



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – GEOTECNIA

USO DE IMÁGENES SATELITALES PARA ESTIMAR EL HUNDIMIENTO REGIONAL
DE LA CIUDAD DE MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
GASPAR ALBERTO ALCOCER GÓMEZ

TUTOR:
DR. ALBERTO JAIME PAREDES
INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., OCTUBRE 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: M. I. MARTÍNEZ MIER JAIME ANTONIO

Secretario: DRA. OSSA LÓPEZ ALEXANDRA

1 er. Vocal: DR. JAIME PAREDES ALBERTO

2 do. Vocal: DR. BOTERO JARAMILLO EDUARDO

3 er. Vocal: DR. JAIMES TÉLLEZ MIGUEL ANGEL

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: POSGRADO DE INGENIERÍA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

DR. JAIME PAREDES ALBERTO

FIRMA

DEDICATORIA

A Dios por darme esta increíble oportunidad

A mis padres, Lizbeth y Alberto, por su amor infinito, su apoyo y comprensión

A Mary, Abraham y amigos que siempre estuvieron ahí

A ti Gabriela, por compartir con entusiasmo este camino.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Instituto de Ingeniería de la UNAM (IINGEN), al CONACYT, instituciones que me brindaron apoyo académico, administrativo y económico para poder realizar este sueño.

Al Dr. Alberto Jaime, mi *sensey*, por la paciencia, exigencia, talento, motivación y conocimientos aportados hacia mi persona que me han ayudado a ser un mejor estudiante y profesional. Sin duda, me siento orgulloso de haber sido su alumno y me llevo lo mejor de usted.

A mis sinodales, Alexandra Ossa, Eduardo Botero, Jaime Martínez y Miguel Angel Jaimes de quienes recibí un trato muy amable y quienes con gusto revisaron mi redacción y mis avances de tesis.

A todos mis profesores de licenciatura y posgrado que aportaron su granito de arena para lo que hoy en día soy, un profesionista dedicado y con valores sólidos.

Al apreciado grupo de trabajo que formamos en el IINGEN, el cual está integrado por Juan Sanabria, Josefina Barrera, Oswaldo Sarmiento y Gonzalo Condado. Cada uno aportó apoyo y conocimientos significativos en mi formación académica y como persona.

A mis compañeros de maestría Piedras, Natalia, Leo, Lau que, sin ayuda de ellos, tampoco esto hubiese sido posible tal y como sucedió. Les guardo un pedacito de mi corazón.

A mis amigos de la UADY, Ami, Lea, Michelle, Edgar, Luis, Mike, Gaspar, Gilberto, a quienes también les agradezco los miles de aprendizajes y anécdotas que tenemos juntos, antes, durante y después del posgrado.

A mis amigos que considero familia, que sin duda han contribuido en mi formación como persona. Les quiero.

A mis papás y hermanos, por su apoyo incondicional antes y durante mi estancia en el posgrado. Por soportar mis momentos de estrés y por estar ahí en todo momento. A ustedes mil gracias.

A mi hermosa Gaby, a mi compañera de vida por siempre motivarme, inspirarme, regañarme y corregirme. Gracias por compartir estos momentos; espero que sean muchos más. *In yaakumech*

Y por último y no menos importante, a mi Creador Padre, porque me abrió las puertas para estudiar mi posgrado en donde más quise. Gracias Padre por siempre tener la paciencia para corregirme como sólo Tú lo sabes hacer (con cariño y ternura), porque en todo momento me acompañaste durante mi estancia en el posgrado, sobre todo cuando estuve en la CDMX.

yuum bo'otik

CONTENIDO

Página

Capítulo 1. Introducción.....	10
1.1 Antecedentes.....	10
1.2 Objetivos.....	10
1.3 Alcances.....	10
Capítulo 2. Generalidades del InSAR.....	12
2.1 Percepción remota. Conceptos básicos.....	12
2.1.1 Tipos de sensores.....	12
2.1.2 Ondas electromagnéticas.....	14
2.1.3 Espectro electromagnético.....	16
2.2 Radar.....	18
2.2.1 Radar de visión lateral (SLAR).....	18
2.2.2 Radar de Apertura Real (RAR).....	19
2.2.3 Radar de Apertura Sintética (SAR).....	20
2.3 El programa Copérnico.....	23
2.4 Formación de las imágenes.....	24
2.4.1 Imagen SAR compleja.....	24
2.4.2 Geometría.....	26
2.4.3 Proyecciones y distorsiones geométricas.....	28
2.4.4 Modos de adquisición del Sentinel-1A.....	32
2.4.5 Polarización.....	36
2.5 Aplicaciones.....	37
2.5.1 Cálculo del Interferograma.....	38
2.5.2 Modelos de Elevación Digital (DEM's).....	38

2.5.3	Interferometría Diferencial	45
2.5.4	Ruido	47
2.5.5	Coherencia	47
2.6	Software para el procesamiento de imágenes SAR	48
2.7	Procesamiento DInSAR con SNAP	48
2.7.1	Obtención del Interferograma Diferencial	48
2.7.2	Obtención de los desplazamientos en dirección de LOS.....	51
2.7.3	Obtención del hundimiento relativo.....	52
Capítulo 3.	Hundimiento regional de la Ciudad de México	54
3.1	Métodos convencionales para medir la subsidencia	54
3.1.1	Topográficos.....	54
3.1.2	Geodésicos.....	55
3.2	Estudios previos	56
3.2.1	Subsidencia por extracción de agua del acuífero	56
3.2.2	Hundimiento súbito debido a sismo	59
3.2.3	DInSAR.....	63
Capítulo 4.	Análisis de hundimientos de la Ciudad de México con el método DInSAR	66
4.1	Información satelital.....	66
4.2	Área de estudio	68
4.3	Resultados.....	69
4.3.1	Perfiles de hundimiento en el Centro Histórico de la Ciudad de México 72	
4.3.2	Perfiles de hundimiento en la Zona del Volcán Xico.....	77
4.3.3	Hundimiento regional.....	81
Capítulo 5.	Conclusiones y recomendaciones	86

Bibliografía y referencias..... 88

Lista de figuras

Figura 2.1. Tipos de sensores: pasivo (izquierda) y activo (derecha) (NASA, 2012)	13
Figura 2.2. Tipos de sensores.....	14
Figura 2.3. Definición de ondas electromagnéticas.....	15
Figura 2.4. Relación de la longitud de onda con su frecuencia.....	15
Figura 2.5. Esquema de la derivación de los dos principales tipos de radares montados en plataformas.....	18
Figura 2.6. Cortes en el azimut de a) un radar que visa hacia abajo y b) un radar de visión lateral (Emery y Camps, 2017).....	19
Figura 2.7. Resolución en azimutal y parámetros geométricos.....	21
Figura 2.8. Comparativa entre una imagen SAR (izquierda) (tomada por el satélite ERS-1) y otra óptica (derecha)(tomada por el satélite Landsat-5) capturadas con una diferencia de tiempo de 45 minutos. Se tomaron sobre la Ciudad de Údine el 4 de julio de 1993. (European Space Agency, 2021).....	23
Figura 2.9. Forma senoidal de la onda electromagnética emitida por el radar. La fase φ es una fracción de un ciclo completo de la onda senoidal.....	25
Figura 2.10. Geometría de las imágenes tomadas con percepción remota. A) Vista en tres dimensiones, B) Vista en planta, C) Vista en el plano perpendicular a la órbita.....	27
Figura 2.11. Desplazamiento de las estructuras en la dirección del rango inclinado. (Modificado de Jensen, 2007).....	29
Figura 2.12. Inversión por relieve (Modificado de Jensen, 2007).....	30
Figura 2.13. Sombra (Modificado de Jensen, 2007).....	31
Figura 2.14. Dimensión de la celda de resolución en rango terrestre contra la pendiente del terreno. Caso: satélite ERS. (Ferretti et al, 2007).....	31
Figura 2.15. Esquema de los diferentes modos de adquisición de las imágenes satelitales por el Sentinel-1. De izquierda a derecha aparecen los modos IW, WV, SM y EW (The European Space Agency, 2021).....	33
Figura 2.16 Ráfagas y sub - franjas IW obtenidas en formato SLC (The European Space Agency, 2021).....	34

Figura 2.17. Modo WV con las imágenes individuales alternadas en los dos ángulos de incidencia en el rango cercano y el rango lejano (The European Space Agency, 2020)	35
Figura 2.18. Analogía de polarización. A) Polarización VV B) Polarización HH (Modificado de Jensen, 2007)	36
Figura 2.19. Paso repetido del satélite. (Modificado y adaptado de Osmanoglu, 2016).	37
Figura 2.20. Parámetros geométricos de un sistema interferométrico SAR. (Modificado de Ferretti et al, 2017).....	40
Figura 2.21. Aplanamiento de un Interferograma. Izquierda: Porción de un Interferograma obtenido de datos del satélite ERS perteneciente a los Alpes Italianos y la Llanura Padana. Derecha: Interferograma aplanado. (Ferretti <i>et al</i> , 2007).	41
Figura 2.22. Fase desenvuelta (Braun y Veci, 2020)	43
Figura 2.23. Izquierda: Fase interferométrica generada mediante dos imágenes ERS. Derecha: Fase desenvuelta. Abajo: Las discontinuidades de 2π han sido eliminadas agregando o restando el múltiplo entero de 2π a cada píxel de la imagen de la fase interferométrica original (Ferretti et al, 2007).....	43
Figura 2.24. Interferograma aplanado y desenvuelto perteneciente al Volcán Etna (Ferretti, 2007).....	44
Figura 2.25. Modelo de elevación digital del monte Etna. Perspectiva desde el noreste. Precisión vertical estimada de 10 m. (Ferretti <i>et al</i> , 2007).....	45
Figura 2.26. Esquema de la geometría del desplazamiento de dirección de vista del radar ($dLOS$) y su componente vertical dv	47
Figura 2.27. Mapa de coherencia. Ubicación: Noreste de Sicilia (Ferretti <i>et al</i> , 2007).	48
Figura 2.28. Secuencia general para obtener el Interferograma Diferencial y los desplazamientos en dirección de vista del radar	49
Figura 2.29. Mapa de coherencias. Localización: Ciudad de México.....	50
Figura 2.30. Interferograma desrafagueado, envuelto y filtrado, en radianes. Localización: Ciudad de México.	52

Figura 2.31. Interferograma desrafagueado, desenvuelto y filtrado, en radianes. Localización: Ciudad de México.	52
Figura 3.1. Ubicación de las estaciones GPS de medición continua.	55
Figura 3.2. Subsistencia del centro histórico de la Ciudad de México, 1891 – 1966.(Modificado de Hiriart y Marsal, 1969).....	57
Figura 3.3. Nivelación de monumentos de la Ciudad de México en el periodo de 1898-1966 (Modificado de Hiriart y Marsal, 1969).....	57
Figura 3.4. Sismo de 1957 de la Ciudad de México, efecto en el asentamiento de un edificio (Zeevaert, 1983).....	60
Figura 3.5. Localización del edificio, sondeos y bancos de nivel (Jaime et al, 1987)	61
Figura 3.6. Resultados de las nivelaciones en los diferentes bancos de nivel (Jaime et al, 1987).....	62
Figura 3.7. Interferogramas envueltos de la Ciudad de México de los periodos de a) 19 de julio – 12 de agosto de 2017, b) 12 de agosto – 5 de septiembre de 2017, c) 5 - 29 de septiembre de 2017 (Solano–Rojas, 2020).	63
Figura 3.8. Resultados de PSI muestra la subsidencia a lo largo de la Ciudad de México. Máxima tasa de hundimiento de 30 cm/año ocurre en la parte este (<i>Osmanoglu</i> et al, 2011).....	64
Figura 3.9. Subsistencia estimada en la Ciudad de México alrededor del AICM obtenidas con dos imágenes adquiridas en un intervalo de 6 meses con el satélite TerraSAR-X. (<i>Moreira</i> et al, 2013).....	65
Figura 4.1. Zona que abarcan las imágenes satelitales Sentinel -1A formato SLC.	66
Figura 4.2. Área de estudio.....	68
Figura 4.3. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, agosto 2017	69
Figura 4.4. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, septiembre 2017	70
Figura 4.5. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, octubre 2017	70

Figura 4.6. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, noviembre 2017	71
Figura 4.7. Espesor de la cuenca sedimentaria donde se ubica gran parte de la ciudad de México. (<i>Cruz Atienza et al, 2016</i> citado y modificado por Zúñiga, 2017).....	72
Figura 4.8. Traza de los perfiles de hundimiento en el centro histórico de la Ciudad de México.	73
Figura 4.9. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, agosto 2017.	74
Figura 4.10. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, septiembre 2017.	74
Figura 4.11. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, octubre 2017.	75
Figura 4.12. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, noviembre 2017.	75
Figura 4.13. Hundimientos relativos (m/mes) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste-Este.	76
Figura 4.14. Hundimientos relativos (m/mes) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste-Este.	76
Figura 4.15. Traza de los perfiles de hundimiento en la Zona del Volcán Xico.	77
Figura 4.16. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, agosto 2017	78
Figura 4.17. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, septiembre 2017.	78
Figura 4.18. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, octubre 2017.	79
Figura 4.19. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, noviembre 2017.	79
Figura 4.20. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico. Perfiles Oeste-Este.....	80
Figura 4.21. Hundimientos relativos en la Zona del Volcán Xico. Perfiles Norte-Sur.	81

Figura 4.22. Hundimientos relativos (m/año) correspondientes al año 2016	82
Figura 4.23. Bancos de nivel SACMEX cercanos al Perfil Oeste-Este	82
Figura 4.24. Bancos de nivel SACMEX cercanos al Perfil Norte – Sur	83
Figura 4.25. Hundimientos relativos anuales (m/año) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste – Este.	85
Figura 4.26. Hundimientos relativos anuales (m/año) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Norte – Sur.....	85

Lista de tablas

Tabla 2.1. Banda de frecuencias más utilizadas. (NASA,2021).....	16
Tabla 2.2. Satélites en órbita con Radar de Apertura Sintética. (<i>Lu y Dzurisin, 2014 citado por Santos-Basurto, 2019</i>).....	22
Tabla 2.3. Características del Sentinel-1 en el modo IW (The European Space Agency, 2021)	34
Tabla 3.1. Velocidad de desplazamiento para estaciones GPS (point-positioning solutions, ITRF 2000 <i>networks</i>). Período 2002 – 2010 (<i>Poreh et al, 2021</i>). La ubicación de estas estaciones se encuentra en la Figura 3.1	55
Tabla 3.2. Subsistencia del centro histórico de la Ciudad de México (<i>Figuroa, 1977</i>)	58
Tabla 4.1. Información de las imágenes utilizadas.....	67
Tabla 4.2. Año analizado	67
Tabla 4.3. Meses analizados.....	68
Tabla 4.4. Datos de los Bancos de Nivel SACMEX cercanos al Perfil Oeste – Este.	83
Tabla 4.5. Datos de los Bancos de Nivel SACMEX cercanos al Perfil Norte - Sur.....	84

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El hundimiento regional de la Ciudad de México ha sido y sigue siendo motivo de estudio debido a las altas tasas de subsidencia (hasta 36 cm/año en algunas zonas). Dicha subsidencia ha sido estudiada en el pasado con métodos topográficos convencionales (Carrillo, 1947; Marsal, Hiriart y Sandoval, 1952; Figueroa, 1977; Jaime, 1988; Auvinet *et al*, 2017). Sin embargo, a finales de la década pasada ha sido monitoreada mediante técnicas satelitales como el InSAR (Strozzi y Wegmuller, 1999; Osmanoglu *et al.*, 2011; Siles *et al*, 2015; Yan *et al*, 2009; Hernández-Espriú *et al*, 2014; Sowter *et al*, 2016). Estos estudios han detectado zonas de alta subsidencia en la parte oriente de la Ciudad que corresponden a la zona lacustre. Además, estudios previos demuestran que la causa del hundimiento es el abatimiento del nivel freático como consecuencia de la extracción de agua del acuífero. Las mismas técnicas satelitales ya se han empleado con éxito en la Ciudad de Landers, California (Massonnet *et al*, 1992); en el área metropolitana de Roma (Delgado-Blasco *et al*, 2019); en ciudades de la costa en África (Cian *et al*, 2019), en el oeste de India (Kandregula *et al*, 2021); entre otros.

Por otro lado, la Ciudad de México se encuentra en una zona lacustre de alta sismicidad. Los sismos ocasionan un hundimiento súbito en suelos blandos que puede ocasionar daños a edificios y sus cimentaciones e inducen la aparición de grietas en el suelo.

1.2 Objetivos

Emplear imágenes satelitales por medio de la técnica DInSAR para estimar el hundimiento regional y detectar el asentamiento súbito por sismo en la Ciudad de México. Comparar los resultados obtenidos con la técnica DInSAR con aquellos determinados con técnicas topográficas convencionales de la red de bancos de nivelación del gobierno de la Ciudad de México.

1.3 Alcances

En el Capítulo 2 se detalla la metodología InSAR, para determinar desplazamientos y hundimientos del terreno con imágenes satelitales. En el capítulo 3 se aborda el

hundimiento regional que afecta al Valle de México y los principales estudios que se han realizado desde fines del siglo XIX hasta esta fecha. En el capítulo 4 se hace el análisis de hundimientos de la Ciudad de México con el método DInSAR para detectar el hundimiento súbito por los sismos de septiembre de 2017 y, también, se hace el estudio de la subsidencia regional para el año 2016 mediante DInSAR; estos resultados se comparan con los obtenidos del sistema de bancos de nivelación topográfica convencional de la Ciudad.

Capítulo 2. GENERALIDADES DEL INSAR

La palabra InSAR proviene, por sus siglas en inglés, de *In* que se relaciona con Interferometría y *SAR* que significa Radar de Apertura Sintética. El InSAR es un método de percepción remota que se ha generalizado en los últimos años.

2.1 Percepción remota. Conceptos básicos

El término percepción remota se refiere al estudio, monitoreo y análisis de objetos distantes mediante instrumentos (sensores) colocados en satélites y en algunos casos, en drones o aeronaves. La energía recibida por estos instrumentos puede provenir de una fuente de radiación natural (sensores pasivos) o artificial (sensores activos).

2.1.1 Tipos de sensores

Los sensores pasivos son instrumentos de microondas diseñados para recibir y medir las emisiones electromagnéticas naturales producidas por los constituyentes de la superficie de la Tierra y la atmósfera. Normalmente, la energía recibida por los sensores va desde la porción visible hasta la térmica infrarroja del espectro electromagnético y proviene de la radiación solar.

También existen los denominados sensores activos que son instrumentos diseñados para emitir y medir su propia señal o iluminación. La ventaja de estos sensores es que no dependen de la radiación solar o de las propiedades térmicas de la Tierra. Los sensores activos emiten radiación electromagnética, la cual es dirigida hacia la superficie terrestre e interactúa con ella, para luego ser retrodispersada y detectada por el sensor.

Una cámara fotográfica es un excelente ejemplo tanto de un sensor activo como de un pasivo. Durante un día soleado y en el exterior puede considerarse un sensor pasivo, pues la iluminación es suficiente para que no requiera iluminación propia (*flash*). Por lo contrario, en un día nublado, en el interior de una habitación o cuando es de noche, probablemente la iluminación no sea suficiente para tomar buenas fotos. En este último caso, las cámaras con *flash* pueden generar su propia iluminación y capturar la radiación reflejada (modo activo). En la Figura 2.1 se pueden observar esquemáticamente cómo trabajan estos dos tipos de sensores para percepción remota de la Tierra.

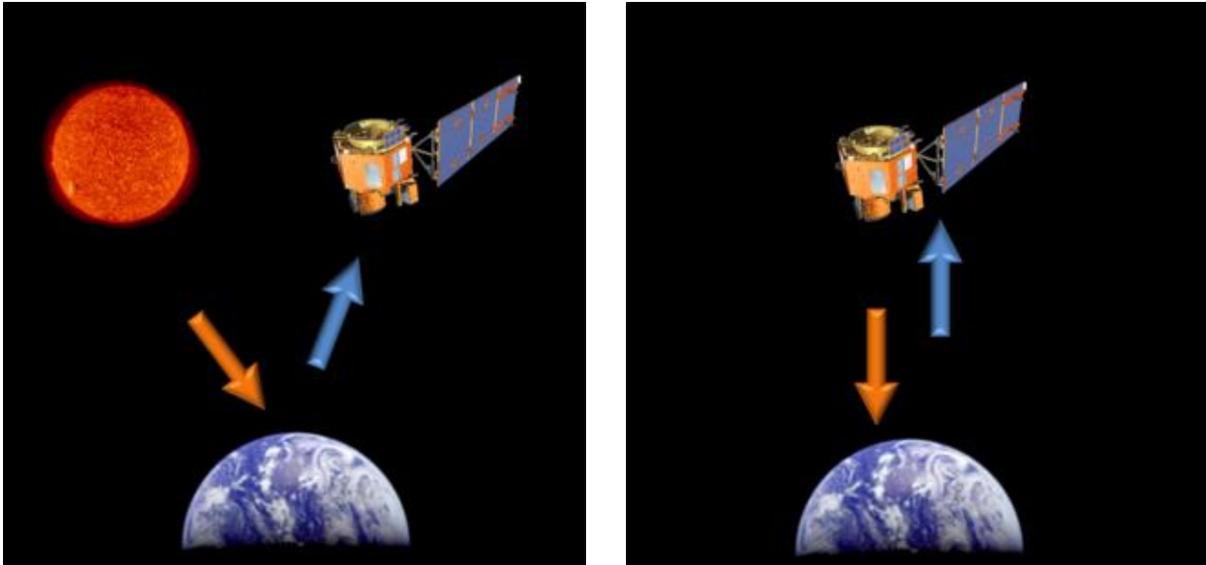


Figura 2.1. Tipos de sensores: pasivo (izquierda) y activo (derecha) (NASA, 2012)

Los principales sensores activos utilizados son tres:

- **De microondas activo (RADAR)**, el cual está basado en la transmisión de microondas (con longitudes de onda de 3 a 25 cm).
- **LiDAR**, que se basa en la transmisión de luz láser (con longitudes de onda relativamente cortas de, por ejemplo, 1040 nm).
- **SONAR**, que se basa en la transmisión de ondas de sonido a través de una columna de agua.

De estos tres, el más común para la caracterización de la superficie terrestre es el RADAR. El LiDAR y el SONAR son especialmente útiles para mapeo topográfico y batimétrico, respectivamente. También es posible medir, de forma pasiva, la energía de microondas retrodispersada por la Tierra usando un radiómetro de microondas (Jensen, 2007). La percepción remota que utiliza radares montados en los satélites se basa en las leyes de Maxwell, la radiación electromagnética y otros principios.

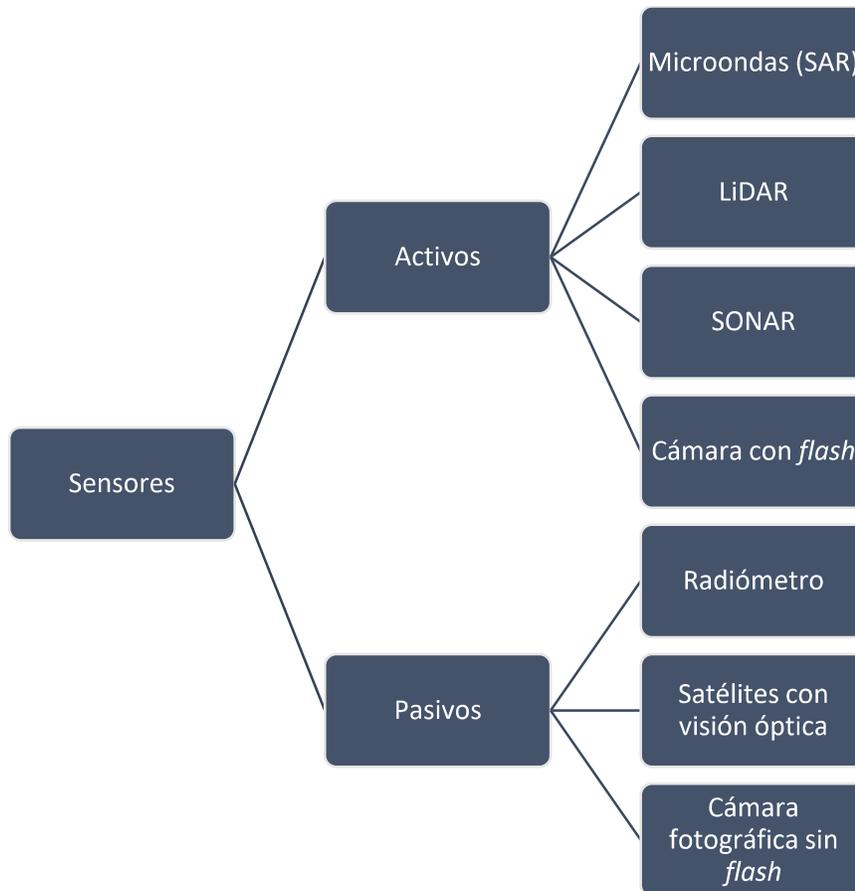


Figura 2.2. Tipos de sensores.

2.1.2 Ondas electromagnéticas

La percepción remota mediante ondas de radar tiene su fundamento en la teoría general de ondas electromagnéticas. Una onda se caracteriza principalmente por su longitud en el vacío y su frecuencia. La longitud de onda (λ) es la distancia entre dos crestas consecutivas. Por otro lado, la frecuencia (f) es el número de oscilaciones (ciclos) completados por segundo (expresado normalmente en radianes/s o Hertz, ciclos/s). El período (T) es el inverso de la frecuencia y se expresa como $T = \frac{1}{f}$. (Figura 2.3)

Ondas electromagnéticas

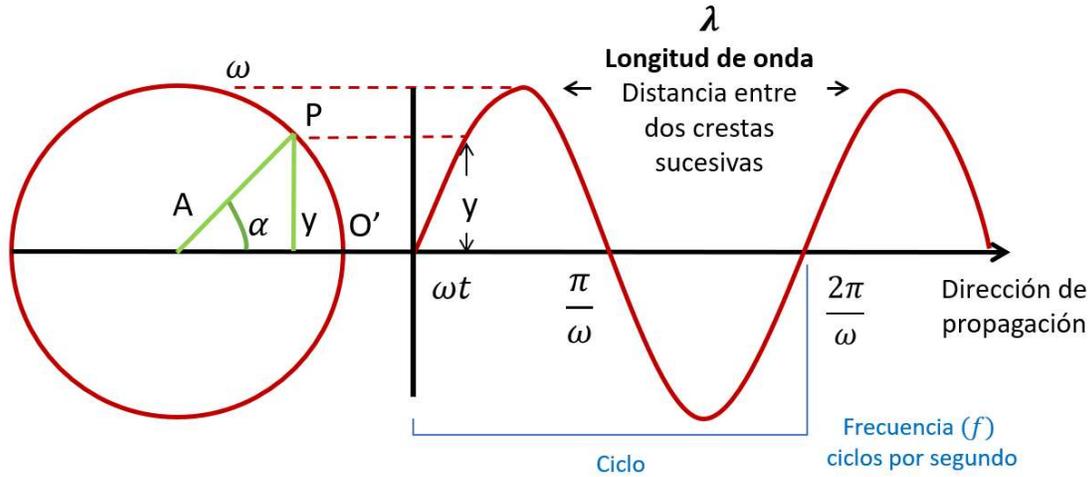


Figura 2.3. Definición de ondas electromagnéticas.

