UAVSAR izquierda. La línea blanca discontinua representa la frontera Mx-EEUU. Abreviaciones: DS= Depresión de Salton, VCP= Volcán Cerro Prieto, LS= Laguna Salada, CDCP= Centro de Dispersión de Cerro Prieto.

4.1.1. ISCE

En este trabajo se empleó la herramienta de código abierto InSAR Scientific Computing Environment (ISCE), desarrollada por el Jet Propulsion Laboratory (JPL) y el instituto de Tecnología de California (Caltech) (Rosen et al., 2015). ISCE (Figura 20) funciona en ambiente Python y es utilizado para procesar datos interferométricos de radar de apertura sintética de diferentes sensores SAR, entre ellos datos del sensor aéreo UAVSAR. En principio, se definió un área límite específica de procesamiento (Geocode Bounding box), se consideraron dos datos SLC (imagen de referencia y secundaria) y también se empleó un modelo digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) para eliminar la componente topográfica en la zona de

cobertura definida por las imágenes. El DEM utilizado en este procesamiento, corresponde a la Misión Espacial Topográfica de Radar (SRTM, por sus siglas en inglés) de 30 metros de resolución. Este insumo se descargó gratuitamente (<https://topex.ucsd.edu/gmtsar/demgen/>).

Se obtuvieron datos orbitales precisos y datos auxiliares de calibración (CAD, por sus siglas en inglés), tanto para la imagen de referencia como secundaria. Estos últimos se descargaron libremente del sitio SENTINEL-1 Quality Control (<https://qc.sentinel1.eo.esa.int/>). A partir de tales insumos, se efectuó el correspondiente producto conjugado (pixel por pixel) entre la imagen de referencia y secundaria, las cuales fueron previamente corregistradas a nivel de subpixel. Una vez generados los interferogramas con fase empaquetada, se calculó la coherencia por el método de gradiente de fase para determinar la correlación interferométrica efectiva. Después se efectuó un filtrado espectral de potencia, el cual es aplicado por el método de filtrado Goldstein-Werner y consecuentemente los interferogramas fueron desempaquetados por medio del algoritmo SNAPHU. Por último, se obtuvieron los interferogramas geocodificados. Adicionalmente, para el caso de datos de UAVSAR también se implementó el algoritmo de desempaquetado de la fase de ICU (Integrated Correlation and Unwrapping) (Buckley, 2000; Delbridge et al., 2016) con la finalidad de comparar resultados con SNAPHU (ANEXO II).

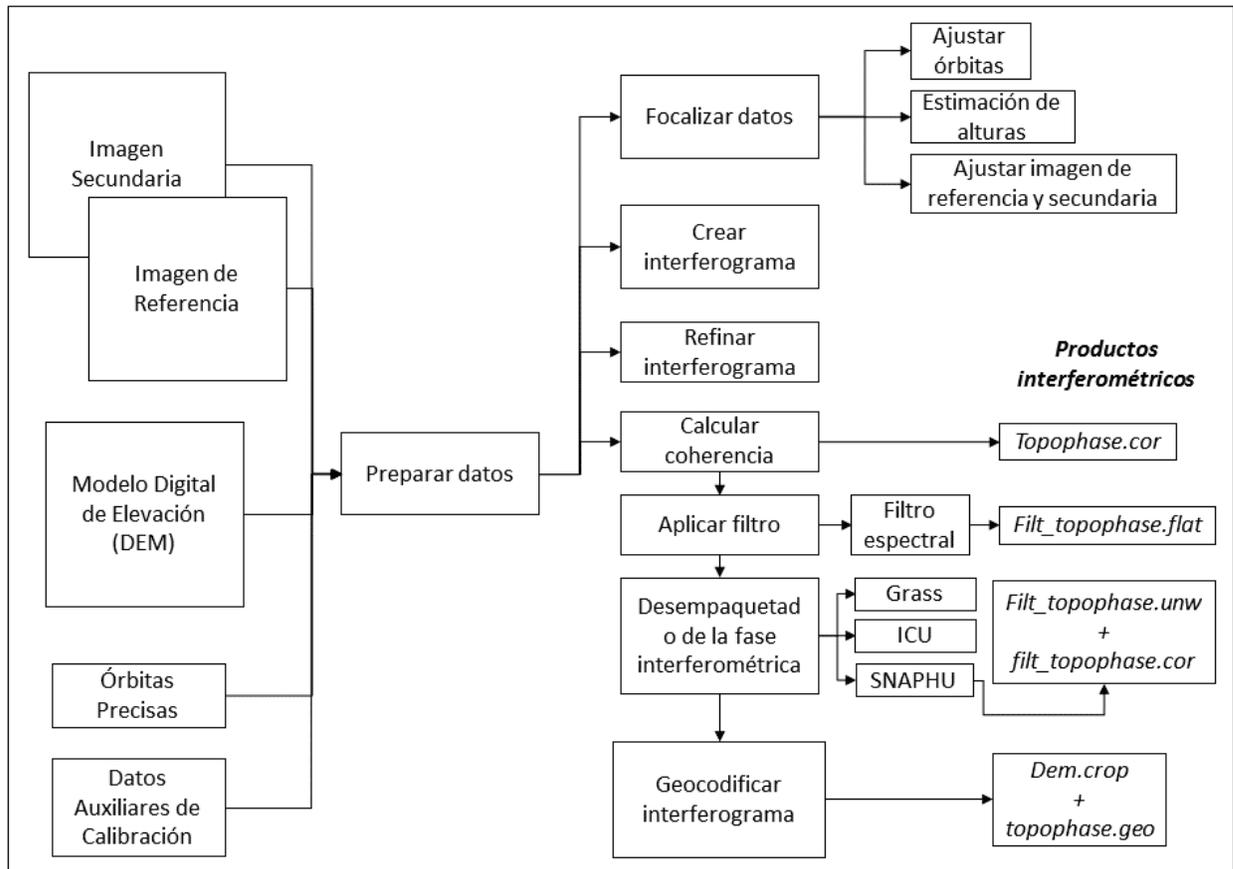


Figura 20. Diagrama de flujo de procesamiento interferométrico realizado por la herramienta de código libre ISCE. Grass, ICU y SNAPHU son algoritmos de desempaquetado de la fase interferométrica. Este diagrama se elaboró basado en el tutorial de ISCE (Rosen et al., 2015).

4.2 Análisis de series de tiempo InSAR

Las series de tiempo representan una ventaja con respecto al análisis de un solo interferograma, ya que permiten mejorar la razón señal (deformación)-ruido, lo que hace mejorar la señal del conjunto de datos filtrando el ruido y resaltando los cambios en el tiempo de la deformación superficial del área estudiada. Se parte de un considerable número de pares interferométricos con fase desempaketada para llevar a cabo el correspondiente análisis temporal InSAR. En este trabajo se empleó la técnica de inversión de aproximaciones SBAS en cada uno de los conjuntos de los sistemas SAR, por medio de la herramienta informática de código libre GIANT.

4.2.1. GIAnT

La herramienta de código libre Generic InSAR Analysis Toolbox (GIAnT) es una adecuación de módulos y scripts escritos en lenguaje Python (Agram et al., 2012). Esta herramienta implementa diversos algoritmos de Series de Tiempo InSAR: SBAS (empleado en este trabajo), N-SBAS y Series de Tiempo InSAR de Múltiple Escala (MInTS). GIAnT cuenta con diversos módulos de procesamiento para el análisis de series de tiempo InSAR (Figura 21). En ellos se consideraron varios parámetros como: el ángulo de incidencia (θ_{inc}), acimut de la trayectoria (α), longitud de onda de la señal (λ) y resolución espacial (30 m). Además, se seleccionó un punto de referencia (en coordenadas de pixel) considerado como estable y el cual define al marco de referencia InSAR. Más aún, los principales parámetros en el análisis de series de tiempo son: máscara de coherencia y filtrado (*filt*). La máscara de coherencia permite enmascarar aquellos pixeles que presenten un valor de coherencia menor que el umbral establecido durante el análisis. Por otro lado, el filtrado corresponde al valor de ajuste en el dato crudo y modelado de la serie de tiempo. Por lo que, a valores altos de filtrado la variación del dato se constriñe o fija al momento del ajuste y a valores bajos los libera más.

Para el análisis temporal de datos del sistema Sentinel 1A/B, se consideró el ajuste de una rampa o plano a los interferogramas generados para corregirlos por errores orbitales. Contrario a lo anterior, para el caso de datos de UAVSAR no fue necesario utilizar corrección por rampas, debido a que la geometría y operatividad del sistema aéreo de UAVSAR se efectúan en condiciones más controladas, logrando que dicho efecto sea casi nulo. Para la corrección del retraso atmosférico diferencial correlacionado con la topografía en mediciones de fase interferométrica, GIAnT emplea el método de APS (*Atmospheric Phase Screen*) (Jolivet et al., 2011). Este método utiliza modelos atmosféricos globales y provee estimaciones de variables atmosféricas como la temperatura del aire, presión y humedad en función de la elevación del terreno. La variación temporal de la estratificación vertical de la atmósfera afecta las mediciones hasta varios centímetros en cada par interferométrico (Hanssen, 2001; Cavalié et al., 2007). La topografía en el CDCP es principalmente plana, por lo que el efecto atmosférico en la señal puede ser mínimo en comparación con las regiones topográficamente accidentadas, sitios donde existe típicamente mayor carga atmosférica. No obstante, la heterogeneidad de la atmósfera también afecta en cierta medida a regiones con topografía plana. Con base en una inspección visual detallada de los múltiples pares interferométricos generados en este trabajo, se observó que la contribución atmosférica para el área del CDCP no perjudicaba considerablemente la señal de deformación analizada, cuya magnitud es del orden de decenas de centímetros. Con base en esta revisión, se decidió no efectuar correcciones atmosféricas a

los interferogramas aquí empleados. Además, se optimizó el tiempo de cómputo debido a la gran cantidad de datos empleados en los diferentes análisis de series de tiempo.

En la preparación de los datos se consideraron diversos períodos para el análisis temporal, tanto para los datos de Sentinel 1A/B como de UAVSAR. Lo anterior fue útil para la estructuración de datos cuya ventana temporal coincide entre los de ambos sistemas de radar. Entre los diferentes pasos de procesamiento, el término en inglés *Stack* (apilamiento), se refiere a un cubo de datos tridimensional (Hierarchical Data Format – HDF5), cuyas dimensiones corresponden típicamente a la dirección de rango, acimut y al número de interferogramas (M).

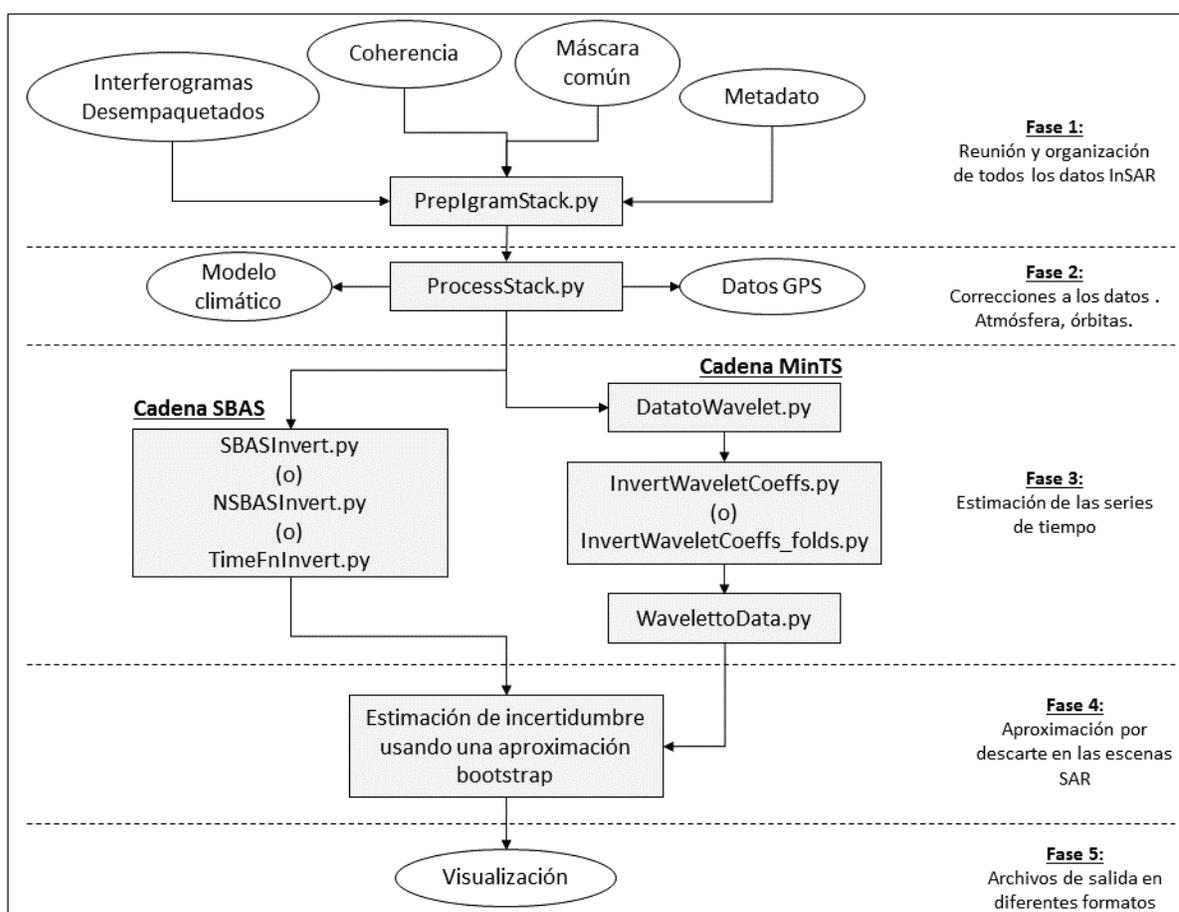


Figura 21. Diagrama de flujo para el análisis de series de tiempo empleando la herramienta de código libre GIANt. Este diagrama se elaboró con base en el tutorial de GIANt (Agram et al., 2012).

En el capítulo 3 se describe la técnica denominada Subconjunto de Líneas-Base Pequeñas (SBAS), técnica empleada en el proceso de inversión del correspondiente análisis de series de tiempo InSAR. En la aproximación tradicional SBAS el conjunto de observaciones de la fase interferométrica se muestra como

una combinación lineal de valores de fase de una imagen SAR, independientemente pixel por pixel (SBASInvert.py).

Por último se estimó la incertidumbre para cada pixel y época, representada por la desviación estándar mediante el empleo del módulo SBASxval.py. Tal estimación del error se efectuó mediante una prueba de navaja (*Jackknife test*) usando subconjuntos generados sobre la base de las adquisiciones SAR. Por lo que para todas las adquisiciones SAR se formó un sistema lineal de inversión $d_n = G_n m_n$. Es decir, la inversión se efectuó para N sistemas lineales de acuerdo con cada conjunto con M interferogramas, combinando N adquisiciones. Donde la desviación estándar de los vectores m_n representa la incertidumbre. Es importante mencionar que la imagen SAR de referencia es incluida en todos los subconjuntos y es además utilizada como una referencia temporal.

Como resultado del análisis de series de tiempo individual, se obtuvo un archivo en formato jerárquico (HDF5). En este archivo se pueden consultar y extraer: las fechas de adquisición de las imágenes SAR, los vectores de inversión de cada pixel asociados con el desplazamiento en la dirección de línea de vista (LOS), el dato crudo del ajuste efectuado, la estimación del error para cada pixel, entre otros datos adicionales que ayudaron en la validación del proceso.

4.3 Inversión de datos 3D

El desplazamiento derivado de los análisis de series de tiempo InSAR proporcionó el principal insumo para el esquema de inversión (Ecuación 23). Las observables son representadas por el desplazamiento en la dirección LOS (d_{los}) para cada geometría SAR, así como los errores estimados asociados con cada observación de desplazamiento. Lo anterior, se traduce en un sistema de ecuaciones con 3 incógnitas (d_u , d_n y d_e) y 4 observables (d_{losA} , d_{losD} , d_{losE} , d_{losW}) donde, A : ascendente, D : descendente, E : Este y W : Oeste, lo que representa un caso sobre-estimado (No. observables > No. incógnitas), donde se empleó la solución por mínimos cuadrados ponderados (Ecuación 25) para la descomposición del vector tridimensional de desplazamiento, siendo S la matriz de observables:

$$S = \begin{bmatrix} d_{losA} \\ d_{losD} \\ d_{losE} \\ d_{losW} \end{bmatrix} \quad (29)$$

donde d_{losn} representa las componentes de rango inclinado de línea de vista para los pasos ascendente y descendente del sistema satelital SENTINEL 1A/B o RADARSAT-2 y para los pasos hacia el Este y Oeste del sistema aéreo de UAVSAR.

Los parámetros geométricos involucrados en la estimación del desplazamiento tridimensional son el ángulo de incidencia (θ_{inc}) y el acimut de la trayectoria (α_h), considerando al primero como variable a lo largo del rango terrestre. El valor promedio de θ_{inc} en la cobertura del área de estudio para Sentinel 1A/B es de 36° y para UAVSAR 43° , cuya variabilidad es de $\sim 2^\circ$ y $\sim 20^\circ$, respectivamente (Tabla 5).

Tabla 5. Geometría de los sistemas de Radar de Apertura Sintética (SAR) SENTINEL 1A/B, RADARSAT-2 (Samsonov et al., 2017) y UAVSAR, para el área de estudio.

Sentinel 1A/B				RADARSAT-2*				UAVSAR			
T166 - Paso ascendente		T173 - Paso descendente		MF1 - Paso ascendente		MF4N - Paso descendente		Paso hacia el Este - 08514S3		Paso hacia el Oeste - 26515S2	
θ_{inc}	α_h	θ_{inc}	α_h	θ_{inc}	α_h	θ_{inc}	α_h	θ_{inc}	α_h	θ_{inc}	α_h
37 - 39	347.39	33 - 35	192.7	38.4	349.4	44	-170.3	23 - 63	84.8	23 - 63	-94.8

Los valores angulares están en unidades de grados ($^\circ$).

*Samsonov et al., 2017.

A partir de θ_{inc} y α_h se construyó el Kernel (G) o matriz de cosenos directores:

$$G = \begin{bmatrix} \cos(\theta_{Sa}) & \sin(\theta_{Sa})\cos(\alpha_{Sa}) & \sin(\theta_{Sa})\sin(\alpha_{Sa}) \\ \cos(\theta_{Sd}) & \sin(\theta_{Sd})\cos(\alpha_{Sd}) & \sin(\theta_{Sd})\sin(\alpha_{Sd}) \\ \cos(\theta_{Uwe}) & \sin(\theta_{Uwe})\cos(\alpha_{Uwe}) & \sin(\theta_{Uwe})\sin(\alpha_{Uwe}) \\ \cos(\theta_{Uew}) & \sin(\theta_{Uew})\cos(\alpha_{Uew}) & \sin(\theta_{Uew})\sin(\alpha_{Uew}) \end{bmatrix} \quad (30)$$

donde θ_{Sa} , θ_{Sd} , θ_{Uwe} y θ_{Uew} representan al ángulo de incidencia del paso ascendente, descendente, hacia el Este y hacia el Oeste de los sistemas SAR, respectivamente. α_{Sa} , α_{Sd} , α_{Uwe} y α_{Uew} representan el ángulos de trayectoria o acimut del sensor para cada paso de los diferentes sistemas SAR.

La solución al problema de inversión se realizó pixel por pixel. Se logró obtener los desplazamientos de la superficie del CDCP en sus tres componentes (d_u , d_n y d_e) a partir de las observables InSAR (d_{losn}) y la combinación geométrica independiente de los sistemas SAR Sentinel 1A/B, RADARSAT-2 y UAVSAR.

4.3.1. Inversión de datos sintéticos

Para validar el algoritmo de inversión de desplazamientos 3D se utilizaron datos sintéticos de desplazamiento de la cuenca extensional Cerro Prieto. Los datos se generaron a partir de un modelo de deformación antropogénica del CGCP, generado por Sarychikhina et al. (2011) y el programa Coulomb 3.1 (Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2005) (Figura 22). El modelo de deformación consta de siete fracturas tensionales rectangulares en un semiespacio elástico (Yang y Davis, 1986), utilizadas para modelar el efecto de compactación de reservorios o acuíferos localizados en los estratos sedimentarios delimitados por fallas. A partir de los datos sintéticos se calculó el desplazamiento en línea de vista (d_{los}) para cada una de las diferentes geometrías de los sistemas SAR (Tabla 6).

Tabla 6. Geometría de los sistemas de Radar de Apertura Sintética (SAR) SENTINEL-1A/B y UAVSAR. Se emplearon valores constantes promedio del ángulo de incidencia (θ_{inc}).

SISTEMA SAR	Ángulo de Incidencia (θ_{inc})	Acimut Ascendente (α_h)	Acimut Descendente (α_h)	Acimut Este (α_h)	Acimut Oeste (α_h)
SENTINEL-1A/B	35	349	195	-	-
UAVSAR	40	-	-	265	85

Los valores angulares están en unidades de grados ($^{\circ}$).

La figura 22 muestra el desplazamiento de la superficie en el CDCP modelado. Los valores positivos en **a)** representan los desplazamientos en la dirección Norte, en **b)** desplazamientos en la dirección Este y para el caso de **c)** los desplazamientos verticales, siendo los valores negativos indicadores de hundimiento del terreno. Fue a partir de los datos sintéticos (Norte, Este y vertical) que se calculó la componente de desplazamiento en la dirección de línea de vista (d_{los}), con respecto a la posición de los sensores (Figura 23). Las celdas en color azul representan aumento del desplazamiento en dirección LOS (calculado), el cual disminuye al aproximarse a cero (valores en amarillo). Fue a partir de este punto que se llevó a cabo la tarea de inversión de datos mediante la solución propuesta, con la finalidad de obtener los desplazamientos tridimensionales (Vertical, Norte y Este); con lo que satisfactoriamente se validó el algoritmo de inversión propuesto en este trabajo.

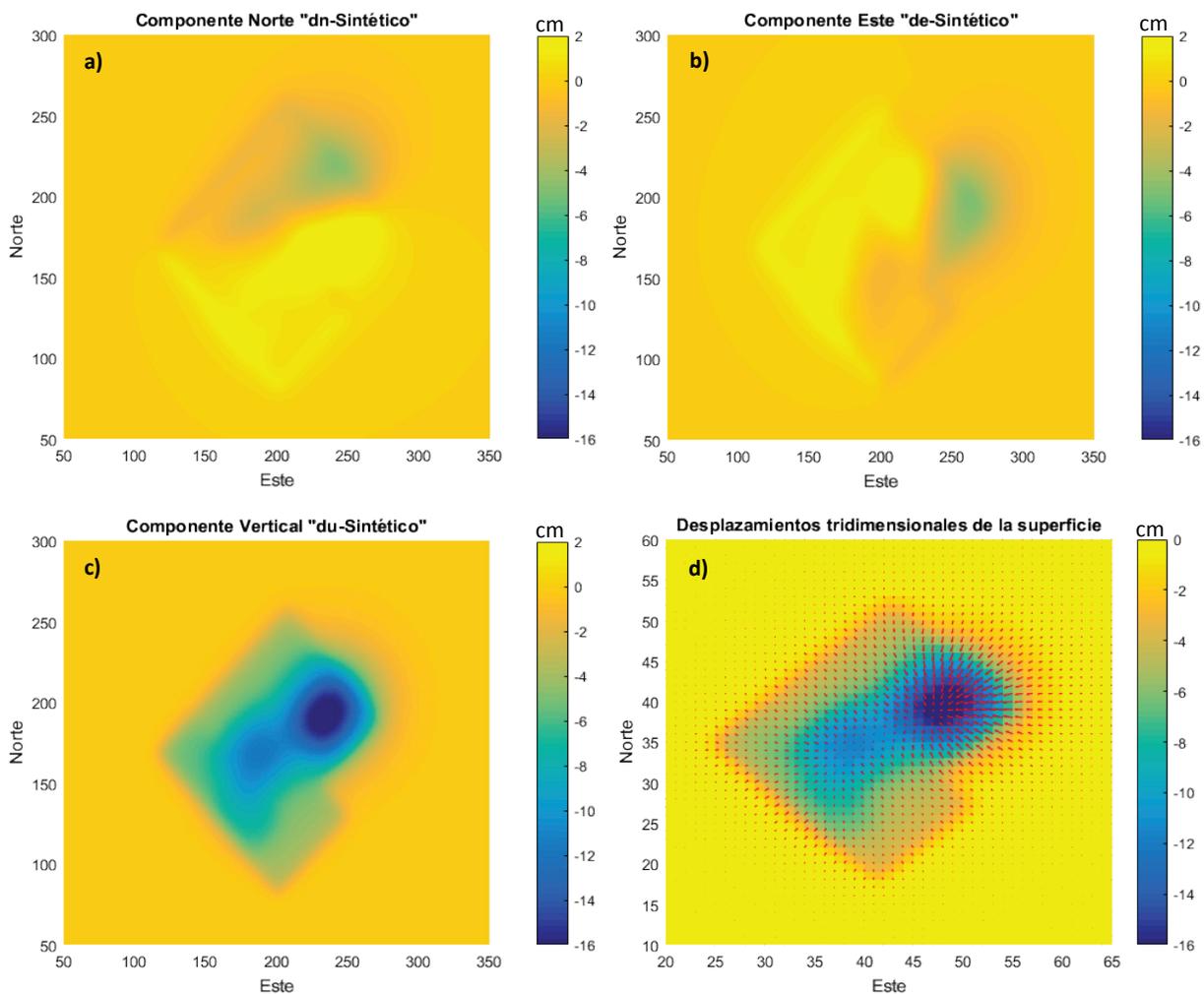


Figura 22. Datos sintéticos de las componentes del vector tridimensional de desplazamiento superficial del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (Sarychikhina et al., 2011). **a**, **b** y **c** corresponden a los desplazamientos en dirección Norte, Este y Vertical, respectivamente. Desplazamientos negativos en **c** indican hundimiento del terreno. **d** muestra la combinación de las tres componentes de desplazamiento, donde los vectores en color rojo representan a los desplazamientos horizontales (Norte-Este); d_u – Componente Vertical; d_n – Componente Norte y d_e – Componente Este. Unidades en centímetros (cm).