Las ondas electromagnéticas, a diferencia de las de sonido, viajan a la velocidad de la luz en el vacío (300,000 km/s). La velocidad de una onda electromagnética es el producto de la frecuencia por la longitud de onda:

$$\lambda \cdot f \approx 300\,000 \text{ km/s}$$

Se puede deducir que la frecuencia y la longitud de onda son inversamente proporcionales. A mayor longitud de onda, menor frecuencia (Figura 2.4). Las características generales más importantes de los radares de sensor activo utilizados en los satélites y su uso se muestran en la Tabla 2.1.

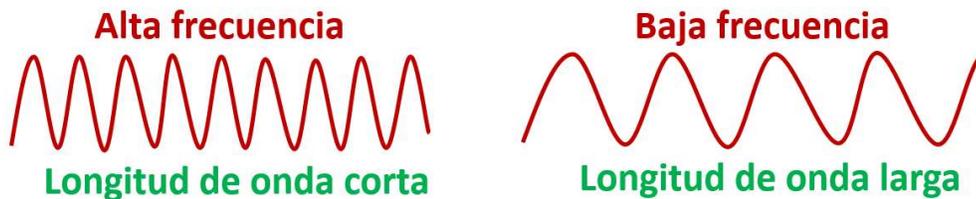


Figura 2.4. Relación de la longitud de onda con su frecuencia.

Tabla 2.1. Banda de frecuencias más utilizadas. (NASA,2021)

Banda	Rango de frecuencias	Longitud de onda, λ (cm)	Ejemplos de aplicaciones
VHF	300 KHz – 300 MHz	100.0 a 1000.0	Follaje, penetración del suelo, biomasa.
P-Band	300 KHz – 1 GHz	30.0 a 100.0	Biomasa, humedad del suelo.
L-Band	1 GHz – 2 GHz	15.0 a 30.0	Agricultura, gestión forestal, humedad del suelo.
C-Band	4 GHz – 8 GHz	3.8 a 7.5	Océano, agricultura.
X-Band	8 GHz – 12 GHz	2.4 a 3.8	Océano, agricultura, radar de alta resolución.
Ku-Band	14GHz – 18 GHz	1.7 a 2.4	Glaciología (mapeo de la cubierta de nieve).
Ka-Band	2 GHz – 2 GHz	0.8 a 1.1	Radares de alta resolución.

La penetración de la señal emitida a través de la vegetación o suelo está en función de la longitud de onda. Mientras más grande es la longitud de onda, la penetración de la señal de radar es mayor. Las imágenes de satélite empleada para medir la subsidencia utilizan una longitud de onda de banda C (entre 3.8 y 7.5 cm), la cual les permite penetrar la vegetación y llegar al suelo. Es decir, dependiendo de los tamaños de los objetos observados y de la frecuencia de la señal del radar, se puede tener una imagen con más o menos calidad. La señal puede ser afectada por condiciones climatológicas.

2.1.3 Espectro electromagnético

El espectro electromagnético es el rango de toda la radiación electromagnética. La luz visible, la radiación infrarroja y ultravioleta son sólo una parte de todo este espectro. Una onda se clasifica dentro del espectro según su longitud de onda y su frecuencia. El espectro electromagnético se compone de:

- **Ondas de radio:** Se utilizan en las radiocomunicaciones por la radiodifusión. También las emiten algunas estrellas y gases en el espacio.
- **Microondas.** Se utilizan en el reconocimiento de estrellas, planetas e incluso la Tierra. También son las que emite el horno de microondas para cocinar alimentos. Las microondas tienen su propia subclasificación en lo que le denominan bandas: banda tipo P, L, S, C, K y X, las cuales son caracterizadas por una longitud de onda y una frecuencia específicas.
- **Radiación térmica infrarroja.** Se utilizan en los lentes de visión nocturna, los cuales detectan la radiación infrarroja emitida por nuestros cuerpos para distinguirlos de los demás objetos.
- **La luz visible.** Es la parte del espectro que detectan nuestros ojos en forma de colores. La luz blanca es una mezcla de todas las longitudes de onda de la región visible del espectro. Parte de la percepción remota se realiza en esta porción del espectro electromagnético. La geología, la vegetación y el océano son ejemplo de algunas características de la superficie terrestre que se pueden estudiar con percepción remota, bajo esta porción del espectro.
- **Ultravioleta.** La radiación ultravioleta es emitida por estrellas. El sol, por ejemplo, emite este tipo de radiación. Los bloqueadores solares protegen a la piel, reflejando las ondas ultravioletas.
- **Rayos X.** Se utilizan en medicina para tomar radiografías de los huesos. También los aeropuertos hacen uso de esta parte del espectro con fines de seguridad (para observar más fácilmente los objetos que se transportan). En el espacio, los gases calientes también emiten rayos X.
- **Rayos gamma.** Al ser las ondas electromagnéticas con longitudes de onda más pequeñas, pueden penetrar la materia con mayor profundidad. Se utilizan para esterilizar equipos médicos y alimentos. El mayor productor de rayos gamma es el propio universo.

2.2 Radar

El término radar proviene del inglés *Radio Detection and Ranging (Radar)* y se refiere a la técnica, pero también al instrumento con la cual se realiza. Un sistema de radar consta, principalmente, de un transmisor, un receptor, una antena y un sistema electrónico para el registro de las señales. Los radares emiten ondas en el rango de microondas del espectro electromagnético. El desarrollo histórico del radar empezó en la segunda mitad del siglo XIX. El primer radar, propiamente conocido, fue desarrollado a principios del siglo XX para fines militares y la Segunda Guerra Mundial impulsó nuevos conocimientos y tecnología. Estos radares son los precursores de los que se usan hoy en día para percepción remota. Unos hacen uso del principio de visión lateral y son conocidos como radar de visión lateral (SLR o SLAR por sus siglas en inglés). También existen los radares de visión hacia abajo. Una clasificación de los radares se muestra en la Figura 2.5.

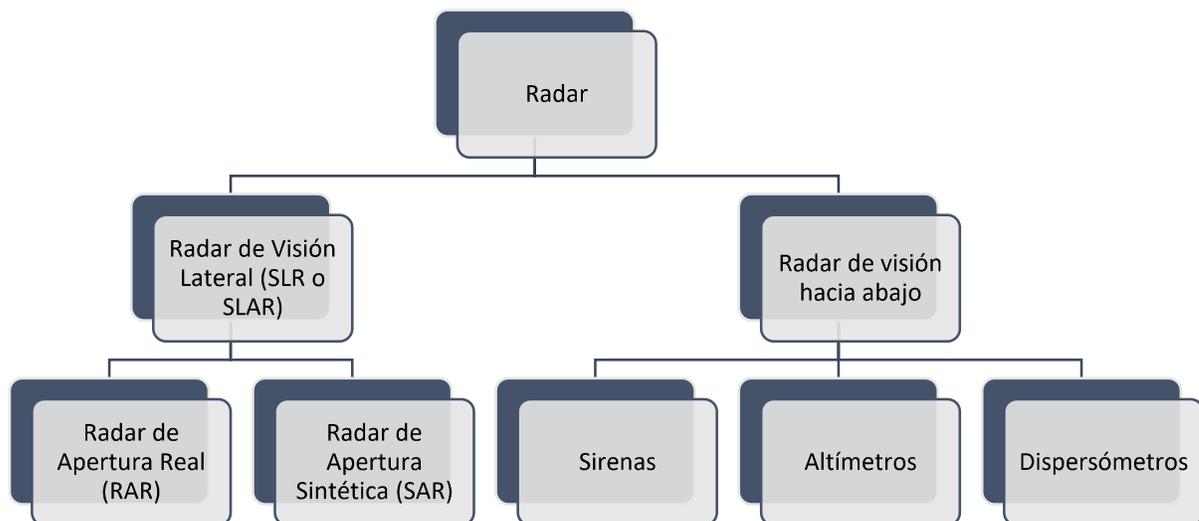


Figura 2.5. Esquema de la derivación de los dos principales tipos de radares montados en plataformas.

2.2.1 Radar de visión lateral (SLAR)

En los radares de visión lateral la antena apunta hacia un lado con un haz con determinadas dimensiones de la huella. La imagen se produce por el movimiento de la plataforma (satélite o aeronave). Cuando el radar emite un pulso corto, la energía es dispersada y parte de ésta se regresa y es captada por este. La demora entre el instante

del pulso emitido y la energía recibida se utiliza para calcular la distancia entre el radar y el objetivo.

Un osciloscopio muestra las señales retrodispersadas en cada pulso de radar, sin embargo, esto en sí no genera una imagen. Para que se forme una imagen o película, las señales se graban en una franja (*strip*) mediante un lente o sistema, de esta manera la imagen se crea conforme la plataforma se mueve.

La principal ventaja que tienen los satélites de radar con vista lateral frente a los de visión hacia abajo, es que se pueden obtener mapas 2D (de dos dimensiones) de reflectividad. Se puede determinar la posición del dispersor de onda ya que está en función principalmente del tiempo en la que el pulso regresa a la antena de recepción. En la Figura 2.6a el sistema de radar hacia abajo no podría distinguir si la onda retrodispersada está en la posición izquierda o derecha; en cambio, el sistema de visión lateral (Figura 2.6b) sí puede distinguir la posición de la onda retrodispersada.

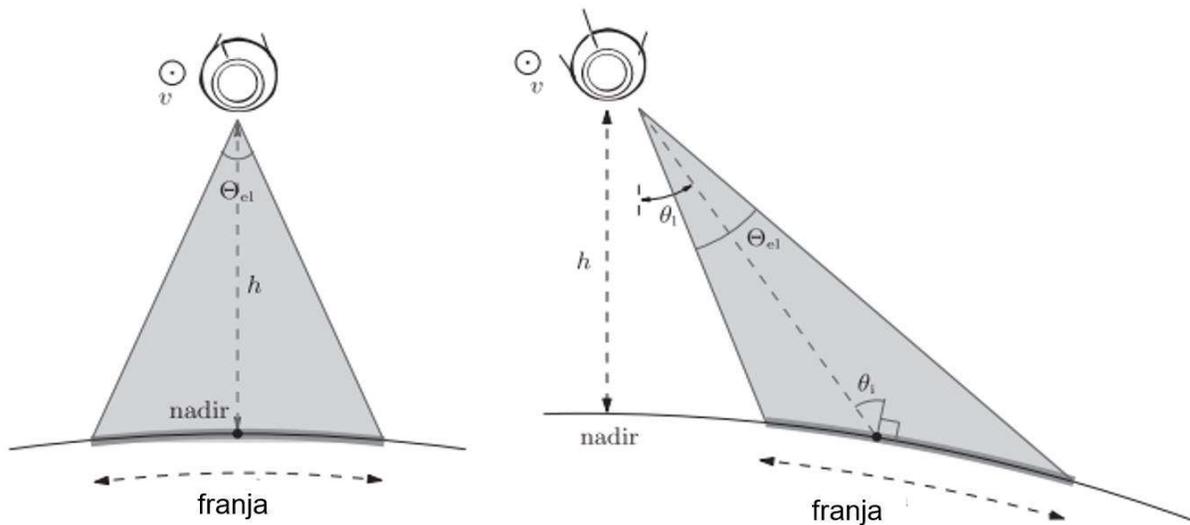


Figura 2.6. Cortes en el azimut de a) un radar que visa hacia abajo y b) un radar de visión lateral (Emery y Camps, 2017)

2.2.2 Radar de Apertura Real (RAR)

Un tipo específico de radar para formación de imágenes terrestres es el Radar de Apertura Real. Basa su funcionamiento en el efecto Doppler; sin embargo, tienen varias dificultades para la formación de imágenes ya que son radares de baja resolución en

dirección del Azimut. La resolución es la separación más pequeña entre dos objetivos que el radar puede detectar. La resolución en azimut se denota δ_a . Para el caso del SLAR, la resolución en azimut se reduce cuando la distancia entre el radar y los objetivos aumenta. Por ejemplo, para tipo de banda X, con longitud de onda de $\lambda = 3 \text{ cm}$, se tendría un ancho de haz en azimut de:

$$\theta_d = \frac{\lambda}{d_a} = \frac{0.03 \text{ m}}{3 \text{ m}} = 0.01 \text{ rad}$$

Donde:

θ_d = ancho de haz en azimut

λ = Longitud de onda

d_a = Longitud de la antena del radar

En un supuesto caso de una distancia entre el radar y el objetivo, $R_o = 5 \text{ km}$ dejaría una resolución en dirección del azimut de:

$$\delta_a = \frac{\lambda}{d_a} R_o = \theta_d R_o = 0.01(5000) = 50 \text{ m}$$

La baja resolución en azimut fue el principal inconveniente del sistema SLAR (Moreira *et al*, 2013). Estos primeros radares SLAR no registraban la información de la fase emitida y recibida en cada pulso. La resolución δ_a se obtiene físicamente de las dimensiones de la antena del radar, de ahí que se le conozca como Radar de Apertura Real (RAR).

2.2.3 Radar de Apertura Sintética (SAR)

El radar de apertura sintética resuelve las limitaciones de baja resolución en azimut del sistema RAR. Fue diseñado y patentado por Wiley en 1954 (Moreira *et al*, 2013). Este radar registra las fases emitidas y recibidas en cada pulso. Esto mejora la resolución azimutal al sintetizar la información de fase registrada. Como resultado, se crea una antena "artificial" usando la información registrada en cada pulso. La resolución azimutal queda en función de la longitud de la antena:

$$\delta_a = \frac{d_a}{2}$$

Para el caso de una antena de un tamaño de 3 m, $\delta_a = \frac{3}{2} = 1.5 \text{ m}$ lo que representa hasta 30 veces en comparación con el sistema RAR (Moreira *et al*, 2013). Además, esta resolución es independiente de la distancia R_o y se logran resoluciones azimutales de dos órdenes de magnitud mayores (Hanssen, 2002).

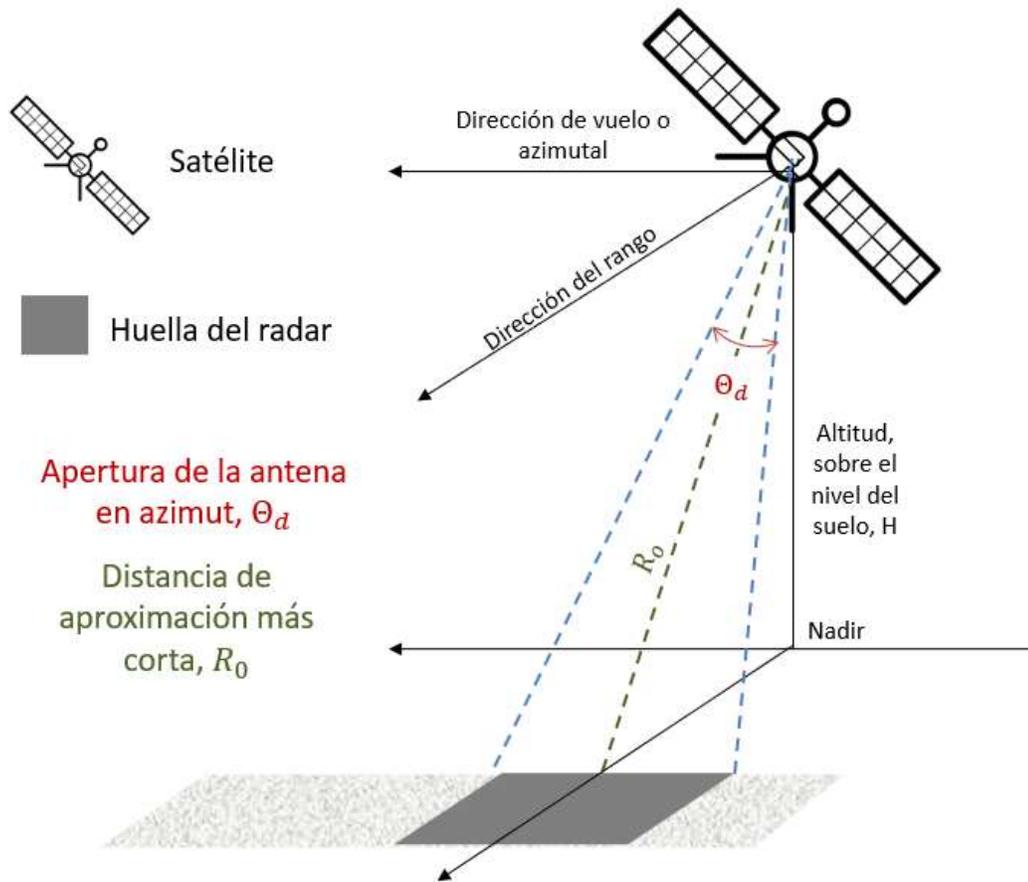


Figura 2.7. Resolución en azimutal y parámetros geométricos.

Después de probar la tecnología SAR en aeronaves, las experiencias culminaron en la colocación de un radar SAR de banda L en el satélite Seasat. Después de 100 días de operación, las imágenes SAR fueron espectaculares y permitieron instrumentar con este sistema muchos satélites (Hanssen, 2002). Algunos de estos satélites se listan en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Satélites en órbita con Radar de Apertura Sintética. (Lu y Dzurisin, 2014 citado por Santos-Basurto, 2019)

Nombre	Propietario	Longitud de onda	Fecha de operación
US Seasat	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Banda L $\lambda=23.5$ cm	Junio – octubre 1978
ERS-1	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda=5.66$ cm	1991 – 2000
JERS-1	Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)	Banda L $\lambda=23.5$ cm	1992 – 1998
ERS-2	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda=5.66$ cm	1995 -2011
Radarsat-1	Canadian Space Agency (CSA)	Banda C $\lambda=5.66$ cm	1995 - 2013
Envisat	European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda=5.63$ cm	2002 – 2012
ALOS-1	Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)	Banda L $\lambda=23.6$ cm	2006 – 2012
Radarsat-2	Canadian Space Agency (CSA)	Banda C $\lambda=5.55$ cm	2007 – presente
TerraSAR-X	German Aerospace Center (DLR)	Banda X $\lambda=3.1$ cm	2007 – presente
Cosmo-Sky-Med	Italian Space Agency (ASI)	Banda X $\lambda=3.1$ cm	2007 – presente
TanDEM-X	German Aerospace Center (DLR)	Banda X $\lambda=3.1$ cm	2010 - presente
Sentinel 1A	- European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda=5.63$ cm	2014 – presente
Sentinel 1B	- European Space Agency (ESA)	Banda C $\lambda=5.63$ cm	2016 – presente

Ventajas del sistema SAR

Los satélites instrumentados con sistema SAR tiene varias ventajas sobre otros sistemas.

1. Pueden adquirir imágenes de noche o de día porque son activos.
2. Las longitudes de onda emitidas por los radares SAR son más grandes que la óptica e infrarroja; por lo tanto, puede penetrar las nubes y adquirir imágenes independientemente de las condiciones climáticas.

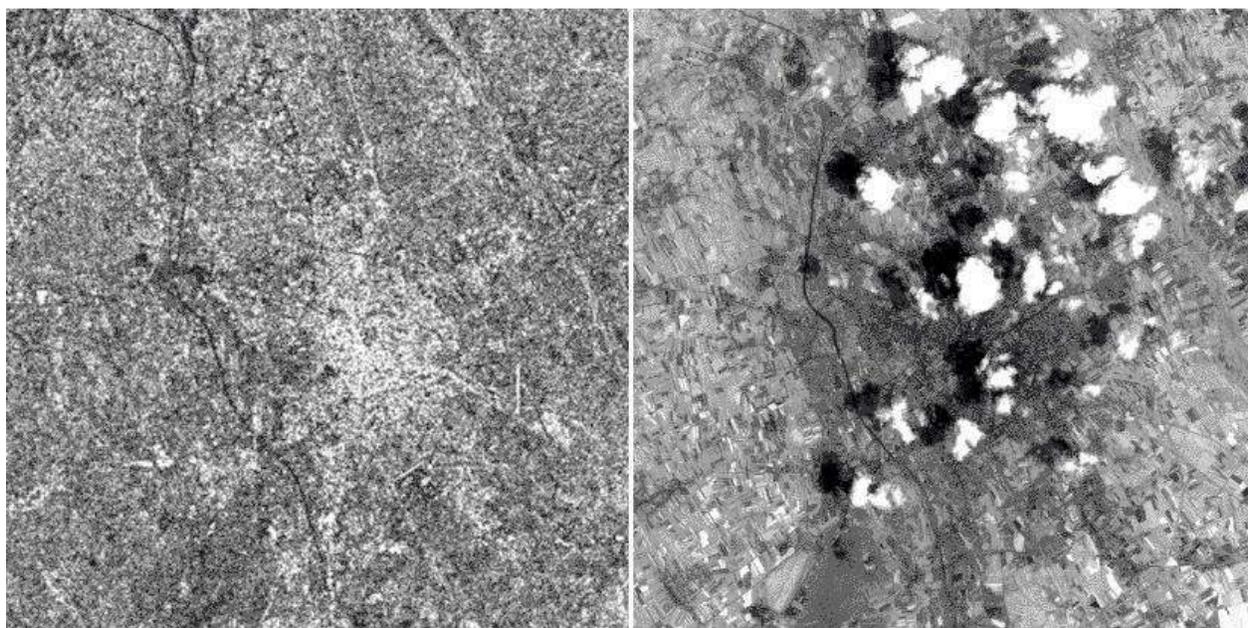


Figura 2.8. Comparativa entre una imagen SAR (izquierda) (tomada por el satélite ERS-1) y otra óptica (derecha)(tomada por el satélite Landsat-5) capturadas con una diferencia de tiempo de 45 minutos. Se tomaron sobre la Ciudad de Údine el 4 de julio de 1993. (European Space Agency, 2021)

2.3 El programa Copérnico

La Agencia Espacial Europea (ESA) en conjunto con la Comisión Europea (CE) lideran la iniciativa Copérnico para percepción remota y caracterización de la superficie terrestre. Copérnico es el nombre que le dieron a dichas misiones y es un programa muy ambicioso (The European Space Agency, 2021). Tiene como objetivo mejorar la gestión del medio ambiente, comprender y mitigar los efectos del cambio climático y garantizar la seguridad ciudadana.

La Agencia ESA es la responsable de coordinar la distribución de los datos recogidos por 30 satélites. ESA está desarrollando cinco familias de misiones Sentinel para atender las necesidades del programa Copérnico. Las cinco familias son:

- **Sentinel-1.** Su principal objetivo es el monitoreo de la superficie terrestre y los océanos. Esta familia está compuesta por dos satélites de radar de órbita polar, trabajando día y noche. El primero de estos dos satélites se lanzó en abril de 2014. Este satélite visita el mismo lugar cada 12 días.
- **Sentinel-2.** Su objetivo es el monitoreo de la superficie terrestre (particularmente la vegetación, el suelo y las costas). Está compuesta por dos satélites ópticos de órbita polar que proveen imágenes de alta resolución. El primero de los dos satélites se lanzó en junio de 2015.
- **Sentinel-3.** Su objetivo es la observación marina. Esta familia de satélites estudia la topografía, temperatura y color de los océanos. Está compuesta por tres satélites. El instrumento principal de la misión es el altímetro de radar, pero al ser un satélite de órbita polar, llevará múltiples instrumentos, incluyendo imágenes ópticas.
- **Sentinel-4.** Se dedica a monitorear la calidad del aire. El instrumento del Sentinel-4 UVN es un espectrómetro a bordo de los satélites Meteosat de tercera generación.
- **Sentinel-5.** La misión tiene como objetivo el continuo monitoreo de la composición de la atmósfera terrestre.

En este trabajo se utilizan imágenes de radar del satélite Sentinel-1A. Las imágenes son de libre acceso en la página de la ESA. Estos satélites obtienen las imágenes en banda C y en diferentes modos de adquisición.

2.4 Formación de las imágenes

2.4.1 Imagen SAR compleja

Una imagen compleja se puede ver como un mosaico o un arreglo de filas y columnas de pequeñas imágenes individuales conocidos como píxeles. Las filas se asocian con la dirección del azimut y las columnas con la dirección del rango inclinado.

El píxel representa una fracción de la superficie terrestre conocida como celda de resolución SAR. Cada píxel tiene información sobre la amplitud y la fase del reflejo de los dispersores que están dentro de la celda de resolución SAR correspondiente. La amplitud de fase depende en gran parte de la rugosidad de los dispersores. .

Son dos principales mediciones que se realizan con la antena de recolección: la amplitud y la fase. La amplitud es la intensidad de la onda retrodispersada. La fase es una fracción de un ciclo completo de la onda senoidal (una sola longitud de onda). Sólo se puede medir con precisión la fase, pero el rango (número de longitudes de onda) es difícil de calcular directamente. Las mediciones de fase InSAR detectan cambios entre dos imágenes (la maestra y la esclava). La fase que regresa a la antena, desde la superficie terrestre (ya retrodispersada) está dada por:

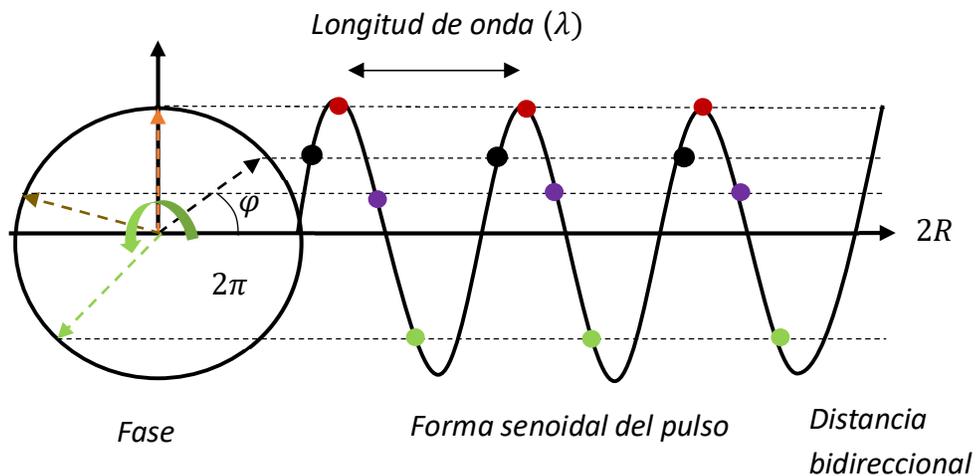


Figura 2.9. Forma senoidal de la onda electromagnética emitida por el radar. La fase φ es una fracción de un ciclo completo de la onda senoidal.

$$\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} r = \frac{2\pi}{\lambda} (2R) = \frac{4\pi}{\lambda} R \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Donde

φ = fase interferométrica

R = distancia entre el radar y el objetivo.