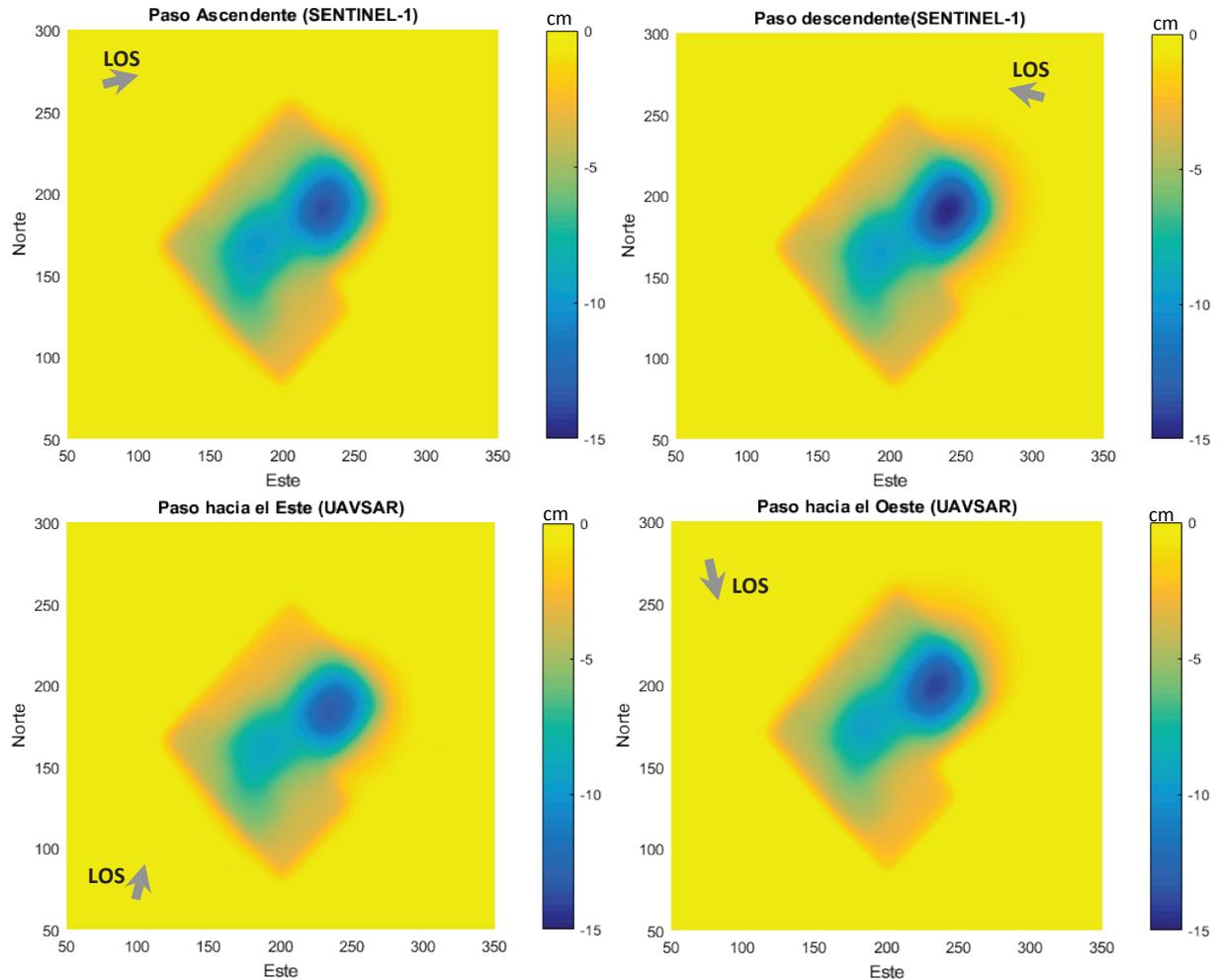


Figura 23. Desplazamiento en línea de vista (d_{los}) de acuerdo con la geometría de las trayectorias de los sistemas SAR para la zona del centro de dispersión de Cerro Prieto (CDCP). Los gráficos en la parte superior, corresponden a la respuesta del sistema satelital SENTINEL 1A/B y los inferiores al sistema aéreo de UAVSAR. La flecha gris indica la dirección de línea de vista del sensor. LOS: Línea de Vista. Unidades en centímetros (cm).

Con referencia a la validación del código generado en este trabajo:

- 1- Se partió de los datos sintéticos en 3 dimensiones (3D) para el cálculo de desplazamientos en la dirección de línea de vista (d_{los}) (Figura 22), correspondiente a cada geometría SAR.
- 2- Se empleó el algoritmo de inversión y se calcularon los nuevos datos 3D de desplazamiento (Figura 23).
- 3- Los datos de desplazamiento 3D (calculados) fueron comparados con los datos sintéticos, cuyo residual fue cercano a cero ($\sim 10^{-6}$), lo que validó su funcionamiento.
- 4- Por último, se realizaron diferentes pruebas en las que se agregaron errores aleatorios en los datos sintéticos y se ejecutaron de nuevo los pasos previamente descritos (1 - 3), en los que el residual resultó ser próximo al error aleatorio añadido validando el funcionamiento del código.

Capítulo 5. Resultados

5.1 Interferogramas

Por cada par interferométrico generado en este trabajo se obtuvieron 6 subproductos: el primero, son los valores de coherencia (*topophase.cor*); otro, un interferograma de fase empaquetada y filtro espectral aplicado (*filt_topophase.flat*); después se obtuvo el interferograma de fase desempaquetada y el nivel de coherencia (*filt_topophase.unw + filt_topophase.cor*). Posteriormente, se generó un DEM del área y por último un producto de fase geocodificado y ortorectificado (*dem.crop + topophase.geo*) (Figuras 24, 25 y 26). Los resultados se inspeccionan y analizan en el módulo de visualización de ISCE (*mdx.py*). Finalmente, otro de los datos a considerar en los interferogramas son los valores de acimut de la trayectoria (*heading*) y ángulo de incidencia en línea de vista (LOS) pixel por pixel (*los_head.grd + los_inc.grd*).

Los interferogramas con fase desempaquetada representan el desplazamiento relativo del terreno en la dirección de línea de vista (LOS). La Figura 24 muestra una serie de interferogramas de la trayectoria 166, con paso orbital ascendente de Sentinel 1A/B. La Figura 24a corresponde a un interferograma con temporalidad de 12 días (2015/05/09-2015/05/21) y una línea base perpendicular PBL = 51 m, lo que propició una decorrelación casi nula. La decorrelación aumenta para aquellos interferogramas donde el umbral temporal es > 12 días, sin importar significativamente el valor de PBL. Por ejemplo, los interferogramas 24b (2015/05/09-2015/07/08) y 24c (2015/05/09-2015/08/01) corresponden a pares de imágenes con un umbral temporal < 90 días y PBL < 200 m, pero a casusa de la actividad agrícola del valle de Mexicali, los interferogramas presentan alta decorrelación. Finalmente, el interferograma 24d (2015/04/03-2015/12/23), cuenta con una temporalidad de 8 meses y una PBL = 6 m. Éste presenta la más alta decorrelación, debido a la temporalidad entre adquisición de imágenes con respecto a los anteriores.

Los colores observados en cada interferograma, describen el desplazamiento relativo de la superficie, donde los valores positivos indican que el terreno se aleja del sensor y los valores negativos, que se acerca. Sin embargo, también se puede observar que los interferogramas presentan una rampa en los datos (Ramping) en dirección LOS y una alta contribución atmosférica, principalmente en las regiones montañosas, como las Sierras de Juárez (SJ) y Cucapá (SC). A pesar de los posibles errores implícitos en los interferogramas 24c y 24d, se puede observar que para una temporalidad de ~8 meses, el desplazamiento relativo de la superficie en el CDCP es de ~7-8 cm en la dirección LOS.

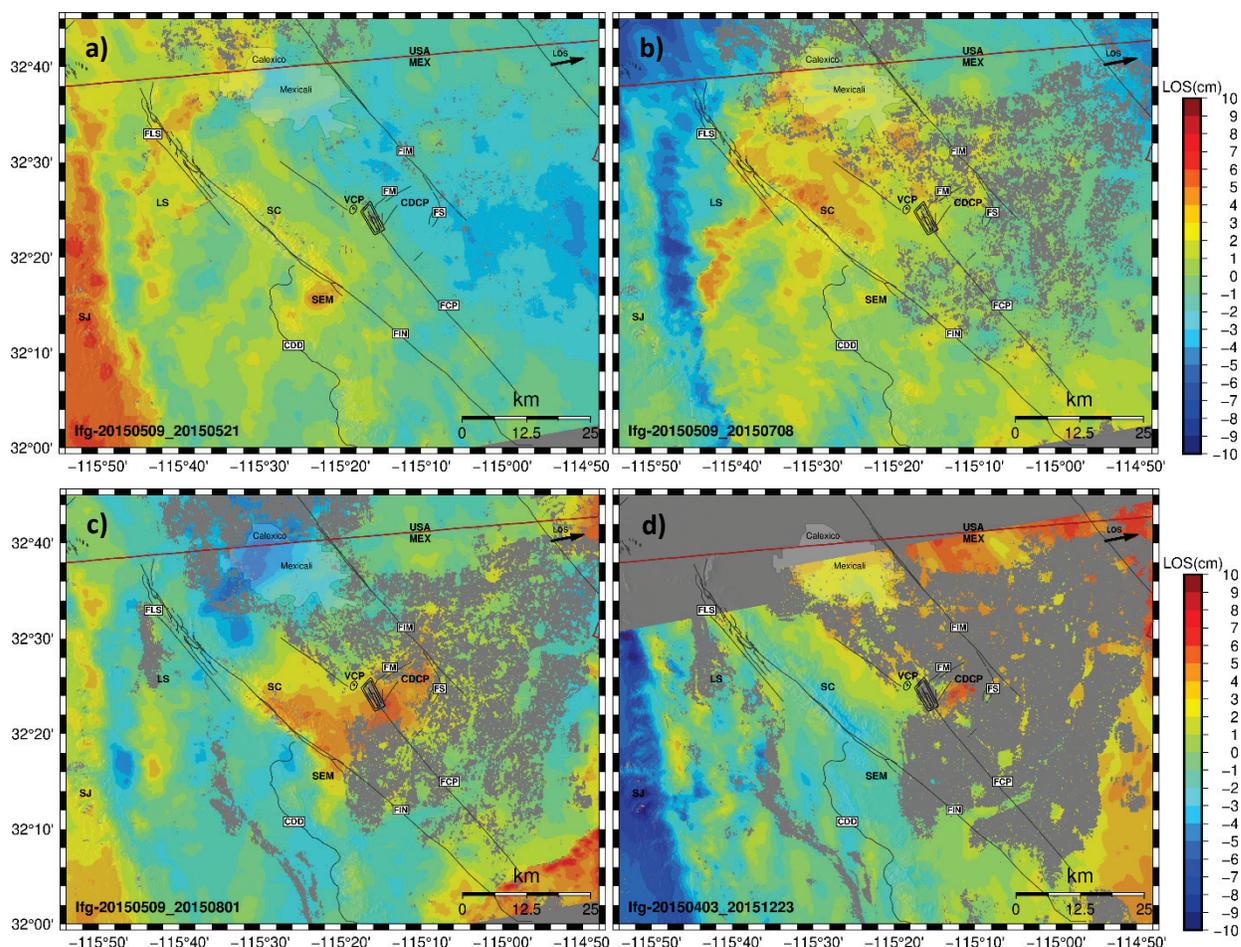


Figura 24. Interferogramas Sentinel 1A/B de la trayectoria 166 con paso orbital ascendente. Línea de vista lateral derecha (LOS). Los colores en cada imagen corresponden al valor relativo de desplazamiento del terreno en la dirección LOS, la cual es indicada por la flecha negra. Las líneas negras corresponden al trazo de fallas principales. La línea roja continua indica la frontera Mx-EEUU. Abreviaciones: VCP= Volcán Cerro Prieto, LS= Laguna Salada, SJ= Sierra Juárez, SEM= Sierra el Mayor; SC= Sierra Cucapah y CDCP= Centro de Dispersión de Cerro Prieto.

En los interferogramas de la trayectoria 173 con paso orbital descendente de Sentinel 1A/B (Figura 25), se observa el mismo efecto de decorrelación en función de la temporalidad. En cuanto a la rampa y contribución atmosférica en los datos, éstos son menores en comparación a los interferogramas de la trayectoria 166. La rampa es claramente visible en el interferograma 25a (2014/10/29-2014/11/10), con temporalidad de 12 días y PBL = 60 m. El interferograma 25c (2014/10/29-2014/12/28) con una temporalidad de 2 meses y PBL = 35 m, se muestra limpio y la huella de desplazamiento del CDCP es visible. Por otro lado, los interferogramas 25b (2014/10/29-2014/12/04) con temporalidad de 36 días, una PBL = 34 m y 25d (2014/10/29-2015/09/30) con temporalidad de ~11 meses y una PBL = 0 m, presentan mayor contribución atmosférica en las Sierras. Semejante con la geometría del paso ascendente, es claro el desplazamiento relativo de la superficie del CDCP observado en 25d, con valor de ~8-9 cm en la dirección LOS.

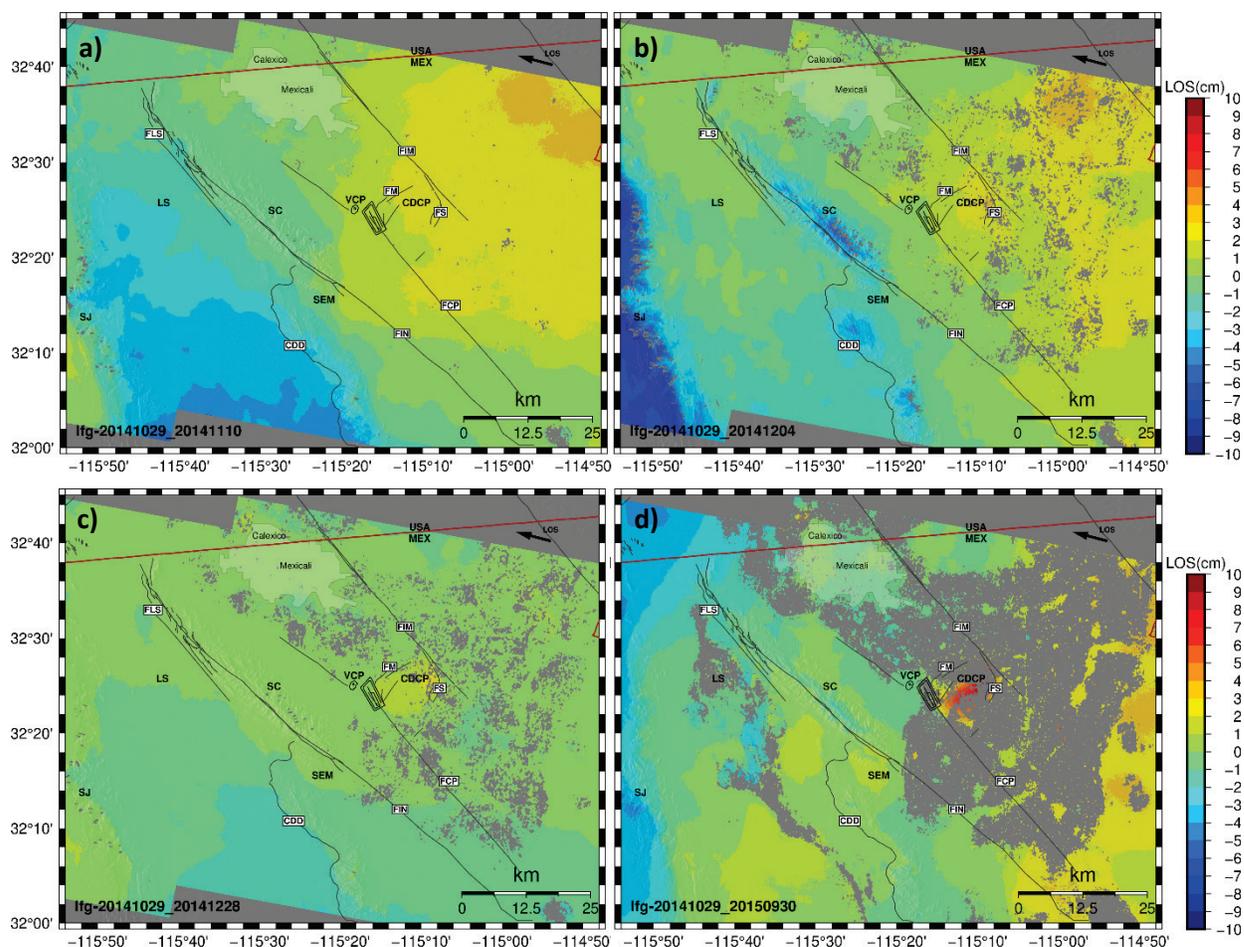


Figura 25. Interferogramas Sentinel 1A/B de la trayectoria 173 con paso orbital descendente. Línea de vista lateral derecha (LOS). Los colores en cada imagen corresponden al valor relativo de desplazamiento del terreno en la dirección LOS, la cual es indicada por la flecha negra. Las líneas negras corresponden al trazo de fallas principales. La línea roja continua indica la frontera Mx-EEUU.

La Figura 26 muestra 2 interferogramas para cada una de las rutas de vuelo de UAVSAR en el área de estudio. Para las tres rutas de vuelo se consideró un interferograma (26a, 26c y 26e) con un umbral temporal de ~ 3 meses (2012/02/01-2012/05/01) y otro (26b, 26d y 26f) con ~ 8 meses (2013/05/02-2014/01/10). Una desventaja de las huellas de UAVSAR es la cobertura que presentan los diferentes segmentos; sin embargo las rutas central (08514) y Sur (26515) cubren suficientemente bien la zona del CDCP, por lo que estas dos rutas completan el requerimiento geométrico en la dirección LOS, necesario para resolver el problema de inversión de datos de desplazamiento tridimensional de la superficie. Al igual que los pares interferométricos obtenidos por Sentinel, los valores cercanos al color rojo indican que el terreno se aleja del sensor y los valores cercanos al color azul, que se acerca. En los interferogramas con umbral temporal de ~ 3 meses (26a y 26c) no se observa claramente desplazamiento del terreno en la dirección LOS al interior de la cuenca Cerro Prieto.

Es en las Figura 26d y 26f que se aprecian errores asociados con el desempaque de la fase interferométrica, los cuales se observan por cambios abruptos en los desplazamientos medidos (26d al límite norte del CDCP), donde los valores máximos (rojos) y mínimos (azules) se sitúan uno junto al otro. En cuanto al efecto de decorrelación implícito en los interferogramas de UAVSAR, éste no es tan elevado en comparación con el obtenido por Sentinel 1A/B, incluso para una ventana temporal de hasta 8 meses. Esto último, se asocia con la longitud de onda de la Banda L-SAR. Los interferogramas con mayor temporalidad (26b, 26d y 26f) muestran una respuesta clara de desplazamiento relativo del terreno en la dirección LOS al interior del CDCP, con valores de $\sim 4-7$ cm.

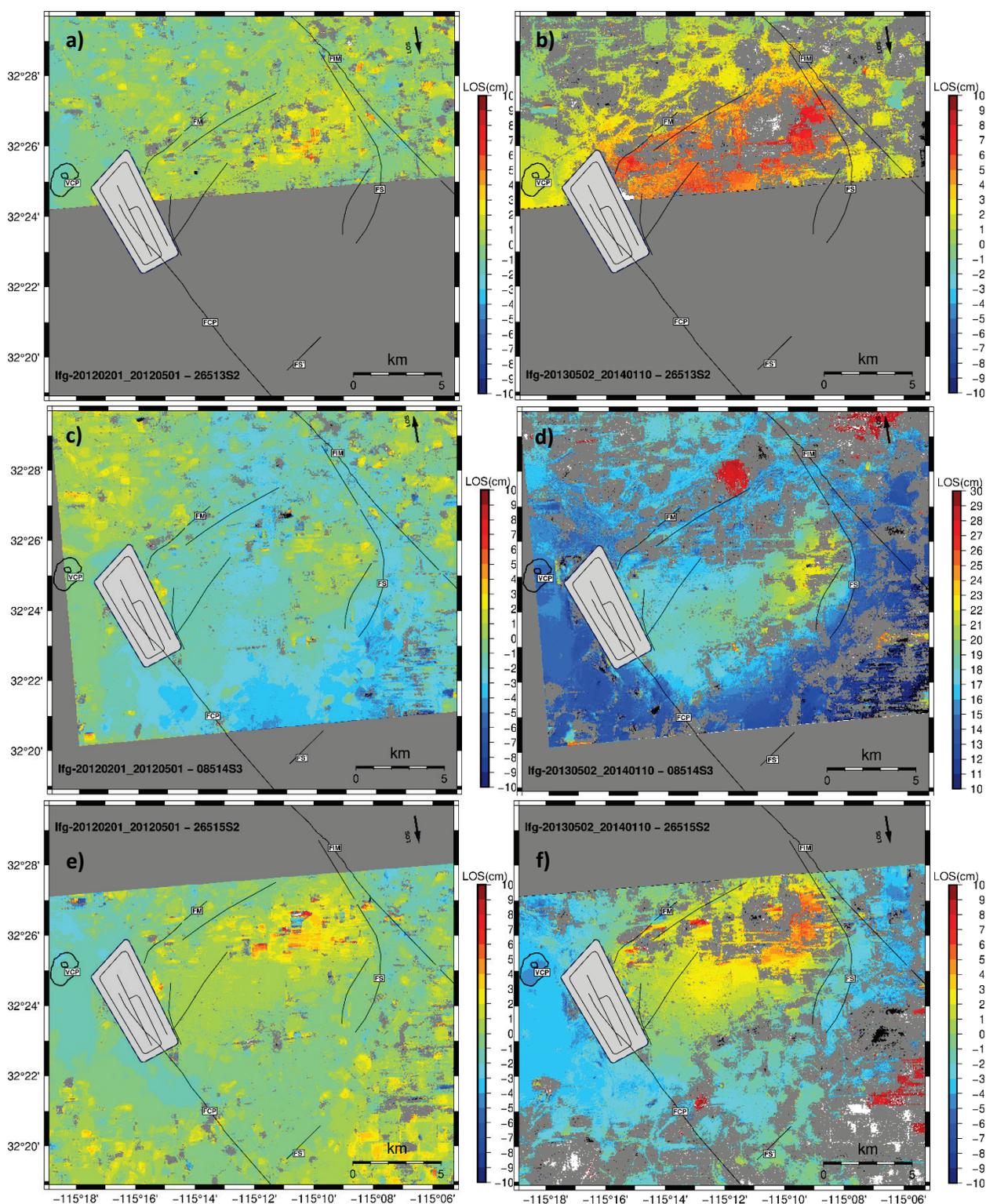


Figura 26. Interferogramas UAVSAR de los segmentos (S2) de las rutas de vuelo 26513 y 26515 (a-b y e-f); y del segmento (S3) de la ruta de vuelo 08514 (c-d). Línea de vista lateral izquierda (LOS). Los colores en cada imagen corresponden al valor relativo de desplazamiento del terreno en la dirección LOS, la cual es indicada por la flecha negra. Las líneas negras corresponden al trazo de fallas principales.

5.2 Series de tiempo InSAR

En este trabajo se consideró un sitio ubicado en el volcán de Cerro Prieto como punto de referencia para las series de tiempo InSAR y se utilizaron umbrales de coherencia > 0.2 y > 0.25 . Se determinó trabajar con un valor de filtrado $filt = 0.01$ lo que permitió adecuarse a los valores modelados al momento del ajuste. Además, se removieron rampas orbitales debido a errores orbitales para los interferogramas que lo requirieron y se estimó la incertidumbre de las series de tiempo pixel por pixel.

Las series de tiempo fueron realizadas con interferogramas formados por primeros y segundos vecinos. En cuanto a los datos de Sentinel 1A/B se efectuaron series temporales para los períodos de 2015/04/03–2019/12/20 y 2014/10/29–2019/12/26 correspondientes a las trayectorias 166 y 173, respectivamente. Para el caso de UAVSAR, el análisis corresponde al período 2012/02/01–2016/04/01. En detalle, para el segmento central (08514S3) de 2015/02/27–2016/04/01 y de 2014/11/18–2016/04/01 para el segmento Sur (26515S2) (Figura 28). En cuanto al segmento Norte (26513S2), sólo se efectuaron series de tiempo para el período de 2012/02/01–2014/04/01. Sin embargo, debido a la pobre cobertura que tiene sobre el área de estudio no se consideró y fue sustituido por el segmento Sur apropiadamente. Para resolver el problema de inversión 3D empleando 4 geometrías SAR diferentes y en compatibilidad temporal entre Sentinel y UAVSAR, se efectuaron análisis de series de tiempo para períodos de ~ 1 año. En el caso de Sentinel 1A/B fue posible considerar los períodos de 2015/04/09–2016/04/03 en ambas trayectorias (Figura 27). Para consultar mapas de series temporales de período largo (> 1 año), ver anexo III. Para los pasos ascendente y descendente de Sentinel 1A/B, se estimaron series temporales con baja decorrelación de datos con errores ± 5 mm. Lo anterior se debió a la gran cantidad de imágenes SAR empleadas en este estudio.