$r = 2R$ = es la ruta de viaje el pulso de ida al objetivo y de regreso al radar

λ = longitud de onda del radar.

2.4.2 Geometría

Los parámetros geométricos utilizados para la interpretación de las imágenes son (Figura 2.10):

Dirección azimutal

La dirección azimutal es la dirección de vuelo del satélite.

Dirección del rango.

La dirección del rango se refiere a la dirección visión o de iluminación del radar en el plano horizontal. La dirección del rango es perpendicular a la dirección de vuelo del satélite. El terreno iluminado más próximo al satélite se le conoce como *rango cercano* y el más distante se le llama *rango lejano*.

Dirección del rango inclinado

A la dirección en línea de visión del radar (LOS) se le conoce como rango inclinado. Los objetos en que la pendiente de la superficie tiende a estar perpendicular a la línea de visión del radar se reflejan de mejor manera que los que se encuentran paralelos. Por ello, dos imágenes capturadas en diferente ángulo del mismo sitio pueden originar zonas con diferente retrodispersión, es decir, que, en una de las dos imágenes, un mismo objeto aparezca más brillante.

Ángulo de depresión (γ)

El ángulo de depresión es el ángulo entre el plano horizontal a nivel del satélite y el rango inclinado. En la Figura 2.10 se denota como γ y está señalado de color verde. Se debe notar que este ángulo cambia entre el rango cercano y el rango lejano. Normalmente en las especificaciones de los radares sólo se menciona el ángulo de depresión promedio. El promedio del ángulo de depresión de una imagen de radar es calculado seleccionando un punto a la mitad entre los rangos cercano y lejano en la escena. (Jensen, 2007)

Ángulo de visión (ϕ)

El ángulo de visión es el ángulo entre la vertical del satélite (hacia el terreno) y el rango inclinado. El ángulo de visión se denota como ϕ y en la Figura 2.10 está de color rojo. Al igual que el ángulo de depresión, el ángulo de visión (ϕ) varía entre el rango

cercano y el rango lejano. En cualquier punto de la escena el ángulo de visión es complementario (suman 90°) al ángulo de depresión.

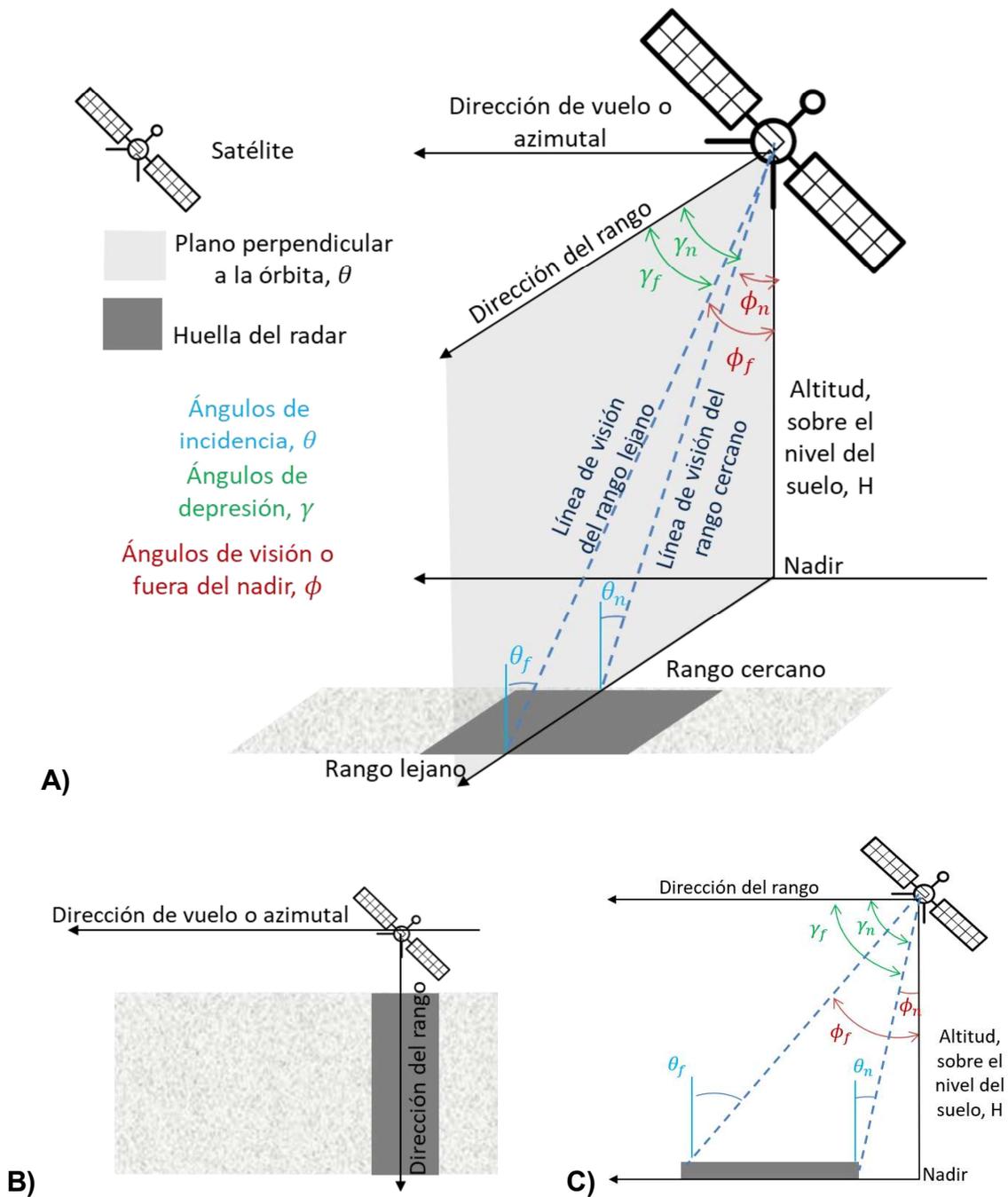


Figura 2.10. Geometría de las imágenes tomadas con percepción remota. A) Vista en tres dimensiones, B) Vista en planta, C) Vista en el plano perpendicular a la órbita.

Ángulo de incidencia (θ)

El ángulo de incidencia (θ) es el ángulo entre la línea perpendicular a la superficie de la Tierra y el rango inclinado en cualquier punto de la escena. Si suponemos una tierra plana como en la Figura 2.10 C, el ángulo de incidencia y el ángulo de visión son iguales, por lo tanto, el ángulo de incidencia y el ángulo de depresión también serían complementarios ($\theta = 90 - \gamma$). Si se considera el terreno no plano, no hay relación entre el ángulo de depresión y el ángulo de incidencia. De manera simplificada algunos autores suponen que la superficie analizada es plana y el ángulo de incidencia lo suponen igual al ángulo de visión del radar (Jensen, 2007; Ferretti *et al*, 2007).

2.4.3 Proyecciones y distorsiones geométricas

Hay distorsiones en una imagen satelital debido a la manera de dispersión de las ondas electromagnéticas hacia un lado del radar. Las distorsiones están en función de: 1) la inclinación de la superficie retrodispersada con respecto a la horizontal y 2) del ángulo de visión. Las distorsiones se dividen en tres:

1) Acortamiento o desplazamiento de las estructuras (Forshortening)

El acortamiento o desplazamiento de las estructuras se refiere al aumento del tamaño de la celda de resolución en dirección del rango inclinado. Esto ocasiona que los objetos retrodispersados en dicha dirección se vean más pequeños. Este fenómeno ocurre cuando la pendiente de la superficie es mayor que el ángulo de visión cuando la normal de la superficie se aproxima a la dirección de la línea de vista del radar, LOS.

Por ejemplo, en la Figura 2.11 la distancia AB es igual que BC ($AB = BC$); mientras que, en la imagen satelital, las distancias parecieran diferentes ($ab \neq bc$). Esta distorsión es mayor cuando la normal de la superficie se aproxima a la dirección de la vista del radar.

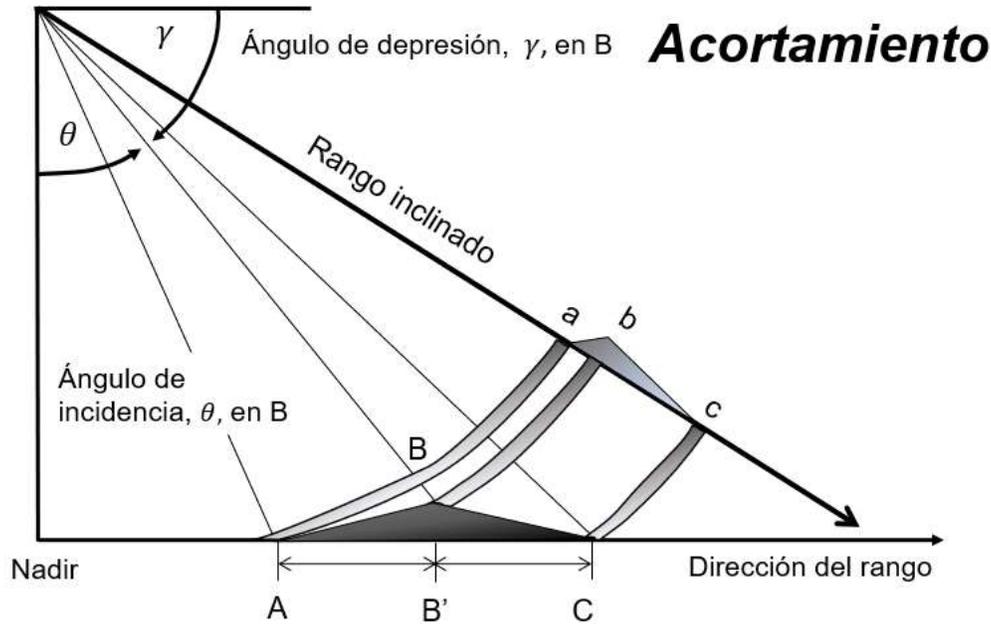


Figura 2.11. Desplazamiento de las estructuras en la dirección del rango inclinado. (Modificado de Jensen, 2007)

2) Inversión por relieve (Layover)

La inversión por relieve es un caso extremo de acortamiento (Jensen, 2007). Esta distorsión sucede cuando la pendiente de la superficie (con respecto a la horizontal) es mayor que el ángulo de visión (ϕ). Se puede explicar de la siguiente manera: el tamaño máximo de la celda de resolución se alcanza cuando el terreno es perpendicular a la línea de vista del radar, LOS; si la pendiente es mayor al ángulo de visión, los dispersores se plasman en orden inverso y se superponen a la contribución de otras áreas (Ferretti, *et al*, 2007).

Por ejemplo, en la Figura 2.12, la onda retrodispersada, que se propaga equistadante al emisor, llega primero a la cima de la montaña (punto B) y luego a la base (punto A), por tanto, regresa antes. En este caso, en esta misma figura, cuando se genera la imagen de radar, el punto B pareciera estar antes que el punto A, aunque en su posición verdadera sea al revés. A esta distorsión se le conoce como inversión por relieve porque los puntos aparecen en orden inverso.

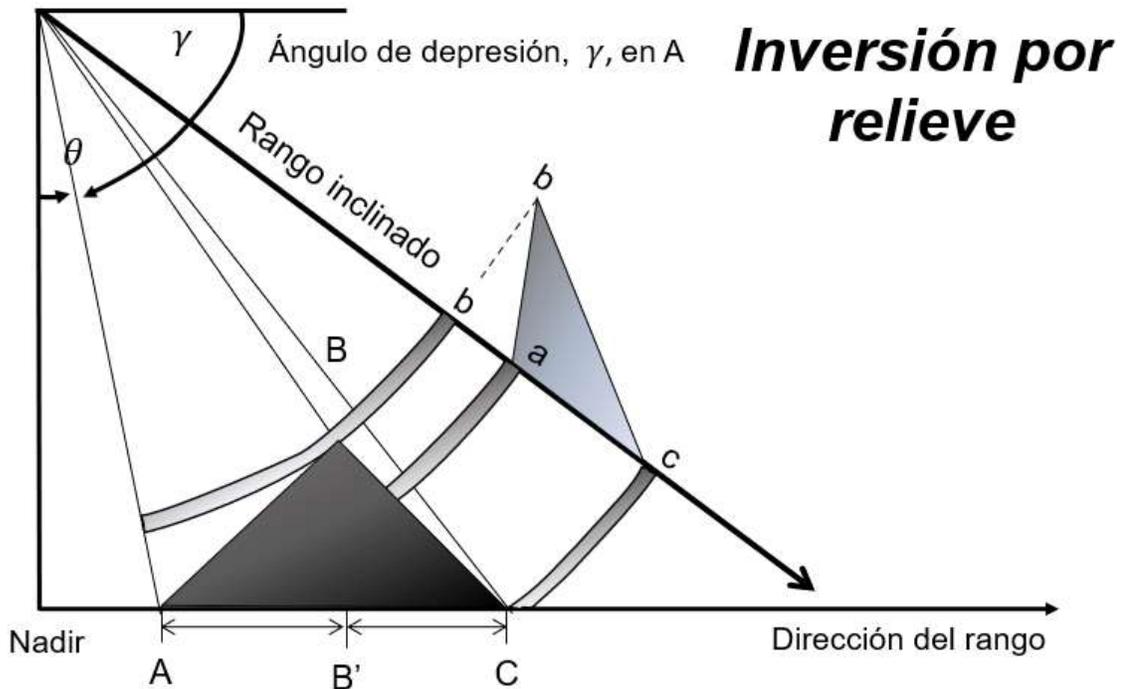


Figura 2.12. Inversión por relieve (Modificado de Jensen, 2007).

3) Sombra (Shadow)

La celda de resolución es más pequeña en cuanto la pendiente de la superficie topográfica es menor con respecto a la horizontal. La dimensión mínima de la celda de resolución se alcanza cuando el terreno es paralelo a la LOS. Esta dirección también es la mínima pendiente en la cual el sistema radar puede detectar la superficie. Más allá de este ángulo, el terreno en la imagen de radar aparecerá oscuro o lo que se conoce como sombras (Ferretti *et al*, 2007). Las sombras pueden oscurecer áreas detrás de edificios altos o valles hondos. Por ejemplo, en la Figura 2.13, se produce una sombra en bd porque la pendiente posterior en el punto B es inferior al ángulo de la vista del radar.

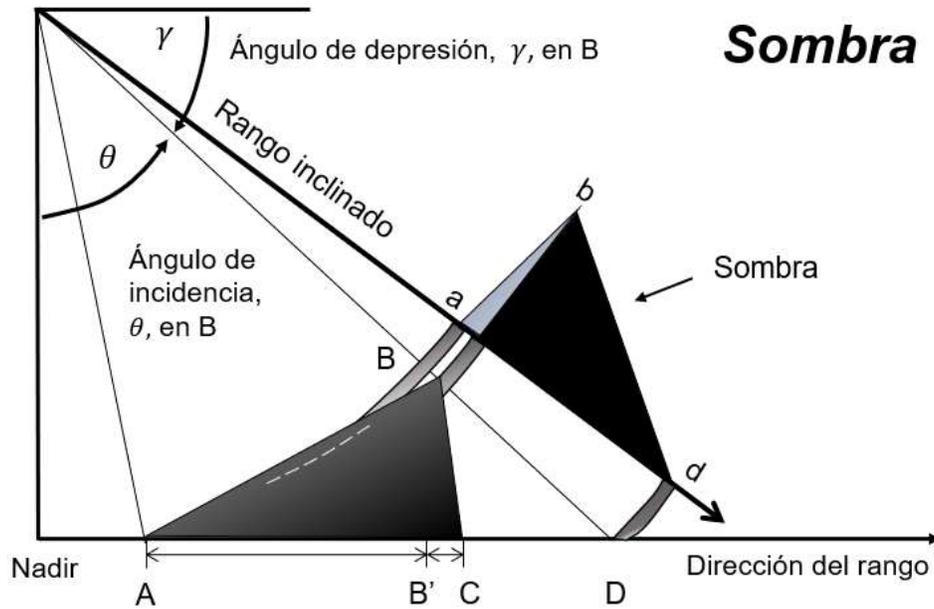


Figura 2.13. Sombra (Modificado de Jensen, 2007).

Las áreas con desplazamiento de las estructuras pueden ser parcialmente corregidas durante el procesamiento mediante la proyección del rango inclinado en la geometría del rango terrestre. Por otro lado, la información en las áreas con inversión por relieve y sombra se consideran pérdidas (Braun, 2019).

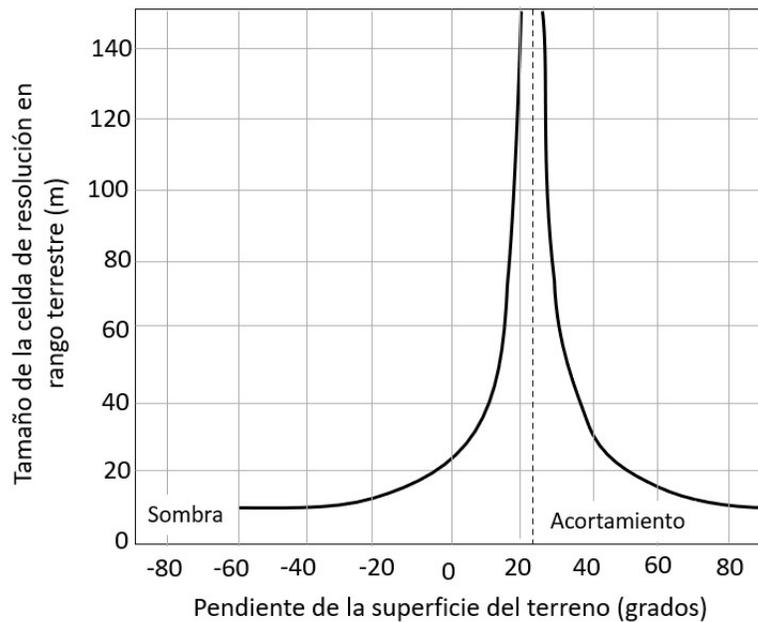


Figura 2.14. Dimensión de la celda de resolución en rango terrestre contra la pendiente del terreno. Caso: satélite ERS. (Ferretti et al, 2007).

Ferretti *et al* (2007) presentan un ejemplo de la variación del tamaño de la celda de resolución con respecto a la pendiente topográfica (Figura 2.14). Los parámetros para realizar dicha gráfica son del satélite ERS.

2.4.4 Modos de adquisición del Sentinel-1A

El satélite Sentinel-1A trabaja con cuatro modos de adquisición:

- Mapa de tiras (*Stripmap* : SM)
- Franja ancha Interferométrica (*Interferometric Wide swath*: IW)
- Franja extra ancha (*Extra-Wide swath*: EW)
- Onda (Wave: WV)

El Sentinel1A emite señales en banda C. Este admite polarizaciones individual o dual. Los modos de adquisición SM, IW y EW están disponibles con ambas polarizaciones mientras que WV sólo está disponible con polarización individual. Las imágenes satelitales del Sentinel1A se pueden obtener en cuatro diferentes formatos:

- 1) Nivel 0 raw
- 2) Nivel 1 SLC (Single Look Complex)
- 3) Nivel 1 GRD
- 4) Nivel 2 OCN.

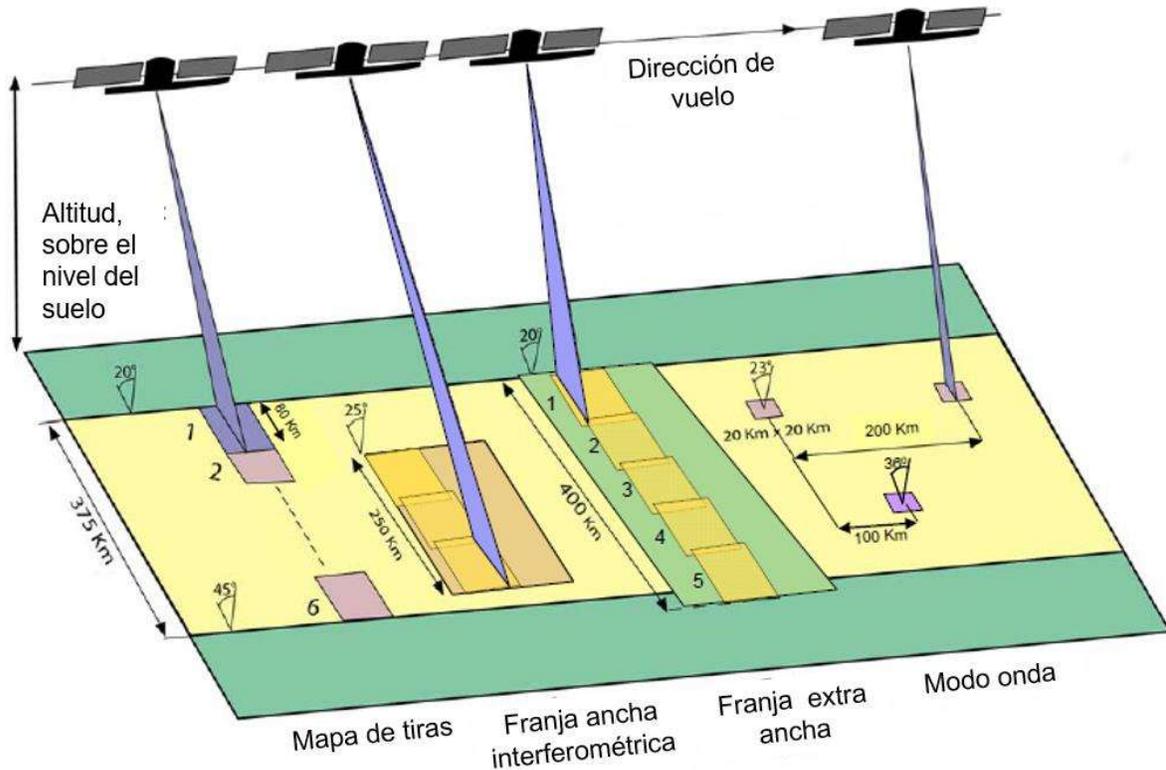


Figura 2.15. Esquema de los diferentes modos de adquisición de las imágenes satelitales por el Sentinel-1. De izquierda a derecha aparecen los modos IW, WV, SM y EW (The European Space Agency, 2021)

Mapa de tiras (SM)

El modo SM adquiere imágenes con ancho de franja de 80 km y una resolución espacial aproximada de 5 m x 5 m. Se maneja en seis diferentes elevaciones de haces de 80 km cada uno, con diferente ángulo de incidencia pudiendo abarcar entre todos hasta 375 km. El modo SM en el sentinel-1 implica una solicitud especial.

Franja ancha Interferométrica (IW)

El modo IW adquiere imágenes de 250 km de ancho de banda mediante una técnica llamada TOPSAR (Escáner progresivo SAR) que tiene una resolución espacial de 5 x 20 m. Con la técnica TOPSAR, el haz electromagnético se dirige en dirección azimutal, así como también en dirección del rango. Por esta razón, las imágenes en modo IW y en formato SLC contienen secciones en azimut y en dirección del rango. Las secciones en azimut se les conoce como ráfagas (*burst*) y en el rango inclinado como sub – franjas (sub - *swath*). En la Figura 2.16 se observa una imagen satelital con tres sub – franjas (IW1, IW2, IW3) con 9 ráfagas cada una.

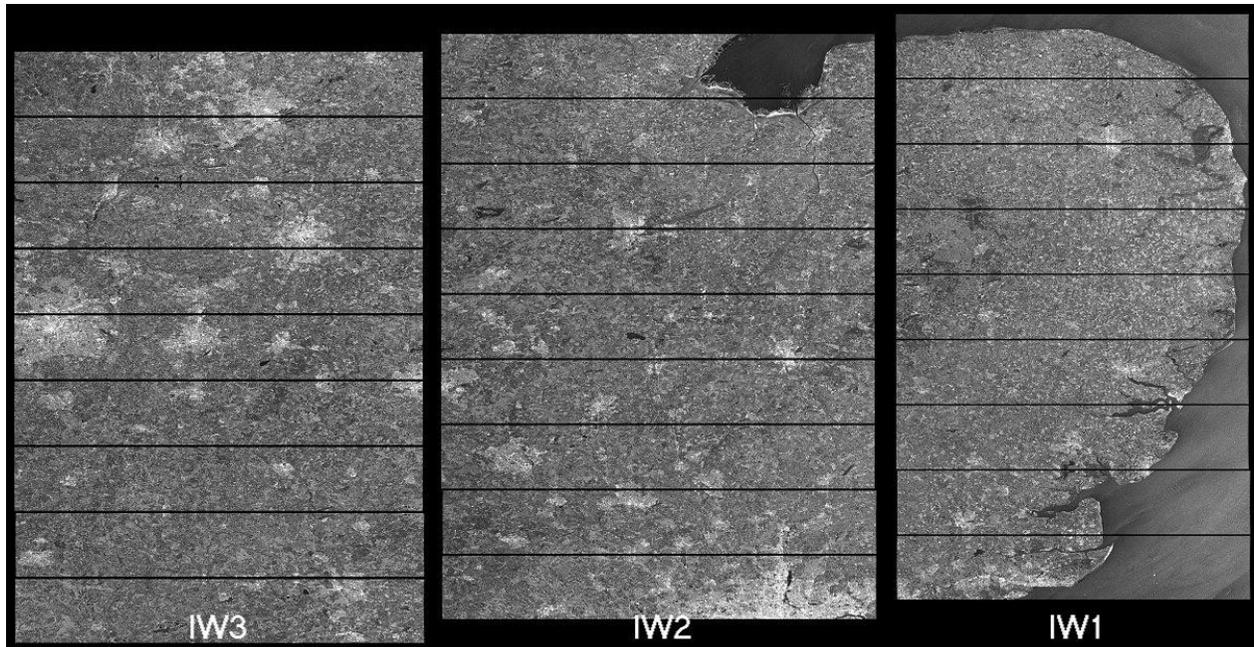


Figura 2.16 Ráfagas y sub - franjas IW obtenidas en formato SLC (The European Space Agency, 2021)

Sin embargo, las secciones se pueden fusionar para eliminar las divisiones (líneas negras entre imágenes individuales) con un proceso que se le conoce como fusionado (*merging*) en rango y desrafagueado (*debursting*) en azimut. La Tabla 2.3 contiene las características principales del modo IW en el Sentinel-1:

Tabla 2.3. Características del Sentinel-1 en el modo IW (The European Space Agency, 2021)

Características	Valor
Ancho de banda	250 km
Rango del ángulo de incidencia	29.1° - 46.0°
Sub – franjas	3
Ángulo de dirección azimutal	± 0.6°
Opciones de polarización	<i>Dual:</i> HH+HV, VV+VH <i>Individual:</i> HH, VV

Franja extra ancha (EW)

Se pueden obtener imágenes en el modo EW mediante la técnica TOPSAR. Este modo tiene cinco sub – franjas. De esta manera se cubre un área mayor que con los modos anteriores. El ancho de franja es de 400 km con una resolución espacial de 20 x 40 m. Este modo de adquisición se usa principalmente para la observación de zonas polares, el hielo en el océano y ciertas áreas marítimas.

Onda (WV)

En el modo WV se adquieren imágenes en capturas discontinuas. En el modo WV se adquieren imágenes de 20 x 20 km con una resolución espacial de 5 x 5 m a cada 100 kilómetros en dirección azimutal. Alternativamente, la captura se realiza con dos ángulos de incidencia distintos; por lo cual, las imágenes individuales en un mismo ángulo de incidencia están separadas 200 m (Figura 2.17)

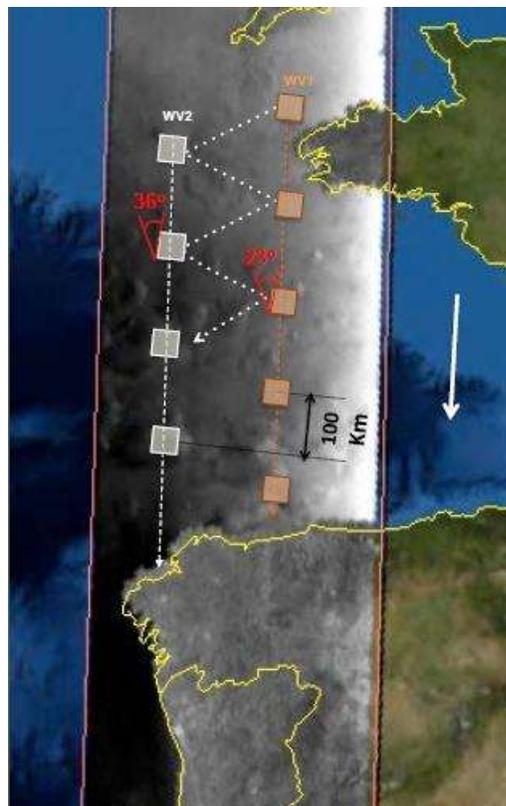


Figura 2.17. Modo WV con las imágenes individuales alternadas en los dos ángulos de incidencia en el rango cercano y el rango lejano (The European Space Agency, 2020)

2.4.5 Polarización

La polarización se emplea para orientar las oscilaciones en el plano de la onda en la que se filtran las señales. Esto quiere decir que el radar puede emitir la señal una dirección y recibirla en otra. En general:

- HH: Transmitida horizontalmente, recibida horizontalmente
- HV: Transmitida horizontalmente, recibida verticalmente
- VH: Transmitida verticalmente, recibida horizontalmente
- VV: Transmitida verticalmente, recibida verticalmente

En la Figura 2.18 se hace una analogía de la emisión de la onda electromagnética con una cuerda que se tira de manera horizontal o vertical y que es recibida en cierta polaridad mediante un filtro.

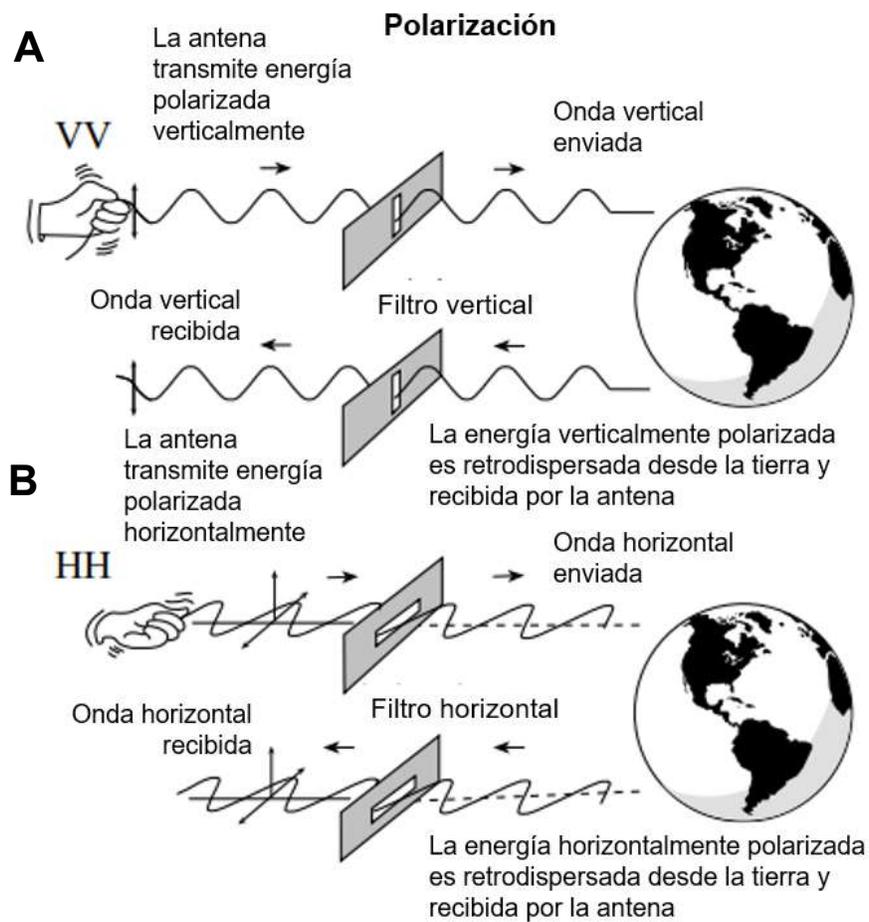


Figura 2.18. Analogía de polarización. A) Polarización VV B) Polarización HH (Modificado de Jensen, 2007)

2.5 Aplicaciones

Cada determinado tiempo el satélite completa una órbita, pasa por el mismo sitio y se obtienen dos imágenes con diferente fecha de adquisición. El período entre la captura de la primera y la segunda imagen es conocido como línea de base temporal. La separación de la posición del satélite, entre la primera y la segunda adquisición, es conocida como línea de base y su proyección en la LOS se le conoce como línea de base perpendicular (B_{\perp}) (Figura 2.19).

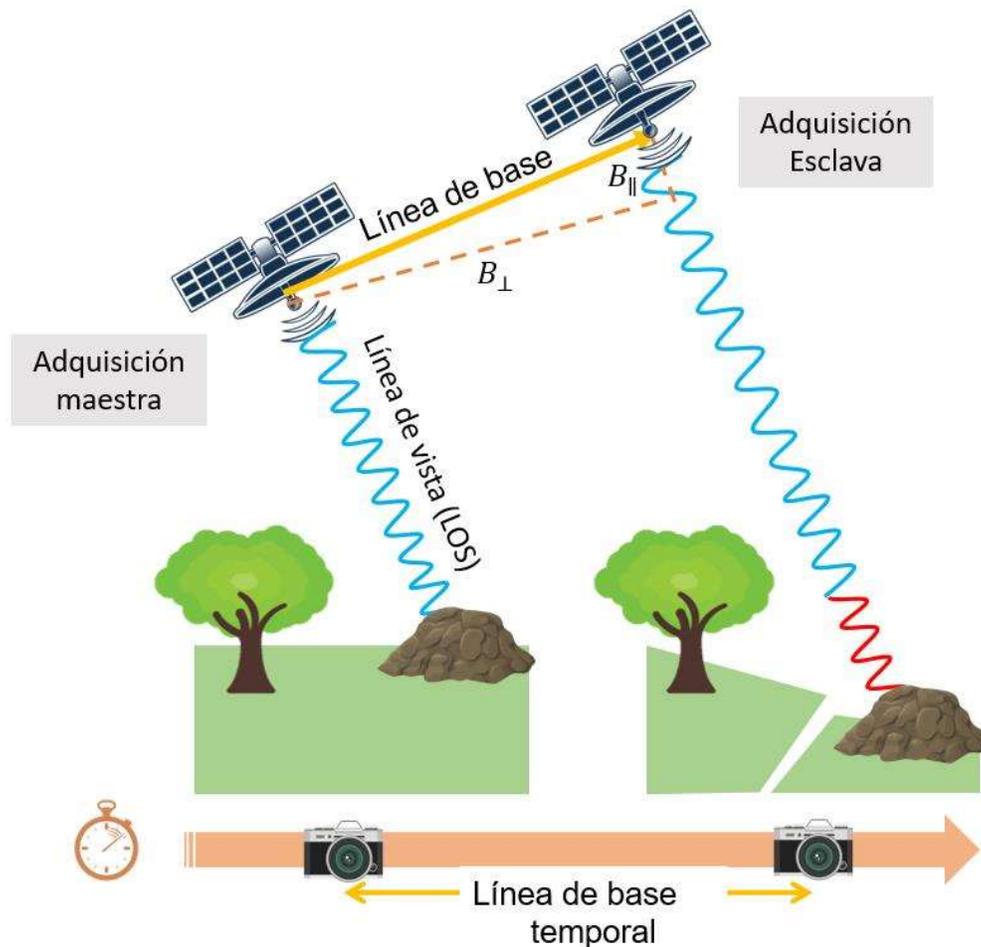


Figura 2.19. Paso repetido del satélite. (Modificado y adaptado de Osmanoglu, 2016).

Las dos perspectivas de la misma escena se emplean para: 1) producir Modelos de Elevación Digital (DEM) y 2) realizar el monitoreo de los desplazamientos relativos de la superficie del terreno entre la línea de base temporal (DInSAR).

2.5.1 Cálculo del Interferograma

Para la caracterización de la superficie terrestre es necesario obtener el Interferograma entre las imágenes maestra y esclava. El Interferograma se genera 1) al multiplicar píxel por píxel de cada par de imágenes (la primera multiplicada por el conjugado complejo de la segunda) y 2) al restar la fase de ambas imágenes (determinando la fase interferométrica) (Ferretti *et al*, 2007).

La fase interferométrica está compuesta de aportaciones de la topografía, desplazamientos de la superficie terrestre, condiciones atmosféricas, separación espacial entre los satélites y las propiedades dieléctricas de la superficie terrestre (Ecuación 2.2):

$$\Delta\varphi = \varphi_{flat} + \varphi_{DEM} + \varphi_{disp} + \varphi_{atm} + \varphi_{noise} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde:

$\Delta\varphi$ = fase interferométrica (diferencia de fases).

φ_{flat} = fase por la curvatura de la Tierra.

φ_{DEM} = fase debida a la topografía del terreno.

φ_{disp} = fase debida al desplazamiento de la superficie terrestre.

φ_{atm} = fase debida a condiciones atmosféricas.

φ_{noise} = fase debida a ruido.

2.5.2 Modelos de Elevación Digital (DEM's)

Cuando una escena es observada desde dos perspectivas, sus rutas de viaje son diferentes. En consecuencia, su fase interferométrica será diferente de cero ($\Delta\varphi \neq 0$). Para la medición de alturas debemos suponer que:

- En cada celda de resolución existe un dispersor dominante y que su posición no varía entre ambas capturas ($\varphi_{defo} = 0$).
- Las condiciones climáticas y atmosféricas no cambian entre la captura maestra y la esclava, en otras palabras, la contribución de la fase atmosférica y de ruido son nulas ($\varphi_{atm} = 0$ y $\varphi_{noise} = 0$).

Bajo estos supuestos, la Ecuación 2.2 quedaría de la siguiente forma:

$$\Delta\varphi = \varphi_{flat} + \varphi_{DEM} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Con la Ecuación 2.3 se puede concluir que la fase interferométrica ($\Delta\varphi$) contiene información relacionada exclusivamente con la altura del terreno. Además, según la Ecuación 2.1, la fase interferométrica en cualquier punto estaría dada por:

$$\Delta\varphi = \varphi_m - \varphi_s = \frac{2\pi}{\lambda} r_m - \frac{2\pi}{\lambda} r_s$$

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta r \quad \text{Ecuación 2.4}$$

Donde:

$\Delta r = r_m - r_s =$ Diferencia entre rutas de viaje.

$\varphi_m =$ Fase de la imagen maestra

$\varphi_s =$ Fase de la imagen esclava

Una imagen por sí misma no tiene aplicación práctica, por eso es necesario comparar dos imágenes (una maestra y otra esclava). Si comparamos cada celda de resolución entre la imagen maestra y la esclava obtendríamos la Ecuación 2.4; sin embargo, la fase interferométrica sigue sin tener aplicación práctica porque la diferencia entre las rutas de viaje (Δr) puede ser de cientos de metros y la longitud de onda de unos cuantos centímetros. Por lo cual, la fase interferométrica obtenida podría aún tener una ambigüedad de hasta varios cientos de ciclos. Entonces, es necesario comparar entre dos píxeles consecutivos o vecinos (Rocca, Prati y Ferretti, 2014). En este caso, al restar un píxel a su píxel vecino la variación de Δr se supone menor a la longitud de onda y la diferencia entre sus fases interferométricas ya no resulta ambigua.

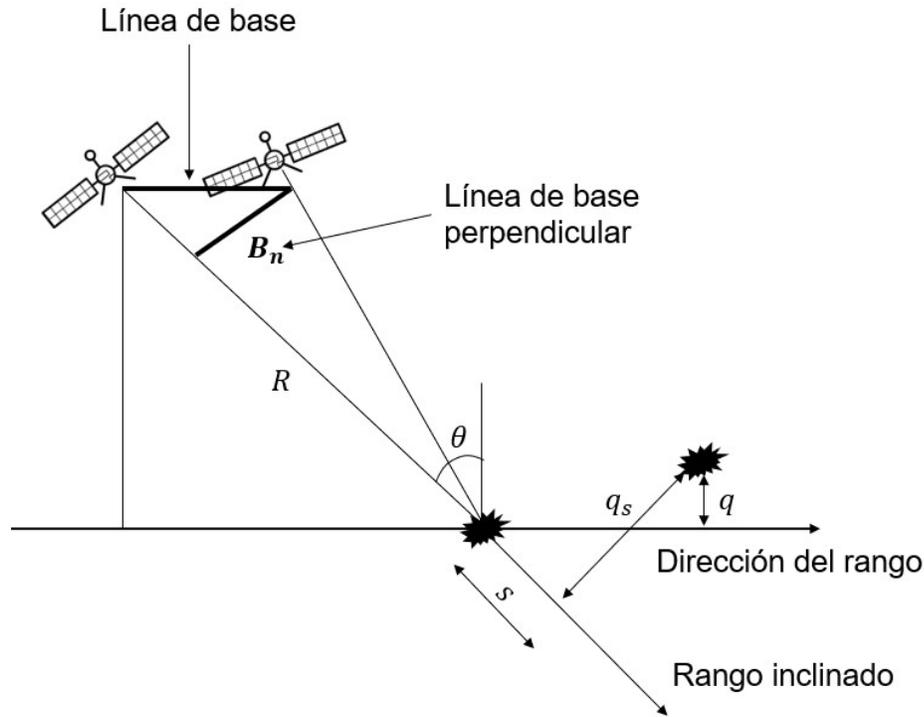


Figura 2.20. Parámetros geométricos de un sistema interferométrico SAR. (Modificado de Ferretti et al, 2017)

Por otra parte, la diferencia de rutas de viaje (Δr), entre píxeles vecinos, depende de tres parámetros (Figura 2.20):

1. La línea de base perpendicular (B_n)
2. La distancia del radar hacia el objetivo (R)
3. El desplazamiento entre las celdas de resolución a lo largo de la perpendicular al rango inclinado (q_s)

La siguiente expresión es una aproximación para obtener Δr :

$$\Delta r = -2 \frac{B_n q_s}{R} \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Por lo tanto, si sustituimos la Ecuación 2.5 en la Ecuación 2.4, obtenemos que la variación de la fase interferométrica, entre píxeles vecinos, es proporcional a B_n y q_s

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi B_n q_s}{\lambda R} \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Aplanamiento del Interferograma

Según Ferretti *et al* (2007), la variación de la fase interferométrica (Ecuación 2.6) se puede separar en dos contribuciones:

1. Una variación de fase proporcional a la diferencia de altitudes, q , entre las celdas de resolución vecinas.
2. Una variación de fase proporcional al desplazamiento del rango inclinado, s , entre las celdas de resolución vecinas.

Lo cual puede expresarse como (Ecuación 2.7):

$$\Delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin \theta} - \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n s}{R \tan \theta}$$

Ecuación 2.7

Donde:

θ = Es el ángulo de incidencia.

En el primer término, se puede conocer tanto la línea de base perpendicular (B_n) como la distancia del radar al objetivo, R . El segundo término se calcula y sustrae de la variación de la fase interferométrica (Ferretti *et al*, 2007). Al proceso de sustraer el segundo término y dejar sólo el primero se le conoce como aplanamiento del interferograma. Lo que resulta de dicho proceso es un mapa proporcional a la altitud relativa del terreno.

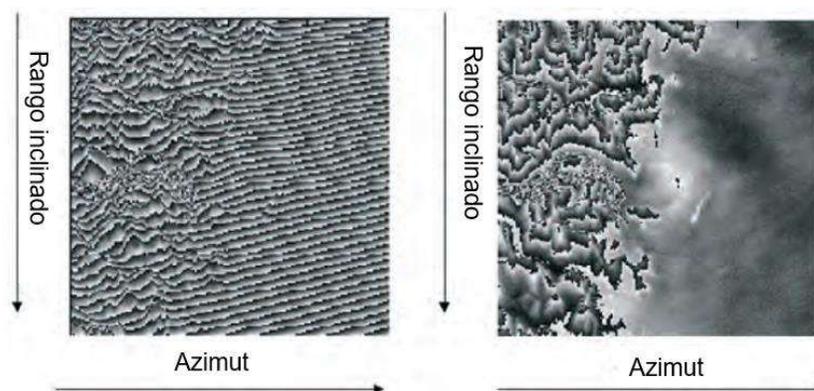


Figura 2.21. Aplanamiento de un Interferograma. Izquierda: Porción de un Interferograma obtenido de datos del satélite ERS perteneciente a los Alpes Italianos y la Llanura Padana. Derecha: Interferograma aplanado. (Ferretti *et al*, 2007).

Altitud de ambigüedad

Cuando se realiza el aplanamiento del Interferograma se generan discontinuidades que son un símil a las curvas de nivel en topografía. Estas discontinuidades están en un rango entre $-\pi$ y $+\pi$ y representan una cierta altitud. A esta altitud de discontinuidad se le conoce como altitud de ambigüedad, h_a y puede calcularse mediante la información del Interferograma de acuerdo con la siguiente Ecuación 2.8:

$$h_a = \frac{\lambda R \sin \theta}{2B_n} \quad \text{Ecuación 2.8}$$

Donde:

λ = Longitud de onda

R = Distancia del satélite al objetivo

Para el caso del Sentinel-1 A se tiene una longitud de onda $\lambda = 5.6$ cm, con una distancia al objetivo de 800 km y un ángulo de incidencia de $\theta = 30^\circ$; por lo tanto, la altitud de ambigüedad da alrededor de (en metros):

$$h_a = \frac{11200}{B_n}$$

Si consideramos un valor (Ferreti *et al*, 2007) de

$$B_n = 150 \text{ m}$$

Entonces la altitud de ambigüedad sería

$$h_a = 74.7 \text{ m}$$

Lo que significa que cada cambio de 2π en el mapa de fase interferométrica representa un cambio de aproximadamente 75 m en altitud. En principio, se podría decir que para una mayor precisión se debe reducir la altitud de ambigüedad. Para ello, basta con reducir la línea de base perpendicular al mínimo. Sin embargo, existe un límite donde las señales se convierten en ruido y ya no se obtienen Interferogramas confiables. Este límite es la línea de base óptima donde la altitud de ambigüedad es la mínima sin convertirse en ruido.

Desenvolvimiento de la fase y generación de modelo de Elevación Digital (DEM)

El Interferograma aplanado contiene ambigüedad debido a la naturaleza cíclica (2π) de la fase interferométrica. Es necesario extender o desenvolver la fase. El proceso de agregar o quitar el número de enteros múltiplos de 2π a la diferencia de fase interferométrica se le conoce como desenvolvimiento de la fase (Ferretti *et al*, 2007). Al terminar dicho proceso, la variación de la fase entre dos puntos en el Interferograma provee una medida de la altitud real del terreno.

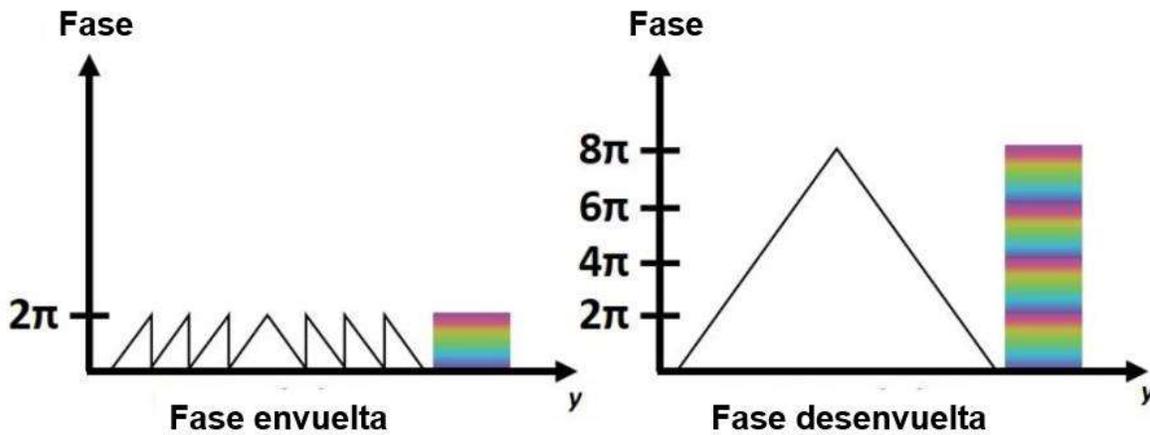


Figura 2.22. Fase desenvuelta (Braun y Veci, 2020)

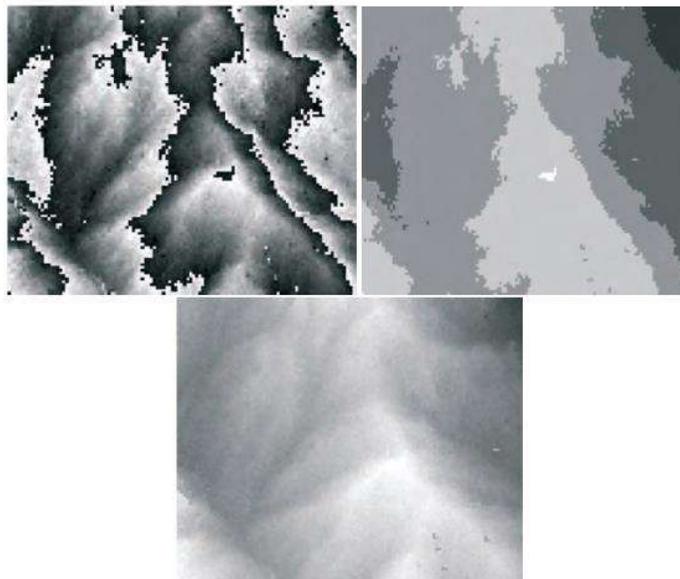


Figura 2.23. Izquierda: Fase interferométrica generada mediante dos imágenes ERS. Derecha: Fase desenvuelta. Abajo: Las discontinuidades de 2π han sido eliminadas agregando o restando el múltiplo entero de 2π a cada píxel de la imagen de la fase interferométrica original (Ferretti *et al*, 2007)

Hay varias técnicas propuestas para desenvolver la fase aplanada; sin embargo, el desenvolvimiento no tiene un resultado único y la información previa debe aprovecharse para obtener una solución correcta. Una vez que la fase ha sido desenvuelta, se obtiene un mapa de fase que es proporcional a la altura del terreno (Figura 2.24).

Posteriormente, utilizando la altura de ambigüedad se obtiene un modelo de elevación digital (Figura 2.25). Por último, se puede referir la información obtenida a un elipsoide convencional (por ejemplo, el WGS84) y referenciado a coordenadas geográficas (por ejemplo, UTM). La Figura 2.23 muestra el proceso del desenvolvimiento de la fase.