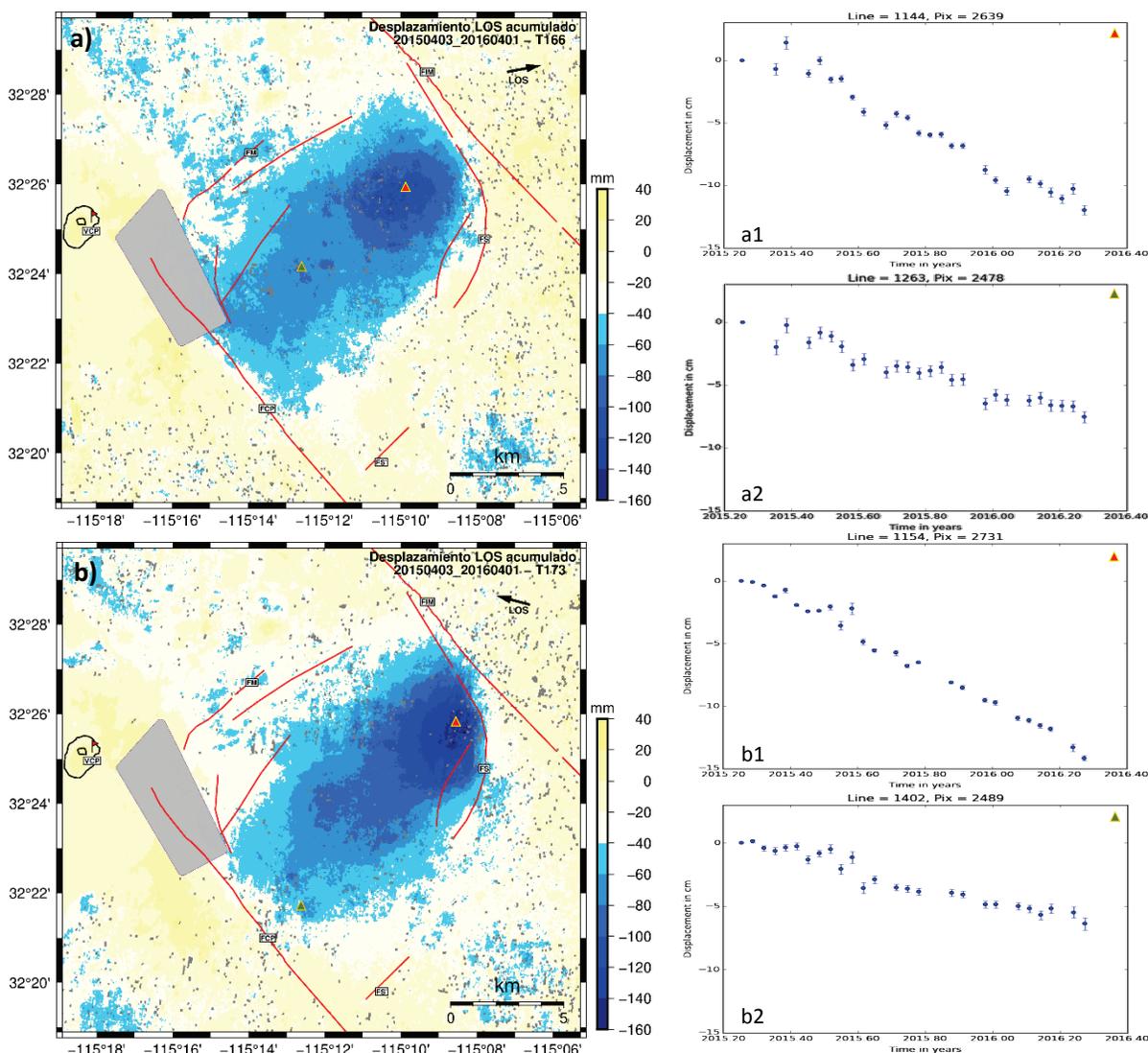


Figura 27. Desplazamiento LOS acumulado para los pasos: **a** ascendente (T166) y **b** descendente (T173) de Sentinel 1A/B en el período 2015/04/03-2016/04/01 (~1 año). **a1**, **a2**, **b1** y **b2** corresponden a las series de tiempo de los pixeles seleccionados para ambos pasos orbitales. Los triángulos muestran la ubicación del pixel. La banderita roja indica la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista (LOS). Las trazas superficiales de las principales fallas tectónicas se muestran con líneas continuas de color rojo. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, FM= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, VCP= Volcán Cerro Prieto.

Las series temporales del sistema UAVSAR, al contar con una pobre cantidad de imágenes para el período convenido, se presentó una alta decorrelación y errores del orden de ± 50 mm y hasta ± 100 mm en ciertas zonas del área de estudio. Los mapas mostrados en las Figura 27 y 28 presentan desplazamiento promedio acumulado en ~1 año de ~135 mm en la dirección LOS en sitios de la zona Noreste del CDCP (Figura 27a1 y 27b1). Tal afectación es claramente definida en los mapas de desplazamiento de Sentinel, más no en los de UAVSAR, debido a las zonas de alta decorrelación (pixeles en color negro) y a los errores elevados que en ellas fueron estimados.

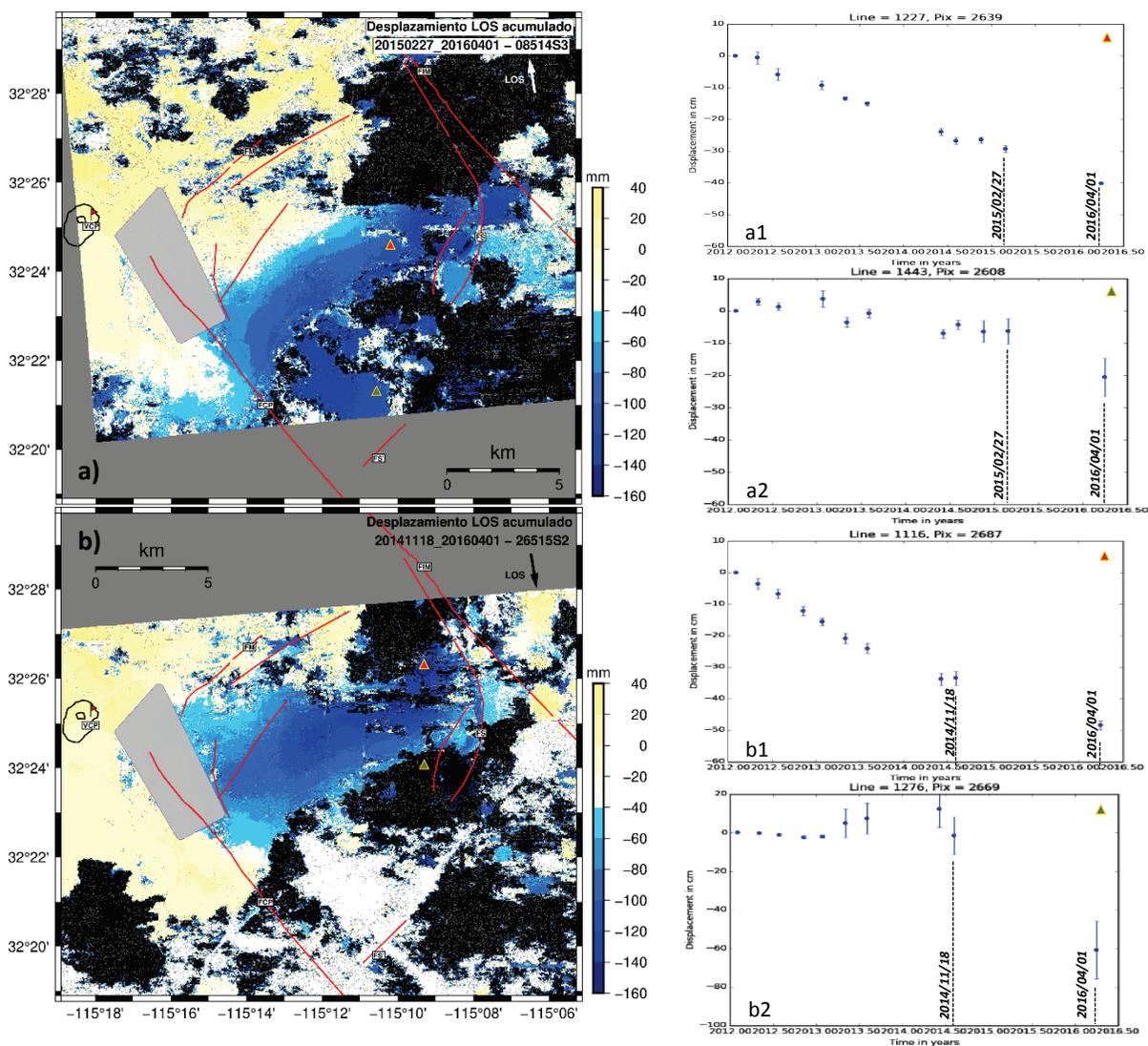


Figura 28. Desplazamiento LOS acumulado de los pasos hacia: **a** Este (08514S3) y **b** Oeste (26515S2) de UAVSAR para el período 2015/02/27-2016/04/01 (~1.2 años) y 2014/11/18-2016/04/01 (~1.8 años), respectivamente. **a1**, **a2**, **b1** y **b2** corresponden a las series de tiempo de los pixeles seleccionados para ambos segmentos de vuelo. Las líneas discontinuas en color negro, describen el período del desplazamiento LOS acumulado en **a** y **b**, los números son las respectivas fechas (aaaa/mm/dd). Los triángulos muestran la ubicación del pixel. La banderita roja indica la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista (LOS).

Para el caso de las series temporales de UAVSAR, las cuales presentaron errores elevados (± 50 a 100 mm), se efectuó un análisis en donde se seleccionaron pixeles no decorrelacionados al azar, lo que permitió comprender mejor el comportamiento de la serie temporal en términos del desplazamiento acumulado en el tiempo y el error asociado a éste en diferentes puntos del CDCP. Lo anterior, hace referencia a datos marcados por una tendencia constante asociados con pequeños errores (± 15 mm) en sitios al interior del CDCP (Figura 28a1 y 28b1), en comparación con datos dispersos asociados con errores elevados que describen un desplazamiento acumulado que no es compatible con lo esperado (Figura 28a2 y 28b2). Para esto último, se puede tomar como ejemplo algún pixel de la serie

temporal del segmento central contenido en la zona del Ejido Delta, el cual presenta desplazamientos máximos en la dirección LOS de hasta ~ 120 mm (Figura 28a2) o el sitio mostrado en la figura 28b2 que presenta desplazamientos superiores a los 500 mm, lo que no corresponde con la realidad y es directamente asociado con un error elevado (> 100 mm). En la figura 29 se muestran mapas del CDCP con los errores estimados, pixel por pixel, de cada una de las series temporales de las diferentes geometrías de los sistemas SAR. Esto permite crear una concepción clara y directa de los datos calculados y validarlos o no en función del error estimado en ese pixel.

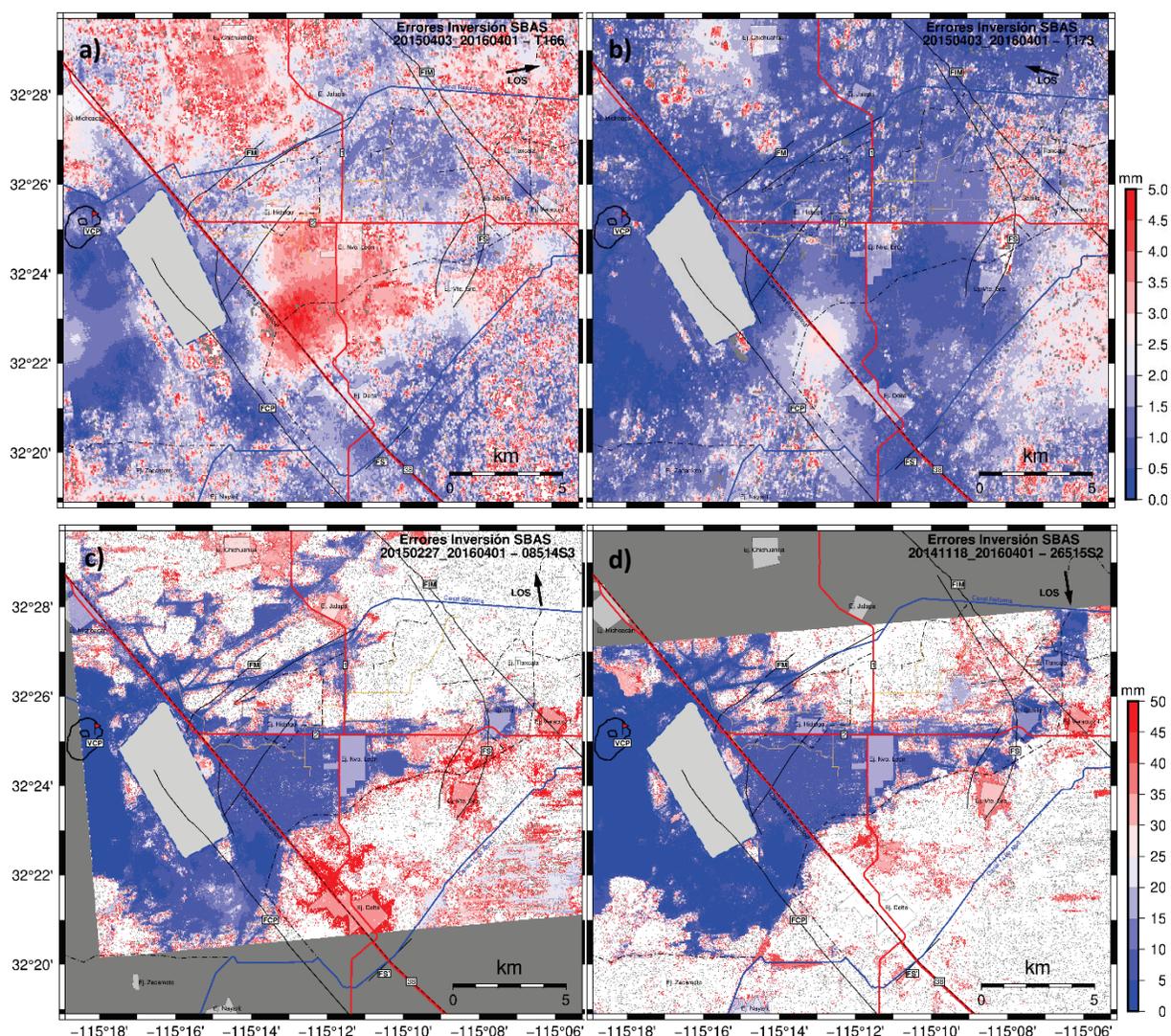


Figura 29. Error estimado en las series de tiempo InSAR de los Sistemas SAR Sentinel y UAVSAR. **a** y **b** corresponden a los errores estimados en las geometrías del paso ascendente y descendente de Sentinel 1 A/B, respectivamente. **c** y **d** corresponden a los errores estimados en las geometrías del paso hacia el Este y Oeste de UAVSAR, respectivamente. El error se encuentra en unidades de milímetros y los pixeles en blanco en **c** y **d** corresponden a errores > 50 mm. La banderita roja indica la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista (LOS).

5.3 Desplazamientos superficiales 3D del CDCP

El cálculo de inversión de datos 3D se efectuó para un conjunto de datos con un mallado cuya resolución es de ~30 m. Lo anterior dentro de un marco geográfico con latitud Norte máxima: 32.495; longitud Oeste máxima: -115.315 y latitud Norte mínima: 32.315; longitud Oeste mínima: -115.088, lo que permitió obtener matrices de datos (observables, errores, geométricos) con dimensiones de 649 x 818 elementos, donde cada elemento es representado en términos de pixeles y es asociado con un sistema coordenado geográfico. Para el desarrollo matemático de este trabajo, se utilizó la herramienta Matlab R2016a (9.0.0.341360).

5.3.1. Componentes del campo de desplazamiento paralelo y vertical al rumbo de falla

Con las series temporales de Sentinel 1A/B de los pasos ascendente (T166) y descendente (T173) para los períodos de ~1 año (2015/04/03 – 2016/04/01) en el área de estudio y de ~4.7 años (2015/04/03 – 2019/12/20) con cobertura regional en el Valle de Mexicali (Anexo III), se calcularon las componentes de desplazamiento paralelo al sistema de fallas principales (horizontal) y vertical en el área de estudio, se consideró el rumbo de falla de N48°W (Suárez-Vidal et al., 2008). Todo ello, dentro de un esquema de inversión de mínimos cuadrados amortiguado (*DLSS*).

Para el período de ~1 año (2015/04/03 – 2016/04/01), las estimaciones de desplazamiento paralelo al rumbo de falla y vertical, indican desplazamientos paralelos máximos de ± 80 mm. De acuerdo con el gráfico izquierdo de la figura 30, los datos en color azul representan vectores de desplazamiento con dirección Sureste, mientras que los datos en color amarillo en dirección Noroeste. Por otro lado, el desplazamiento vertical máximo de ~160 mm, asociado con el hundimiento del suelo en el límite Noreste definido por las fallas Saltillo e Imperial, el cual es claramente demarcado.

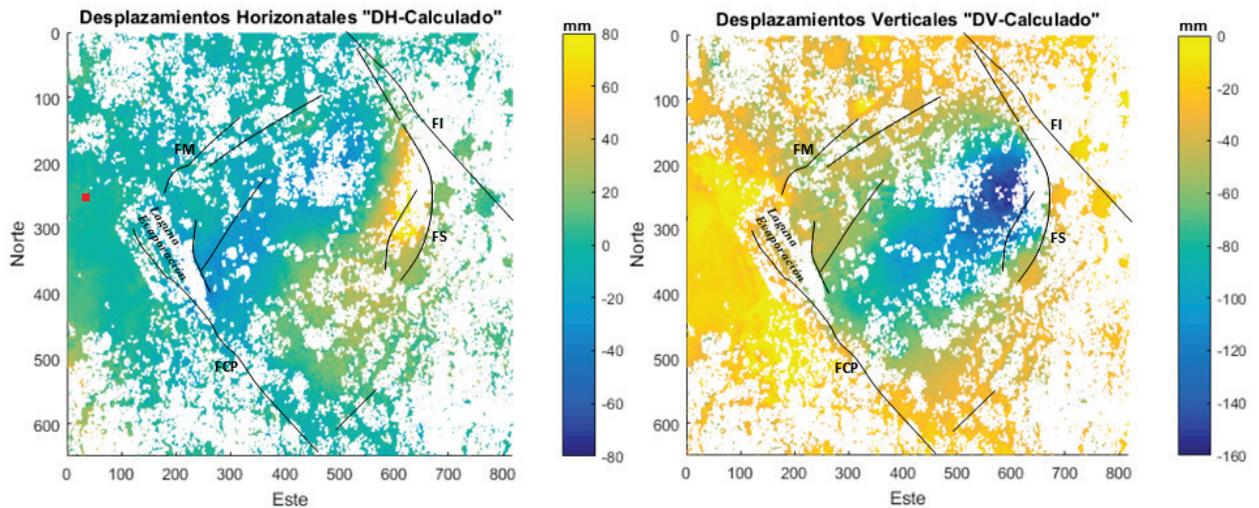


Figura 30. Izquierda: Desplazamientos paralelo al rumbo de falla (horizontal) en mm para el área del CDCP. Derecha: Desplazamiento vertical en mm para el área del CDCP. Los desplazamientos mostrados corresponden al período de ~ 1 año (2015/04/03-2016/04/01) de datos InSAR. Se consideró el rumbo de falla de $N48^\circ W$ y un umbral de coherencia de 0.2. El cuadro rojo indica el punto de referencia InSAR. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, FM= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo.

Para el período de ~ 4.7 años (2015/04/03-2019/12/20) mostrado en la figura 31, se determinó un desplazamiento paralelo al rumbo de falla acumulado de ± 200 mm. Al interior del CDCP se encuentran los desplazamientos máximos. En color azul, hacia la dirección Sureste y en rojo con dirección Noroeste, convergiendo al centro de la cuenca de Cerro Prieto. Los desplazamientos verticales máximos acumulados son de hasta 500 mm en ~ 4.7 años, desplazamientos máximos que definen la huella de subsidencia al interior del CDCP. La tasa anual de desplazamiento (Figura 32) es de ~ 40 mm/año y hasta ~ 150 mm/año para las componentes paralela y vertical, respectivamente. Estas tasas máximas fueron estimadas principalmente al interior del CDCP. Las fallas Imperial y Cerro Prieto definen claramente los límites del Centro de Dispersión. Los píxeles en blanco no cuentan con información debido a la decorrelación entre las imágenes de referencia y secundaria, como parte del proceso interferométrico y que se acarrea en procesos posteriores, como la inversión de datos para el cálculo de desplazamientos de la superficie.

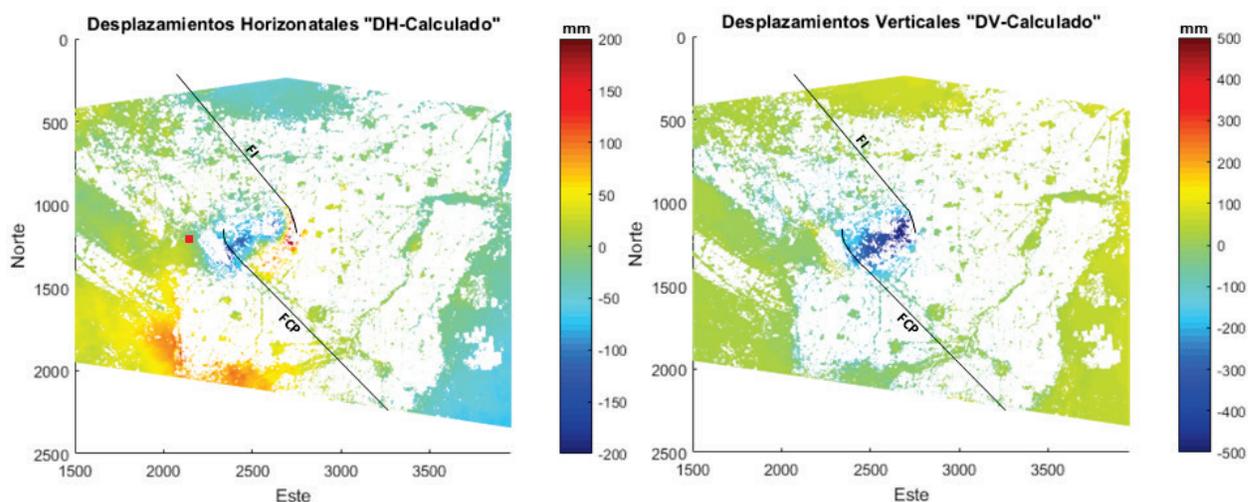


Figura 31. Izquierda: Desplazamiento paralelo al rumbo de falla (horizontal) acumulado (mm) para la región del Valle de Mexicali. Derecha: Desplazamiento vertical acumulado (mm) para la región del Valle de Mexicali. Los desplazamientos mostrados corresponden al período de ~4.7 años (20150403 - 20191220) de datos InSAR. Se consideró el rumbo de falla de $N48^{\circ}W$. El cuadro rojo indica el punto de referencia InSAR. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial.

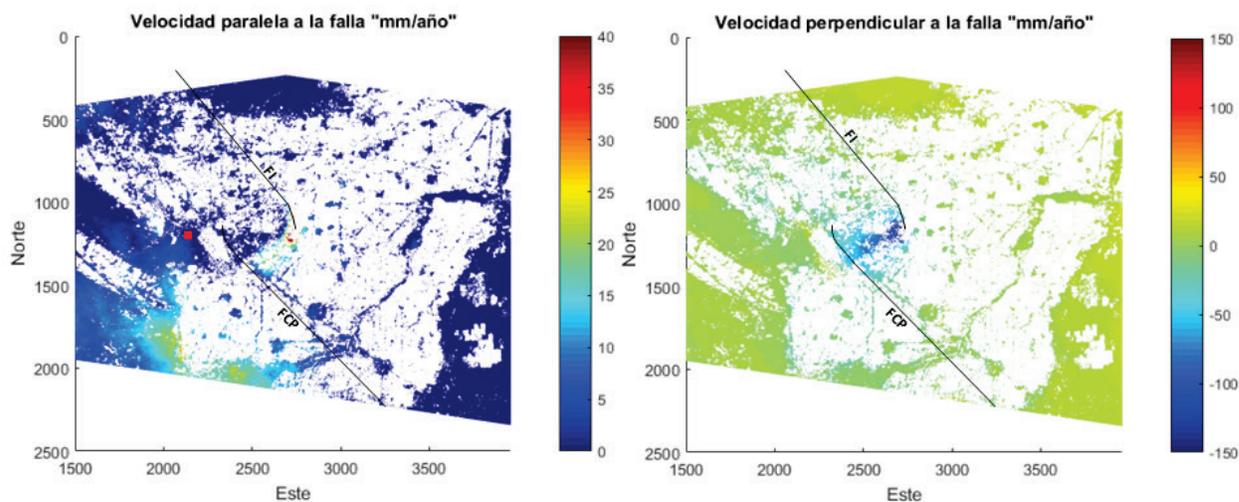


Figura 32. Izquierda: Tasa de desplazamiento paralelo al rumbo de falla (horizontales) en mm/año para la región del Valle de Mexicali. Derecha: Tasa de desplazamiento vertical en mm/año para la región del Valle de Mexicali. El cuadro rojo indica el punto de referencia InSAR.

5.3.2. Desplazamientos superficiales 3D del CDCP a partir de datos de SENTINEL 1A/B y UAVSAR

La descomposición del vector tridimensional de desplazamiento de la superficie del CDCP, a partir de observaciones InSAR se realizó mediante la solución de mínimos cuadrados ponderados (*WLSS*) logrando estimar un error promedio por pixel (30m x 30m) de ~10 mm en cada componente de desplazamiento

(Vertical, Norte y Este). El resultado de la inversión contempla datos conjuntos de 4 geometrías SAR linealmente independientes, 2 del sistema satelital Sentinel 1A/B y 2 del sistema aéreo UAVSAR y comprende una ventana temporal de ~1 año (2015/04/03 – 2016/04/01).

Debido a la poca cantidad de imágenes SAR de UAVSAR para el período seleccionado, se eliminaron datos (píxeles) durante el proceso interferométrico debido a errores de desempaqueado de la fase y alta decorrelación con errores elevados (> 50 mm) en el desplazamiento durante el análisis de series de tiempo e inversión 3D, lo que afectó la densidad de píxeles en la estimación del campo de desplazamiento tridimensional. No obstante, a pesar de dicha limitante, fue posible obtener datos en sitios que presentan una alta afectación por el fenómeno de subsidencia.

Los desplazamientos verticales máximos de 150 mm se localizan en el sector Noreste del CDCP (Figura 33), sitio que presenta la mayor afectación por subsidencia y el cual fue propuesto como zona de recarga por Glowacka et al., 1999, 2005. En la Figura 33a se puede observar la variación del campo de desplazamiento vertical asociado principalmente con el hundimiento del terreno que se extiende con dirección SO-NE desde el límite Norte de la falla Cerro Prieto hasta la falla Saltillo, en los límites del Ejido por el cual ésta toma su nombre, sitio en el que se aprecia una señal clara de hundimiento con magnitud de ~60 mm, delimitada por la misma falla. Un segundo depocentro puede ser ubicado al oeste del Ejido Nuevo León con desplazamientos verticales máximos de 120 mm. En cuanto al campo de desplazamiento horizontal, la componente Norte (Figura 33b) tiene desplazamientos máximos en dirección Sur de ~60 mm y con dirección Norte de 20 a 30 mm. Es notable como la dirección de los desplazamientos en la componente Norte, convergen al interior del CDCP y definen una línea con la misma orientación que presenta la huella de subsidencia (NE-SO), correspondiente con el campo de desplazamiento para la componente Norte en un área afectada por subsidencia.