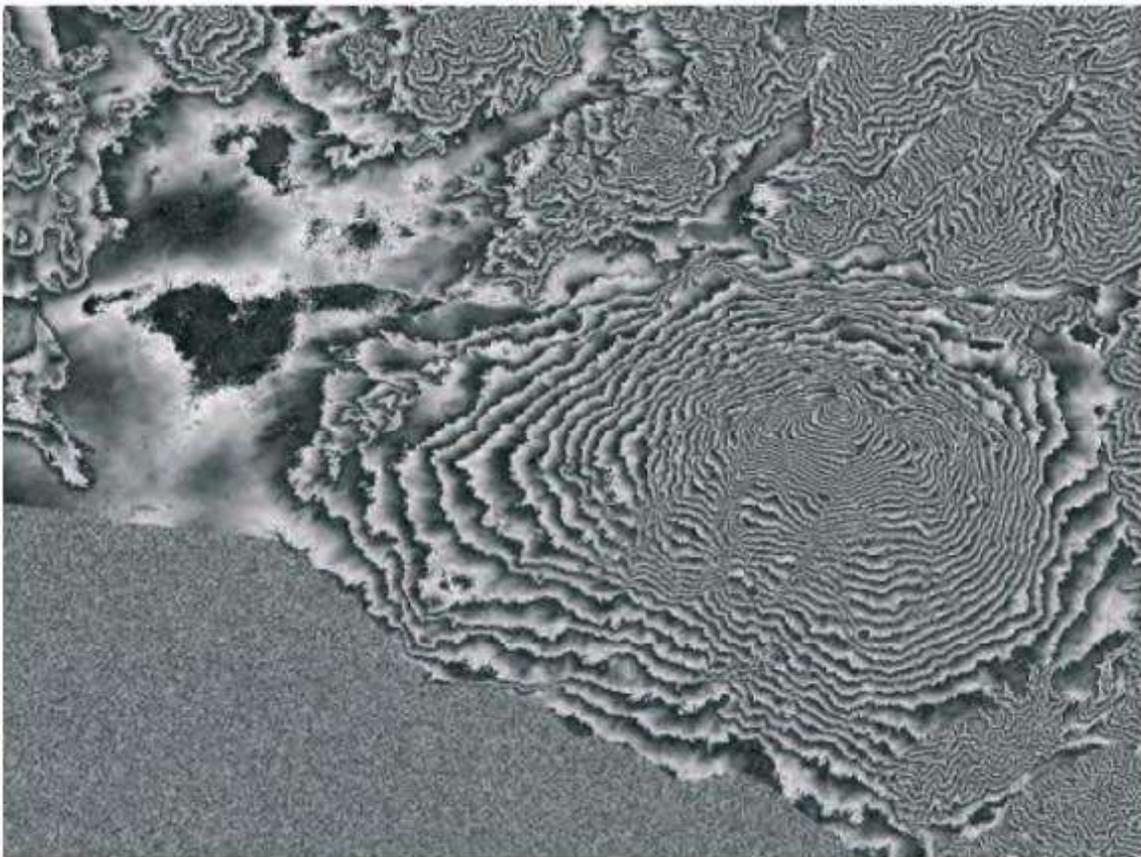


Figura 2.24. Interferograma aplanado y desenvuelto perteneciente al Volcán Etna (Ferretti, 2007).

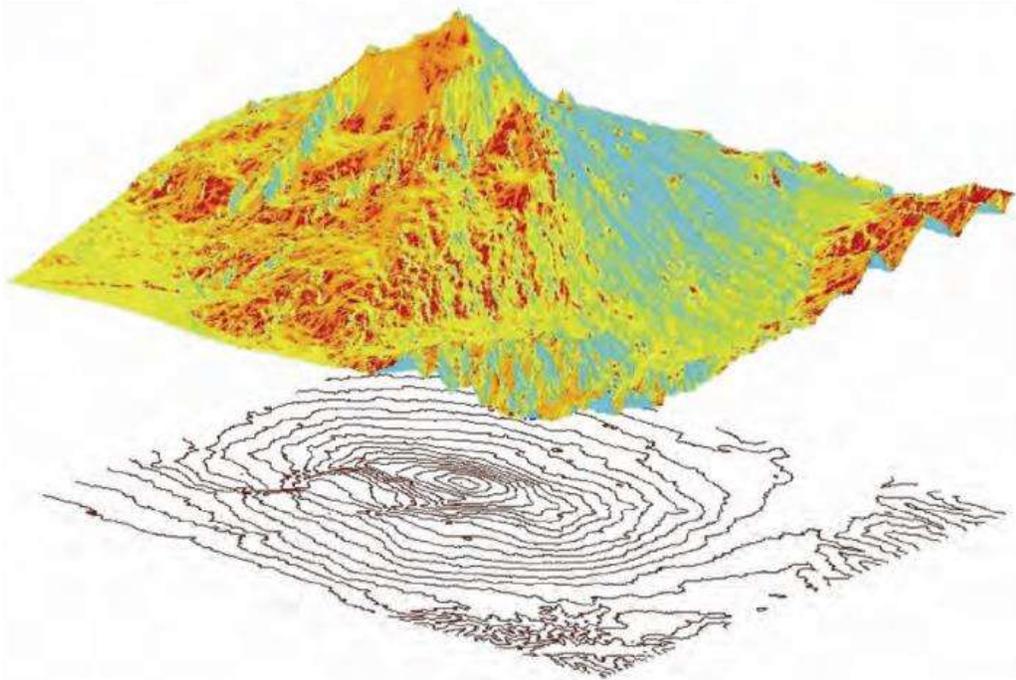


Figura 2.25. Modelo de elevación digital del monte Etna. Perspectiva desde el noreste. Precisión vertical estimada de 10 m. (Ferretti *et al*, 2007).

2.5.3 Interferometría Diferencial

Si se requiere medir el desplazamiento de la superficie terrestre entonces se debe suponer que los dispersores cambian su posición entre las dos observaciones (ejemplos: subsidencia, movimiento de laderas, etc.). En consecuencia, se agrega el siguiente término asociado al desplazamiento a la fase interferométrica aplanada:

$$\Delta\varphi_d = \frac{4\pi}{\lambda} d \quad \text{Ecuación 2.9}$$

Donde:

d = Desplazamiento en LOS debido al cambio de los dispersores entre la captura maestra y esclava.

Después de agregar el término de la Ecuación 2.9 a la fase interferométrica aplanada, queda como:

$$\Delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin \theta} + \frac{4\pi}{\lambda} d \quad \text{Ecuación 2.10}$$

Además, si el Modelo de Elevación Digital está disponible, la contribución de la altitud se puede eliminar de la fase interferométrica. Al procedimiento de despejar el desplazamiento de la Ecuación 2.10 se le conoce Interferometría diferencial o DInSAR y se obtiene como producto un Interferograma diferencial.

Corrección por desplazamiento vertical

El desplazamiento obtenido en el Interferograma diferencial es en dirección LOS. Este desplazamiento se puede descomponer en sus componentes horizontal y vertical. El componente vertical corresponde, de manera aproximada, al hundimiento. Esta descomposición geométrica es la más empleada, está en función del ángulo de incidencia y del desplazamiento en la dirección LOS. El desplazamiento vertical está dado por:

$$d_v = \frac{d_{LOS}}{\cos \theta}$$

Y de acuerdo con la Ecuación 2.9, el desplazamiento en LOS viene dado por:

$$d_{LOS} = \frac{\varphi_{unw} \lambda}{4\pi}$$

Donde:

φ_{unw} = fase interferométrica desenvuelta

Por lo tanto;

$$d_v = \frac{\varphi_{unw} \lambda}{4\pi \cos \theta} \tag{Ecuación 2.11}$$

En la Figura 2.26 se observa que la componente vertical (d_v) del desplazamiento en LOS (d_{LOS}) no necesariamente es igual al movimiento vertical del terreno antes (verde) y después (azul) de la captura. Por lo tanto, d_v es una aproximación al hundimiento

Esto significaría que para un ángulo de incidencia típico de 45° se tendría un desplazamiento vertical de 1.44 veces el desplazamiento en dirección de vista del radar. Por ejemplo, considerando el rango de ángulos de incidencia del satélite Sentinel-1 (de 29.1° a 46.0°) obtendríamos valores de hundimiento de entre 1.14 a 1.44 veces el desplazamiento en LOS.

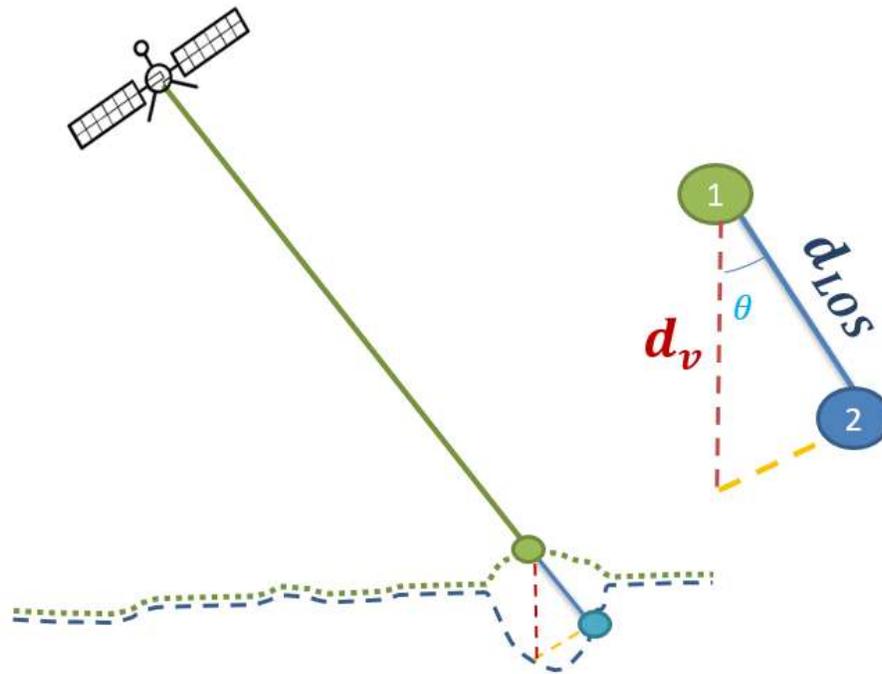


Figura 2.26. Esquema de la geometría del desplazamiento de dirección de vista del radar (d_{LOS}) y su componente vertical d_v .

2.5.4 Ruido

Las condiciones atmosféricas pueden variar entre las imágenes esclava y maestra. En ambas puede haber diferente humedad, temperatura y presión de la atmósfera y cuando esto sucede, la fase interferométrica se ve afectada con contribuciones adicionales. Este efecto impacta negativamente en las mediciones de altura y/o desplazamiento. A dichos efectos se les conoce como ruido y en todas las imágenes satelitales hay cierto nivel. Por medio de filtros se minimiza este efecto.

2.5.5 Coherencia

La coherencia es la proporción de ruido que tienen los píxeles. Un valor de coherencia de 0 significa que la fase interferométrica en la celda de resolución sólo contiene ruido y no es adecuada para la medición de desplazamientos. Por otro lado, un valor de coherencia igual a 1 significa que la fase interferométrica no contiene ruido.



Figura 2.27. Mapa de coherencia. Ubicación: Noreste de Sicilia (Ferretti *et al*, 2007).

2.6 Software para el procesamiento de imágenes SAR

Los paquetes informáticos para analizar imágenes SAR más comunes son:

- **SNAP (*Sentinel Application Platform*)**. Desarrollado por las organizaciones Brockmann Consult, SkyWatch y C-S. Se utiliza para procesamiento y análisis de la superficie terrestre. Es de libre acceso.
- **GAMMA**. Software comercial desarrollado por la empresa GAMMA. Éste es compatible con todos los formatos de datos SAR. También se utiliza para obtener Modelos de Elevación Digital y mapas de desplazamiento terrestre.

2.7 Procesamiento DInSAR con SNAP

La secuencia general para determinar los mapas de hundimientos relativos con el programa SNAP se resume a continuación (Figura 2.28):

2.7.1 Obtención del Interferograma Diferencial

Preparación de las imágenes

Durante la preparación de las imágenes se selecciona la sub – franja y las ráfagas que pertenezcan al área de interés mediante la herramienta *S-1 TOPS Split*. Esto con el

fin de reducir la cantidad de memoria utilizada por la computadora y el tiempo de procesamiento. Normalmente sólo es necesario utilizar dos ráfagas. Las ráfagas seleccionadas deben ser de la misma zona en la imagen maestra y esclava. El programa SNAP procesa las ráfagas de manera individual.

Posteriormente, se complementan las ráfagas con información de la ubicación y velocidad de los satélites durante las capturas maestra y esclava por medio de la herramienta *Applying Orbit Information*. Dicha información se descarga desde el mismo programa.

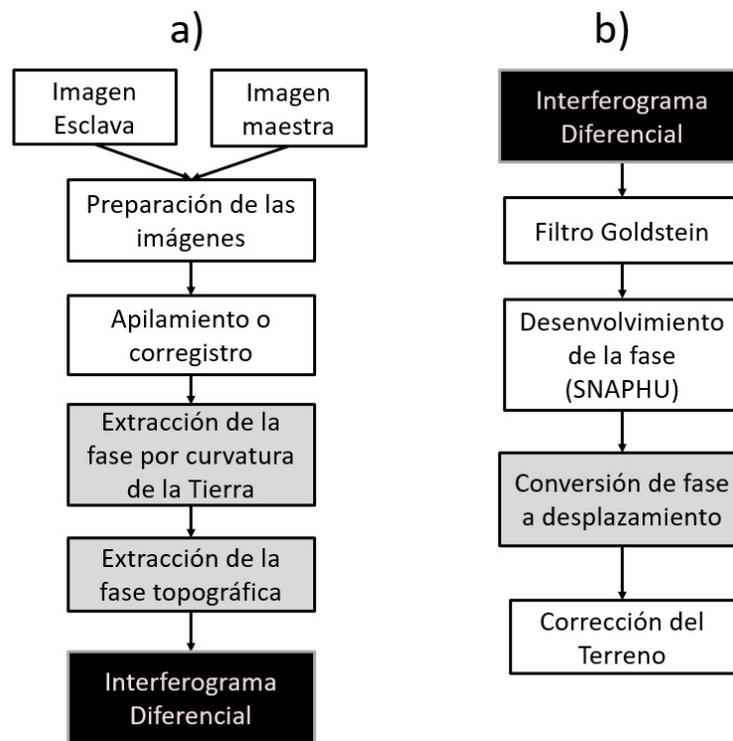


Figura 2.28. Secuencia general para obtener el Interferograma Diferencial y los desplazamientos en dirección de vista del radar

Apilamiento o correregistro de las imágenes

El correregistro es un alineamiento de las imágenes con una precisión a nivel de subpíxeles con el fin de determinar la diferencia de fases entre las dos capturas (esclava y maestra). Con base en la información orbital previamente descargada se alinean las imágenes y se ubican geográficamente según un Modelo de Elevación Digital (DEM). El DEM se descarga mediante el programa SNAP y por defecto es el *Shuttle Radar*

Topography Mission SRTM 1Sec HGT, aplicable entre las latitudes 60° Norte y 54° Sur, entre las cuales está México. Si el área de interés se encuentra fuera de estas latitudes, se debe usar otro DEM (proporcionado por el programa o de manera externa).

Para aumentar la calidad del apilamiento se puede aplicar la herramienta de Mejoramiento de la Diversidad Espectral (ESD). Lo que realiza esta herramienta es una corrección al rango y al azimut. Si se selecciona sólo una ráfaga, este operador ESD no es necesario.

Extracción de las fases por la curvatura de la Tierra y por topografía del terreno.

El algoritmo del programa SNAP calcula las contribuciones debido a la curvatura de la Tierra (φ_{flat}) y a la topografía del terreno (φ_{DEM}) y las sustrae de la Ecuación 2.2. Además, se supone que las contribuciones atmosféricas (φ_{atm}) y de ruido (φ_{noise}) son pequeñas. Braun y Veci (2020) recomiendan usar un par de imágenes de estaciones secas y con una línea de base perpendicular corta. En otras palabras, en la Ecuación 2.2 se despeja φ_{defo} removiendo φ_{flat} y φ_{DEM} y despreciando φ_{atm} y φ_{noise} . Al proceso de dejar sólo la contribución φ_{defo} se le conoce como Interferometría Diferencial o DInSAR y con ello se obtiene el Interferograma Diferencial

Posteriormente, con el programa se calcula la coherencia (Figura 2.29). Áreas con alta coherencia (valores cercanos a uno) aparecen brillantes, mientras que áreas con coherencia pobre (con valores cercanos a cero) aparecen oscuras. Áreas con vegetación o cuerpos de agua normalmente aparecen con menor coherencia que las zonas urbanas.

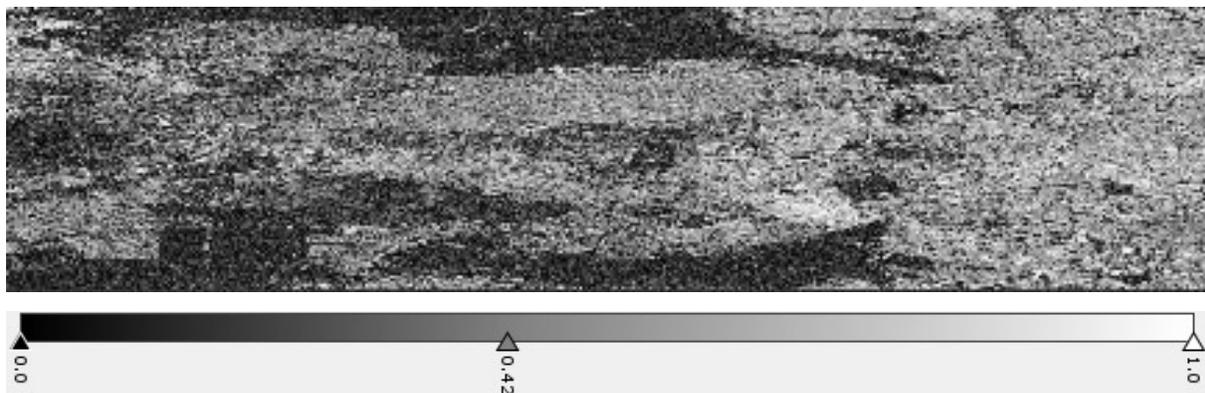


Figura 2.29. Mapa de coherencias. Localización: Ciudad de México.

El Interferograma Diferencial obtenido permanece dividido en ráfagas. La división entre ráfagas consiste en una línea negra. Se procede a eliminar dicha división mediante el proceso de desrafagueado (con la herramienta *S1 TOPS Deburst*). Esto garantiza una continuidad en las imágenes y que el programa las procese como una imagen individual.

2.7.2 Obtención de los desplazamientos en dirección de LOS

Filtro Goldstein

La fase interferométrica puede contener contribuciones debido a ruido o a condiciones atmosféricas. Estas contribuciones son indeseables cuando se requiere obtener los desplazamientos, por lo que es necesario reducirlas. Se usa la herramienta Goldstein Filtering del programa SNAP para aplicar dicho filtro al Interferograma Diferencial previamente desrafagueado. El filtro Goldstein (Goldstein y Wermer, 1998) mejora la relación señal/ruido aplicando una Transformada Rápida de Fourier. Este proceso es necesario para una correcta desenvoltura de fase interferométrica (Braun y Veci, 2020).

En muchas ocasiones el producto sigue estando más grande que el área de interés. Si es necesario, se puede delimitar el área de interés mediante una herramienta del SNAP llamada *subset* (subconjunto). El subconjunto sólo puede ser aplicado a un producto sin divisiones entre ráfagas.

Desenvolvimiento de la fase

La fase interferométrica está envuelta en una escala entre $-\pi$ y π por lo que está ambigua (Figura 2.30). Para relacionar la fase con la altura es necesario conocer la cantidad de ciclos en cada celda de resolución. Por lo tanto, es indispensable desenvolver la fase interferométrica. Para realizar este proceso se emplea el algoritmo externo SNAPHU (Chen y Zebker, 2002). Luego, se importa el Interferograma desenvuelto de SNAPHU a SNAP (Figura 2.31).

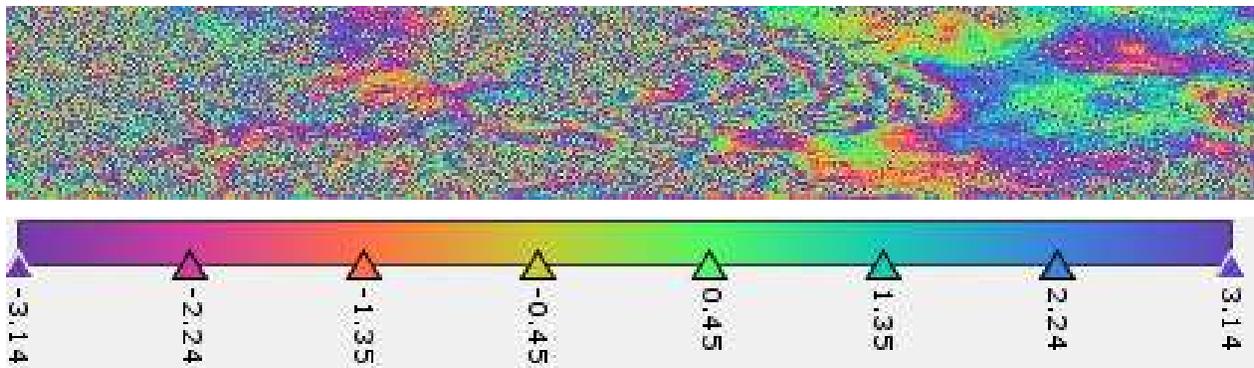


Figura 2.30. Interferograma desrafagueado, envuelto y filtrado, en radianes. Localización: Ciudad de México.

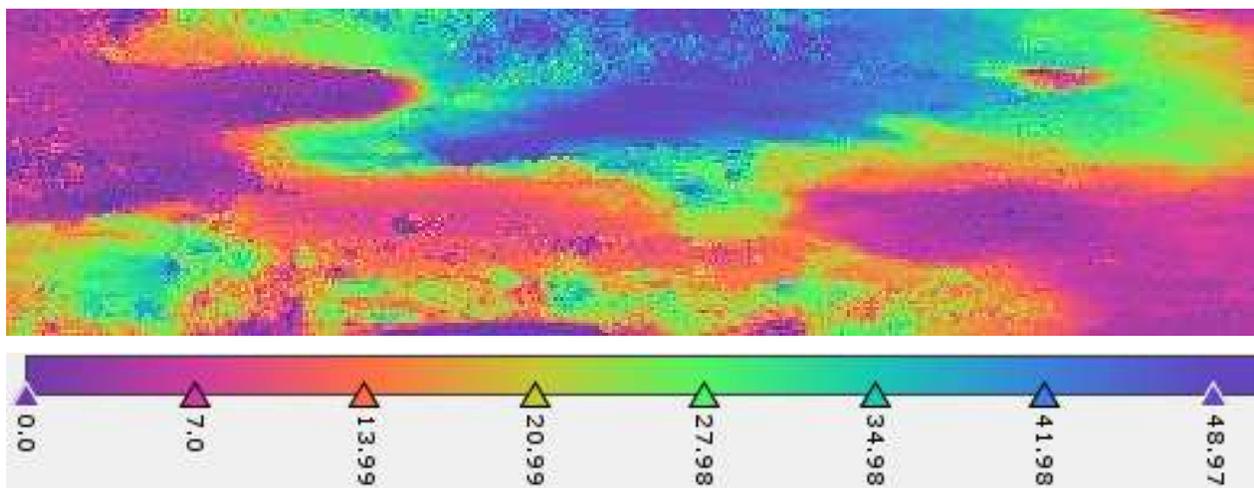


Figura 2.31. Interferograma desrafagueado, desenvuelto y filtrado, en radianes. Localización: Ciudad de México.

Se utiliza la herramienta *fase a desplazamiento* (*Phase to displacement*) para convertir los valores de radianes a unidades métricas. Los desplazamientos obtenidos están en dirección LOS.

2.7.3 Obtención del hundimiento relativo

La componente vertical de los desplazamientos en LOS puede ser calculada con el programa SNAP por medio de la Ecuación 2.11 . Para efectos de este trabajo, se asume que la componente vertical es igual al hundimiento relativo. En algunos mapas de hundimiento es necesario establecer un punto de referencia de cero hundimiento y

corregir el resto con respecto a dicho punto de referencia. Los valores negativos son interpretados como subsidencia, mientras que los positivos, como emersión.

El mapa de hundimiento relativo obtenido continúa en una geometría con respecto al rango inclinado, por lo que es necesario realizar una corrección geométrica para proyectarlo en el rango terrestre. Este proceso se basa en un Modelo de Elevación Digital (DEM). Además, la imagen se geolocaliza en un sistema de referencia geográfica (por ejemplo, el WGS84). Por último, se puede exportar el mapa de hundimiento a un sistema de información geográfica o al Google Earth Pro ® para una mejor interpretación.

Capítulo 3. HUNDIMIENTO REGIONAL DE LA CIUDAD DE MÉXICO

El hundimiento regional debido a la extracción de agua es un fenómeno que se ha ido documentado durante el siglo XX en la Ciudad de México. Este hundimiento ha sido de magnitudes muy altas en algunas partes de la Ciudad, incluso mayores de 30 cm/año. El hundimiento acumulado ha alcanzado más de 13 m en los últimos cien años. Esto ha ocasionado diversos daños a edificios y sus cimentaciones, a los sistemas de abastecimiento de agua y drenaje, al sistema de transporte público, calles y vialidades, entre otras estructuras.

La Ciudad de México fue establecida en el Valle de México sobre un suelo lacustre a 2200 m sobre el nivel del mar. Dicho Valle es una cuenca cerrada sin salida hacia el exterior. El subsuelo del Valle de México se compone de arcillas que tienen relaciones de vacío grandes y altos contenidos de agua, por lo cual, son altamente compresibles. Además, el crecimiento demográfico y su respectiva demanda en los servicios, origina un aumento en el consumo de agua. La forma más económica para satisfacer la demanda de agua es mediante la extracción del manto acuífero. Estas condiciones de abatimiento de la presión de agua originan el fenómeno de subsidencia que se espera continúe en las próximas décadas. Fue Nabor Carrillo (1943) quien demostró esta relación entre extracción de agua del acuífero de la Ciudad y la subsidencia.

3.1 Métodos convencionales para medir la subsidencia

Para medir la subsidencia en la Ciudad de México se han usado métodos convencionales como los topográficos y los geodésicos.

3.1.1 Topográficos

La nivelación mediante topografía es un método utilizado para conocer la elevación y ubicación de bancos de nivel. La Ciudad de México cuenta con una red de 1990 bancos monitoreados por el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX). Las mediciones de estos bancos, de las que se tiene acceso, comprenden el período 1983 – 2016. Los años son 1983, 1987, 1989, 1992, 1994, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2007 y 2016.

3.1.2 Geodésicos

Los métodos geodésicos hacen uso de los sistemas satelitales como el GPS, el GLONASS o el GALILEO. Osmanoglu *et al* (2011) mencionan nueve estaciones GPS de medición continua en la Ciudad de México (Figura 3.1 y Tabla 3.1). La Tabla 3.1 muestra el desplazamiento de cada una de estas estaciones entre 2002 y 2010

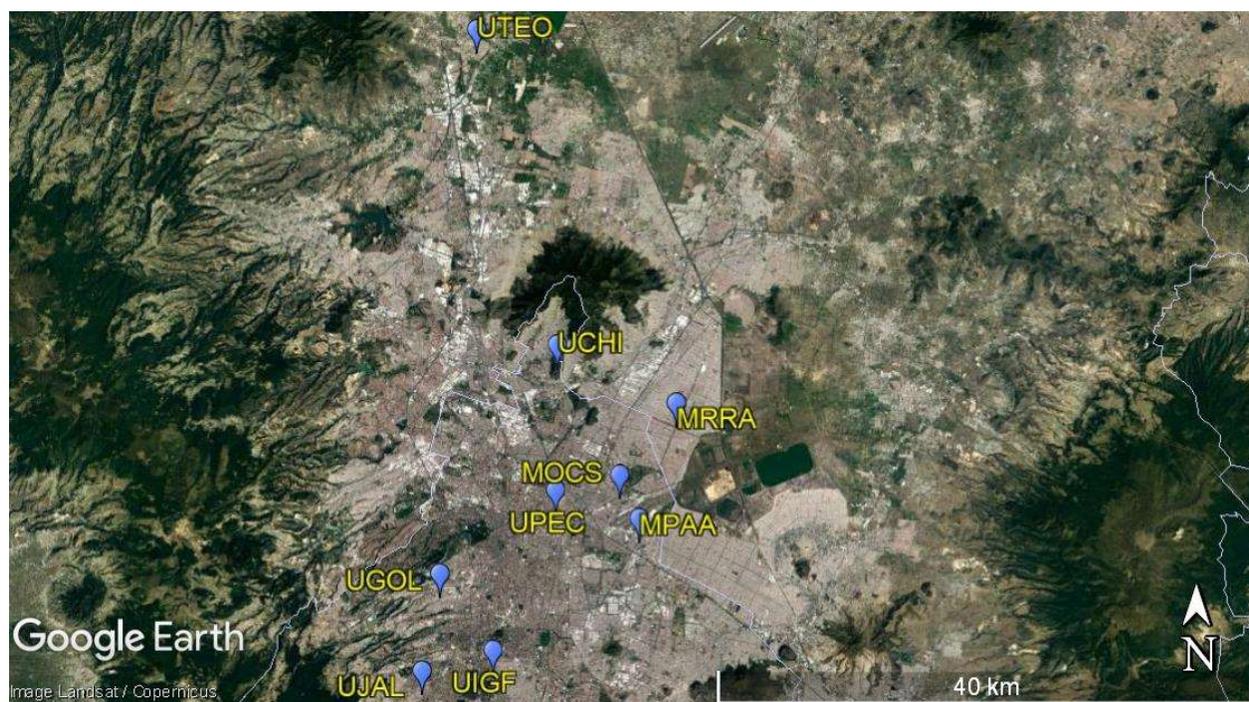


Figura 3.1. Ubicación de las estaciones GPS de medición continua.

Tabla 3.1. Velocidad de desplazamiento para estaciones GPS (point-positioning solutions, ITRF 2000 networks). Período 2002 – 2010 (Poreh *et al*, 2021). La ubicación de estas estaciones se encuentra en la Figura 3.1

Estación	Coordenadas		Desplazamiento anual promedio			Formación de roca/suelo
	Latitud (°)	Longitud (°)	Norte (mm)	Este (mm)	Vertical (mm)	
MOCS	19.4439	-99.0864	24.1 ± 0.7	-10.3 ± 0.6	-164.7 ± 1.2	Lacustre
MPAA	19.4149	-99.9727	3.6 ± 1.3	-3.6 ± 0.7	-220.3 ± 2.9	Lacustre
MRRA	19.4918	-99.0463	-0.6 ± 0.8	-6.7 ± 0.7	-275.3 ± 3.5	Lacustre
UCHI	19.5306	-99.1306	0.7 ± 0.6	-7.23 ± 0.6	0.3 ± 2.5	Aluvial
UGOL	19.3780	-99.2137	0.5 ± 0.6	-8.0 ± 0.7	-0.7 ± 2.8	Aluvial
UIGF	19.327	-99.176	-1.5 ± 0.6	-8.0 ± 0.7	-0.7 ± 2.8	Basalto

Estación	Coordenadas		Desplazamiento anual promedio			Formación de roca/suelo
	Latitud (°)	Longitud (°)	Norte (mm)	Este (mm)	Vertical (mm)	
UJAL	19.3131	-99.2262	-1.9 ± 0.6	-7.8 ± 0.7	-3.0 ± 2.8	Basalto
UPEC	19.4337	-99.1318	1.0 ± 1.0	-7.4 ± 1.0	-82.3 ± 5.0	Aluvial
UTEO	19.7410	-99.1880	-2.6 ± 0.07	-6.9 ± 0.5	-2.1 ± 3.3	Lacustre

3.2 Estudios previos

3.2.1 Subsistencia por extracción de agua del acuífero

El hundimiento de la Ciudad de México fue descrito por Tellez en 1899 y Gayol en 1925 (citado por Hiriart y Marsal, 1969, Zeevaert, 1973). Gayol comparó dos mediciones precisas de los años 1877 y 1924 de un monumento cerca de la Catedral Metropolitana para demostrar que la capital se hundía.

Nabor Carrillo, por propuesta de José A. Cuevas, investigó el hundimiento regional y en 1947 propuso la solución matemática con base en las recientes teorías de consolidación de suelos de Karl Terzaghi. Demostró que la causa es la consolidación de las arcillas debido a incrementos de esfuerzos efectivos provocados por la disminución de la presión de poro del subsuelo. Esto último causado por la extracción del agua del acuífero.

Otros investigadores (Hiriart, Marsal y Sandoval, 1952) corroboraron el estudio de Nabor Carrillo mediante la correlación de nivelaciones y mediciones piezométricas. Además, con base en la información de nivelaciones disponible de la época y las propiedades mecánicas de la arcilla, lograron reconstruir la historia de la subsistencia y predijeron su probable evolución. Posteriormente, la Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México (CHCVM) inició con mediciones periódicas a partir de 1954 e instalaron bancos de nivel y más de 100 estaciones piezométricas (Hiriart y Marsal, 1969). Para el Centro Histórico se tiene algunas mediciones desde 1891 (Figura 3.2), mientras que para otras partes se tienen nivelaciones a partir 1954 (Figura 3.3). Después de 1983, SACMEX tomó a su cargo dichas nivelaciones.

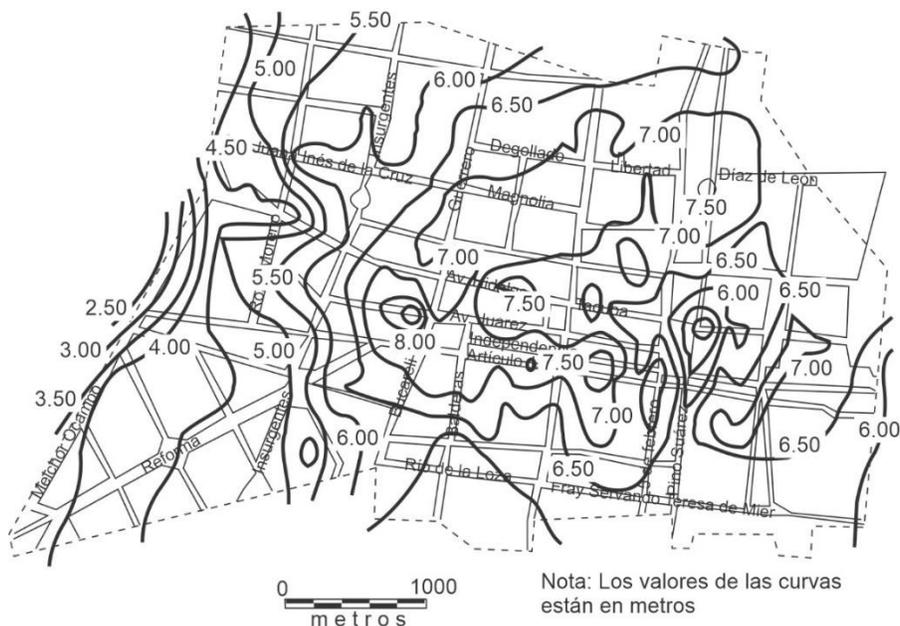


Figura 3.2. Subsistencia del centro histórico de la Ciudad de México, 1891 – 1966. (Modificado de Hiriart y Marsal, 1969)

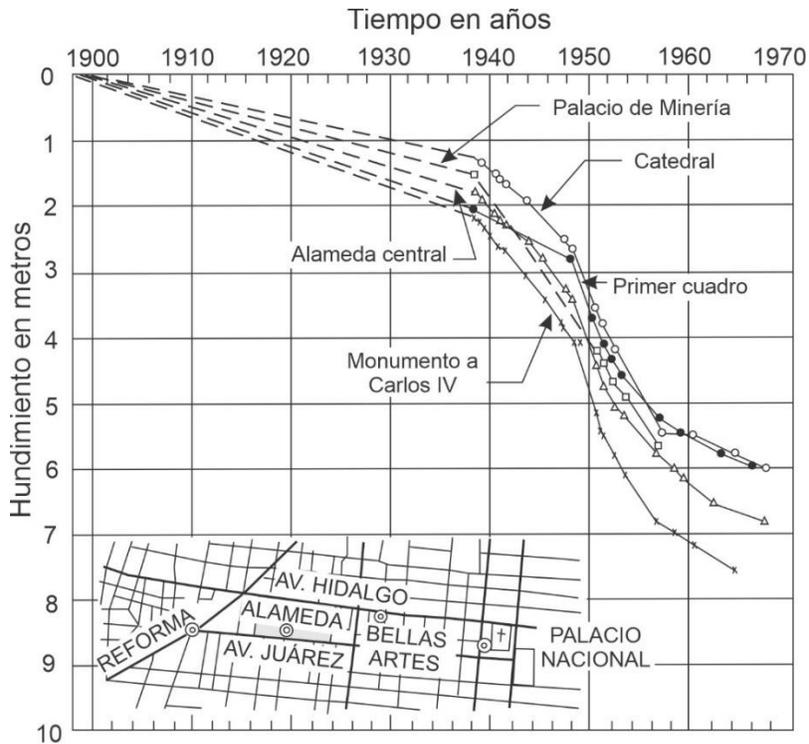


Figura 3.3. Nivelación de monumentos de la Ciudad de México en el periodo de 1898-1966 (Modificado de Hiriart y Marsal, 1969)

En la Tabla 3.2 se anotan datos de la subsistencia del Centro Histórico de la Ciudad de México para el período 1891 – 1973. Como promedio, se tenía una tasa de

hundimiento en el período 1938 – 1948 de 7.6 cm/año; sin embargo, alcanzó su máximo histórico de 46 cm/año en el período de 1950 – 1951. Después de ese año, hubo una reducción considerable porque las autoridades de la ciudad empezaron a controlar la extracción y a obtener agua de otras fuentes fuera de la cuenca (Figueroa, 1976; Zeevaert, 1983). En 1953, las mismas autoridades decretaron una veda que imponía una revisión de los permisos de pozos otorgados y el hundimiento se redujo aún más (Hiriart y Marsal, 1969). En la Figura 3.3 se observa una reducción de las tasas de hundimiento a partir de la fecha de la veda.

De acuerdo con los últimos datos de nivelaciones de bancos de nivel SACMEX (2007 – 2016), el hundimiento en el Centro Histórico ha alcanzado 10 cm/año en algunos puntos. Chaussard *et al* (2021) estimaron que esta tasa de hundimiento a partir de 1996 se ha mantenido constante; dicha afirmación se basa en la comparación entre mediciones GPS y datos InSAR de las últimas dos décadas.

Tabla 3.2. Subsistencia del centro histórico de la Ciudad de México (Figueroa, 1977)

Período	Total, hundimiento (m)	Hundimiento anual promedio (m/año)
1891 – 1938	2.12	0.045
1938 – 1948	0.76	0.076
1948 – 1950	0.88	0.440
1950 – 1951	0.46	0.460
1951 – 1952	0.15	0.150
1952 – 1953	0.26	0.260
1953 – 1957	0.68	0.170
1957 - 1959	0.24	0.120
1959 – 1963	0.22	0.055
1963 – 1966	0.21	0.070
1966 – 1970	0.28	0.070
1970 – 1973	0.17	0.051

Además del hundimiento de la ciudad, la extracción del agua del suelo da lugar a la formación de grietas y fisuras verticales en los estratos de arcilla que conforman la parte

más superficial del perfil de suelos del Valle de México. Estos estratos arcillosos se encogen de manera diferencial. Evidencias de estas grietas se encuentran superficialmente en el lago de Texcoco, Ecatepec, Colonia Roma, Coapa, Tláhuac, Xochimilco, Iztapalapa. Sistemáticamente se observa agrietamiento en las muestras inalteradas del subsuelo o, bien, se informa de pérdida de lodos en los registros de sondeos geotécnicos de campo. También es frecuente que se presenten grietas en los límites del antiguo lago con las sierras y los volcanes que se encuentran en el Valle de México. Estos efectos han sido estudiados por varios autores como Juárez-Badillo (1961), Marsal y Masari (1969, 1990), Figueroa (1976), Zeevaert (1983) y Auvinet *et al* (2014).

Debido a lo anterior, se puede decir que las propiedades de la arcilla del Valle están en constante evolución (de los estratos profundos hacia la superficie) en lo que se refiere a contenido de agua, resistencia al esfuerzo cortante, compresibilidad y características dinámicas, Jaime (1988), Jaime y Méndez (2002), Ovando *et al* (2007), Aguilar (2008) y Mayoral *et al* (2019). Además, Ovando *et al* (2013) discuten el daño que han provocado los asentamientos diferenciales por subsidencia y por el cambio de las propiedades del suelo en monumentos históricos de la Ciudad de México, los cuales se acrecientan cuando ocurren sismos.

El impacto más importante del hundimiento de la Ciudad ocurre en las cimentaciones, en los servicios municipales, en las vialidades y en el Metro. Así, en cimentaciones parcial o totalmente compensadas, el abatimiento de la presión de poro más los esfuerzos inducidos por la cimentación provocan que se exceda la presión de preconsolidación de la arcilla y ésta pase a trabajar en la rama virgen de la curva de compresibilidad, con el consecuente incremento de deformaciones verticales.

3.2.2 Hundimiento súbito debido a sismo

Diferentes investigaciones han demostrado que los sismos provocan asentamientos súbitos y aceleran y propician la aparición de grietas en la superficie. Marsal y Mazari (1959) identificaron estos asentamientos provocados por el sismo de julio de 1957 en diversas construcciones. Posteriormente, Zeevaert (1972) y Jaime *et al* (1987) documentaron la ocurrencia de asentamientos súbitos del suelo después de un sismo.

Zeevaert (1983) describe el caso de un edificio con cimentación parcialmente compensada, el cual sufrió un asentamiento brusco después del sismo de 1957 y un incremento en su tasa de hundimiento (Figura 3.4). Indica que los esfuerzos cortantes estáticos más los esfuerzos cortantes dinámicos inducidos durante el sismo de julio de 1957 alcanzaron la resistencia última al corte del depósito de arcilla limosa. Por tanto, ocurrió daño parcial en la estructura del suelo, lo que ocasionó un incremento en la compresibilidad del material y el fenómeno de consolidación observado.

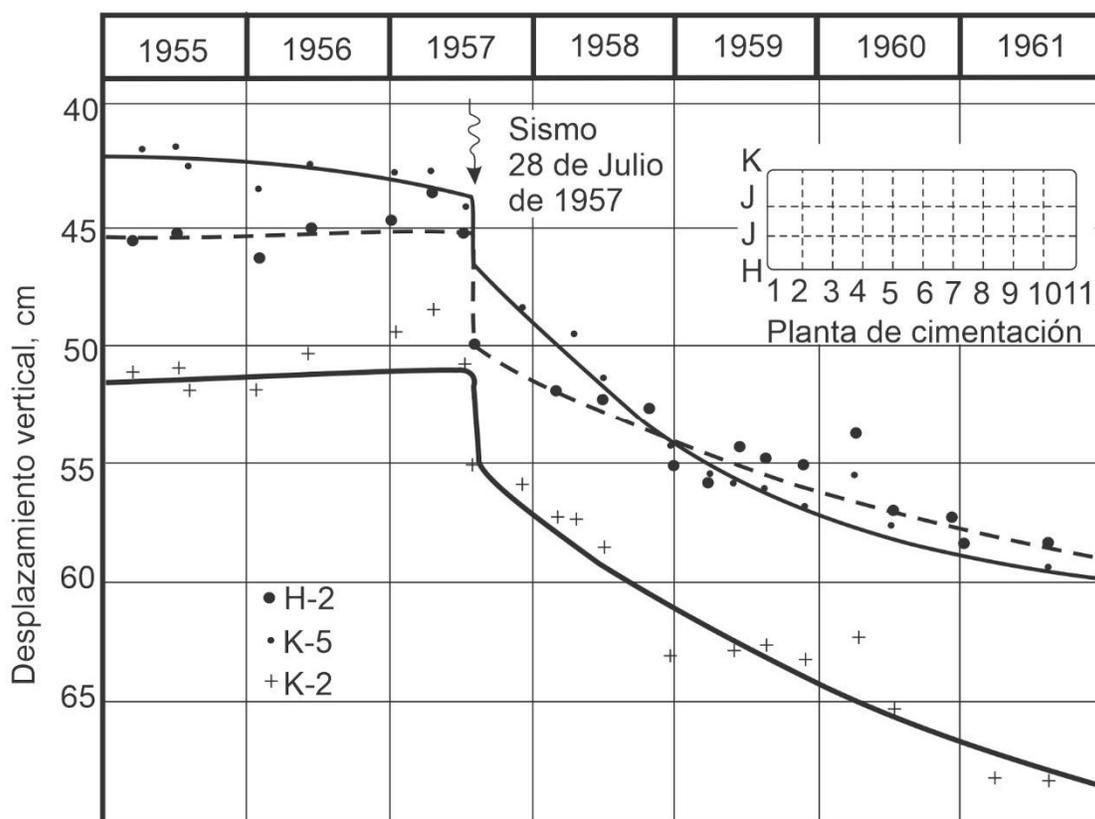


Figura 3.4. Sismo de 1957 de la Ciudad de México, efecto en el asentamiento de un edificio (Zeevaert, 1983)

Jaime *et al* (1987) estudiaron los asentamientos de un edificio en la Colonia Roma de la Ciudad de México. La estructura fue construida en 1982 y presentó asentamientos de 18-24 cm en un periodo de 32 meses, que causó daño a una estructura ligera adyacente. Por esta razón, se realizaron levantamientos topográficos periódicos y se colocaron varios bancos de nivel alrededor del edificio y la manzana en la que se localizaba (Figura 3.5). El sitio del edificio se encontraba frente a un pequeño parque; el banco de nivel de referencia se instaló en la parte central de éste. En este parque no

había influencia de otras estructuras, aunque el banco de nivel de referencia no era estrictamente un punto fijo, debido a que lo afectaba la subsidencia regional de la Ciudad de México. Este efecto también se presentaba en el edificio y la manzana completa en estudio, por tanto, se anula.

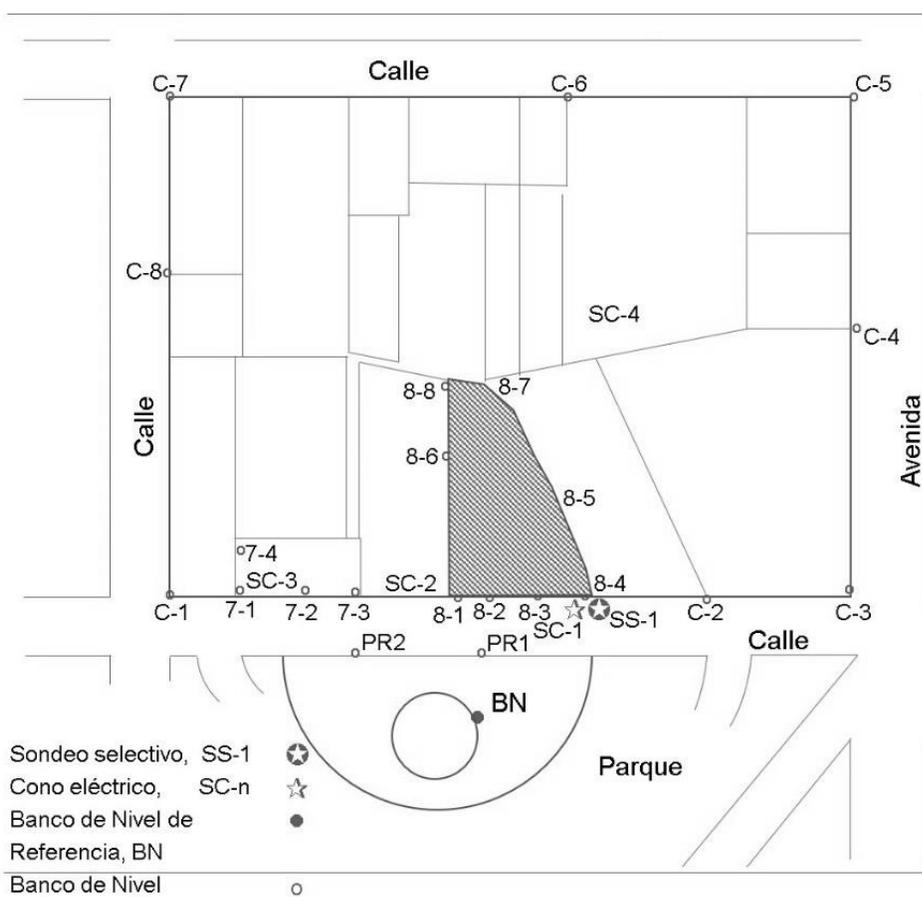


Figura 3.5. Localización del edificio, sondeos y bancos de nivel (Jaime et al, 1987)

El asentamiento en puntos típicos a lo largo del tiempo se muestra en la Figura 3.6. De mayo a septiembre de 1985 la velocidad de asentamiento de la estructura y la manzana fue de 4.5 cm/año y cero, respectivamente. Después de los sismos de septiembre de 1985, las curvas asentamiento-tiempo muestran un movimiento vertical abrupto de la estructura de 2.2 cm, en promedio. La siguiente nivelación después del sismo, se realizó en octubre, cuando ya había acceso al lugar. El levantamiento topográfico de los puntos de control alrededor de la manzana claramente muestra que la manzana completa se hundió entre 0.1 y 2.8 cm con respecto al punto de referencia.

Durante los siguientes meses, hasta 1986, la velocidad de los movimientos verticales de la estructura fue el mismo que antes del sismo y los movimientos de la manzana cesaron.

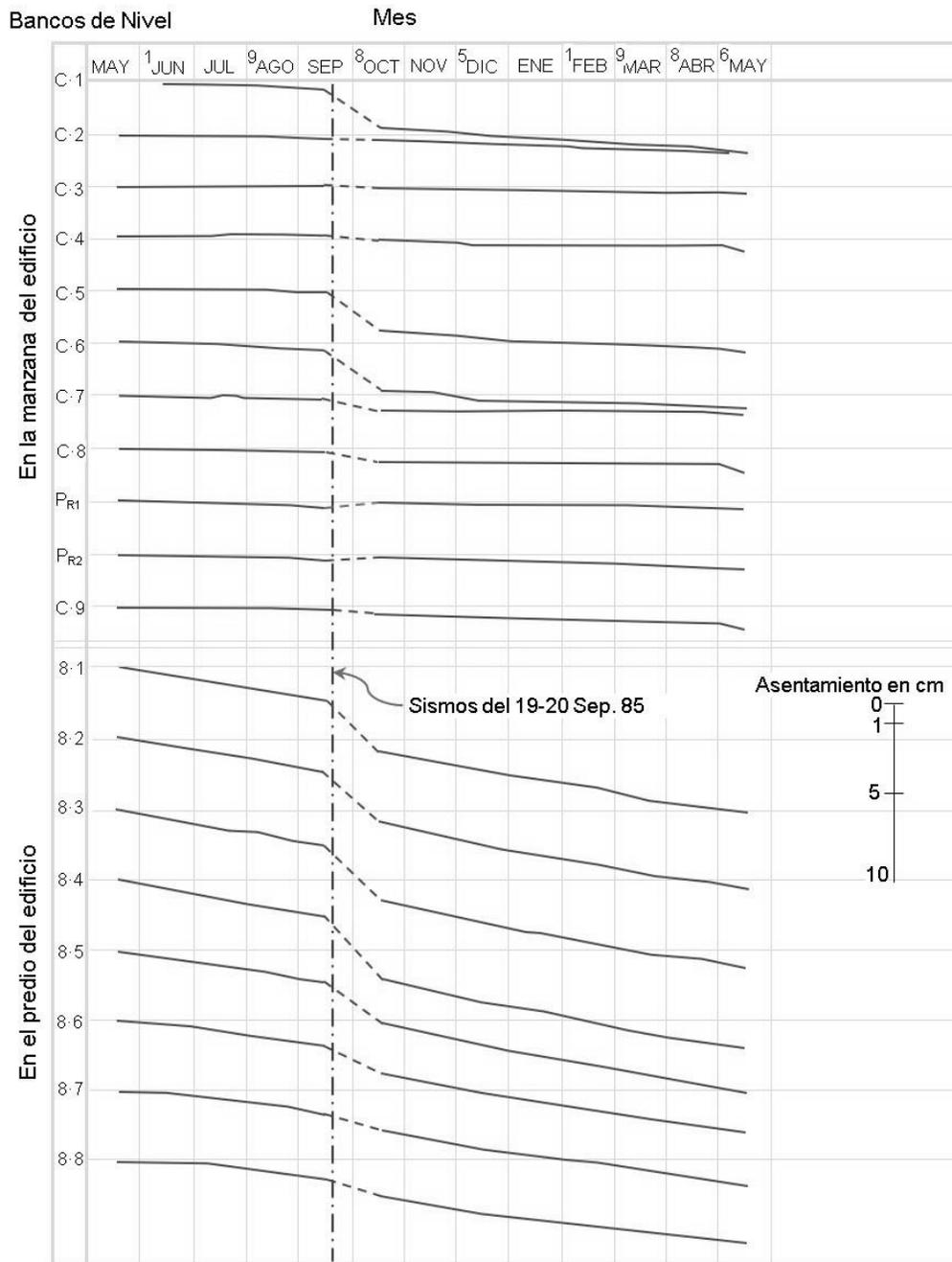


Figura 3.6. Resultados de las nivelaciones en los diferentes bancos de nivel (Jaime et al, 1987)

Solano-Rojas *et al* (2020) demostraron por medio de imágenes satelitales que los sismos de septiembre de 2017 aceleraron el proceso de subsidencia en la Ciudad de México. Analizaron dos Interferogramas envueltos correspondientes a dos meses

anteriores al sismo (julio y agosto) y los compararon con el mes de septiembre (Figura 3.7). Los datos obtenidos muestran que en el mes de septiembre hubo un cambio en tasas de subsidencia (hasta 33 mm de hundimiento total, equivalente a un 38% de aumento en un lapso de 24 días). Jaime *et al* (2020) midieron los desplazamientos mediante DInSAR. Calcularon un movimiento súbito de hasta 7 mm en dirección de LOS en el Centro Histórico de la Ciudad de México.