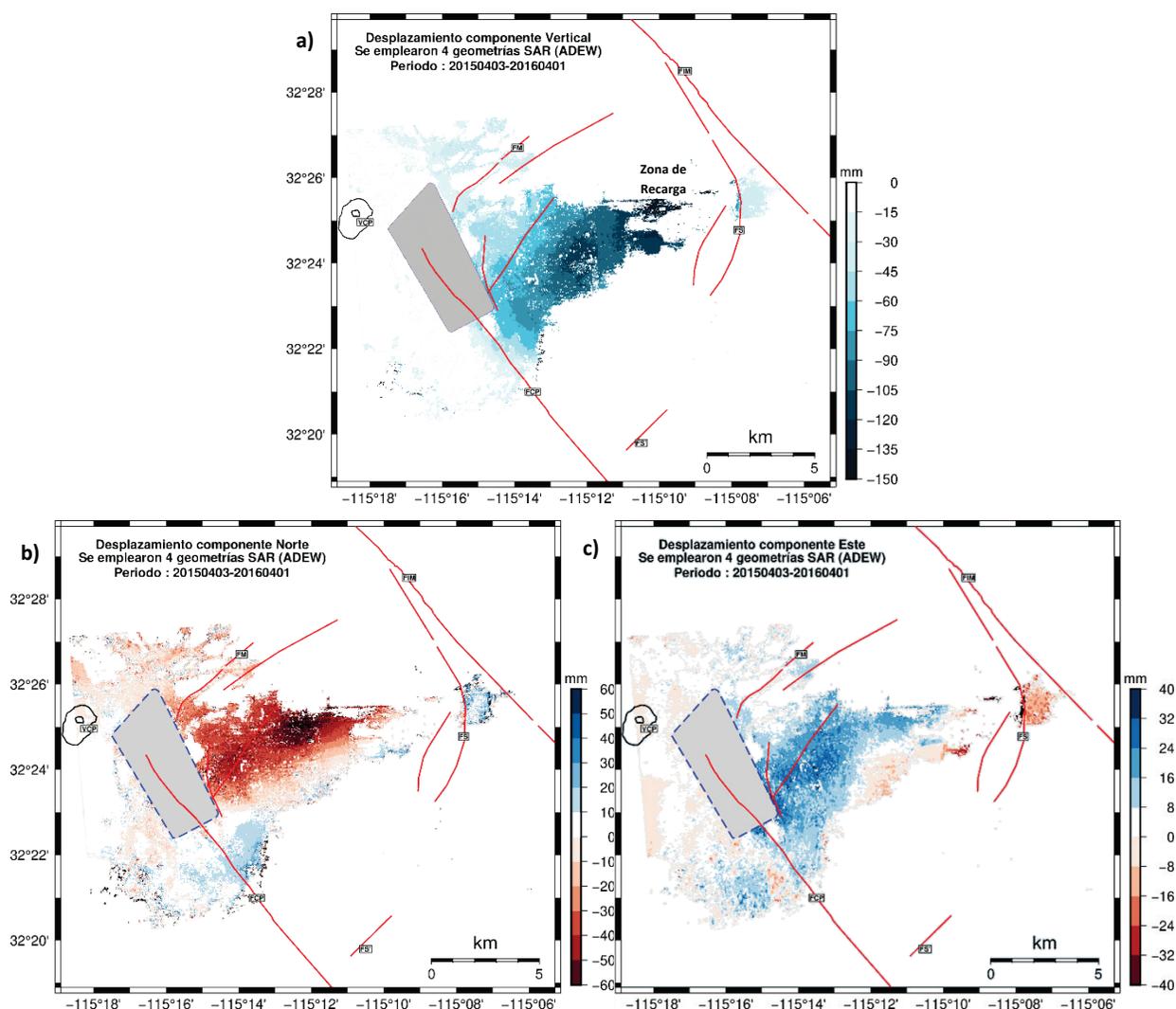


Figura 33. Mapas de desplazamiento de la superficie del Centro de dispersión de Cerro Prieto obtenidos a partir de datos de los sensores SAR de Sentinel1A/B y UAVSAR. Los datos tienen una máscara que excluye aquellos píxeles con errores > 20 mm. a- mapa de desplazamiento en la componente vertical. b y c- corresponden a los mapas de desplazamiento en la componente Norte y Este, respectivamente. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, FM= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FS'= Prolongación Falla Saltillo VCP= Volcán Cerro Prieto.

Los desplazamientos en la componente Este (Figura 33c) también presenta un comportamiento de convergencia hacia el interior del CDCP con desplazamientos máximos en la dirección Este de 32 a 40 mm y hacia el Oeste de 24 a 32 mm, destacando que los desplazamientos hacia el Oeste son de menor magnitud, coincidente con las magnitudes del campo de desplazamiento en la dirección Norte en la misma región. Entonces, la dirección de los desplazamientos en sus tres componentes corresponde con los efectos causados por la subsidencia del terreno.

5.3.3. Desplazamientos superficiales 3D del CDCP a partir de datos de RADARSAT-2 y UAVSAR

Para complementar el análisis anterior y en otro período de estudio, se utilizaron los resultados de InSAR post-procesados del sensor RADARSAT-2 (Samsonov et al., 2017) mostrados en la figura 34. La Tabla 7 describe los insumos empleados en el procesamiento de los datos. Los resultados de RADARSAT-2 presentan una cantidad mínima de píxeles decorrelacionados, principalmente por temporalidad.

Tabla 7. Parámetros y conjunto de datos de RADARSAT-2. α_h es el acimut; θ_{inc} es el ángulo de incidencia; N es el número de imágenes y M el número de interferogramas para cada conjunto de datos. Modificado de Samsonov et al., 2017.

Sensor	Conjunto	Órbita	UTM	Cobertura	α_h (°)	θ_{inc} (°)	N	M
RADARSAT-2	MF1	asc	1:43	20110913–20160724	349.4	38.4	53	434
RADARSAT-2	MF4N	dsc	13:36	20111001–20160811	-170.3	44	58	344
Total:	-	-	-	20111001–20160724	-	-	109	778

Los datos de RADARSAT-2 son de múltiple vista (vista lateral izquierda y derecha).

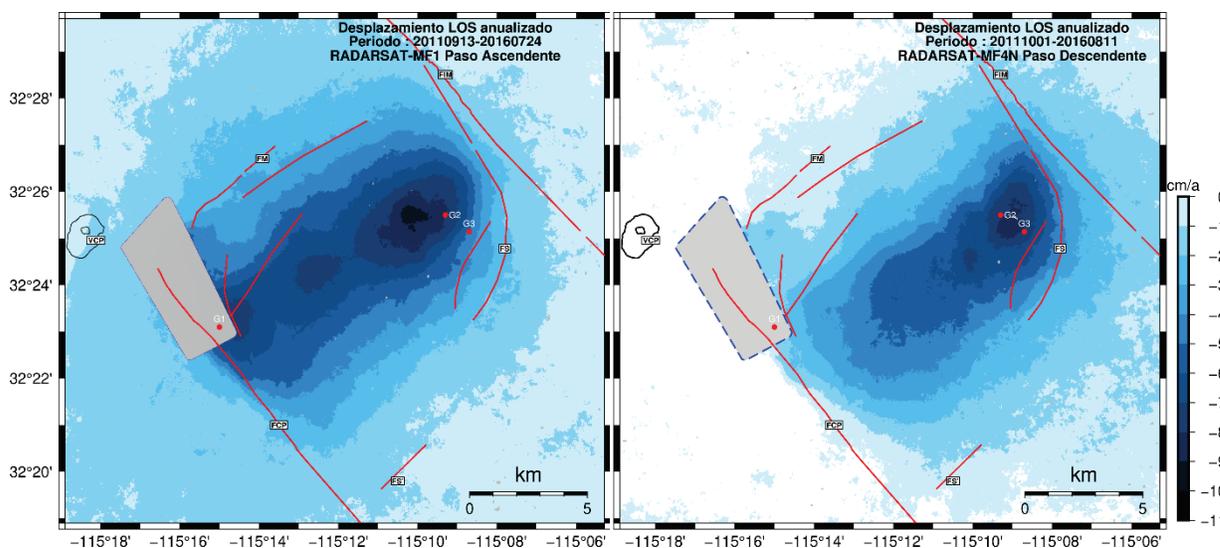


Figura 34. Desplazamiento anualizado en la dirección de línea de vista LOS de los pasos ascendente (MF1-Izquierda) y descendente (MF4N-Derecha) de RADARSAT-2 para los períodos 2011/09/13-2016/07/24 y 2011/10/01-2016/08/11, respectivamente. Los puntos rojos corresponden a sitios de referencia de alta velocidad en el CDCP de acuerdo con Samsonov et al. (2017). Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, Fm= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FS'= Prolongación Falla Saltillo, VCP= Volcán Cerro Prieto. Mapas generados con datos tomados de Samsonov et al. (2017).

Con los datos de RADARSAT-2 y UAVSAR se calcularon los desplazamientos tridimensionales utilizando la solución de mínimos cuadrados (*LSS*), debido a que no se cuenta con los errores estimados de los datos de RADARSAT-2 como para emplear la solución de *WLSS*. La disponibilidad temporal de las imágenes SAR, tanto del sensor RADARSAT-2 como de UAVSAR, representa una ventaja en el procesamiento, ya que el

primero cuenta con datos cuya ventana temporal es de ~ 5.5 años (2011/10/01 – 2016/07/24) y el segundo de 4.16 años (2012/02/01 – 2016/04/01), lo que proporciona una temporalidad conjunta mayor a 4 años, superior a la de ~ 1 año entre los sensores Sentinel 1A/B y UAVSAR.

Es importante mencionar, que durante el análisis de series de tiempo InSAR del sensor UAVSAR, la imagen con fecha de adquisición 2016/04/01 tiene errores de desempaquetamiento y con ello errores elevados (> 50 mm), debido a que la imagen previa (Referencia) cuenta con una fecha de adquisición de 2014/11/18 en el segmento central (08514S3) y de 2015/02/27 en el segmento sur (26515S2), cuyas ventanas temporales son de ~ 1.25 y ~ 1.38 años, respectivamente. Por lo que la ocurrencia del efecto de decorrelación entre la imagen de referencia y secundaria, es altamente probable (Figura 35).

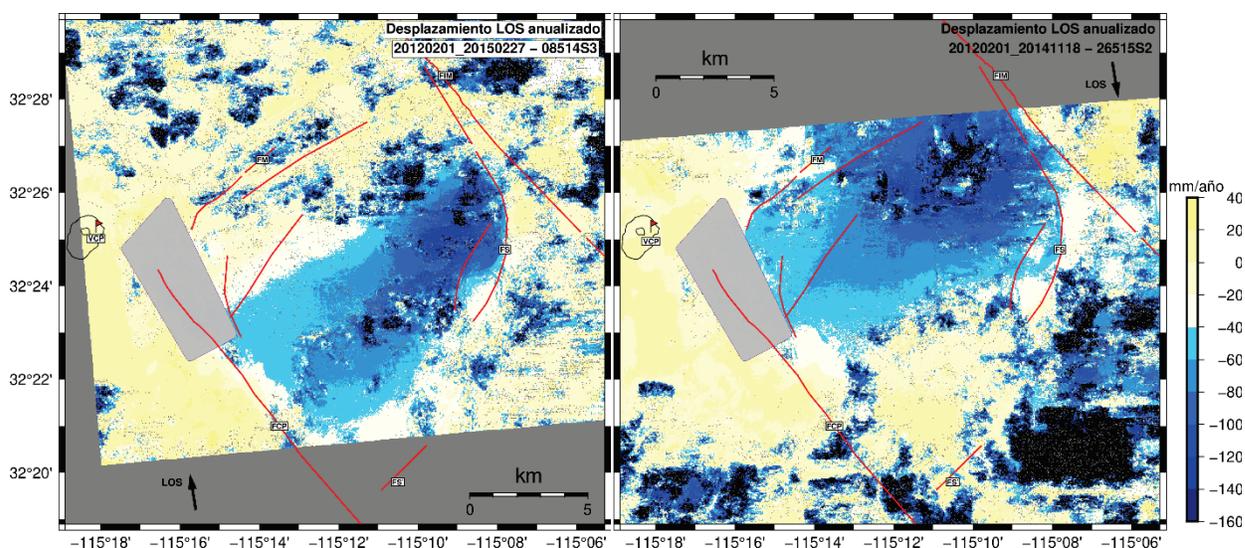


Figura 35. Desplazamiento LOS anualizado de los pasos hacia el Este (08514S3-Izquierda) y hacia el Oeste (26515S2-Derecha) de UAVSAR para el período 2012/02/01-2015/02/27 y 2012/02/01-2014/11/18, respectivamente. La banderita roja indica la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista (LOS). Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, Fm= Falla Morelia, FS= Falla Saltillo, FS'= Prolongación Falla Saltillo, VCP= Volcán Cerro Prieto.

Con base en lo anterior, no se considera la última imagen de UAVSAR (2016/04/01) para la obtención de los desplazamientos tridimensionales en conjunto con RADARSAT-2. Con lo cual, la temporalidad conjunta es de ~ 2.8 años (2012/02/01 – 2014/11/18) (Figura 36) y con la ventaja de obtener mayor cantidad de píxeles coherentes en la zona de recarga que es de las más afectadas por decorrelación temporal en el CDCP.

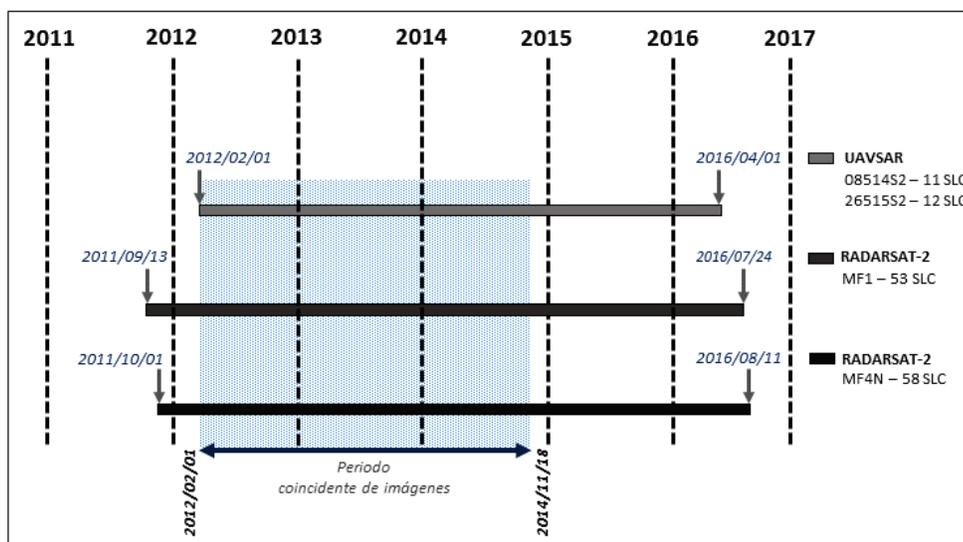


Figura 36. Disponibilidad temporal de datos SLC de los sistemas satelital y aéreo, RADARSAT-2 y UAVSAR. El período coincidente de imágenes (2012/02/01 – 2014/11/18), se refiere al período de tiempo en donde se cuenta con imágenes SAR de los 4 conjuntos de datos, dos de RADARSAT-2 (MF1 & MF4N) y dos de UAVSAR (08514S3 & 26515S2). Las fechas se leen aaaa/mm/dd (e.g. 2012/02/01).

La tasa máxima de desplazamiento para la componente vertical es de 150 mm/año (Figura 37a), localizada en la zona Noreste del CDCP, sitio en el que se logró recuperar más información sobre todo hacia los márgenes de las fallas Saltillo e Imperial, las cuales definen los límites de la cuenca transtensional Cerro Prieto. Gracias al empleo de un mayor número de datos en el proceso, se logró estimar una tasa de entre 60 y 90 mm/año en la zona Norte del Graben de Guerrero, el cual está delimitado por la falla Saltillo al Sureste y por la falla Guerrero al Noroeste. El graben presenta una orientación SO-NE, ubicando al Ejido Guerrero al Sur de esta estructura tectónica. En concreto, la tasa de desplazamiento vertical define claramente la huella de afectación por subsidencia al interior del CDCP, en donde la falla Cerro Prieto al Suroeste de la zona, juega un papel importante en la delimitación de esta cuenca extensional. En la figura 37b se puede observar la tasa máxima de desplazamiento para la componente Norte de ~60 mm/año. Donde los pixeles en color azul, representan vectores de desplazamiento con dirección Norte y los pixeles en color rojo con dirección Sur. Esto define una franja con orientación Suroeste-Noreste en la que estos desplazamientos convergen en magnitudes menores (~10 mm/año). Semejante a la componente vertical, se aprecia la función de las fallas Cerro Prieto, Saltillo e Imperial como frontera física de la cuenca Cerro Prieto. Incluso, a pesar de contar con un gran número de datos y una temporalidad mayor para el proceso de inversión, se puede observar que el efecto causado por errores en algunos pixeles es un indicativo de pseudo-desplazamientos en el CDCP, principalmente en las figuras 37a y 37b en sitios donde se observan pixeles en color negro.

La tasa de desplazamiento de la componente Este (Figura 37c), se observa como una solución más homogénea y simétrica. La tasa máxima de desplazamiento es de 40 mm/año con dirección Este, definida por los pixeles en color azul ubicados en el límite Norte de la falla Cerro Prieto. Por otro lado, los pixeles en color rojo representan el desplazamiento con dirección Oeste con una tasa máxima estimada de 24 a 32 mm/año para la zona Norte del Graben de Guerrero, coincidente en área con la tasa estimada para la componente Norte. En concreto, la dirección de los desplazamientos en esta componente y la convergencia de los mismos, obedece a efectos causados por la subsidencia en la cuenca.

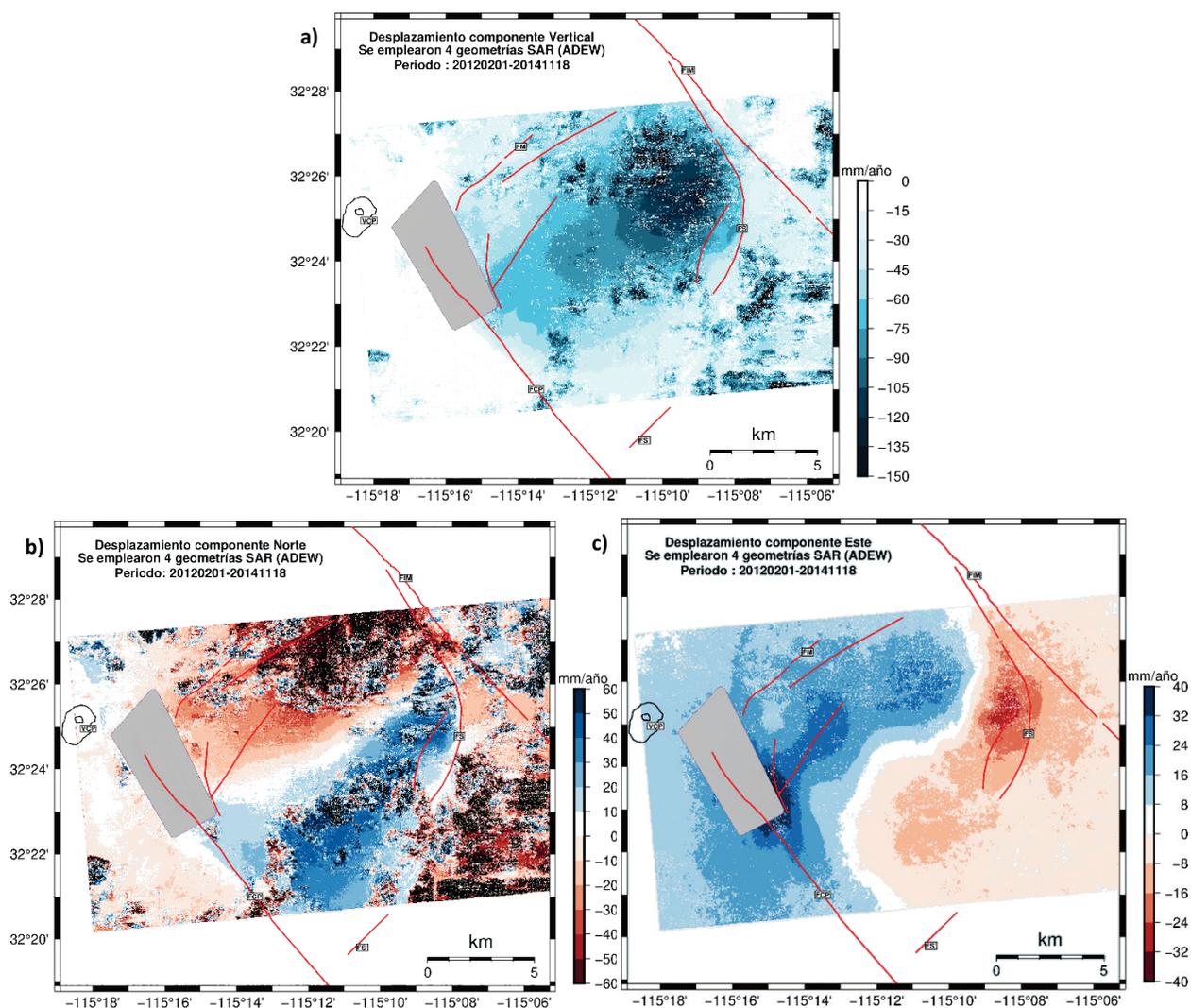


Figura 37. Campo de velocidad de la superficie del CDCP para cada componente del vector de desplazamiento, producto de la inversión 3D del conjunto de datos de los Sensores SAR de RADARSAT-2 y UAVSAR. **a-** corresponde al mapa de velocidad en la componente vertical. **b** y **c-** corresponden a los mapas de velocidad en la componente Norte y Este, respectivamente. Se manejó una escala de color para cada mapa, para tener una lectura más clara de los datos. Donde, FCP: Falla Cerro Prieto, FIM: Falla Imperial, Fm: Falla Morelia, FS: Falla Saltillo, VCP: Volcán Cerro Prieto.

5.4 Validación de desplazamientos 3D obtenidos por InSAR

Los desplazamientos 3D obtenidos a partir de 4 geometrías InSAR fueron validados con datos de velocidad GPS en sitios donde se cuenta con estaciones GNSS permanentes y temporales (Tabla 8), ubicados al interior del área de estudio (Figura 38).

Tabla 8. Velocidades (mm/año) y errores estimados (mm) para cada componente de desplazamiento en sitios con estaciones GNSS temporales y permanentes, ubicadas al interior del Centro de Dispersión Cerro Prieto. Marco de referencia geodésico ITRF2008. Información tomada de González-Ortega et al., 2018.

Sitio	lat	lon	vn	evn	ve	eve	vu	evu	Temporalidad
MBIG*	32.40891	-115.19600	-2.59	2	-13.351	2.4	-102.104	5.4	2015-2018
NVLX*	32.39353	-115.18320	32.011	1.4	-26.223	1.5	-75.711	3.1	2010-2017
CPIG**	32.41927	-115.30468	14.7	0.4	-22.3	0.4	-4.6	1.2	1999-2008
BG51	32.35599	-115.23137	42.9	0.2	-11.0	0.2	-35.0	1.0	1995-2008
CD19	32.40082	-115.17110	40.6	1.6	-45.6	1.6	-64.6	6.2	1997-1999
CG09	32.40653	-115.23411	-3.6	0.4	14.3	0.4	-110.3	1.6	1999-2007
CG12	32.39463	-115.24964	12.1	2.2	38.9	2.2	-107.0	8.8	1995-1997
CG13	32.39598	-115.20149	32.6	1.2	-52.4	1.2	-84.6	5.0	1995-1999
CG25	32.38390	-115.22137	35.9	0.4	-28.5	0.4	-88.6	1.8	1995-2008
LEV6	32.38966	-115.27508	19.2	0.6	-7.7	0.6	-11.2	2.4	1997-2003
LEV8	32.37259	-115.26322	23.7	0.4	-11.4	0.4	-10.5	1.4	1999-2007
LN11	32.44224	-115.22379	-16.9	0.2	-12.9	0.2	-42.6	1.0	1993-2008
N100	32.41995	-115.12977	26.4	0.2	-54.2	0.2	-104.5	1.0	1995-2008
S150	32.41834	-115.12790	-3.0	0.4	-35.6	0.4	-49.3	1.6	1995-2008

*Indica las estaciones permanentes ubicadas al interior del CDCP.

**Indica la estación temporal ubicada en el volcán Cerro Prieto empleada para corrección vectorial a velocidades GNSS.

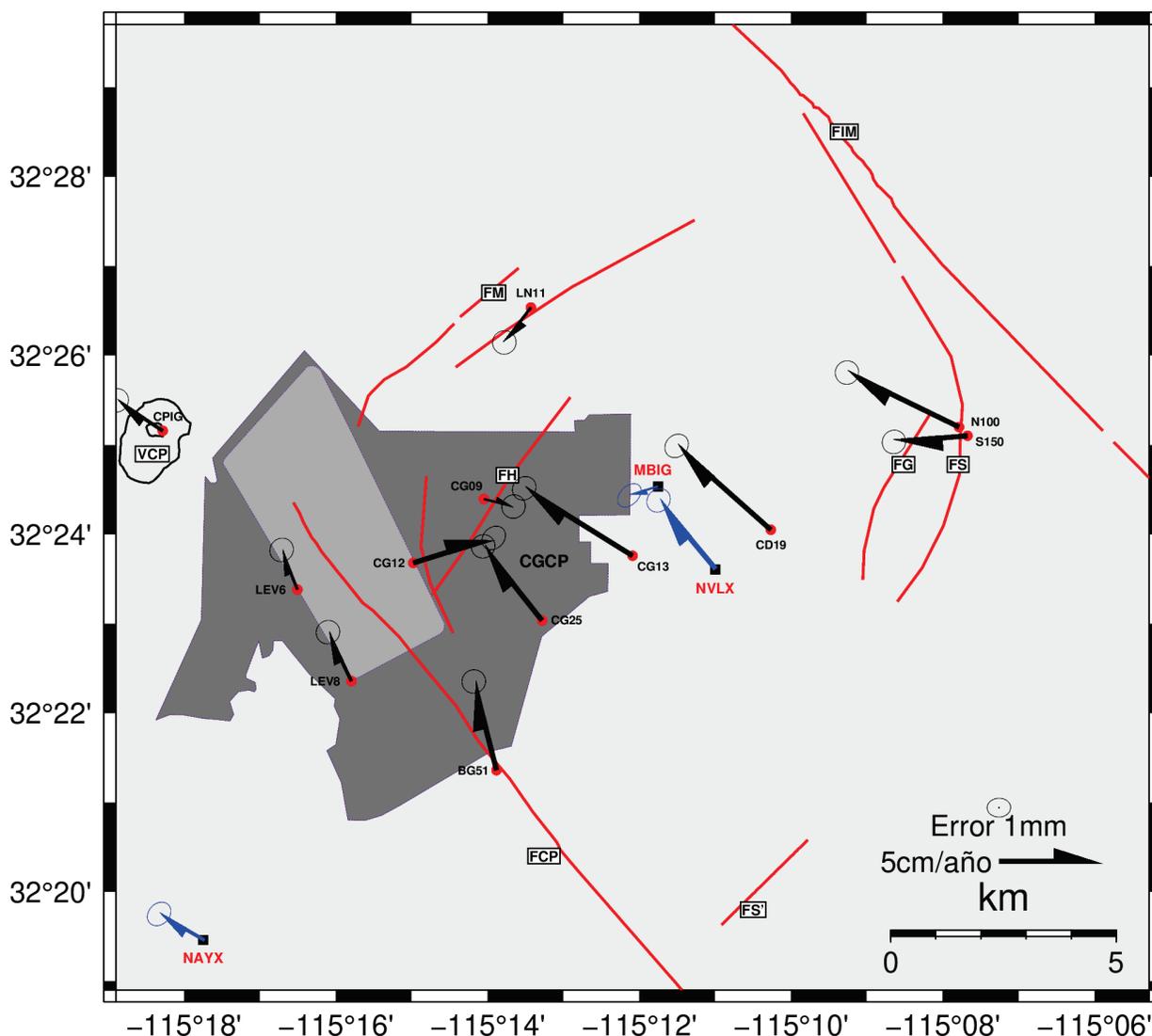


Figura 38. Mapa de ubicación de las estaciones GNSS al interior del centro de dispersión de Cerro Prieto. Los puntos rojos se refieren a estaciones temporales y los cuadros negros a estaciones continuas. Los vectores representan la velocidad en cm/año y las elipses los errores (mm). Marco de referencia geodésico ITRF08. Abreviaciones: FCP= Falla Cerro Prieto, FIM= Falla Imperial, FM= Falla Morelia, FG= Falla Guerrero, FS= Falla Saltillo, FS'= Prolongación Falla Saltillo VCP= Volcán Cerro Prieto. Mapa elaborado con datos tomados de González-Ortega et al., 2018.

Para la validación se emplearon estaciones GNSS cuyas observaciones son referidas al marco geodésico ITRF2008, mientras que los desplazamientos 3D obtenidos por InSAR tienen como punto de referencia un sitio ubicado en el Volcán Cerro Prieto. Por lo anterior, fue necesario efectuar una corrección vectorial a las velocidades GNSS temporales y permanentes al interior del CDCP, considerando como referencia la estación GPS ubicada en el Volcán Cerro Prieto y posteriormente comparar estos resultados con los obtenidos en los desplazamientos 3D por InSAR. La estación de referencia a considerar es CPIG, ubicada en el cráter del volcán. Cabe mencionar que la temporalidad de los datos GPS para esta estación, corresponden a datos adquiridos en el período de 1993-2008, mientras que los desplazamientos 3D

obtenidos por Sentinel 1A/B y UAVSAR comprenden el período de abril/2015-abril/2016 y de febrero/2012-noviembre/2014, para los obtenidos por RADARSAT-2 y UAVSAR. Las estaciones permanentes, MBIG y NVLX (Figura 39), cuentan con datos actualizados cuya temporalidad coincide con los datos a validar InSAR. La serie de tiempo para la estación MBIG comprende el período de octubre/2015-noviembre/2018 y la estación NVLX de octubre/2010-marzo/2017, por lo que fue necesario efectuar para la primera una regresión lineal de datos hacia la fecha abril/2015 con base en la tendencia de los datos disponibles en la serie de tiempo (Figura 40). Lo anterior permitió contar con datos aproximados para el período de ~ 1 año (abril/2015.3-abril/2016) en coincidencia con los datos InSAR y efectuar una validación más apropiada. En cuanto a los datos de la estación NVLX no fue necesaria una regresión lineal a los datos, simplemente se acotó al período de interés.

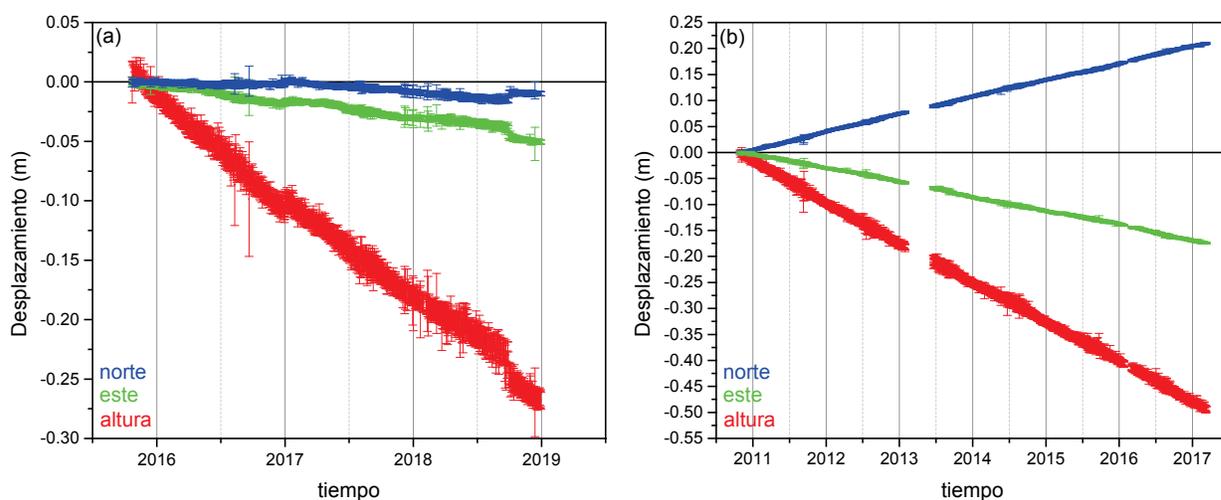


Figura 39. Series de tiempo de las 3 componentes de desplazamiento (*Norte, Este y Vertical*) para la estación GPS MBIG (a) durante el período octubre/2015-noviembre/2018 y la estación NVLX (b) del octubre/2010-marzo/2017. Cada punto representa un dato de posición en el tiempo. Las barras representan el error de posición.

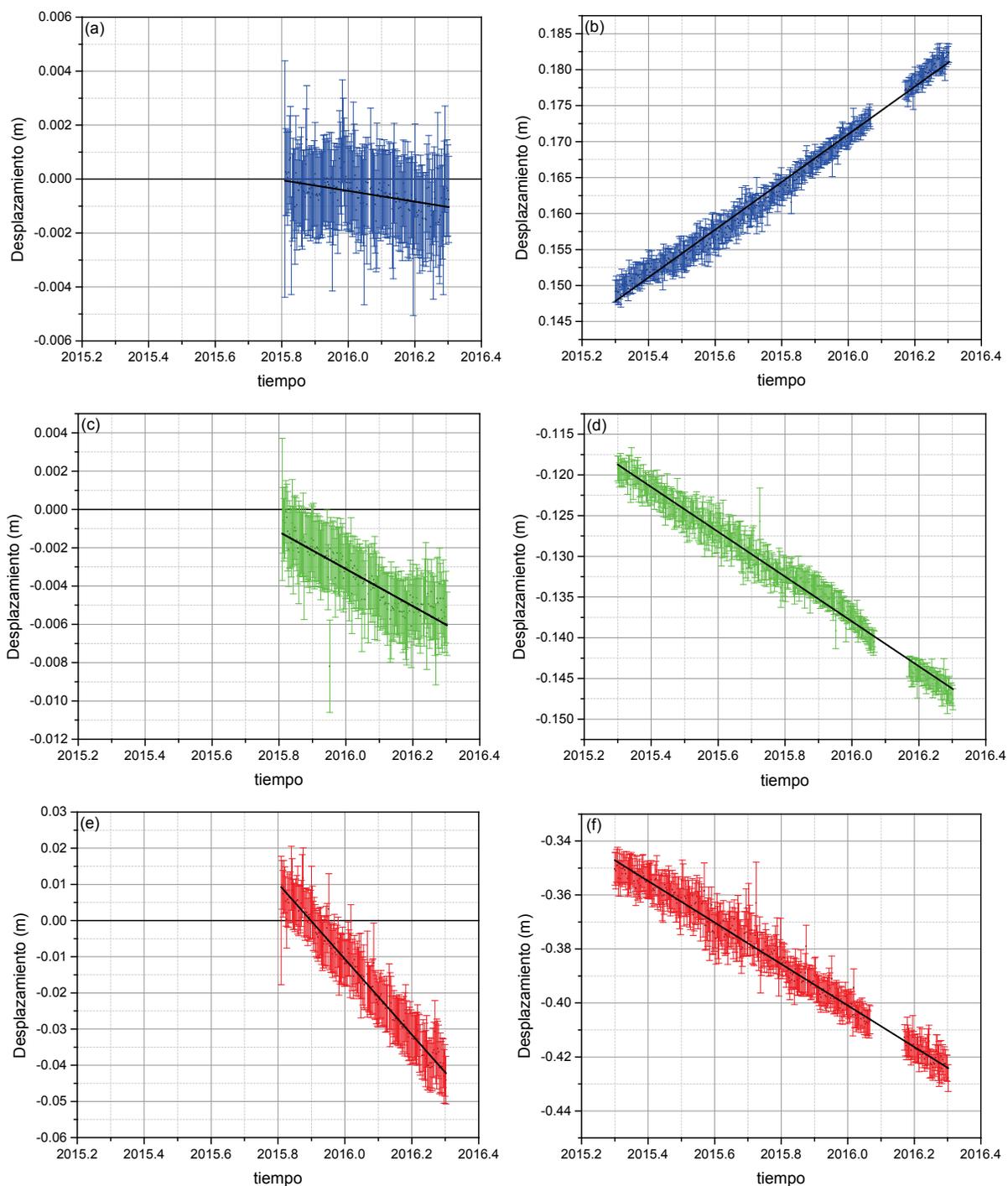


Figura 40. Series de tiempo de las 3 componentes de desplazamiento (*Norte, Este y Vertical*) derivadas de observaciones GPS de las estaciones MBIG (a, c y e) y NVLX (b, d y f) para el período de abril/2015.3-abril/2016. La línea en negro corresponde a la recta ajustada a los datos por mínimos cuadrados.

De las estaciones GNSS (Tabla 8) se seleccionaron 11, de las cuales 2 son continuas y 9 temporales. El desplazamiento 3D de InSAR asociado a la ubicación de cada estación GNSS fue tomado a partir del pixel en la coordenada (lat/lon) correspondiente para el conjunto de los sensores Sentinel 1A/B-UAVSAR y

RADARSAT-2-UAVSAR (Tabla 9) y finalmente comparado con los datos GPS. Los resultados indican, a pesar de la posible diferencia entre marcos de referencia, ajustes en los datos GPS y la atemporalidad existente entre las observaciones GPS e InSAR; diferencias en promedio de 10 mm para las 3 componentes de desplazamiento con respecto a las estaciones GPS continuas (Tabla 10).

Sin embargo, también se presentan diferencias mayores a los 20 mm y hasta por arriba de los 50 mm, para algunas estaciones GPS temporales. Los sitios que presentaron diferencias menores a los 20 mm (10 a 15 mm) en sus tres componentes (Norte, Este, Vertical), comprenden las estaciones permanentes MBIG y NVLX; la primera ubicada al poniente del ejido Nuevo León, cerca de la carretera estatal No. 1 y la segunda al Sur del mismo Ejido, ambas contenidas al interior de la cuenca extensional Cerro Prieto. También se observan resultados similares en los sitios de la estación temporal BG51, ubicada junto al canal Reforma cerca del límite Norte del CDCP (falla Morelia) y la estación LN11, ubicada en la zona Suroeste del Centro de Dispersión junto a la falla Cerro Prieto (Figura 38).

En cuanto a las diferencias mínimas en la validación de datos InSAR, se obtuvieron mejores resultados con las tasas de desplazamiento derivadas del conjunto RADARSAT-2-UAVSAR con respecto al de Sentinel 1A/B-UAVSAR. Sin embargo, esto no significa que las primeras mencionadas sean más precisas o correctas, reiterando la naturaleza de los datos GPS, cuya temporalidad no es coincidente con los datos InSAR, pero sobre todo tomar en consideración los marcos de referencia geodésicos empleados en el proceso de los datos, tanto GPS como InSAR.

Tabla 9. Tasa de desplazamiento InSAR (mm/año) de las tres componentes (Norte/Este/Vertical). Se muestran las tasas de desplazamiento derivadas de la combinación geométrica SAR de los sensores Sentinel 1A/B-UAVSAR y RADARSAT-2-UAVSAR.

Sitio	Lat	Long	Tasa de desplazamiento <i>mm/año</i> InSAR: Sentinel 1A/B-UAVSAR			Tasa de desplazamiento <i>mm/año</i> InSAR: RADARSAT-2-UAVSAR		
			<i>Norte</i>	<i>Este</i>	<i>Vertical</i>	<i>Norte</i>	<i>Este</i>	<i>Vertical</i>
MBIG*	32.40891	-115.19597	-29.233	7.801	-103.364	-6.141	6.963	-89.959
NVLX*	32.39353	-115.18324	31.206	-15.052	-86.854	25.781	-8.281	-76.330
BG51	32.35599	-115.23137	28.009	-0.040	-31.240	10.554	18.638	-14.852
CD19	32.40082	-115.1711	16.601	-14.689	-94.631	23.752	-7.874	-96.337
CG09	32.40653	-115.23411	-43.348	18.979	-56.551	-18.500	26.861	-55.415
CG12	32.39463	-115.24964	-7.464	14.932	-50.294	5.863	39.865	-59.614
CG13	32.39598	-115.20149	-12.967	2.032	-109.249	16.166	0.419	-81.324
CG25	32.3839	-115.22137	0.929	23.631	-80.964	9.431	11.596	-66.057
LN11	32.44224	-115.22379	-29.888	11.909	-46.880	-29.088	18.473	-39.736
N100	32.41995	-115.12977	9.719	-11.573	-45.320	11.656	-17.809	-56.499
S150	32.41834	-115.1279	9.848	-8.438	-44.790	-12.643	-16.782	-34.417

Cada dato corresponde al valor de desplazamiento en el pixel asociado a la coordenada de cada estación GNSS.

**Estaciones GNSS permanentes ubicadas al interior del CDCP.*

Tabla 10. Validación de datos InSAR a partir de observaciones GPS en sitios al interior del Centro de Dispersión de Cerro Prieto. Se muestra la validación de las tasas de desplazamiento derivadas de la combinación geométrica SAR de los sensores Sentinel 1A/B-UAVSAR y RADARSAT-2-UAVSAR.

Sitio	Lat	Long	GPS vs InSAR (Sentinel 1A/B-UAVSAR) mm			GPS vs InSAR (RADARSAT-2-UAVSAR) mm		
			Dif. Norte	Dif. Este	Dif. Vertical	Dif. Norte	Dif. Este	Dif. Vertical
MBIG*	32.40891	-115.19597	11.9	1.1	5.9	11.1	2.0	7.5
NVLX*	32.39353	-115.18324	13.9	11.1	15.7	8.5	4.4	5.2
BG51	32.35599	-115.23137	0.2	11.3	0.8	17.6	7.3	15.5
CD19	32.40082	-115.1711	9.3	8.6	34.6	2.1	15.4	36.3
CG09	32.40653	-115.23411	25.0	17.6	49.1	0.2	9.7	50.3
CG12	32.39463	-115.24964	4.9	46.3	52.1	8.5	21.3	42.8
CG13	32.39598	-115.20149	30.9	32.1	29.2	1.7	30.5	1.3
CG25	32.3839	-115.22137	20.3	29.8	3.0	11.8	17.8	17.9
LN11	32.44224	-115.22379	1.7	2.5	8.9	2.5	9.1	1.7
N100	32.41995	-115.12977	2.0	20.3	54.6	0.0	14.1	43.4
S150	32.41834	-115.1279	27.5	4.9	0.1	5.1	3.5	10.3

Los datos en color rojo representan diferencias ≥ 20 mm.

*Estaciones GNSS permanentes ubicadas al interior del CDCP.

5.5 Tasa de Deformación 3D del CDCP

Para la estimación de la tasa de deformación del Centro de Dispersión de Cerro Prieto se consideraron las tasas de desplazamiento o velocidades obtenidas por InSAR por el conjunto de datos RADARSAT-2-UAVSAR. Esto, debido a la densidad de datos en comparación con el conjunto de datos Sentinel 1A/B y UAVSAR, lo cual es conveniente para construir un campo de velocidad a partir de la interpolación de la componente de velocidad 3D (Norte, Este, Vertical) (Figura 41). Y con ello, calcular la tasa del tensor de deformación (Ecuación 31) y ejes principales de deformación (Ecuación 30).

Los modelos de interpolación de las tres componentes de velocidad (Figura 41), fueron generados manteniendo la resolución espacial de ~ 30 m por medio de splines en tensión (González-Ortega et al., 2018). Para la visualización del campo de velocidad horizontal (Norte/Este) los vectores de velocidad se seleccionaron a cada 500 m (Figura 41c), los cuales describen la dirección de los desplazamientos de la superficie y muestran los efectos causados por hundimiento del terreno de la zona, en convergencia al interior del área de subsidencia con orientación NE-SO. Los vectores ubicados en la frontera Noreste del Centro de Dispersión (Este de la Falla Imperial) son producto de errores en los datos, principalmente de UAVSAR y no corresponden al desplazamiento de la superficie.

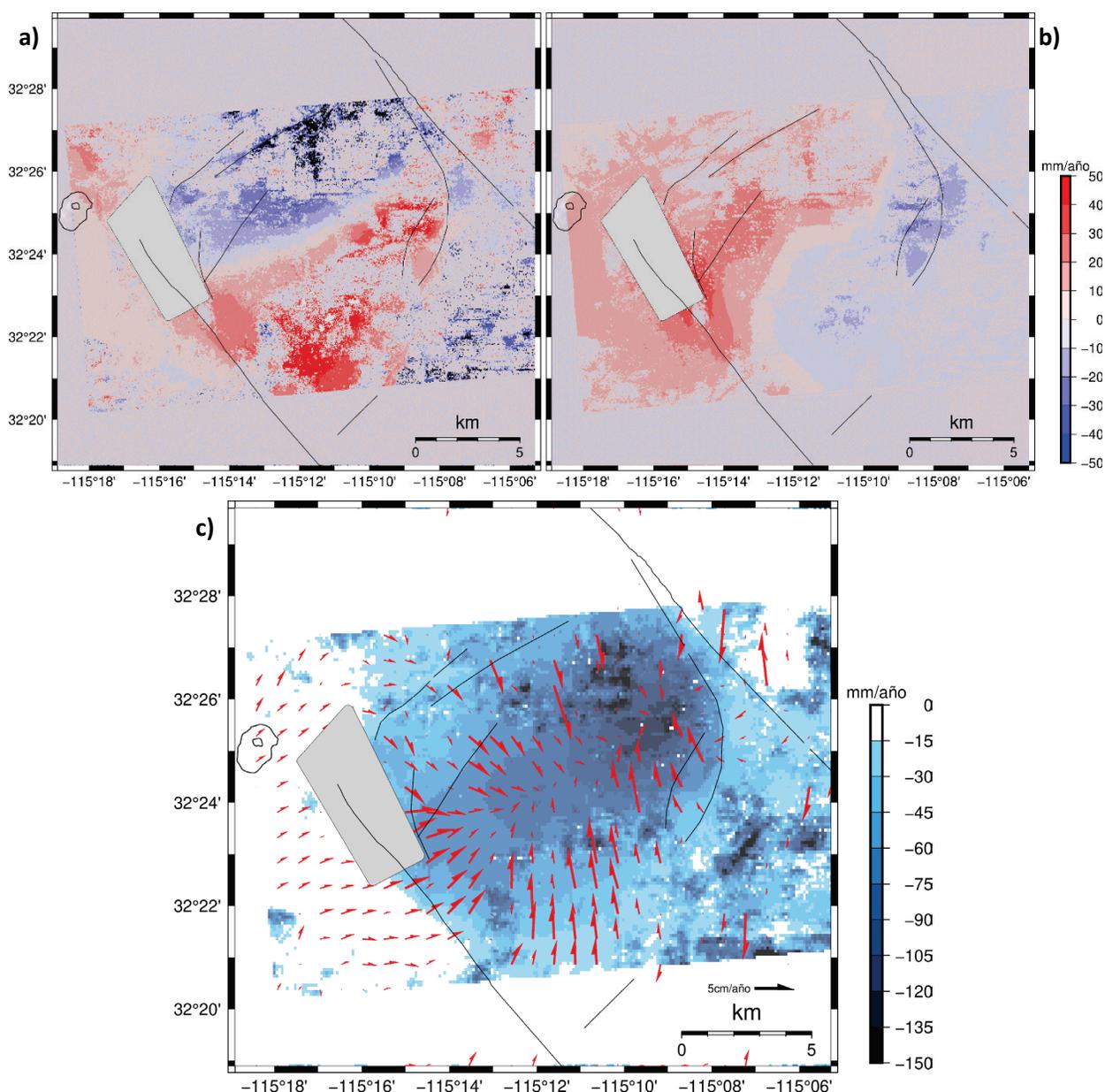


Figura 41. a y b modelo del campo de velocidad de las componentes horizontales (Norte, Este); y c el modelo del campo de velocidad vertical. Las flechas rojas en c, corresponden a vectores de velocidad horizontal espaciados a cada 500 m. La escala de color representa el modelo del campo de velocidad vertical.

Tanto los ejes principales de deformación como la segunda invariante fueron generados a lo largo del CDCP con un tamaño de celda de 100 m por 100 m (Figura 42). Se obtuvo una tasa variable y elevada de la segunda invariante, asociado con la de deformación que ahí se presenta. Las cruces muestran mayor deformación en las cercanías a las fallas Saltillo-Imperial, Morelia y ligeramente en un segmento de la falla Cerro Prieto, al margen Sur del área de estudio. Por otro lado, la tasa de deformación de la segunda invariante pareciera estar presente en toda el área de la cuenca, con variación en su magnitud, destacando la franja que describe la zona de convergencia de los desplazamientos horizontales con referencia a la

subsistencia que es de magnitud mayor en esa zona. Se estimaron tasas de deformación con magnitudes de entre 30 y 40 microstrains, encontrando al centro de la cuenca y parte de la zona Noreste del CDCP la tasa más elevada. Las cruces de gran magnitud al exterior del CDCP pueden estar asociadas a datos con error elevado, lo que proporciona sesgo en los resultados.

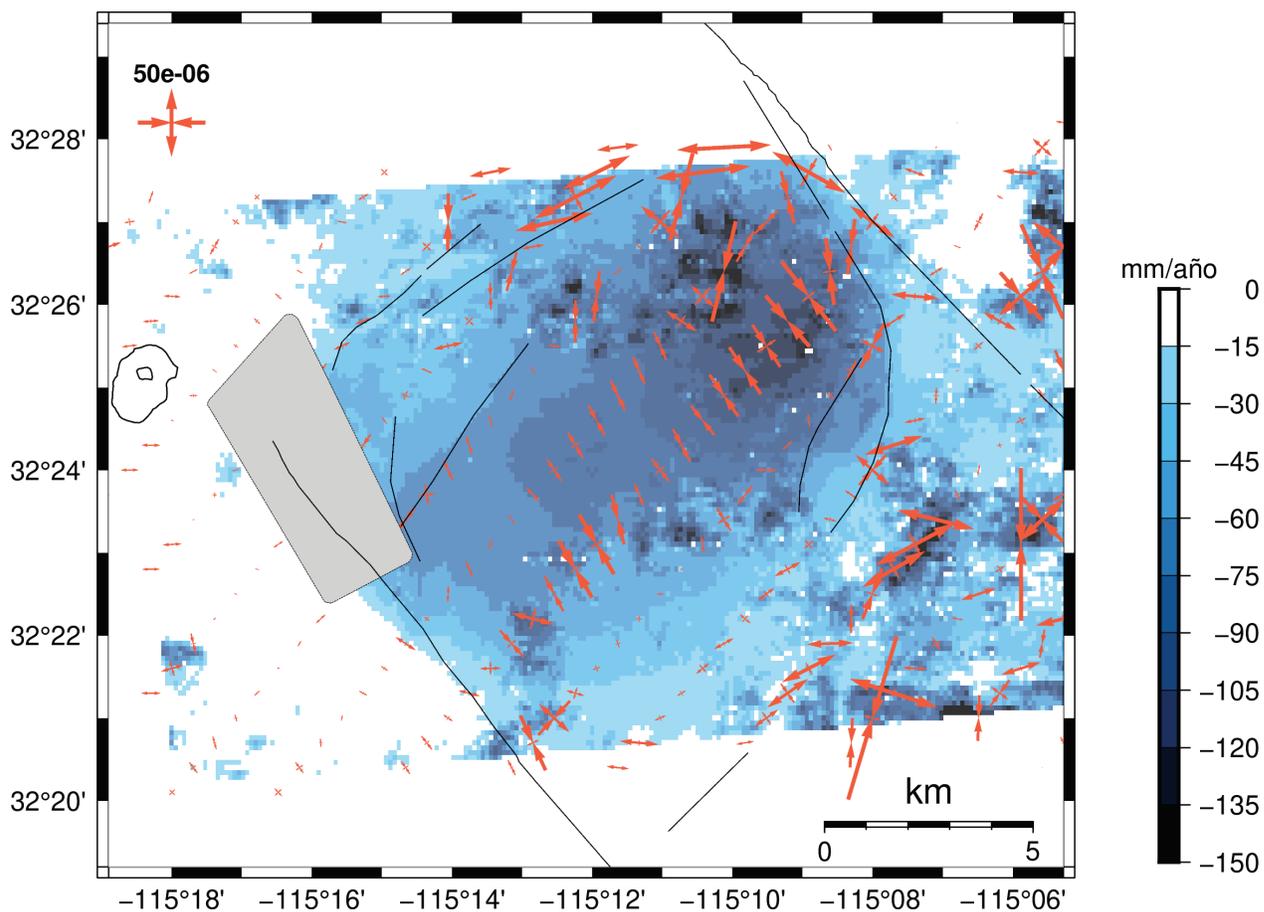


Figura 42. Mapa de la magnitud de la tasa de deformación 3D de la segunda invariante y ejes principales de deformación (cruces color rojo). La cruz en la parte superior izquierda corresponde a la simbología de los ejes principales de deformación (cruces). La escala de color representa el modelo del campo de velocidad vertical.