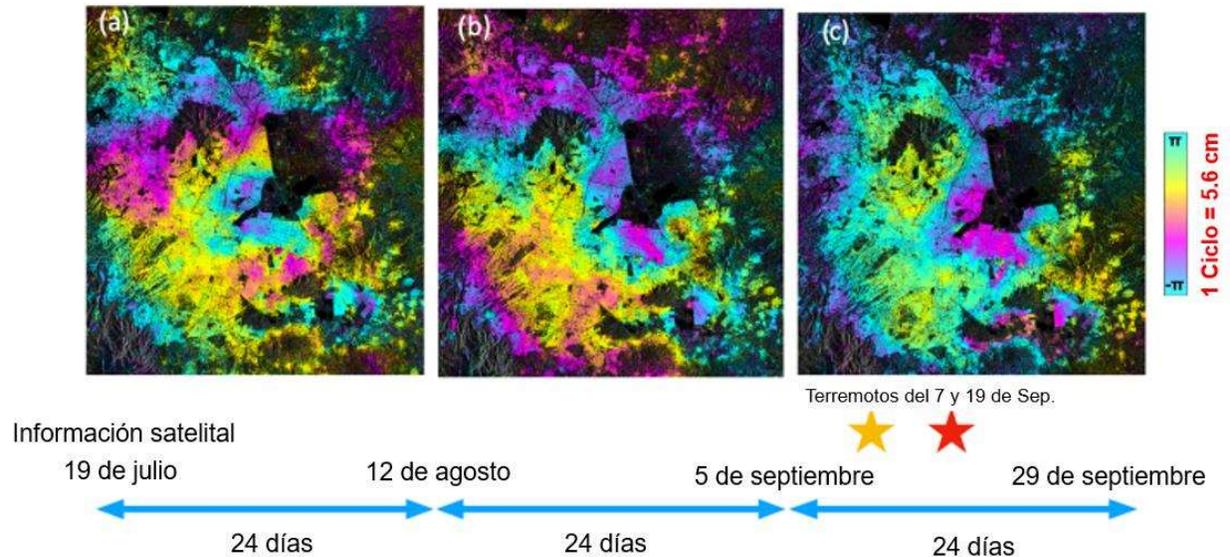


Figura 3.7. Interferogramas envueltos de la Ciudad de México de los periodos de a) 19 de julio – 12 de agosto de 2017, b) 12 de agosto – 5 de septiembre de 2017, c) 5 - 29 de septiembre de 2017 (Solano–Rojas, 2020).

De acuerdo con lo descrito, los sismos inducen asentamientos inmediatos tanto en campo libre como en las estructuras. También, provocan la aparición súbita de grietas que no se habían manifestado y una apertura mayor de grietas anteriores.

3.2.3 DInSAR

Las primeras aplicaciones de medición de subsidencia empleando la técnica InSAR se dieron en los años noventa. Strozzi y Wegmüller (1999) mapearon la subsidencia en la Ciudad de México y determinaron asentamientos en algunas partes de la ciudad de hasta 30 cm/año medidos entre los años 1996 y 1997.

Otros investigadores (Osmanoglu *et al.*, 2011; Siles *et al.*, 2015; Yan *et al.*, 2009; Hernández-Espriú *et al.*, 2014; Sowter *et al.*, 2016) han aprovechado métodos más precisos del DInSAR, pero que requieren mayor capacidad de procesamiento, como lo

son el PSI (*Persistent Scatter Interferometry*), el SBAS (*Small Baseline Subset*) y el StaMPS (*Stanford Method for Persistent Scatterers*) para crear mapas de hundimiento de la Ciudad de México. A diferencia de la técnica simplificada DInSAR, que se aplica con un par de imágenes adquiridas en diferente fecha, dichos métodos avanzados utilizan un conjunto de varias imágenes para mejorar la precisión de los resultados.

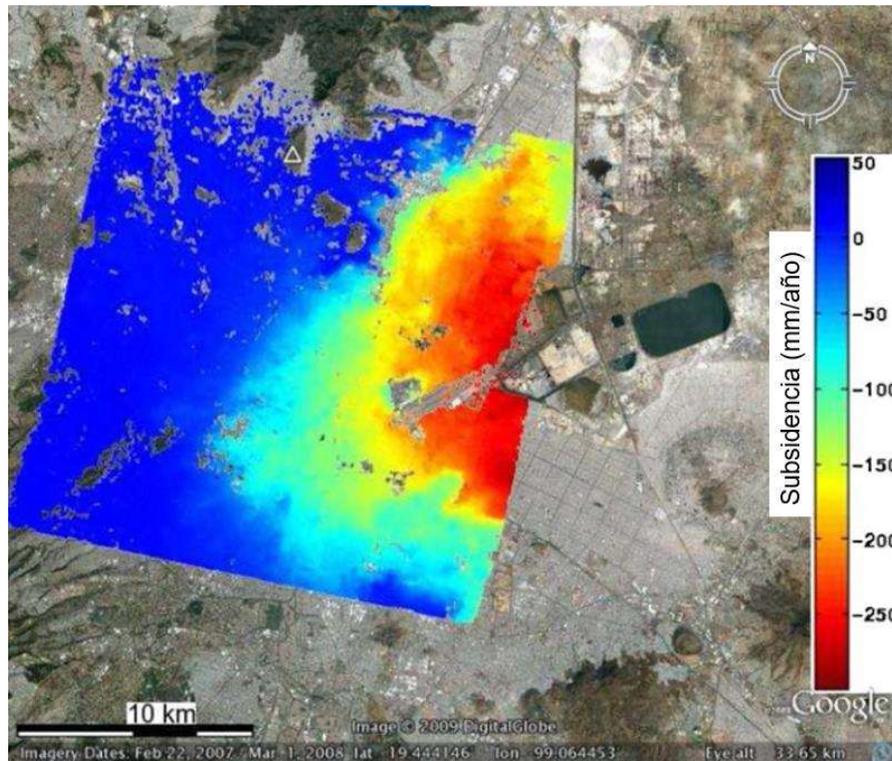


Figura 3.8. Resultados de PSI muestra la subsidencia a lo largo de la Ciudad de México. Máxima tasa de hundimiento de 30 cm/año ocurre en la parte este (Osmanoglu et al, 2011).

Osmanoglu *et al* (2011) utilizaron la técnica PSI para evaluar la subsidencia de la Ciudad de México en el período de enero 2004 y julio 2006. Se utilizaron 23 imágenes del satélite ENVISAT para generar Interferogramas con el programa DORIS. Además, emplearon datos de estaciones geodésicas para validar la información obtenida. El máximo desplazamiento observado en LOS fue cerca de 30 cm/año en zonas cercanas al AICM (Figura 3.8).

Siles *et al* (2015) usaron información del ENVISAT, el programa DORIS y la técnica StaMPS para determinar los desplazamientos de la Ciudad de México entre los años 2002 y 2010. También se detectaron tasas de hundimiento de 30 cm/año cerca del AICM.

Yen *et al* (2012) utilizaron 38 imágenes del satélite ENVISAT de la zona de la Ciudad de México entre noviembre 2002 y marzo 2007. Combinaron la técnica PS con la SBAS y dio como resultado zonas de alta subsidencia (por encima de 38 cm/año).

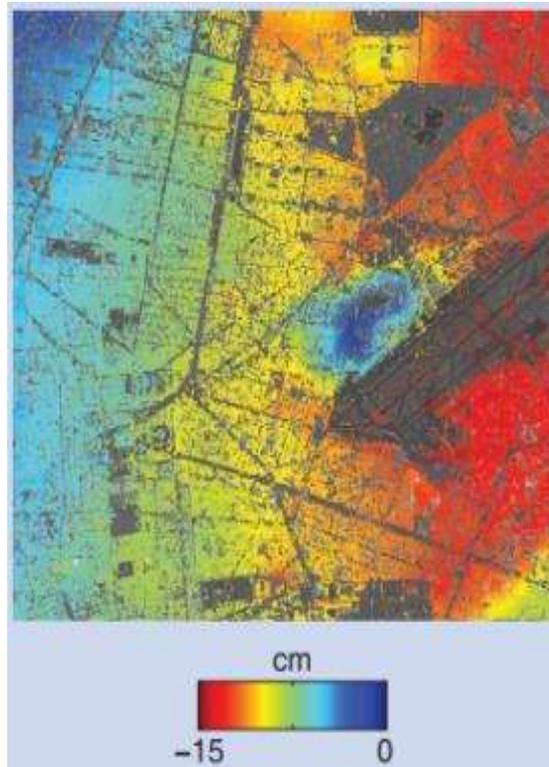


Figura 3.9. Subsidencia estimada en la Ciudad de México alrededor del AICM obtenidas con dos imágenes adquiridas en un intervalo de 6 meses con el satélite TerraSAR-X. (Moreira *et al*, 2013)

Estudios más recientes muestran un hundimiento en la zona del AICM de más de 10 cm por cada seis meses, Figura 3.9 (Moreira *et al*, 2013). Chaussard *et al* (2021) detectaron zonas de hundimiento de hasta 50 cm/año en áreas no urbanizadas con un análisis de series de tiempo InSAR.

Capítulo 4. ANÁLISIS DE HUNDIMIENTOS DE LA CIUDAD DE MÉXICO CON EL MÉTODO DInSAR

Se empleó la tecnología DInSAR para medir la subsidencia en la Ciudad de México. Se realizó un análisis en un cuadrante del Centro Histórico y de la zona del Volcán Xico. Además, se determinaron los asentamientos súbitos por los sismos ocurridos el 7 y 19 de septiembre de 2021; el primero con epicentro en Chiapas de magnitud 8.2 Mw, a 740 km de la Ciudad de México y el segundo con epicentro en Puebla-Morelos de magnitud 7.1 Mw, a 120 km de la Ciudad de México (SSN, 2017).

4.1 Información satelital

Las imágenes satelitales se obtuvieron desde la base de datos ASF Data Search Vertex de la Agencia Espacial Europea y fueron capturadas por el satélite Sentinel -1A. Se adquirieron en el modo IW (*interferometric wide swath*). La huella es aproximadamente de 250 kilómetros en un formato SLC (*Single Look Complex*) con una resolución nominal de 5 metros en dirección del rango y de 20 metros en dirección del azimut. En la Figura 4.1 se observa la zona que abarcan las imágenes satelitales.



Figura 4.1. Zona que abarcan las imágenes satelitales Sentinel -1A formato SLC.

Los análisis se hicieron para dos periodos de tiempo: uno por un año y el otro por mes. El análisis por año (Tabla 4.2) se realizó para el año 2016, el análisis por mes (Tabla 4.3) se hizo para los meses de agosto, septiembre, octubre y noviembre de 2017. Este análisis por mes se realizó para determinar el hundimiento asociado a los sismos de

septiembre de 2017. En la Tabla 4.1 se resumen las características de los pares de imágenes utilizados.

Tabla 4.1. Información de las imágenes utilizadas.

Análisis por:	No	Satélite	Fecha de captura	Dirección	Track	Órbita	
año	1	S1A*	26 de enero de 2016	Descendente	143	14915	
	2	S1A	20 de enero de 2017	Descendente	143	9665	
mes	3	S1A	31 de julio de 2017	Descendente	143	17715	Presismo
	2	S1A	24 de agosto de 2017	Descendente	143	18065	
	3	S1A	05 de septiembre de 2017	Descendente	143	18240	
	4	S1A	29 de septiembre de 2017	Descendente	143	18590	Postsismo
	5	S1A	23 de octubre de 2017	Descendente	143	18940	
	6	S1A	04 de noviembre de 2017	Descendente	143	19115	
	7	S1A	28 de noviembre de 2017	Descendente	143	19465	
*S1A Sentinel 1 ^a							

Con esta información se obtuvieron los siguientes Interferogramas para estimar los hundimientos.

Tabla 4.2. Año analizado

Año analizado	Imagen maestra	Imagen esclava
2016	1 (26/01/2016)	2 (20/01/2017)

*Formato de fecha (dd/mm/aaaa)

Tabla 4.3. Meses analizados

Mes analizado	Imagen maestra	Imagen esclava
Agosto de 2017	1 (31/07/2017)*	2 (24/08/2017)*
Septiembre de 2017	3 (05/09/2017)	4 (29/09/2017)
Octubre de 2017	4 (29/09/2017)	5 (23/10/2017)
Noviembre de 2017	6 (04/11/2017)	7 (28/11/2017)

**Formato de fecha (dd/mm/aaaa)*

Para verificar la subsidencia anual relativa obtenida por DInSAR, se comparó con nivelaciones hechas con topografía convencional.

En todos los casos cada píxel representa aproximadamente 14 metros de celda de resolución en rango terrestre y se descartaron los píxeles con una coherencia menor de 0.6. Para fines prácticos de este trabajo se llamará análisis por mes y por año, aunque sean de 24 días y 360 días respectivamente.

4.2 Área de estudio

La zona de estudio abarca un área de 793 km² dentro de los cuales se encuentran sitios como el centro histórico, el Aeropuerto de la Ciudad de México, Xochimilco, la Sierra de Santa Catarina, Ciudad Universitaria, entre otros. El área de estudio está comprendida entre las latitudes 19.28° y 19.448° N y las longitudes -99.199° y -98.85° O (Figura 4.2).

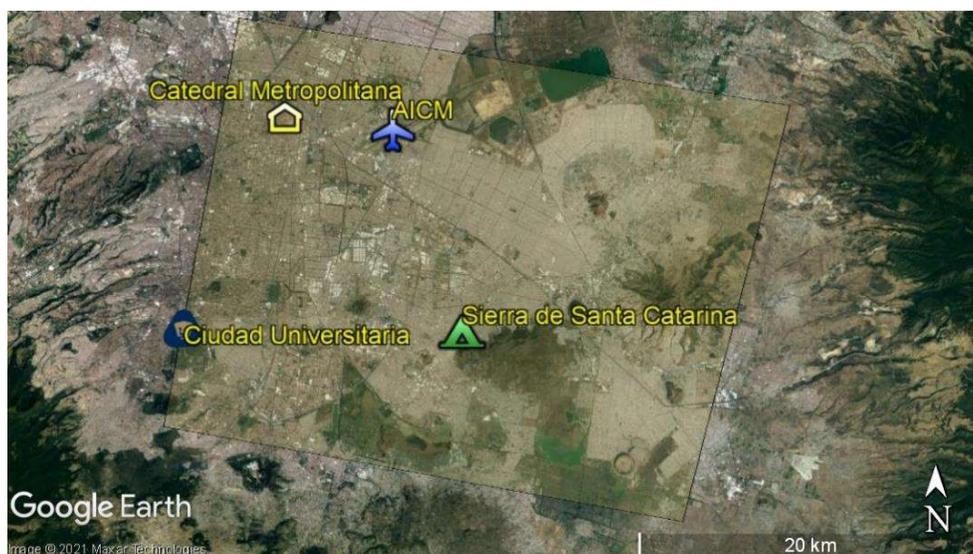


Figura 4.2. Área de estudio.

4.3 Resultados

Los resultados se determinan de acuerdo con el procedimiento explicado en el subcapítulo 2.7 *Procesamiento DInSAR con SNAP*, en el cual se consideran los hundimientos iguales a la componente vertical del desplazamiento en LOS. Se obtuvieron los mapas de hundimiento relativo que se muestran en las Figuras 4.3 a la 4.6. La tasa de hundimiento relativo calculada con las imágenes satelitales fue de hasta 4 cm por mes. La mayor parte del hundimiento se observó en antiguas áreas al oriente de la ciudad a la altura del Aeropuerto de la Ciudad de México. Este patrón se observó en todos los meses analizados.

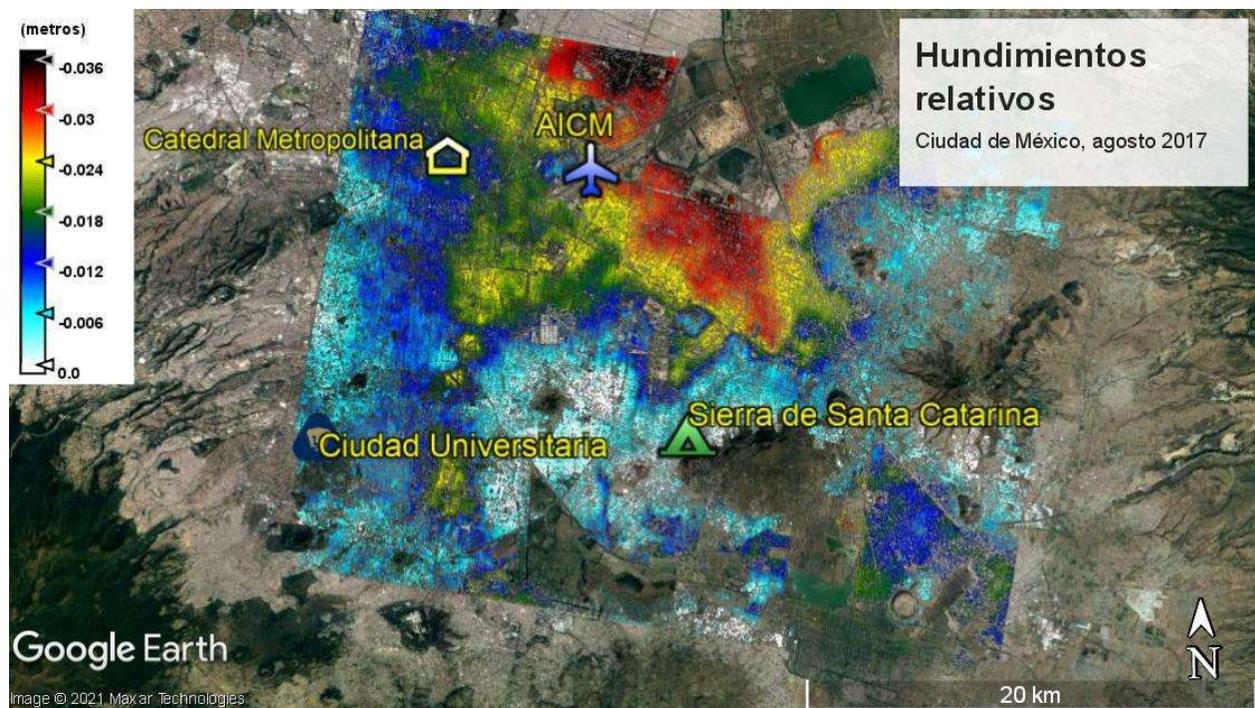


Figura 4.3. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, agosto 2017

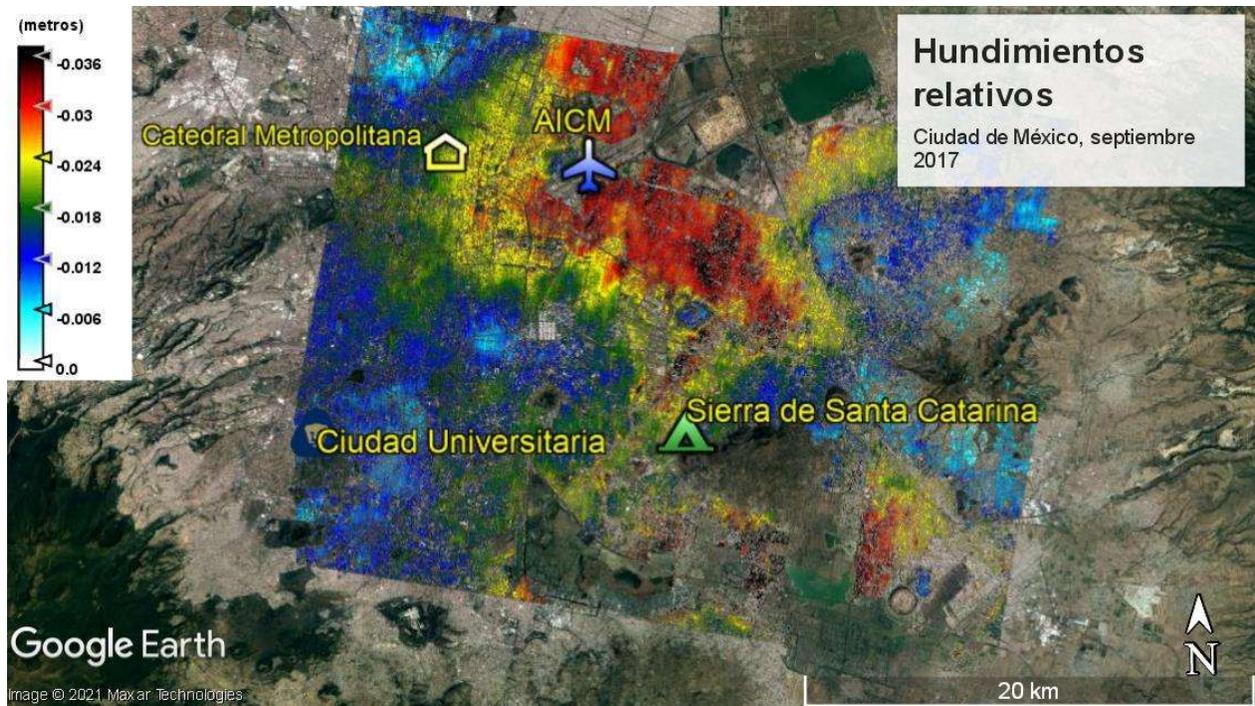


Figura 4.4. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, septiembre 2017

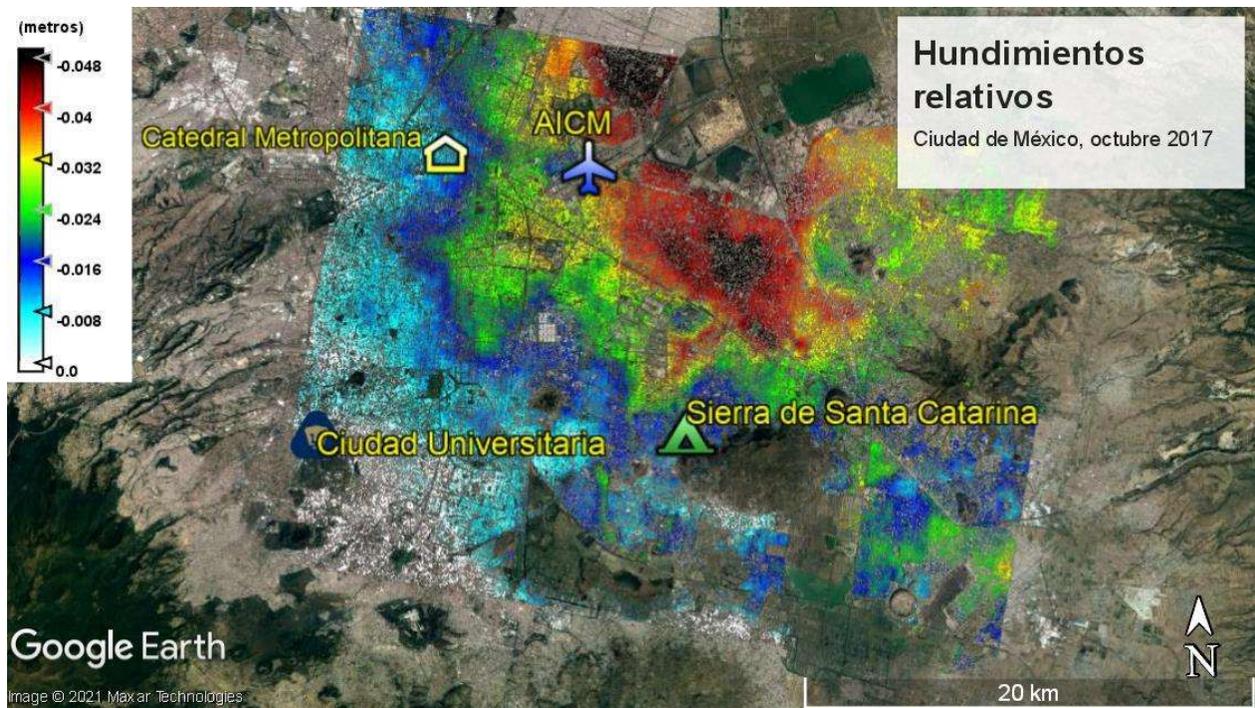


Figura 4.5. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, octubre 2017

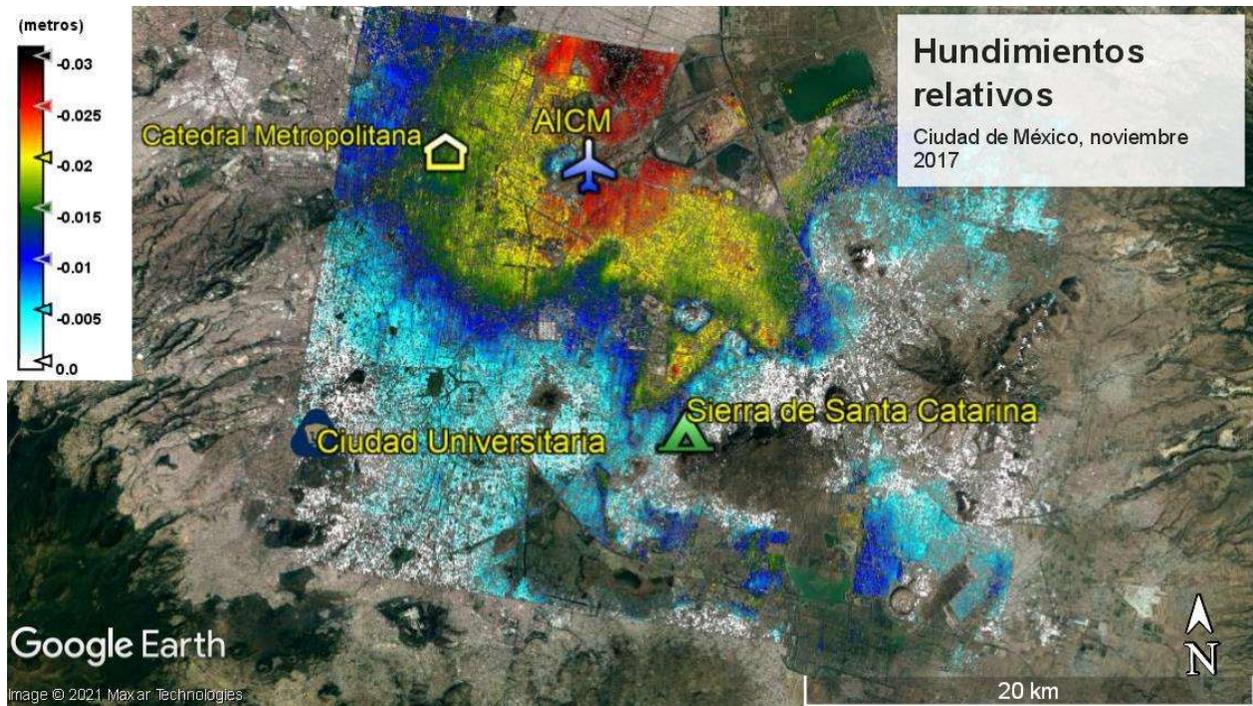


Figura 4.6. Hundimientos relativos (m/mes) en la Ciudad de México, noviembre 2017

En las Figuras 4.3 y 4.4 se muestran los hundimientos determinados para agosto y septiembre de 2017, respectivamente. Se observa que en estos meses los asentamientos son superiores a 3.5 cm/mes en los alrededores del aeropuerto, y que en más de la mitad del área analizada no superan 1.5 cm/mes. Por otra parte, en esos meses se determinaron asentamientos entre 1 y 3 cm/mes en la zona de suelos blandos de la Ciudad de México.