Capítulo 6. Discusión

En este trabajo se obtuvo el campo de velocidad tridimensional de desplazamiento de la superficie del CDCP a partir de las tasas de desplazamiento en la dirección de línea de vista (LOS). Para ello se utilizó la técnica geodésico-satelital InSAR y el análisis de series de tiempo mediante la aproximación SBAS de múltiples conjuntos de datos SAR, tanto satelital como aéreo (Sentinel 1A/B; RADARSAT-2 y UAVSAR). En la estimación de las series de tiempo de Sentinel 1A/B se generaron pares interferométricos hasta el 6to y 7mo vecino y para las series de tiempo de UAVSAR sólo hasta primero y segundo. Sin embargo, en ambos casos se emplean solamente los pares interferométricos entre primeros y segundos vecinos. Lo anterior, con base en el análisis de series de tiempo de Sentinel 1A/B con período de ~ 1 año en el que se empleó un gran número de interferogramas (~ 131 interferogramas/paso orbital, hasta 6to vecino) y en los que se encontraron errores de ± 1.2 cm, 60% superior al estimado utilizando sólo primeros y segundos vecinos. Lo anterior se debe a que la ambigüedad incrementa con un mayor número de interferogramas en el proceso. De acuerdo con Xu y Sandwell (2020) cada interferograma con fase desempaquetada compuesto por 2 imágenes SAR (SLC), cuenta con 2π ambigüedades enteras. Si tal ambigüedad no se corrige, esta afecta a cada pixel y genera errores en la serie temporal.

El análisis de series de tiempo InSAR de adquisiciones de Sentinel 1A/B se llevó a cabo con un total de 26 imágenes SLC por paso orbital de Sentinel 1A/B y 12 SLC por segmento de vuelo del sensor aéreo UAVSAR, para el período 2015/04/03-2016/04/01. Esto se traduce en un total de 206 interferogramas entre ambos pasos orbitales de Sentinel 1A/B y 46 entre ambos segmentos de vuelo del sistema UAVSAR. Con respecto a RADARSAT-2, se utilizaron 53 SLC para el paso ascendente y 58 para el paso descendente, con los que se generaron un total de 778 interferogramas para ambos pasos orbitales en el período de 2011/10/01-2016/07/24 (Samsonov et al., 2017). Para la conjunción de datos entre los sistemas de RADARSAT-2 y UAVSAR durante el período 2012/02/01-2014/11/18, se emplearon 11 SLC para cada segmento de vuelo de UAVSAR, con un total de 42 interferogramas entre ambos segmentos.

El movimiento de los desplazamientos obtenidos con Sentinel 1A/B y UAVSAR y el error estimado para diferentes pixeles, muestra que las series temporales de Sentinel 1A/B (mismo período para ambos pasos: 2015/04/03-2016/04/01) presentan una tendencia lineal de los desplazamientos LOS al interior del CDCP. En ellos, se observan pequeñas variaciones interanuales, las cuales pueden posiblemente atribuirse a temporada de lluvias y secas; o bien, a la respuesta de explotación del CGCP (extracción e inyección de fluido) (Figura 43a, 43c, 43e, 43g). Los desplazamientos en la dirección LOS obtenidos de la serie temporal de Sentinel 1A/B tienen errores de ± 0.5 cm, cuyos desplazamientos son mayormente sensibles con la dirección vertical de desplazamiento.

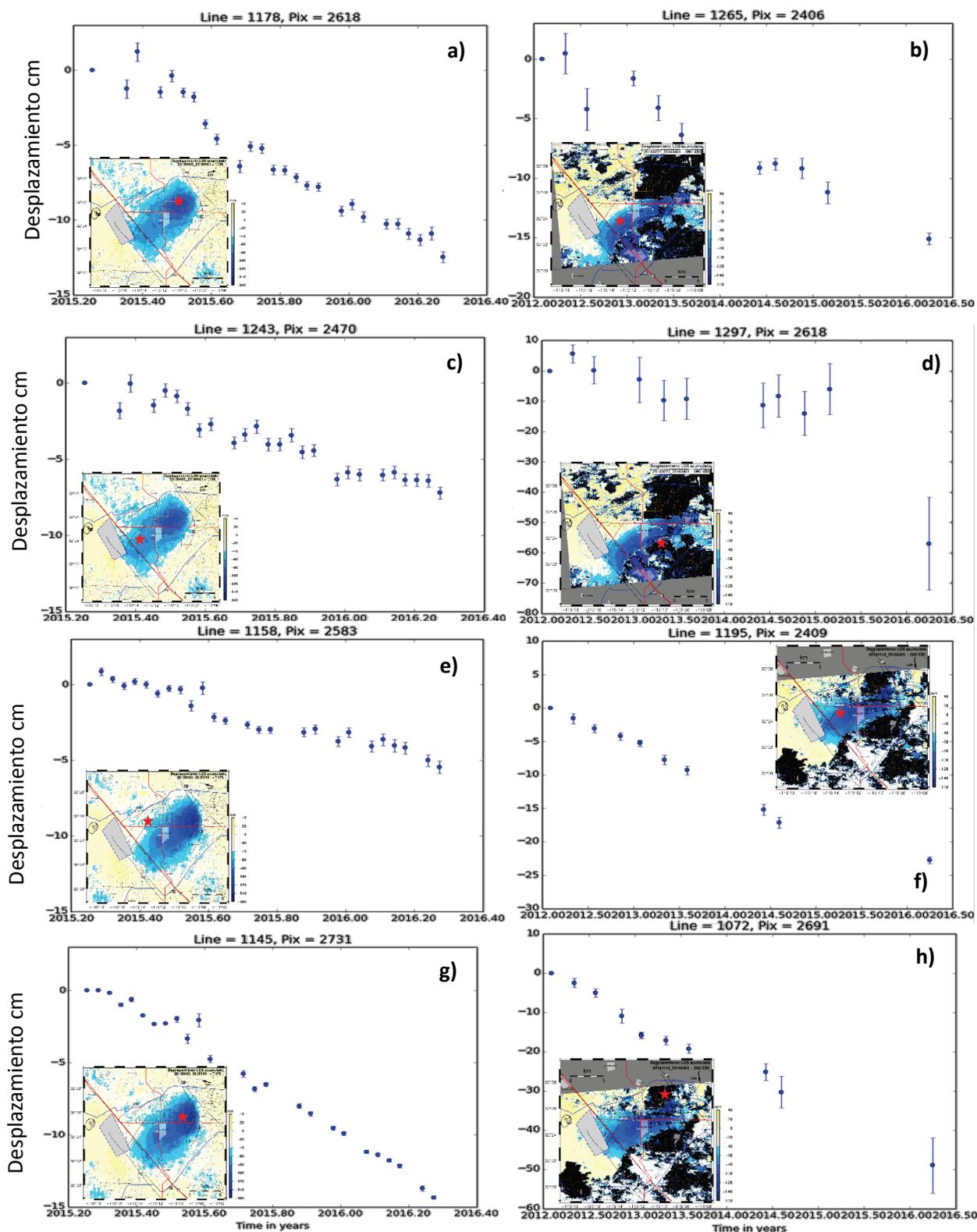


Figura 43. Series de tiempo InSAR (Sentinel 1A/B & UAVSAR). **a, c, e y g** corresponden a las series temporales de Sentinel 1 A/B (2015/04/03-2016/04/01). **b, d, f y h** corresponden a las series temporales de UAVSAR (2012/02/01-2016/04/01). El inserto en cada figura muestra el mapa de desplazamiento LOS acumulado correspondiente. La estrella roja indica la ubicación del pixel seleccionado. Las barras azules indican el error estimado (desviación estándar) de los datos fijos (puntos azules). El gráfico muestra el desplazamiento acumulado en cm en función del tiempo. Line y Pix se refieren a las coordenadas del pixel seleccionado.

En contraparte, se observó que las series temporales de UAVSAR (mismo período para ambos segmentos: 2012/02/01-2016/04/01), a pesar de contar con pixeles que describen claramente una tendencia lineal posiblemente asociada con hundimiento del terreno en ciertas zonas del CDCP, se muestran sitios con errores elevados de hasta ± 14 cm, los cuales describen una serie temporal de datos dispersos y registros de desplazamientos en la dirección LOS, muy por arriba de lo esperado (Figura 43b, 43d, 43f, 43h). Lo anterior, puede deberse a posibles errores en los datos, ventana temporal entre adquisiciones superiores a 1 año en ciertos casos (2014/11/18-2016/04/01) y a la poca cantidad de imágenes disponibles para el análisis (12 SLC), lo que complicó el ajuste durante el proceso de inversión SBAS y error de desempaquetado de la fase (Figura 26d).

La tasa de desplazamiento máximo en la dirección LOS obtenida por el sistema RADARSAT-2 durante el período 2011/09/13-2016/07/24 y 2011/10/01-2016/08/11 de los pasos ascendente (MF1) y descendente (MF4N), respectivamente (Figura 34) (Samsonov et al., 2017), fue de ~ 10 cm/año para MF1 y de ~ 9 cm/año para MF4N en la zona de recarga ubicada al NE del CDCP, sitio en el que se ha detectado en diversos trabajos la tasa máxima de subsidencia (Sarychikhina et al., 2011; Xu et al., 2017; Sarychikhina et al., 2018). En este trabajo se construyó la serie de tiempo con datos del sistema Sentinel 1A/B para el período 2015/04/03-2019/12/20 y 2014/10/29-2019/12/26 de los pasos ascendente (T166-259 lfgs) y descendente (T173-280 lfgs), respectivamente. Para el primero, se encontró una tasa máxima de desplazamiento en la dirección LOS de ~ 9 cm/año y de ~ 9.5 cm/año con respecto al paso descendente en la zona de recarga (Figura 44).

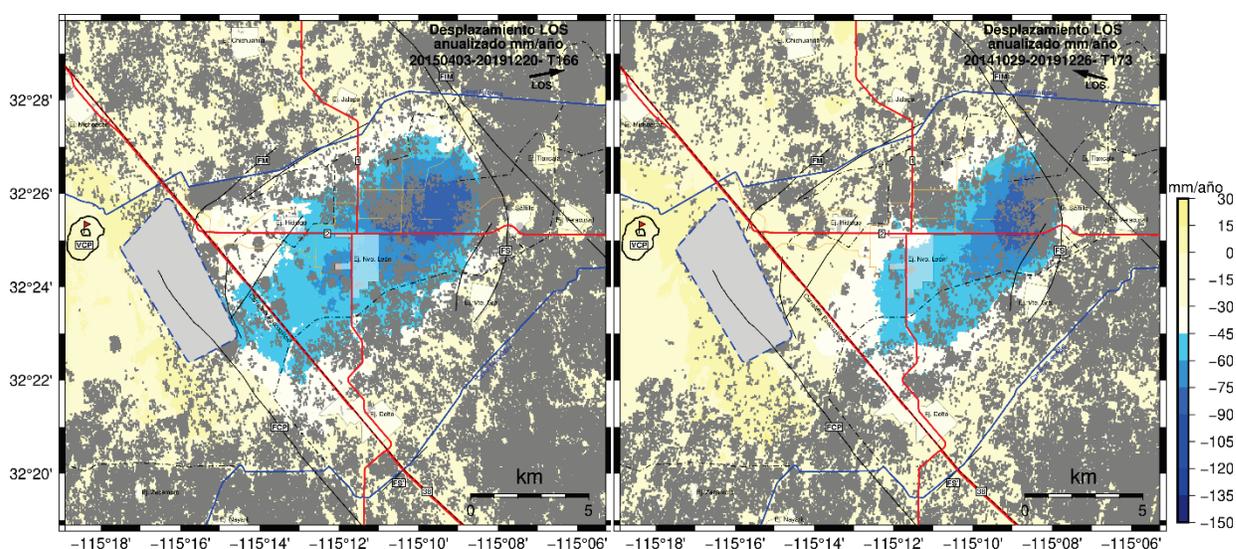


Figura 44. Tasa de desplazamiento anualizado en la dirección LOS (mm/año) de los pasos ascendente (izquierda) y descendente (derecha) del sistema satelital Sentinel 1A/B, para los períodos 2015/04/03-2019/12/20 y 2014/10/29-2019/12/26, respectivamente, con un umbral de coherencia de 0.2. La banderita roja representa la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista del sensor. Pixeles no coherentes en color gris.

Con base en la ventana temporal entre los datos de los sistemas RADARSAT-2 (Samsonov et al., 2017) y Sentinel 1A/B aquí obtenidos, se puede establecer que la tasa de desplazamiento en la dirección LOS al interior del CDCP se ha mantenido constante, con una tasa media de ~ 9.5 cm/año en el período abril/2015-diciembre/2019 con respecto al período octubre/2011-julio/2016. También se resalta que la zona con la mayor tasa de desplazamiento se mantiene al NE del CDCP y la huella de subsidencia está claramente definida por el sistema de fallas que delimita la cuenca extensional.

6.1 Campo de desplazamiento paralelo y vertical al rumbo de falla

El campo de desplazamiento vertical y paralelo al rumbo de falla (Imperial) representa una aproximación en dos dimensiones (2D) de los desplazamientos de la superficie y se llevan a cabo con la finalidad de conocer y comprender mejor la dirección del movimiento del terreno con respecto a las fallas dominantes de la región. Para ello, se usaron los datos del sensor Sentinel 1A/B en sus pasos orbitales ascendente y descendente para un período de ~ 4.6 años (abril/2015-diciembre/2019), obteniendo las tasas de desplazamiento vertical y horizontal (Paralelo) de ~ 150 mm/año y ~ 40 mm/año, respectivamente, para la región del Valle de Mexicali y el interior del CDCP (Figuras 30 y 32).

Sarychikhina et al. (2018) encontraron que para el período 2012-2014 se presentó un decremento de la tasa de subsidencia en la zona de producción del CGCP con respecto al período 2005-2009. Lo anterior, se basa en mapas de tasa de desplazamiento vertical y horizontal (Este-Oeste) generados con datos de los pasos ascendente y descendente de ENVISAT (2003/12/16-2009/02/21) y RADARSAT-2 (2012/11/18-2014/03/13), reportando una tasa de desplazamiento vertical de hasta 180 mm/año en la zona de recarga (Figura 45). Además, Xu et al. (2017) utilizaron datos SAR de los pasos orbitales ascendente (T166) y descendente (T173) de Sentinel 1A para el período abril/2015–julio/2016 y, a pesar de las diferencias temporales, geométricas (rumbo de falla) y punto de referencia (InSAR) con respecto a este trabajo de tesis, obtuvieron una tasa de desplazamiento vertical de ~ 160 mm/año, un poco superior a la aquí estimada (~ 150 mm/año) (Figura 45). Por otro lado, la tasa de desplazamiento horizontal se mantiene con ~ 40 mm/año para toda la región, pero en las cercanías de la sierra El Mayor, aquí se estimó una tasa de desplazamiento de ~ 20 mm/año (Figura 32), 50% menor a la estimada por Xu et al. (2017), lo cual sugiere influencia del punto de referencia InSAR sobre la componente horizontal. Con ello, es de esperarse que los mapas de velocidad paralela al rumbo de falla sean diferentes. Sin embargo, en términos generales, se resalta que al interior del CDCP las tasas de desplazamiento horizontal (respecto al rumbo de falla) se

mantiene en la tasa máxima antes descrita (40 mm/año), principalmente en sitios ubicados al límite Sureste del Centro de Dispersión (límite con falla Saltillo).

Finalmente, con datos de RADARSAT-2 para el período de 2011/10/01-2016/07/24, Samsonov et al. (2017) realizaron la descomposición 2D de desplazamientos en dirección LOS. De este trabajo se destaca la alta tasa de desplazamiento vertical en tres sitios al interior del CDCP. Para el primero (G1), ubicado al límite Este de la cuenca cercano a la laguna de evaporación del CGCP, se estimó una tasa de desplazamiento vertical de ~ 58 mm/año y para los sitios G2 y G3, ubicados en la zona de recarga al NE de la cuenca, se estimó una tasa de ~ 83 y ~ 108 mm/año, respectivamente. De acuerdo con Samsonov et al. (2017) los sitios G1 y G3 representan áreas con un campo de alta velocidad (Figura 34). De aquí, comparando los resultados de Xu et al. (2017) para el período (2015/04/03-2016/07/14), menor al período empleado por Samsonov et al. (2017) pero coincidente durante 2015-2016, la tasa de desplazamiento vertical estimada para la zona de recarga en ambos trabajos difiere significativamente, por lo que es importante resaltar que los procedimientos para la descomposición del vector de desplazamiento en la dirección LOS 2D (vertical & horizontal) son diferentes, aunado a la ubicación del punto de referencia InSAR y a la diferencia de la componente geométrica entre los sensores RADARSAT-2 y Sentinel 1A. En contraparte, la metodología para la obtención del campo de velocidad 2D y la componente geométrica entre los sensores empleados en este trabajo son similares a los utilizados por Xu et al. (2017), lo que puede explicar la semejanza de la tasa de la componente vertical aquí estimada (~ 150 mm/año) en comparación con lo que reportan Samsonov et al. (2017) de ~ 106 mm/año (Figura 45).

Ahora, considerando que la mayor contribución de la tasa de subsidencia se debe a la explotación del Campo Geotérmico (Sarychikhina et al., 2011), se puede decir que la tasa de desplazamiento vertical resultante de la descomposición 2D de este trabajo de tesis sugiere que la producción del CGCP pudo haber disminuido para el período 2015-2019 (período de estudio 2D) con respecto a los resultados de descomposición 2D de Sarychikhina et al. (2018) (período 2012-2014) y Xu et al. (2017) (período 2015-2016), cuyas tasas de desplazamiento vertical son de hasta ~ 180 mm/año y ~ 160 mm/año, respectivamente (Figura 45). En síntesis, la tasa de subsidencia de hasta ~ 180 mm/año obtenida por Sarychikhina et al. (2018) hasta marzo/2014, Xu et al. (2017) de ~ 160 mm/año hasta julio/2016 y finalmente la tasa estimada en el presente trabajo de ~ 150 mm/año hasta diciembre/2019, muestran un aparente decremento en la tasa de desplazamiento vertical para la zona de mayor subsidencia en el CDCP (zona de recarga). Lo anterior, puede correlacionarse con un decremento mínimo del $\sim 9\%$ en la tasa de subsidencia observada en la zona de explotación del CGCP, ya que disminuyó de ~ 82 mm/año a ~ 75 mm/año, con datos de abril/2015-diciembre/2019 (Sentinel 1A/B) respecto a datos de noviembre/2012-

marzo/2014 (Sarychikhina et al., 2018), noviembre/2011-julio/2016 (Samsonov et al., 2017) y octubre/2014-julio/2016 (Xu et al., 2017). Además, lo antes descrito coincide con la tasa de subsidencia registrada por la estación GPS (MBIG), ubicada al poniente del Ejido Nuevo León en los límites de la zona de explotación CPIV del CGCP (Figura 4), la cual es de 80 mm/año para el período noviembre/2016-noviembre/2018 (Figura 45).

No obstante, es importante corroborar estos resultados en términos de la obtención de los desplazamientos 3D, ya que al considerar solamente la descomposición vertical y paralela al rumbo de falla, se sugiere una posible sobreestimación de las tasas de desplazamiento.

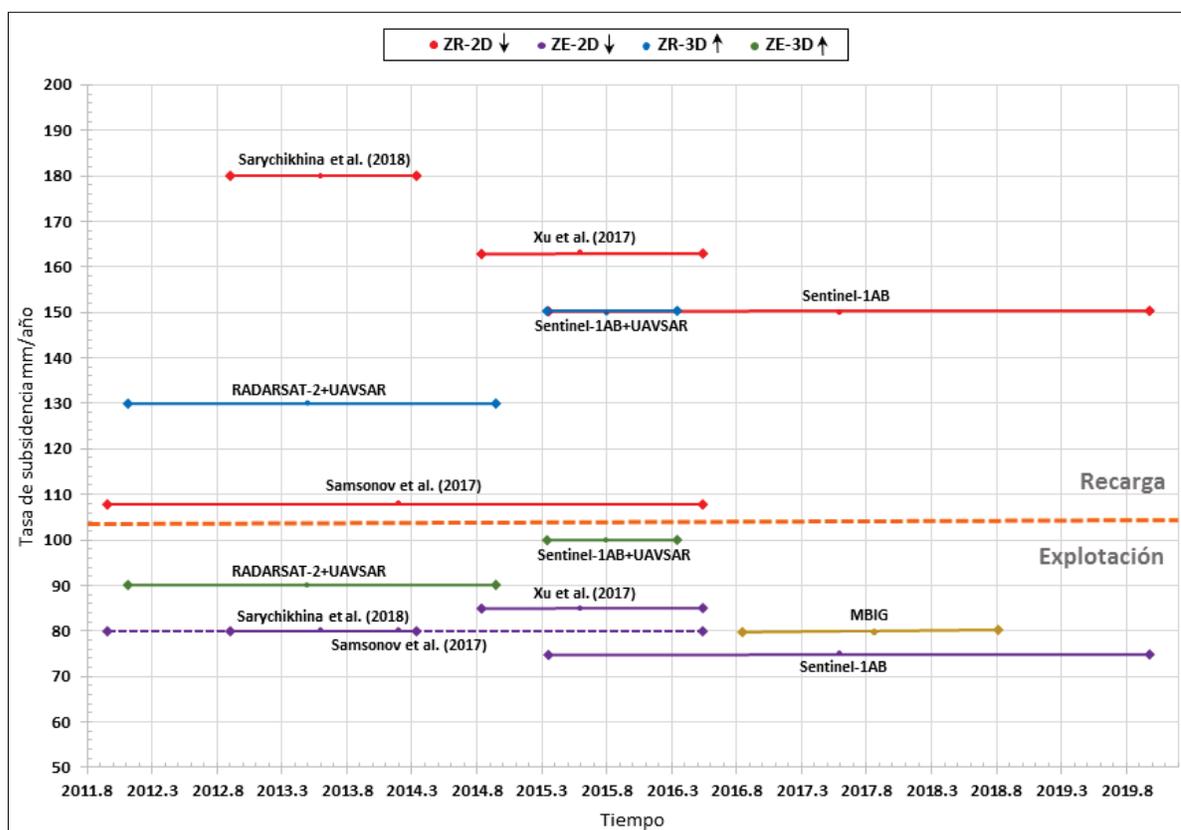


Figura 45. Tasa de desplazamiento vertical (mm/año) obtenida en este trabajo de tesis y por diversos autores en la zona de explotación (ZE) y de recarga (ZR) al interior del CDCP. El gráfico describe la tasa de desplazamiento (mm/año) en función del tiempo (año decimal). Líneas color rojo y morado - resultados 2D. Líneas color azul y verde- resultado 3D. Línea color amarillo muestra el período de observaciones GPS para la estimación de la tasa de subsidencia en la estación MBIG (González-Ortega et al., 2018). Las líneas describen la tasa de desplazamiento vertical y el período completo de datos empleado por autor. La flecha color negro hacia abajo, indica un decremento y hacia arriba un incremento de la tasa de subsidencia en el tiempo. Los datos que muestran nombres de los sensores SAR son los obtenidos en este trabajo.

6.2 Campo de desplazamiento 3D en el CDCP

El campo de desplazamiento tridimensional de la superficie del CDCP resultó de emplear 4 geometrías SAR semi-ortogonales e independientes entre sí. Para ello, se usaron los datos del sensor Sentinel 1A/B y datos del sistema aéreo UAVSAR con temporalidad de ~ 1 año (2015/04/03-2016/04/01), así como también datos del sensor RADARSAT-2 y datos del sistema aéreo UAVSAR con temporalidad de ~ 2.8 años (2012/02/01-2014/11/18) (Figuras 33 y 37).

Contrastando los resultados para la tasa de subsidencia utilizando la aproximación 3D y 2D, en particular para el conjunto de datos RADARSAT-2-UAVSAR producto de la descomposición 3D, se obtuvo una tasa de desplazamiento vertical de hasta ~ 130 mm/año en la zona de recarga para el período febrero/2012-noviembre/2014, a diferencia de la tasa de ~ 110 mm/año obtenida por Samsonov et al. (2017) mediante la descomposición 2D para el período noviembre/2011-junio/2016. Contrario a la aproximación 3D, la componente Norte de desplazamiento fue omitida en el caso 2D, por lo que basado en la significativa contribución que los desplazamientos horizontales (Este/Oeste-Norte/Sur) tienen sobre la deformación de la superficie, se sugiere que la estimación de la tasa de desplazamiento vertical obtenida por la aproximación 2D, puede presentar ciertos sesgos. No obstante, es importante resaltar diferencias como las componentes geométricas entre los sensores SAR y la influencia del punto de referencia InSAR que es diferente en ambos casos. Por otro lado, a pesar de la alta respuesta del fenómeno de subsidencia en el CDCP, la contribución de los desplazamientos horizontales es significativa principalmente en los límites del CDCP, delimitado por el sistema de fallas principal.

La cuenca Cerro Prieto se caracteriza por la deformación de su superficie en la que se presenta el fenómeno de subsidencia, naturalmente esperado por la condición extensional de la cuenca. Sin embargo se ha estimado que tal deformación, relacionada con la tectónica local, representa aproximadamente el 5% de la tasa de subsidencia total. Mientras que la condición antropogénica causada por la actividad del CGCP, es la principal responsable de la ocurrencia de este fenómeno en el CDCP (Glowacka et al., 2005; Trugman et al., 2014). La subsidencia, hundimiento paulatino del terreno, también contempla desplazamientos horizontales en las componentes Norte y Este, los cuales convergen al centro de la cuenca con orientación NE-SO, en donde éstos son de menor magnitud, cercana a cero (Figuras 33b, 33c, 37b y 37c).

Las estimaciones de la tasa de desplazamiento vertical obtenidas por la estimación 3D a partir del conjunto RADARSAT-2-UAVSAR con datos hasta noviembre/2014 para la zona de explotación del CGCP, varían de 45 a 90 mm/año. Esta tasa aumenta en dirección NE hacia la zona de recarga, donde van de 110 a 130

mm/año, (Figura 45). En contraparte, se estimó la tasa de desplazamiento vertical obtenida a partir del conjunto SAR Sentinel 1A/B–UAVSAR (Figura 33) con datos hasta abril/2016, la cual se encuentra entre 60 y 100 mm/año para la zona de explotación del CGCP, variación que también refleja un aumento con dirección NE hacia la zona de recarga, en donde se obtuvo una tasa que va de 135 a 150 mm/año, (Figura 45). Sin embargo, se esperaba obtener un decremento en la tasa de subsidencia para ambos sitios (ZE y ZR), a partir del conjunto (3D) SENTINEL 1A/B-UAVSAR (abril/2015-abril/2016) (Figura 33), con respecto a los resultados 3D RADARSAT-2-UAVSAR (Figura 37), cuyo período (febrero/2012-noviembre/2014) corresponde aproximadamente con los resultados (2D) obtenidos por Sarychikhina et al. (2018) (noviembre/2012-marzo/2014); el cual, dentro de los resultados 2D proyecta un decremento en perspectiva con la tasa obtenida por Samsonov et al. (2017) y Xu et al. (2017), cuyos períodos de observación culminan en julio/2016, cercano al cierre del período contemplado para el conjunto SENTINEL 1A/B-UAVSAR (abril/2015-abril/2016) (Figura 45). Con base en los resultados aquí obtenidos, la tasa de desplazamiento vertical incrementó para el período abril/2015-abril/2016 (Sentinel 1A/B-UAVSAR) con respecto a febrero/2012-noviembre/2014 (RADARSAT-2-UAVSAR), tanto en la zona de explotación del CGCP en un $\sim 10\%$, como para la zona de recarga al NE de la cuenca en un $\sim 13\%$ (Figura 45). Entonces, a partir del modelo de interpolación de las componentes horizontales (Norte/Este) (Figura 41), la dirección Norte/Sur presenta la mayor contribución en los desplazamientos de la componente horizontal en los límites Norte (falla Morelia) y Sur (falla Saltillo) del CDCP, mientras que la dirección Este/Oeste, domina principalmente en la zona de explotación del CGCP, en donde la magnitud de la tasa de desplazamiento es cuantitativamente menor respecto a la zona de recarga. Lo anterior, resalta la importancia de incluir en el análisis de deformación superficial la componente Norte/Sur; ya que el ignorar la contribución de tales desplazamientos de gran magnitud ubicados en los límites Norte y Sur del CDCP, podrían ser absorbidos por las otras dos componentes (vertical y Este/Oeste) (Samsonov et al., 2017; Xu et al., 2017; Sarychikhina et al., 2018).

En el correspondiente ejercicio, se observó que la contribución de las componentes horizontales omitidas podría ser absorbida por la componente vertical, resultando tasas $\leq \sim 1 \text{ cm}$ con respecto a la tasa estimada a partir de 4 geometrías SAR durante el mismo período de análisis. Además, de los resultados 3D obtenidos por la combinación de los conjuntos SAR Sentinel 1A/B–UAVSAR como RADARSAT-2–UAVSAR, las tasas de desplazamiento de las componentes Norte y Este representan claramente la dirección del movimiento horizontal de la superficie convergiendo al centro de la cuenca, punto en donde los desplazamientos verticales son máximos y los horizontales cercanos a cero o nulos, lo que estrictamente sugiere que no existe influencia de los desplazamientos horizontales sobre la vertical en esa zona. La huella definida por los desplazamientos verticales del CDCP es definida en forma de elipse con orientación NE-

SO, semejante a los resultados obtenidos para las tasas horizontales (Este-Oeste) de desplazamiento reportadas en los trabajos aquí discutidos (Samsonov et al., 2017; Sarychikhina et al., 2018), reafirmando el hecho de que el sistema de fallas Imperial-Cerro Prieto funge como barrera o límite físico del CDCP en los extremos Este y Oeste del mismo, y son las fallas Morelia y Saltillo las que definen estos límites hacia el Norte y el Sur, respectivamente.

6.3 Tasa del tensor de deformación

González-Ortega et al. (2018) estimaron la tasa de deformación de la segunda invariante (2D) a lo largo del sistema de fallas del Norte de Baja California. A partir de datos de velocidad Norte y Este de GPS, interpolaron el campo de velocidades con una resolución espacial de 5 km, omitiéndose en este proceso los datos de velocidad al interior del CDCP. En este trabajo de tesis, se obtiene la tasa de deformación de la segunda invariante (3D) utilizando el campo de velocidades para las 3 componentes de desplazamiento (Vertical, Norte y Este) al interior del CDCP (Figura 41) con resolución espacial de 100 m.

El campo de velocidades presenta una solución de la tasa de la segunda invariante. Sin embargo, es hacia el centro de la cuenca, zona convergente por el fenómeno de subsidencia, donde se estimó la mayor tasa de deformación, cuya magnitud va de 30 a 40 $\mu\text{strain/año}$ (Figura 42).

Lo anterior describe una tasa elevada del tensor de deformación, posiblemente causada por la contribución del fenómeno de subsidencia, el cual es principalmente ocasionado por la explotación del Campo Geotérmico Cerro Prieto por encima de la componente tectónica de la cuenca, considerando que para los límites de las fallas Cerro Prieto e Imperial, se ha estimado una tasa de 1.5 $\mu\text{strain/año}$ (González-Ortega et al., 2018). Sin embargo, en este trabajo se obtuvo una tasa de 1 orden de magnitud mayor con respecto a González-Ortega et al. (2018), a partir del campo de velocidad tridimensional al interior del CDCP. El empleo de InSAR al interior del CDCP con respecto al uso de datos GPS fuera de éste (González-Ortega et al., 2018) para la obtención de la tasa del campo de deformación, ésta representa el 96% de la deformación total correspondiente con la condición antropogénica de la zona, a causa de la explotación de recursos geotérmicos. Por lo consecuente, el resto (4%) concretamente corresponde con la condición tectónica de la región del Valle de Mexicali, resultados próximos a lo estimado por Glowacka et al. (2005) (5%). Finalmente, el campo de deformación aquí estimado servirá para correlacionar el correspondiente campo de esfuerzos con la sismicidad presente en el CDCP; no obstante, esto se encuentra fuera del alcance de esta tesis.

Capítulo 7. Conclusiones

A partir de la técnica geodésica de Interferometría de Imágenes de Radar de Apertura Sintética (InSAR), el análisis temporal del arreglo de 4 diferentes geometrías de los sistemas SAR, independientes entre sí y empleando un esquema de inversión de datos ponderado, se obtiene la descomposición del vector tridimensional de desplazamiento de la superficie del Centro de Dispersión Cerro Prieto (CDCP).

A pesar de la diferencia temporal entre los datos InSAR (Sentinel 1A/B y UAVSAR), se encontró consistencia en el análisis de series de tiempo con error medio estimado de $\pm 20 \text{ mm}$ y una tasa máxima de desplazamiento en la dirección de línea de vista (LOS) $> 150 \text{ mm/año}$. Los resultados con errores elevados corresponden a los datos de UAVSAR hasta $\pm 40 \text{ mm}$, con respecto a los estimados para Sentinel 1A/B de $\pm 5 \text{ mm}$.

Se determinaron los cambios espacio-temporal del CDCP, con tasas de desplazamiento anualizadas para períodos de ~ 1 (abril/2015-abril/2016) y ~ 2.8 (febrero/2012-noviembre/2014) años para los conjuntos de datos empleados en el proceso de inversión, Sentinel 1A/B-UAVSAR y RADARSAT-2-UAVSAR, respectivamente. El algoritmo de inversión desarrollado y propuesto en este trabajo, provee una solución eficiente para calcular las tres componentes de desplazamiento. Donde, la validación de los desplazamientos tridimensionales de InSAR presenta una diferencia media de $\pm 1 \text{ cm}$ con respecto a datos GPS de estaciones continuas para los períodos de estudio.

Se construyeron mapas de las tasas de desplazamiento de las tres componentes (mm/año) con alta resolución espacial (30 m). La tasa de desplazamiento vertical es $\sim 150 \text{ mm/año}$; para la componente Norte es de hasta 50 mm/año y para la componente Este de 30 mm/año . Los desplazamientos máximos en la componente vertical se ubican al Noreste de la cuenca en la zona de recarga. Las tasas de desplazamiento vertical (2D) para el período abril/2015-diciembre/2019, presenta un decremento en las zonas de explotación (6%) y de recarga (17%) con respecto al período noviembre/2011-junio/2016. Por otro lado, la tasa de desplazamiento vertical (3D) para el período de abril/2015-abril /2016 incrementó el 10% en la zona de explotación y el 13% en la zona recarga con respecto al período febrero/2012-noviembre/2015. Sin embargo, para el caso 3D no es posible determinar si la tasa de subsidencia en los sitios analizados incrementa o disminuye hacia diciembre/2019 con respecto al período abril/2015-abril/2016, debido a la falta de datos SAR geoméricamente semi-ortogonales e independientes entre sí.

Se considera que la variabilidad de las tasas de desplazamiento de la superficie para períodos equivalentes, depende de las diferentes componentes geométricas (acimut y ángulo de incidencia) de los sistemas de

SAR y a la selección de diferentes puntos de referencia InSAR durante el análisis temporal. Sin embargo, la omisión de la componente horizontal (Norte/Sur) de desplazamiento, sugiere sesgos en la estimación de los desplazamientos superficiales, principalmente en donde los desplazamientos con dirección Norte/Sur son de mayor magnitud con respecto a los desplazamientos con dirección Este-Oeste.

Finalmente, la tasa de deformación 3D de la segunda invariante calculada al interior del CDCP varía entre 30 y 40 $\mu\text{strain/año}$, asociada con la actividad antropogénica que representa el 96% de la deformación total al interior del CDCP. La mayor tasa del tensor de deformación se localiza principalmente en la zona de recarga y en la zona de convergencia de los desplazamientos tridimensionales con orientación NE-SO. En dichas zonas el fenómeno de compresión se observa al centro de la cuenca, efecto causado por la subsidencia. No obstante, en zonas donde se observa extensión, puede asociarse con la condición tectónica de la región.

Literatura citada

- Agram, P. S., Jolivet, R., Simons, M. 2012. The Generic InSAR Analysis Toolbox. Consultado el 23 de enero de 2020, de earthdef.caltech.edu/attachments/download/15/GIAnT_doc.pdf
- Aguilar-Dumas, A. 2009. Áreas para exploración en los alrededores del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 22(2), 2–9. Consultado el 16 de abril de 2020, de <http://pubs.geothermal-library.org/lib/journals/Geotermia-Vol22-2.pdf>
- Alaska Satellite Facility (ASF). 2019. Get SAR Data. University Alaska Fairbanks. Consultado el 20 de noviembre de 2019, de <https://www.asf.alaska.edu/>
- Albores, A., Reyes, A., Brune, J. N., Gonzalez, J., Garcilazo, L., Suarez, F. 1980. Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto geothermal field. *Geothermics*, 9(1–2), 65–77. doi:10.1016/0375-6505(80)90024-3
- Árnadóttir, T., Lund, B., Jiang, W., Geirsson, H., Björnsson, H., Einarsson, P., Sigurdsson, T. 2009. Glacial rebound and plate spreading: Results from the first countrywide GPS observations in Iceland. *Geophysical Journal International*, 177(2), 691–716. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x
- Bamler, R., Hartl, P. 1998. Synthetic aperture radar interferometry Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14(4), 55. doi:10.1088/0266-5611/14/4/001
- Bennett, R. A., Rodi, W., Reilinger, R. E. 1996. Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), 21943–21960. doi:10.1029/96jb02488
- 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. doi:10.1109/TGRS.2002.803792
- Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J. J., Duque, S., Monells, D. 2008. The coherent pixels technique (CPT): An advanced DInSAR technique for nonlinear deformation monitoring. *Pure and Applied Geophysics*, 165(6), 1167–1193. doi:10.1007/s00024-008-0352-6
- Bonaccorso, A., Davis, P. M. 1993. Dislocation modelling of the 1989 dike intrusion into the flank of Mount Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), 4261–4268. doi:10.1029/92JB02135
- Bonaccorso, A. 2004. Mt. Etna: volcano laboratory (Alessandro; Bonaccorso, S. Calvari, M. Cooltelli, C. Del Negro, S. Falsaperla, Eds.). American Geophysical Union: Washington, DC.
- Bovenga, F., Belmonte, A., Refice, A., Pasquariello, G., Nutricato, R., Nitti, D. O., Chiaradia, M. T. 2018. Performance analysis of satellite missions for multi-temporal SAR interferometry. *Sensors (Switzerland)*, 18(5), 1–16. doi:10.3390/s18051359
- Buckley, S. 2000. ROI_PAC Documentation Repeat Orbit Interferometry Package. Phd Thesis. University of Texas.
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., Fielding, E. J. 2002. Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169–209. doi:10.1146/annurev.earth.28.1.169
- Caccamise, D. J., Merrifield, M. A., Bevis, M., Foster, J., Firing, Y. L., Schenewerk, M. S., Taylor, F. W., Thomas, D. A. 2005. Sea level rise at Honolulu and Hilo, Hawaii: GPS estimates of differential land motion. *Geophysical Research Letters*, 32(3), 1–4. doi:10.1029/2004GL021380
- Carnec, C., Fabriol, H. 1999. Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field , Baja California , Mexico, using SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26(9), 1211–1214.

- Carnec, C., Massonnet, D., King, C. 1996. Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent. *Geophysical Research Letters*, 23(24), 3579–3582. doi:10.1029/96gl03042
- Cavalié, O., Doin, M. P., Lasserre, C., Briole, P. 2007. Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(3), 1–18. doi:10.1029/2006JB004344
- 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. doi:10.1364/josaa.18.000338
- Chen, C. W., Zebker, H. A. 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8), 1709–1719. doi:10.1109/TGRS.2002.802453
- Costantini, M., Falco, S., Malvarosa, F., Minati, F. 2008. A new method for identification and analysis of persistent scatterers in series of sar images. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2(1). doi:10.1109/IGARSS.2008.4779025
- Crosetto, M., Biescas, E., Dura, J., Closa, J., Arnaud, A. 2008. Generation of advanced ERS and envisat interferometric SAR products using the stable point network technique. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 74(4), 443–450. doi:10.14358/PERS.74.4.443
- Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-González, M., Devanthery, N., Crippa, B. 2016. Persistent Scatterer Interferometry: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 78–89. doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.10.011
- Cumming, I. G., Wong, F. H. 2005. *Digital Processing of Synthetic Aperture Radar Data*. (F. T. Ulaby, Ed.). Artech House remote sensing library: Boston.
- Curlander, J. C., McDonough, R. N. 1991. *Synthetic Aperture Radar Systems and Signal Processing* (J. A. Kong, Ed.). Wiley-Interscience.
- Dawson, J., Cummins, P., Tregoning, P., Leonard, M. 2008. Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(11), 1–19. doi:10.1029/2008JB005807
- Dawson, J., Tregoning, P. 2007. Uncertainty analysis of earthquake source parameters determined from InSAR: A simulation study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(9), 1–13. doi:10.1029/2007JB005209
- de Boer, J. 1980. Paleomagnetism of the quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante and Salton Buttes volcanic domes in the northern part of the Gulf of California Rhombochasm.
- Delbridge, B. G., Bürgmann, R., Fielding, E., Hensley, S. and, H., S. W. 2016. Three-dimensional surface deformation derived from airborne interferometric UAVSAR: Application to the Slumgullion Landslide. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 3951–3977. doi:10.1002/2015JB012559.Abstract
- Donnellan, A., Parker, J., Hensley, S., Pierce, M., Wang, J. and R. J. 2014. UAVSAR observations of triggered slip on the Imperial, Superstition Hills, and East Elmore Ranch Faults associated with the 2010 M 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 815–829. doi:10.1002/2013GC005120.Received
- Elders, W. A., Bird, D. K., Williams, A. E., Schiffman, P. 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics*, 13(1-2), 27-47.

- European Space Agency (ESA). 2019. Sentinel Online. Consultado el 30 de octubre de 2019, de <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions>
- Fabriol, H., Munguia, L. 1997. Seismic activity at the Cerro Prieto geothermal area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with. *Geophysical Research Letters*, 24(14), 1807–1810.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., Rucci, A. 2011. A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9), 3460–3470. doi:10.1109/TGRS.2011.2124465
- 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. doi:10.1109/36.868878
- Fialko, Y., Gonzalez, A., Gonzalez, J., Barbot, S., Leprince, S., Sandwell, D. y A., D. 2010. Static rupture model of the 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake from ALOS, ENVISAT, SPOT and GPS data. En American Geophysical Union. Fall Meeting., San Francisco, California, 2010. San Francisco, California.
- Fialko, Y., Simons, M., Agnew, D. 2001. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 M7.1 Hector Mine earthquake California from space geodetic observations. *Geophys. Res. Lett.*, 28(16), 3063–3066.
- Fielding, E. J., Blom, R. G., Goldstein, R. M. 1998. Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 25(17), 3215–3218. doi:10.1029/98GL52260
- Flores-Armenta, M., Ramírez-Montes, M., Morales-Alcalá, L. 2014. GEOTHERMAL ACTIVITY AND DEVELOPMENT IN MEXICO – Keeping the production going. “Short Course VI on Utilization of Low- and Medium-Enthalpy Geothermal Resources and Financial Aspects of Utilization, 1–12. Consultado el 16 de abril de 2020, de <http://www.os.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-18-03.pdf>
- Flores, A., Herndon, K., Thapa, R., Cherrington, E. 2019. SAR Handbook: Comprehensive Methodologies for Forest Monitoring and Biomass Estimation. 1–307. doi:10.25966/nr2c-s697
- Frez, J. & Gonzalez, J. J. 1991. Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. En *Regional Geophysics and Geology*, 1991.
- Fuhrmann, T., Garthwaite, M. C. 2019. Resolving three-dimensional surface motion with InSAR: Constraints from multi-geometry data fusion. *Remote Sensing*, 11(3). doi:10.3390/rs11030241
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., Zebker, H. A. 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 94(B7), 9183–9191. doi:10.1029/JB094iB07p09183
- Glowacka, E., González, J., Fabriol, H. 1999. Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics, seismicity, and the exploitation of the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 156(4), 591–614. doi:10.1007/s000240050314
- Glowacka, E., Gonzalez, R. V., Sarychikhina, O., Nava, F. A. 2006. A Deformation Measuring Network in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico. En *Fourth African Rift Geothermal Conference*, Addis Ababa, Ethiopia, 2006, (January), pp. 154–163.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Nava-Pichardo, A. 2005. Subsidence and stress change in the Cerro Prieto geothermal field, B. C., Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 162(11), 2095–2110. doi:10.1007/s00024-005-2706-7
- Glowacka, E., Munguia, L., Gonzalez-garcia, J. J. 1997. Seismicity and surface deformation around the Cerro Prieto Geothermal Field. In S. Gibowics, S. J. & Lasocki (Ed.), *The 4th International Symposium on Rockbursts and Seismicity in Mines*. Krakovia, Polonia. pp. 397–491.

- Goldstein, R. M., Werner, C. L. 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, 25(21), 4035–4038. doi:10.1029/1998GL900033
- Goldstein, R. M., Zebker, H. A., Werner, C. L. 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23(4), 713–720. doi:10.1029/RS023i004p00713
- González-Ortega, J. A. 2014. Análisis sismo-geodésico del sismo El Mayor-Cucapah (Mw=7.2) del 4 de abril de 2010, Baja California. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada. 80 pp.
- González-Ortega, J. A., Fialko, Y., Sandwell, D., Nava-pichardo, F. A., Fletcher, J., Gonzalez-garcia, J., Lipovsky, B., Floyd, M., Funning, G. 2014. El Mayor-Cucapah (Mw 7.2) earthquake: Early near-field postseismic deformation from InSAR and GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth RESEARCH*, 8(7), 1482–1497. doi:10.1002/2013JB010193. Received
- González-Ortega, J. A., González-García, J. J., Sandwell, D. T. 2018. Interseismic Velocity Field and Seismic Moment Release in Northern Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 526–533. doi:10.1785/0220170133
- González, M., Munguía, L., Vidal, A., Wong, V., González, M., Suárez, F. 2001. Two Mw 4.8 cerro prieto, Baja California, México, earthquakes on 1 June and 10 September 1999: Strong-motion observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1456–1470. doi:10.1785/0120000033
- González, P. J., Fernández, J., Camacho, A. G. 2009. Coseismic three-dimensional displacements determined Using SAR data: Theory and an application test. *Pure and Applied Geophysics*, 166(8–9), 1403–1424. doi:10.1007/s00024-009-0500-7
- Gudmundsson, S., Sigmundsson, F., Carstensen, J. M. 2002. Three-dimensional surface motion maps estimated from combined interferometric synthetic aperture radar and GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), ETG 13-1-ETG 13-14. doi:10.1029/2001jb000283
- Gutiérrez-Negrín L. 2012. Update of the geothermal electric potential in Mexico. *GRC Trans* 36:671-677. 2012.
- Hager, B. H., King, R. W., Murray, M. H. 1991. System Global Positioning. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.* 1991. 19:351-82.
- Hanssen, R. F. 2001. Radar Interferometry Data Interpretation and Error Analysis (Volumen 2; S. de J. and M. S. Freek van der Meer, Michael Abrams, Paul Curran, Arnold Dekker, Ed.). Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, The Netherlands.
- Herring, T. 2009. *Geodesy Treatise on Geophysics* (First; G. Schubert, Ed.). ELSEVIER: Netherlands.
- 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), 1–5. doi:10.1029/2004GL021737
- Hu, J., Li, Z. W., Ding, X. L., Zhu, J. J., Zhang, L., Sun, Q. 2014. Resolving three-dimensional surface displacements from InSAR measurements: A review. *Earth-Science Reviews*, 133, 1–17. doi:10.1016/j.earscirev.2014.02.005
- Jensen, J. R. 2014. Remote sensing of the environment: an earth resource perspective second edition. In Pearson Education Limited, Harlow, England (Vol. 1).
- Jet Propulsion Laboratory (JPL). 2012. 3-D Map Study Shows Before-After of 2010 Mexico Quake. Consultado el 27 de julio de 2019, de <https://www.jpl.nasa.gov/news/news.php?release=2012-039>
- Jet Propulsion Laboratory (JPL). 2019. Uninhabited Aerial Vehicle Synthetic Aperture Radar. Consultado el 5 de enero de 2020, de <https://uavsar.jpl.nasa.gov>

- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M. P., Peltzer, G. 2011. Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17), 1–6. doi:10.1029/2011GL048757
- Kampes, B. M. 2006. Radar Interferometry – Persistent Scatterer Technique. In F. D. van der Meer (Ed.), *Review of Radio Science 1996-1999*. doi:10.1109/9780470546352.ch22
- Kreemer, C., Hammond, W. C., Blewitt, G. 2018. A Robust Estimation of the 3-D Intraplate Deformation of the North American Plate From GPS. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 4388–4412. doi:10.1029/2017JB015257
- Kreemer, C., Holt, W. E., Haines, A. J. 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154(1), 8–34. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Bernardino, P., Manuta, M., Pepe, A. 2007. An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: A DInSAR Thechnique for Surface Deformation Analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 2966. doi:10.1007/s00024-007-0192-9
- Lin, J., Stein, R. S. 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2), 1–19. doi:10.1029/2003jb002607
- Lindsey, E. O., Fialko, Y., Bock, Y., Sandwell, D. T., Bilham, R. 2014. Localized and distributed creep along the southern San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10), 7909–7922. doi:10.1002/2014JB011275
- Lira-Herrera, H. 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del yacimiento / Update of the conceptual geological model for the geothermal reservoir in Cerro Prieto , BC. *Geotermia*, 18(1), 37–46.
- Liu, F., Pan, B. 2019. A New 3-D Minimum Cost Flow Phase Unwrapping Algorithm Based on Closure Phase. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(3), 1857–1867. doi:10.1109/TGRS.2019.2949926
- Lohman, R. B., Simons, M. 2005. Locations of selected small earthquakes in the Zagros mountains. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(3). doi:10.1029/2004GC000849
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., Thatcher, W. 1970. Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México; resultados preliminares. *Geofísica Internacional*, 10(2), 37–48.
- Majer, E. L., McEvelly, T. V. 1982. Seismological studies at the Cerro Prieto Geothermal Field: 1978-1982. En *Proceedings of the Fourth Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Guadalajara, 1982*, pp. 145–151. Guadalajara. pp. 145–151.
- Majer, E. L., McEvelly, T. V., Albores, A. & Díaz C., S. 1980. Seismological studies at Cerro Prieto. *Geothermics*, 9, 79–88.
- 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. doi:10.1029/97RG03139
- Massonnet D., Marc, R., C. Carmona, F. Adragna, G. Pelter, K. Feigl, T. Rabaute. 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364, 138–142.
- Mazzotti, S., Lambert, A., Courtier, N., Nykolaishen, L., Dragert, H. 2007. Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophysical Research Letters*, 34(15), 1–5. doi:10.1029/2007GL030283

- MDA. 2018. Formerly MacDonald, Dettwiler and Associates. Consultado el 4 de septiembre de 2020, de <https://mdacorporation.com/geospatial/international/satellites/RADARSAT-2/>
- Mellors, R. J., Magistrale, H., Earle, P., Cogbill, A. H. 2004. Comparison of four moderate-size earthquakes in southern California using seismology and InSAR. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2004–2014. doi:10.1785/0120020219
- Menke, W. 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory* (3rd. ed). doi:10.1016/B978-0-12-801226-0.00011-6
- Mogi, K. 1958. Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36, 99–134.
- Mossop, A., Segall, P. 1997. Subsidence at the Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. *Geophysical Research Letters*, 24(14), 1839–1842. doi:10.1029/97GL51792
- Nikoladis, R. 2002. *Observation of Geodetic and Seismic Deformation with the Global Positioning System*. Phd Thesis. University of California, San Diego. 249 pp.
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 75(4), 1135–1154. doi:10.1016/0148-9062(86)90674-1
- Osmanoğlu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E. 2016. Time series analysis of InSAR data: Methods and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 90–102. doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.10.003
- Perissin, D., Wang, T. 2012. Repeat-pass SAR interferometry with partially coherent targets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(1), 271–280. doi:10.1109/TGRS.2011.2160644
- Rikitake, T. 1976. *Earthquake Prediction (Development in Solid Earth Geophysics S.)* (1st ed; Elsevier Scientific Publishing Company). California.
- Rocca, F. 2003. *3D motion recovery with multi-angle and/or left right interferometry*. European Space Agency, (Special Publication) ESA SP, (550), 333–337.
- Rosen, P., Gurrola, E., Agram, P., Lavalle, M., Powell, M. 2015. ISCE Tutorial. p. 96.
- Samieie-Esfahany, S., Hanssen, R. F., Thienen-visser, K. Van, Muntendam-bos, A., Samiei-Esfahany, S., Hanssen, R. F., Thienen-visser, K. Van, Muntendam-bos, A. 2010. On the effect of horizontal deformation on InSAR subsidence estimates. *Proceedings of Fringe 2009 Workshop, 2009(March)*, 1–7. Consultado el 4 de enero de 2021, de https://earth.esa.int/workshops/fringe09/proceedings/papers/s12_3esfa.pdf
- Samsonov, S., Tiampo, K., Rundle, J., Li, Z. 2007. Application of DInSAR-GPS optimization for derivation of fine-scale surface motion maps of southern California. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(2), 512–521. doi:10.1109/TGRS.2006.887166
- Samsonov, S. V., Feng, W., Fialko, Y. 2017. Subsidence at Cerro Prieto Geothermal Field and postseismic slip along the Indiviso fault from 2011 to 2016 RADARSAT-2 DInSAR time series analysis. *Geophysical Research Letters*, 44(6), 2716–2724. doi:10.1002/2017GL072690
- Sandwell, D. T., Price, E. J. 1998. Phase gradient approach to stacking interferograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 30183–30204. doi:10.1029/1998jb900008

- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Mellors, R., Vidal, F. S. 2011. Land subsidence in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, from 1994 to 2005. An integrated analysis of DInSAR, leveling and geological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204(1–4), 76–90. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.03.004
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Robles, B. 2018. Multi-sensor DInSAR applied to the spatiotemporal evolution analysis of ground surface deformation in Cerro Prieto basin, Baja California, Mexico, for the 1993–2014 period. *Natural Hazards*, 92(1), 225–255. doi:10.1007/s11069-018-3206-2
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Robles, B., Nava, F. A., Guzmán, M. 2015. Estimation of Seismic and Aseismic Deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, in the 2006–2009 Period, Using Precise Leveling, DInSAR, Geotechnical Instruments Data, and Modeling. *Pure and Applied Geophysics*, 172(11), 3139–3162. doi:10.1007/s00024-015-1067-0
- Sarychikhina, O., Mellors, R., Glowacka, E. 2007. Application of InSAR to the Study of Ground Deformation in the Mexicali Valley, B. C., Mexico. En *Envisat Symposium 2007, Montreux, Switzerland, 2007, (April)*, pp. 1–6. Montreux, Switzerland. pp. 1–6.
- Scales, J. a, Smith, M. L., Treitel, S. 2001. *Introductory geophysical inverse theory (1st ed.)*. Press, Samizdar: Vermont.
- Schmidt, D. A., Bürgmann, R. 2003. Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9), 1–13. doi:10.1029/2002jb002267
- Segall, P., Grasso, J. R., Mossop, A. 1994. Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France. *Journal of Geophysical Research*, 99(B8). doi:10.1029/94jb00989
- Segall, Paul, Davis, J. L. 1997. GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 301–336. doi:10.1146/annurev.earth.25.1.301
- Strozzi, T., Antonova, S., Günther, F., Mätzler, E., Vieira, G., Wegmüller, U., Westermann, S., Bartsch, A. 2018. Sentinel-1 SAR interferometry for surface deformation monitoring in low-land permafrost areas. *Remote Sensing*, 10(9). doi:10.3390/rs10091360
- Strozzi, T., Wegmüller, U., Werner, C. L., Wiesmann, A., Spreckels, V. 2003. JERS SAR interferometry for land subsidence monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7 PART I), 1702–1708. doi:10.1109/TGRS.2003.813273
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Rámirez, J., Glowacka, E. 2008. Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, Mexico, based on the regional seismic record and surface structures. *International Geology Review*, 50(7), 636–649. doi:10.2747/0020-6814.50.7.636
- Suárez-Vidal, F., Munguía-orozco, L., González-, M., González-garcía, J., Glowacka, E. 2007. Near the Cerro Prieto Geothermal Field , Mexicali , Baja California , Mexico , during. 78(3), 394–399.
- Téllez-Quiñones, A., Salazar-Garibay, A., Valdiviezo-Navarro, J. C., Hernandez-Lopez, F. J., Silván-Cárdenas, J. L. 2020. DInSAR method applied to dual-pair interferograms with Sentinel-1 data: a study case on inconsistent unwrapping outputs. *International Journal of Remote Sensing*, 41(12), 4662–4681. doi:10.1080/01431161.2020.1727056
- Timmen, L., Yang, Y., Forsberg, R., Olesen, A. V., Xu, G., Bastos, L., Bos, M., M., F. R., Seitz, F., Schuh, H., Shen, Y., Sun, H., Zhang, Q., Guo, J., Yeh, T., Reinking, J., Combrinck, L., Neumeyer, J., Xia, Y. 2010. Sciences of Geodesy - I Advances and Future Directions. In G. Xu (Ed.), *Sciences of Geodesy - I*. doi:10.1007/978-3-642-11741-1

- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. B. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(5), 1–17. doi:10.1029/2004JB003415
- Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., Janik, C. J. 1981. The origin of the Cerro Prieto geothermal brine. *Geothermics*, 10(3–4), 225–238. doi:10.1016/0375-6505(81)90006-7
- Truesdell, Alfred H., Lippmann, M. J. 1990. Interaction of Cold-Water Aquifers with Exploited Reservoirs of the Cerro Prieto Geothermal Field. En *International Symposium on Geothermal Energy, Kailu-Kona, 1990, (April)*. Kailu-Kona.
- Trugman, D. T., Borsa, A. A., Sandwell, D. T. 2014. Did stresses from the Cerro Prieto Geothermal Field influence the El Mayor-Cucapah rupture sequence? *Geophysical Research Letters*, 41(24), 8767–8774. doi:10.1002/2014GL061959
- Turcote, D. L., Schubert, G. 2002. *Geodynamics (Second)*. Cambridge University Press: New York.
- Tymofyeyeva, E., Fialko, Y., Jiang, J., Xu, X., Sandwell, D., Bilham, R., Rockwell, T. K., Blanton, C., Burkett, F., Gontz, A., Moafipoor, S. 2019. Slow Slip Event On the Southern San Andreas Fault Triggered by the 2017 Mw8.2 Chiapas (Mexico) Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(9), 9956–9975. doi:10.1029/2018JB016765
- Urban-Rascón, E., Lermo-Samaniego, J. 2012. Relationship of Local Seismic Activity, Injection Wells and Active Faults in the Geothermal Fields of Mexico. En *Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 2012, 1994*, pp. 11. Consultado en diciembre de 2020, de <http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/SGW/2012/Urban.pdf>
- Velazquez-Zaguilan, A. 2020. Tasas de deslizamiento de las principales fallas del Valle de Mexicali, Baja California, México, utilizando datos de GPS. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Wdowinski, S., Eriksson, S. 2009. Geodesy in the 21st Century. *Eos*, 90(18), 153–155. doi:10.1029/2009EO180001
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., Wiesmann, A. 2003. Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 7(July), 4362–4364. doi:10.1109/igarss.2003.1295516
- Wessel, P., Bercovici, D. 1998. Interpolation with Splines in Tension: A Green's Function Approach. *Mathematical Geology*, 30(1), 77–93. doi:10.1023/A:1021713421882
- Woodhouse, I. H. 2006. *Introduction to Microwave Remote Sensing (First)*. CRC Press (Taylor & Francis Group): Boca Raton.
- Wright, T. J., Parsons, B. E., Lu, Z. 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters*, 31(1), 1–5. doi:10.1029/2003GL018827
- Xu, X., Sandwell, D. T. 2020. Toward Absolute Phase Change Recovery with InSAR: Correcting for Earth Tides and Phase Unwrapping Ambiguities. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(1), 726–733. doi:10.1109/TGRS.2019.2940207
- Xu, X., Sandwell, D. T., Tymofyeyeva, E., Gonzalez-Ortega, A., Tong, X. 2017. Tectonic and anthropogenic deformation at the cerro prieto geothermal step-over revealed by sentinel-1A insar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(9), 5284–5292. doi:10.1109/TGRS.2017.2704593

- Xu, X., Tong, X., Sandwell, D. T., Milliner, C. W. D., Dolan, J. F., Hollingsworth, J., Leprince, S., Ayoub, F. 2016. Refining the shallow slip deficit. *Geophysical Journal International*, 204(3), 1867–1886. doi:10.1093/gji/ggv563
- Yang, X.-M., Davis, P. M. 1986. Deformation due to a rectangular tension crack in an elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3), 865–881.
- Yu, H., Xing, M., Bao, Z. 2013. A fast phase unwrapping method for large-scale interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7), 4240–4248. doi:10.1109/TGRS.2012.2229284
- Zebker, H. A., Rosen, P., Goldstein, R. M., Gabriel, A., Werner, C. L. 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1(October 2014), 286–288. doi:10.1029/94jb01179
- Zebker, H. A., Villasenor, J. 1992. Decorrelation in Interferometric Radar Echoes. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, (818), 1–19.

Anexo I

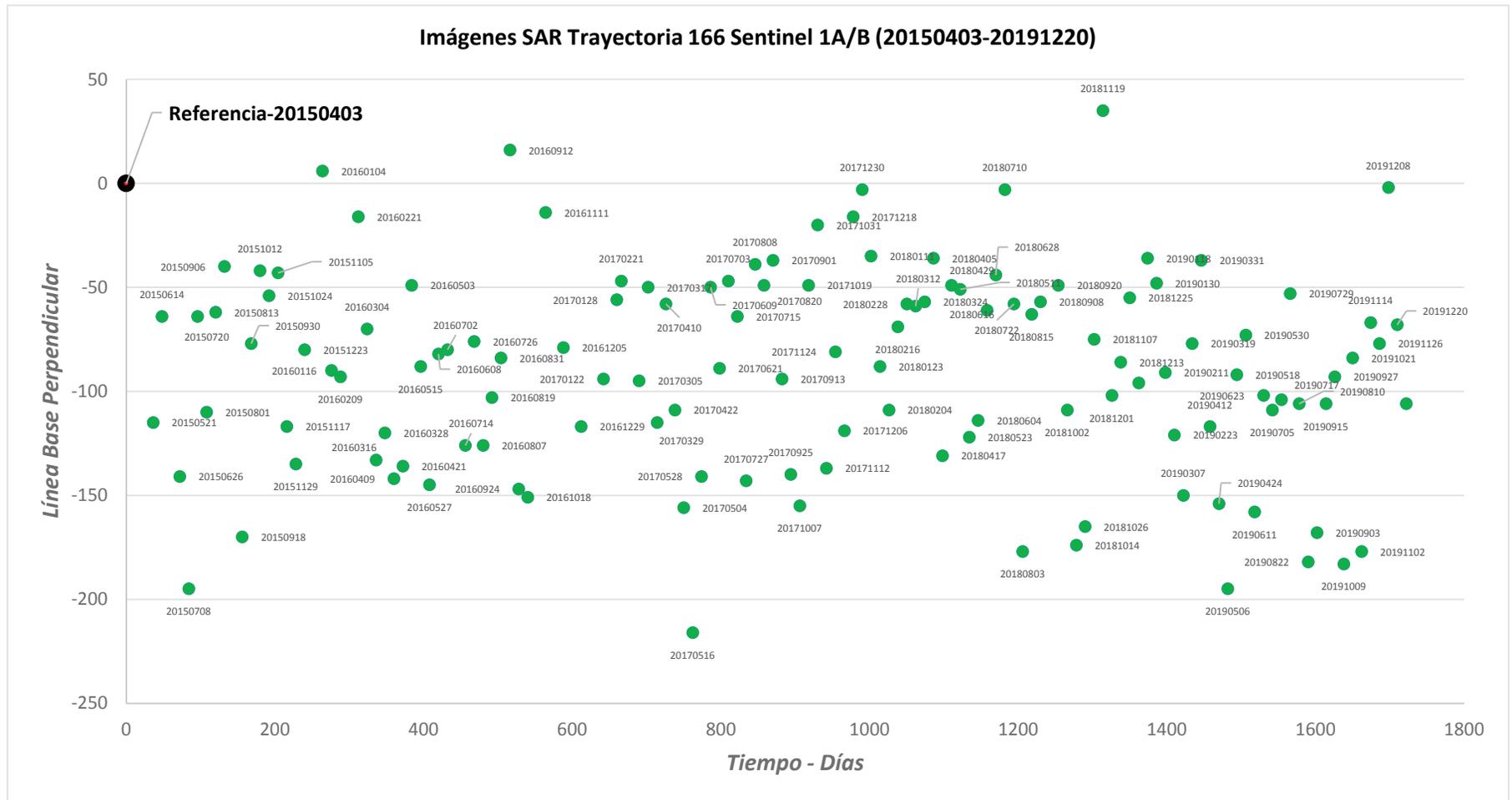


Figura 46. Adquisiciones del paso de órbita ascendente, trayectoria 166 de Sentinel 1A/B. Las imágenes fueron adquiridas para el período que comprende desde el 3 de abril de 2015 al 20 de diciembre de 2019. La línea base perpendicular de todas las imágenes respecto a la imagen de referencia (2015/04/03) es ≤ 200 m.

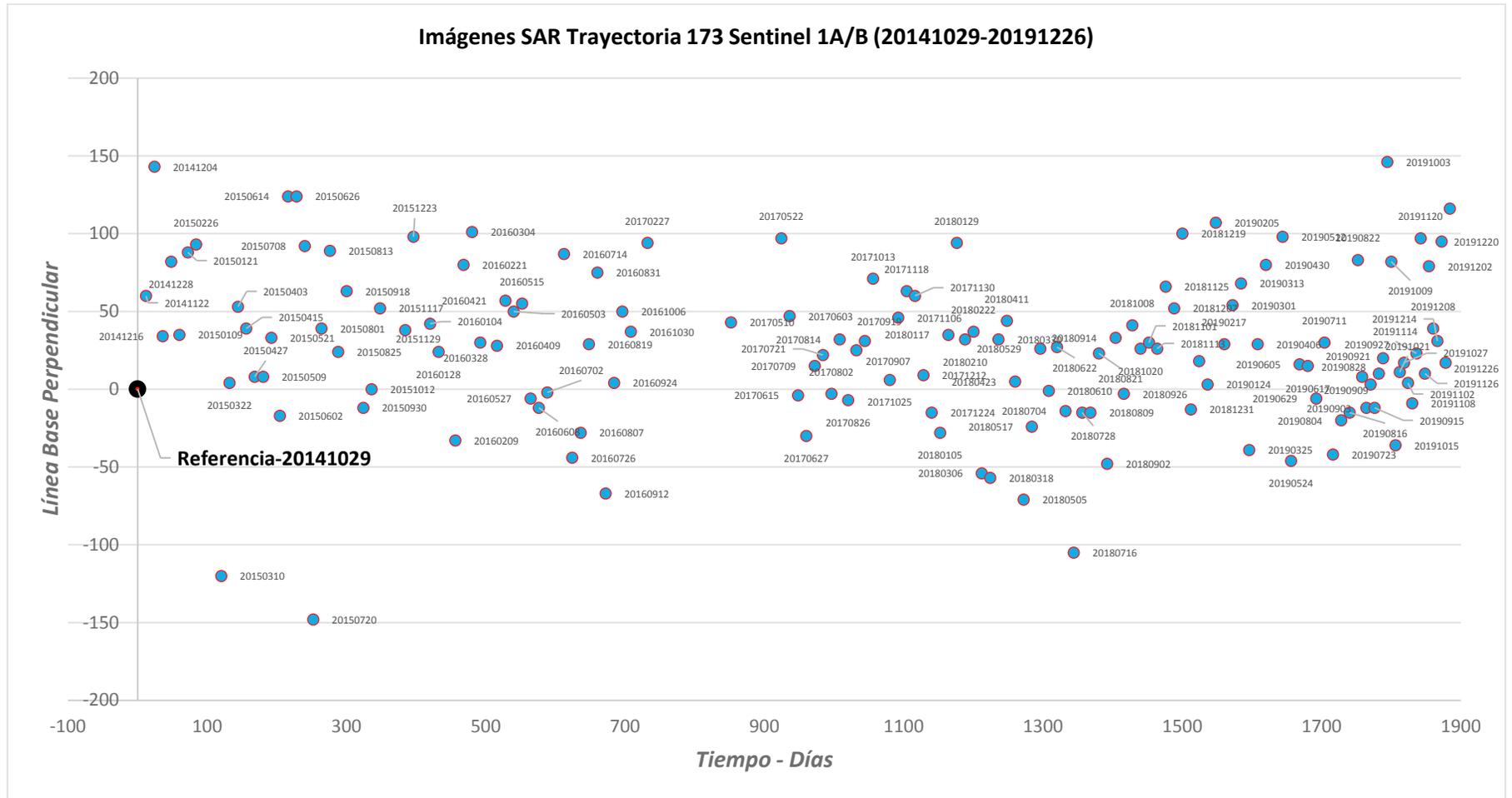


Figura 47. Adquisiciones del paso de órbita descendente, trayectoria 173 de Sentinel 1A/B. Las imágenes fueron adquiridas para el período que comprende desde el 29 de octubre de 2014 al 26 de diciembre de 2019. La línea base perpendicular de todas las imágenes respecto a la imagen de referencia (2014/10/29) es ≤ 200 m.

Anexo II

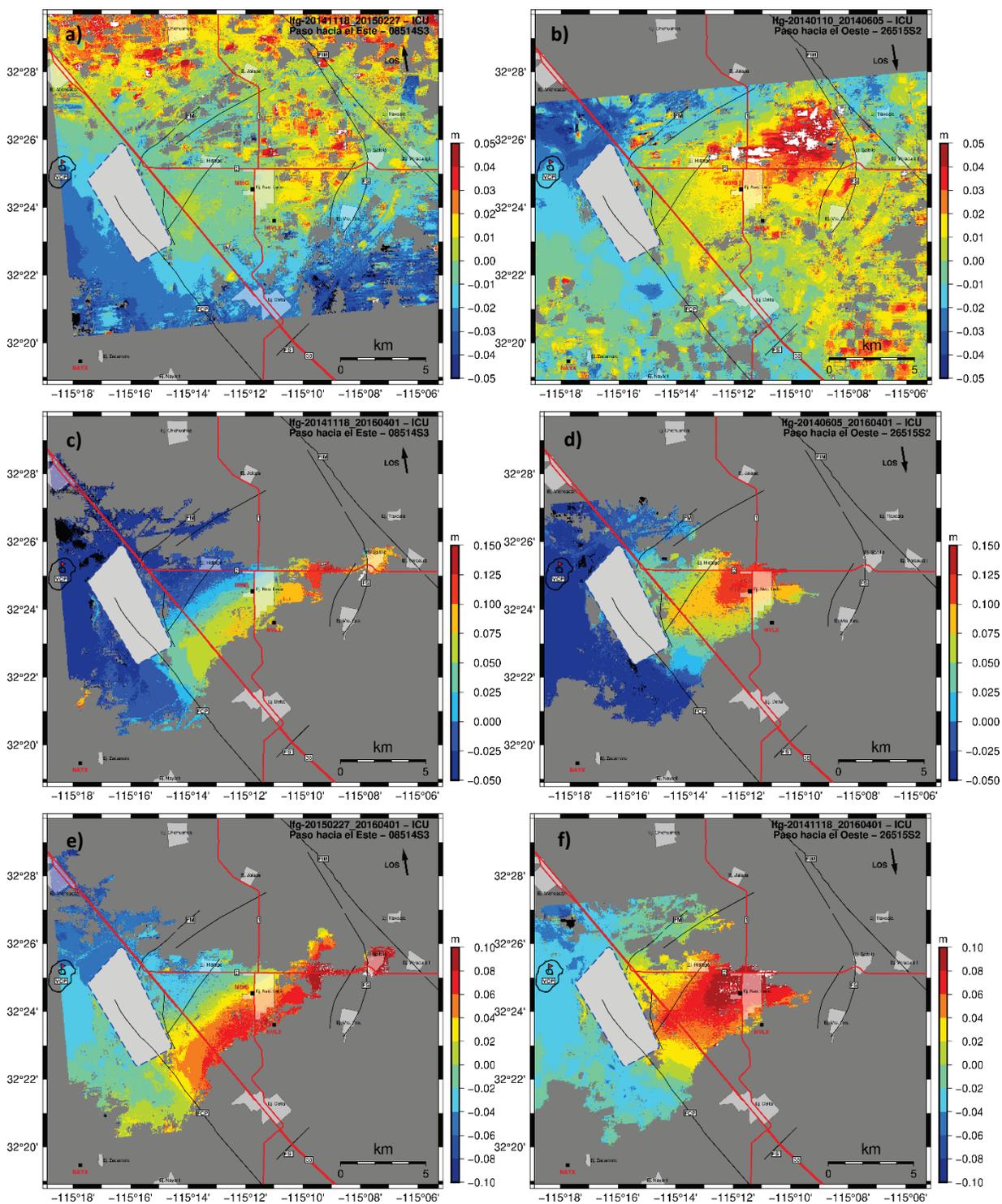


Figura 48. Interferogramas desempaquetados por el algoritmo ICU (Integrated Correlation and Unwrapping). **a, c y e,** corresponden a pares interferométricos del segmento central (08514S3). **b, d y f,** corresponden a pares interferométricos del segmento sur (26515S2). Los puntos negros corresponden a la ubicación de estaciones GNSS permanentes.

Anexo III

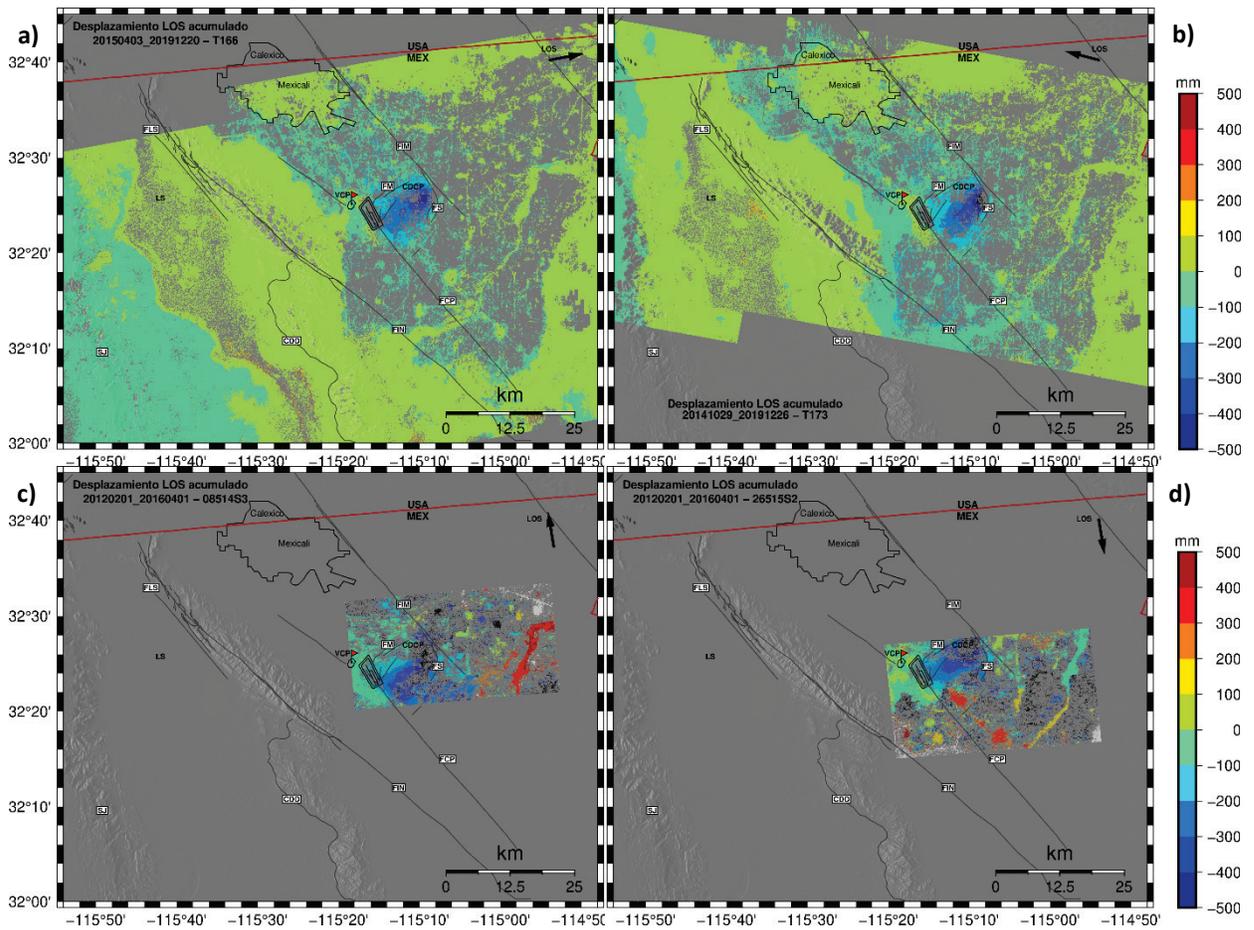


Figura 49. a y b corresponden a las series de tiempo InSAR de los pasos ascendente (T166) y descendente (T173) de Sentinel 1A/B para los períodos 20150403 – 20191220 y 20141118 – 20191226, respectivamente. c y d corresponden a las series de tiempo InSAR de los pasos hacia el Este (08514S3) y hacia el Oeste (26515S2) de UAVSAR para el período 20120201 – 20160401 en ambos segmentos. En los mapas se muestra el desplazamiento acumulado en la dirección de línea de vista LOS (mm). Para la generación de las series de tiempo, se empleó un filtro de 0.01 y un umbral de coherencia de 0.25, con rampa para el caso de Sentinel y sin Rampa para UAVSAR. Las líneas negras corresponden al trazo de fallas principales. La banderita roja indica la ubicación del punto de referencia InSAR. La flecha negra indica la dirección de línea de vista (LOS). Se manejaron las mismas escalas para visualizar la cobertura de las huellas de los sensores.