Las Figuras 4.5 y 4.6 muestran los hundimientos calculados para octubre y noviembre de 2017, respectivamente. En el mes de octubre resultaron asentamientos superiores a 4.0 cm/mes en los alrededores del Aeropuerto, en un área mayor que en los demás periodos analizados, y en noviembre fueron de 2 a 3 cm/mes. En el resto del área analizada los asentamientos no superan 1.5 cm/mes.

La fluctuación de los asentamientos puede deberse a los cambios entre periodos de lluvias y secas. Al subir el nivel freático desde un nivel inferior, o por la percolación de la lluvia después de la sequía, se produce una disminución en los esfuerzos efectivos del suelo; en otras palabras, se puede deber a cambios estacionales.

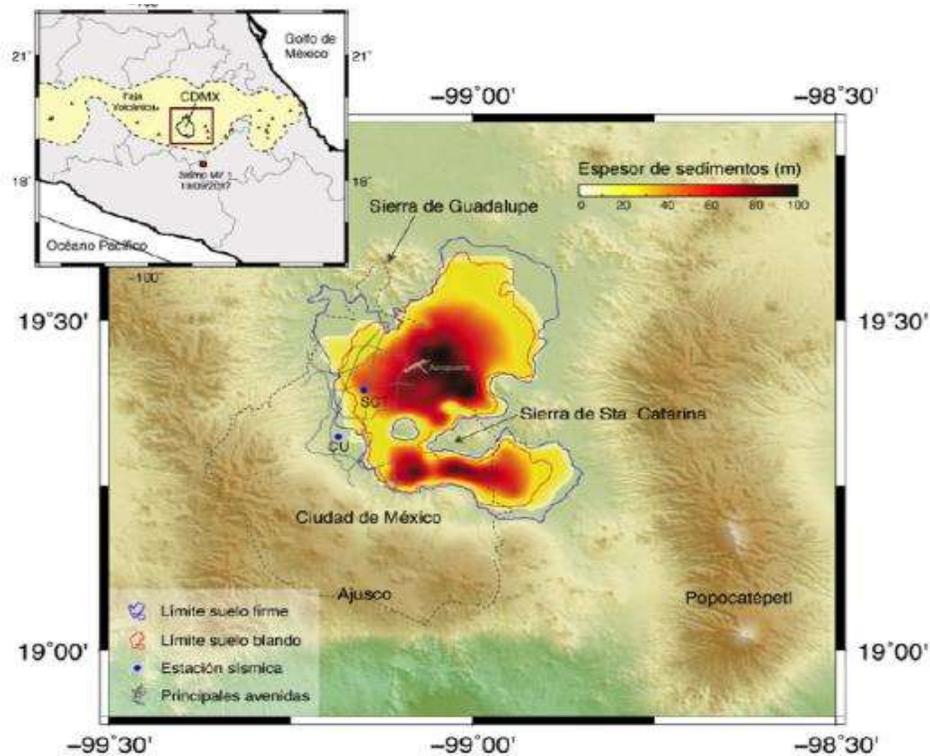


Figura 4.7. Espesor de la cuenca sedimentaria donde se ubica gran parte de la ciudad de México. (Cruz Atienza et al, 2016 citado y modificado por Zúñiga, 2017)

Las zonas donde se obtuvieron los mayores hundimientos relativos coinciden con aquellas de mayores espesores de suelos arcillosos compresibles de la CDMX (Figura 4.7).

4.3.1 Perfiles de hundimiento en el Centro Histórico de la Ciudad de México

En el Centro Histórico de la Ciudad de México se ubicaron dos perfiles de hundimiento. Un perfil Oeste – Este, de 5 km de longitud que pasa por la Alameda Central y la Catedral Metropolitana, y uno Norte – Sur, de 3.5 km que también pasa por la Catedral Metropolitana. La traza de estos perfiles se muestra en la Figura 4.8.



Figura 4.8. Traza de los perfiles de hundimiento en el centro histórico de la Ciudad de México.

En las Figuras de la 4.9 a la 4.12 se presentan los mapas de hundimiento relativo mensual determinados para agosto, septiembre, octubre y noviembre de 2017, respectivamente. En las Figura 4.13 y Figura 4.14 se presentan los perfiles de hundimiento relativo calculados con la herramienta *profile plot* del programa SNAP. En el perfil Oeste - Este se observan hundimientos relativos mínimos y máximos del orden de 1.5 y 2.5 cm/mes en las partes Oeste y Este, respectivamente. En el lado Este se determinaron mayores asentamientos, lo cual coincide, como ya se mencionó, con el aumento del espesor de la capa de los suelos arcillosos compresibles en esa zona. Se observa que en la Alameda Central hay mucho ruido y por tanto poca coherencia de las imágenes, lo que resulta en desplazamientos que cambian de manera abrupta.

En el perfil de hundimientos relativos Norte – Sur (Figura 4.14) se determinaron asentamientos hasta de 1.1 cm mayores en septiembre con respecto a agosto y los demás meses, que se asocian a los sismos de septiembre. La diferencia también es notoria en los mapas de hundimiento relativo (Figuras 4.9 – 4.12), donde se observa que para el mes de septiembre se determinaron valores mayores.

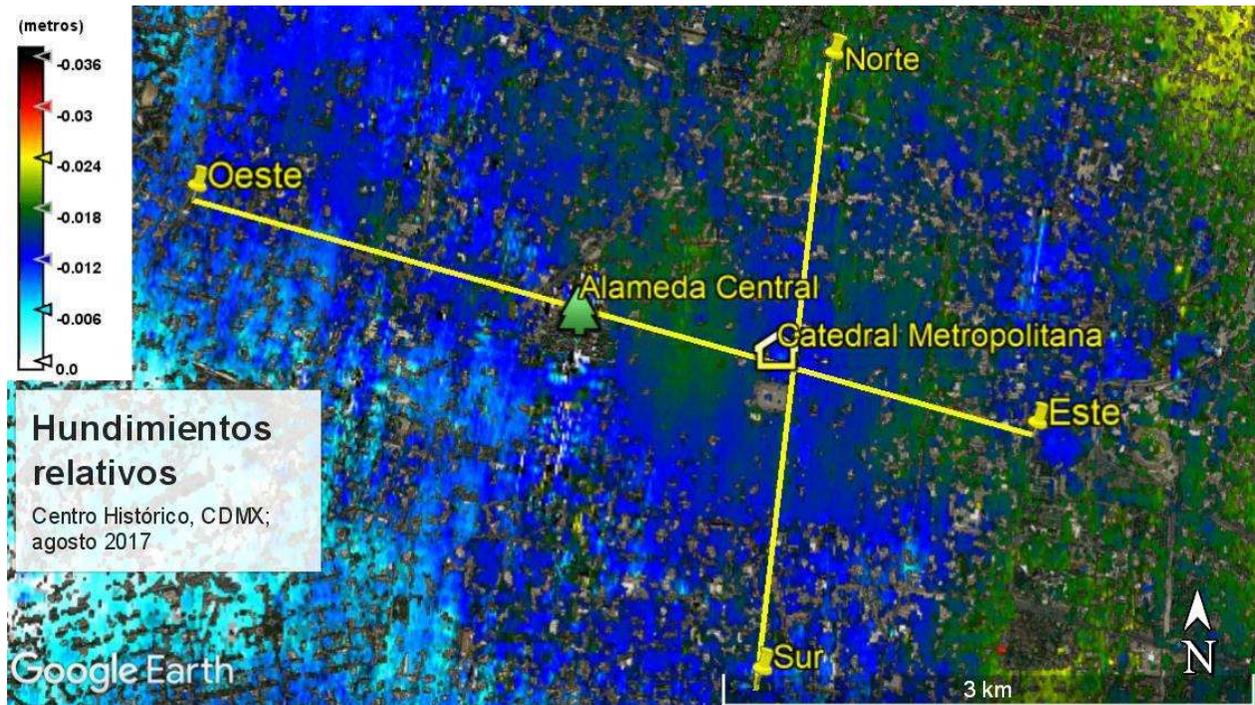


Figura 4.9. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, agosto 2017.

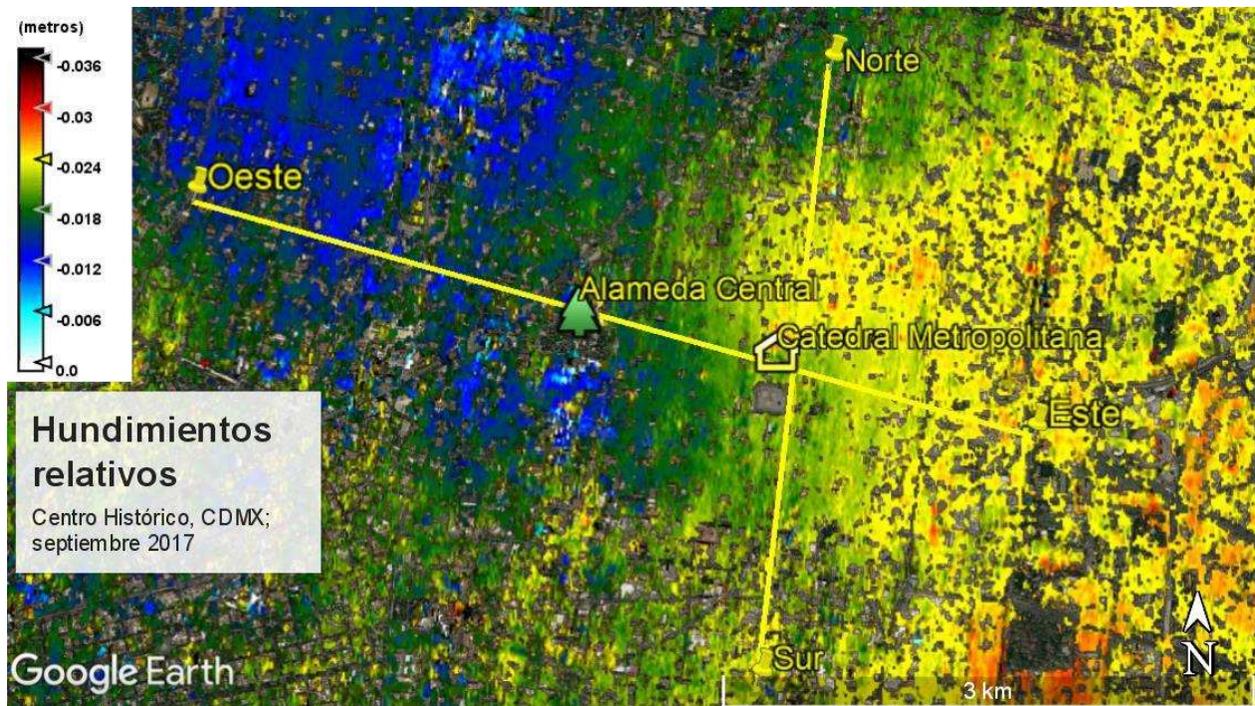


Figura 4.10. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, septiembre 2017.

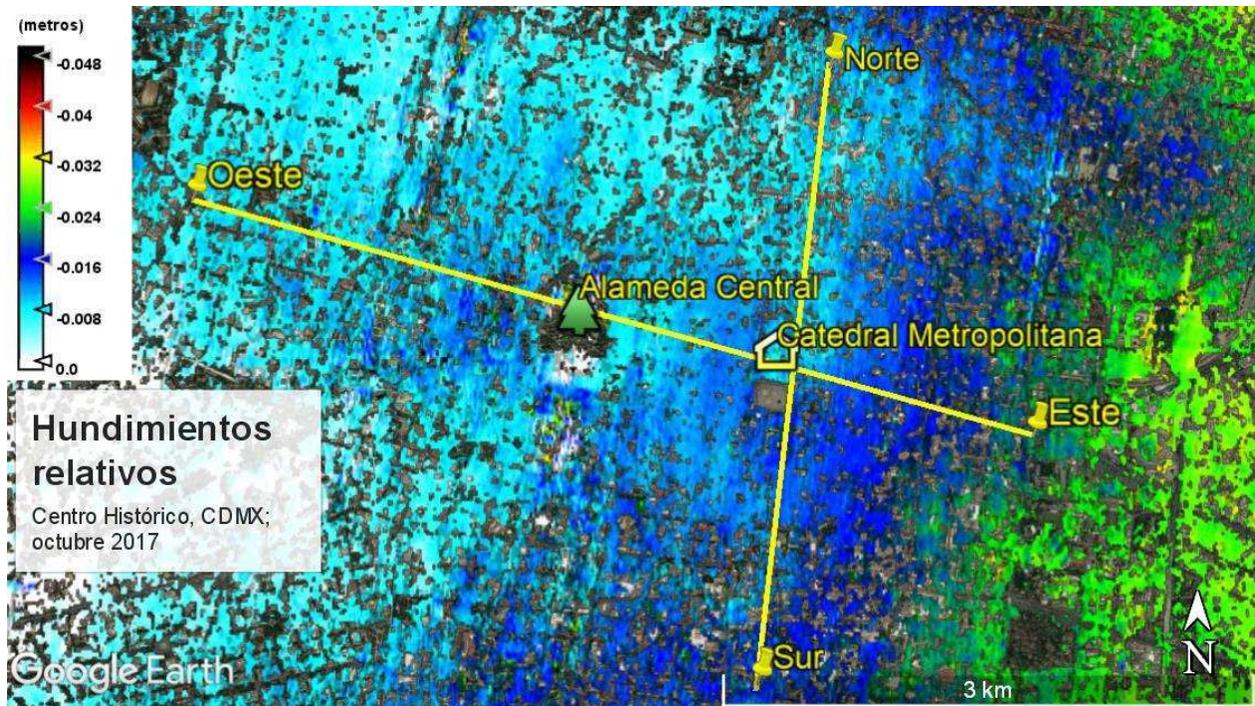


Figura 4.11. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, octubre 2017.

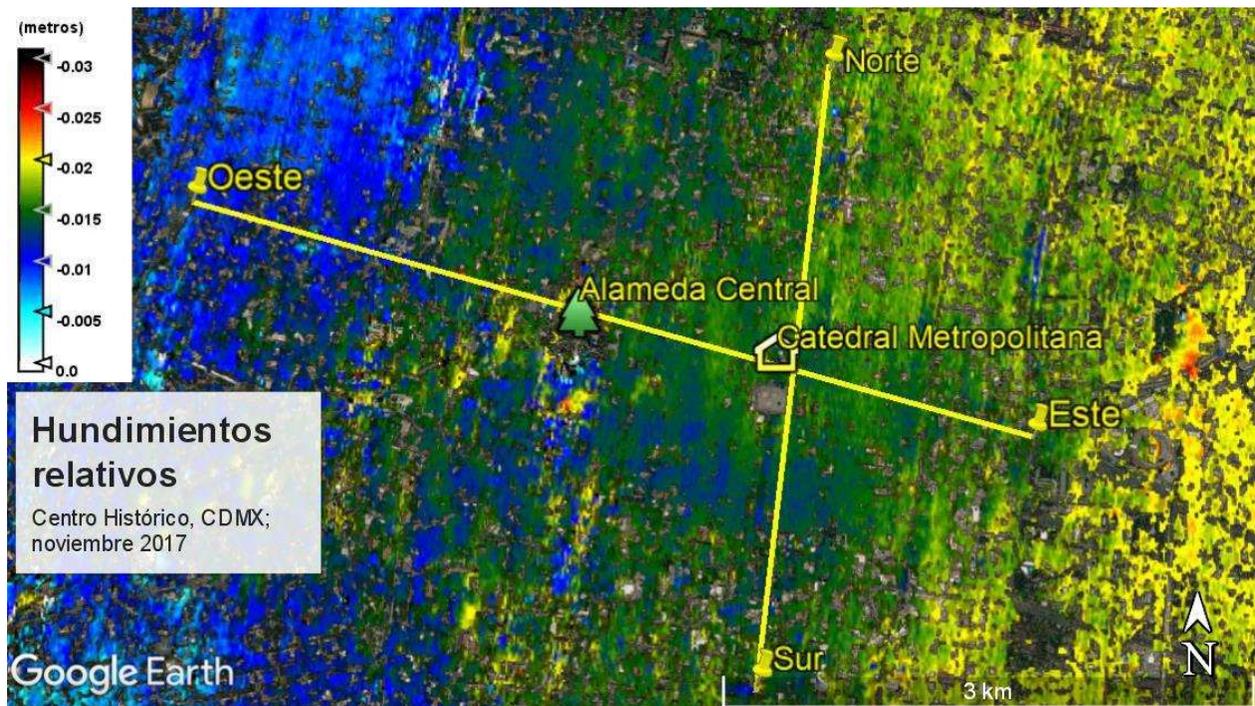


Figura 4.12. Hundimientos relativos en el Centro Histórico de la CDMX, noviembre 2017.

Hundimientos en el Centro Histórico de la CDMX Perfil Oeste - Este

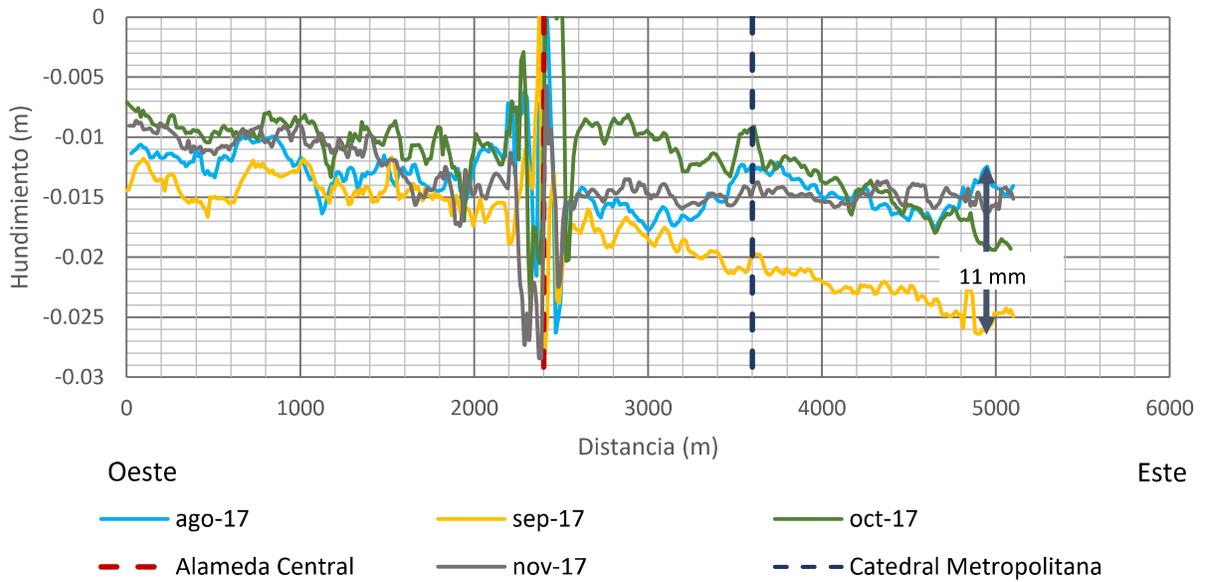


Figura 4.13. Hundimientos relativos (m/mes) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste-Este.

Hundimientos en el Centro Histórico de la CDMX Perfil Norte - Sur

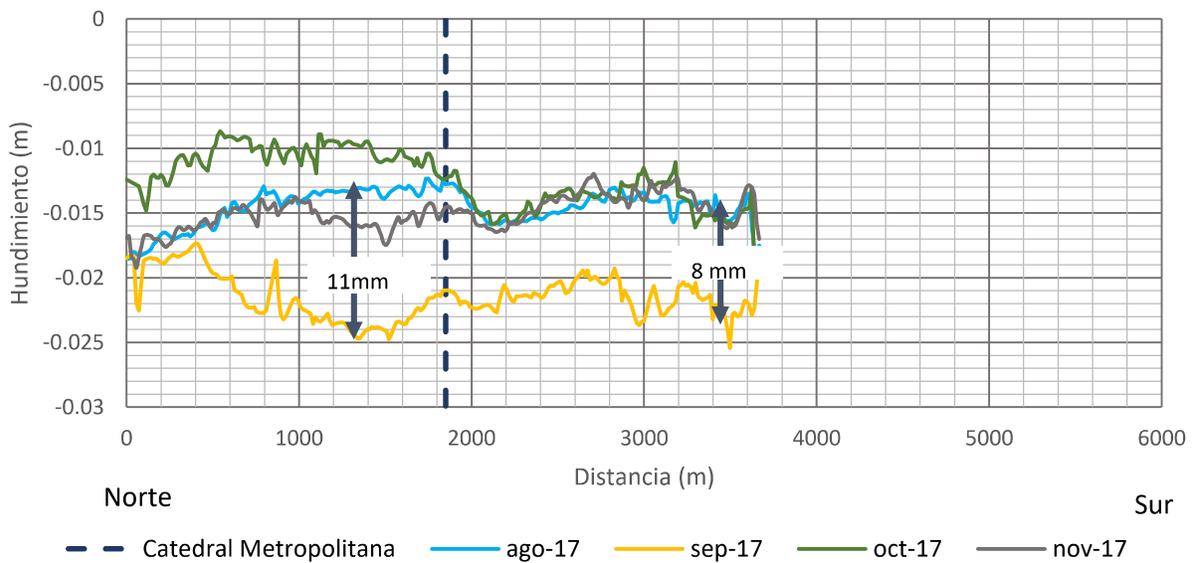


Figura 4.14. Hundimientos relativos (m/mes) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste-Este.

4.3.2 Perfiles de hundimiento en la Zona del Volcán Xico

También se realizó un análisis de asentamientos en dos perfiles: Oeste - Este y Norte - Sur en la zona alrededor del volcán Xico. La Figura 4.15 muestra las trazas de dichos perfiles, cuyas longitudes son de 3 km. Asimismo, se marca como referencia un punto O (506824.00 m E, 2130495.00 m N) en la intersección de dichos perfiles.



Figura 4.15. Traza de los perfiles de hundimiento en la Zona del Volcán Xico.

En las Figuras 4.16, 4.17, 4.18 y 4.19 se presentan los mapas de hundimiento relativo mensual determinados para agosto, septiembre, octubre y noviembre de 2017, respectivamente. Se observa que, para agosto, octubre y noviembre, los hundimientos determinados varían entre 0.5 y 2.0 cm/mes; mientras que para septiembre alcanzan los 3.5 cm/mes. Justo en el volcán se observa que hay menos concentración de píxeles debido a que es una zona sin edificios y mayormente arbolada; para mejorar la coherencia en zonas rurales, sin edificios o con mucha vegetación, se recomienda usar imágenes de otro satélite en otra banda.

En las figuras 4.20 y 4.21 se muestran los perfiles de hundimiento Oeste - Este y Norte - Sur, respectivamente. Al igual que en el Centro Histórico, en la zona del volcán Xico se observa una tendencia clara de mayores hundimientos durante septiembre de

2017. El perfil Oeste-Este muestra asentamientos hasta de 3.4 cm, mayores en septiembre respecto a los obtenidos en agosto, octubre y noviembre (Figura 4.20), mientras que en el perfil Norte - Sur son de hasta 1.7 cm/mes (Figura 4.21). Esta diferencia se asocia a los sismos de septiembre.

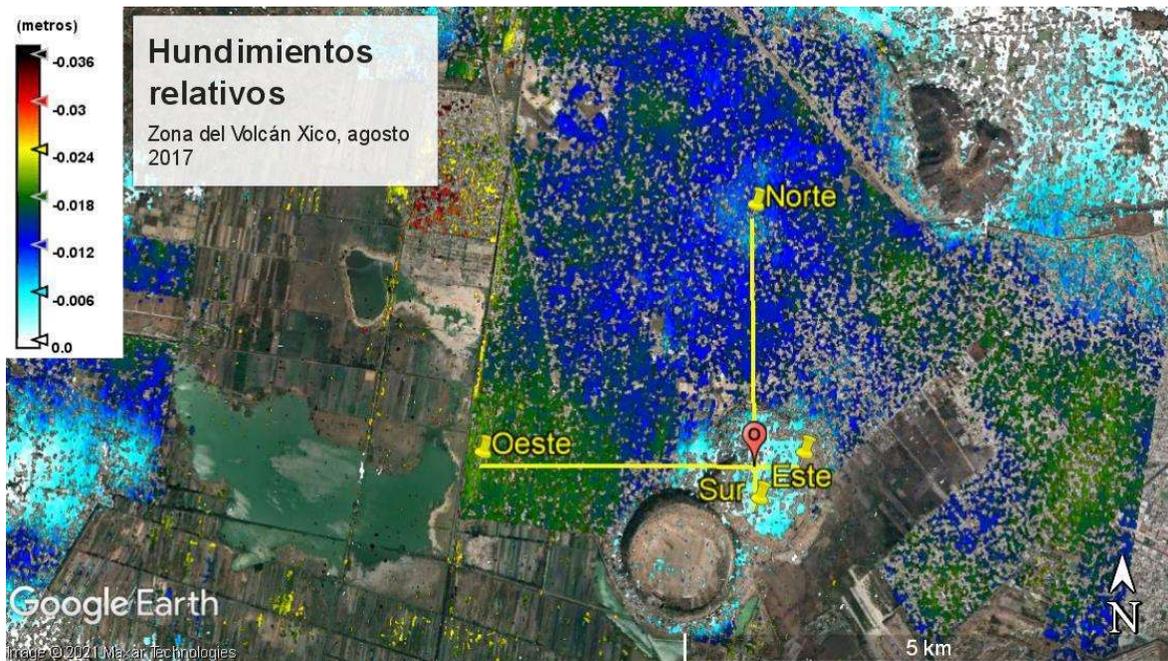


Figura 4.16. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, agosto 2017

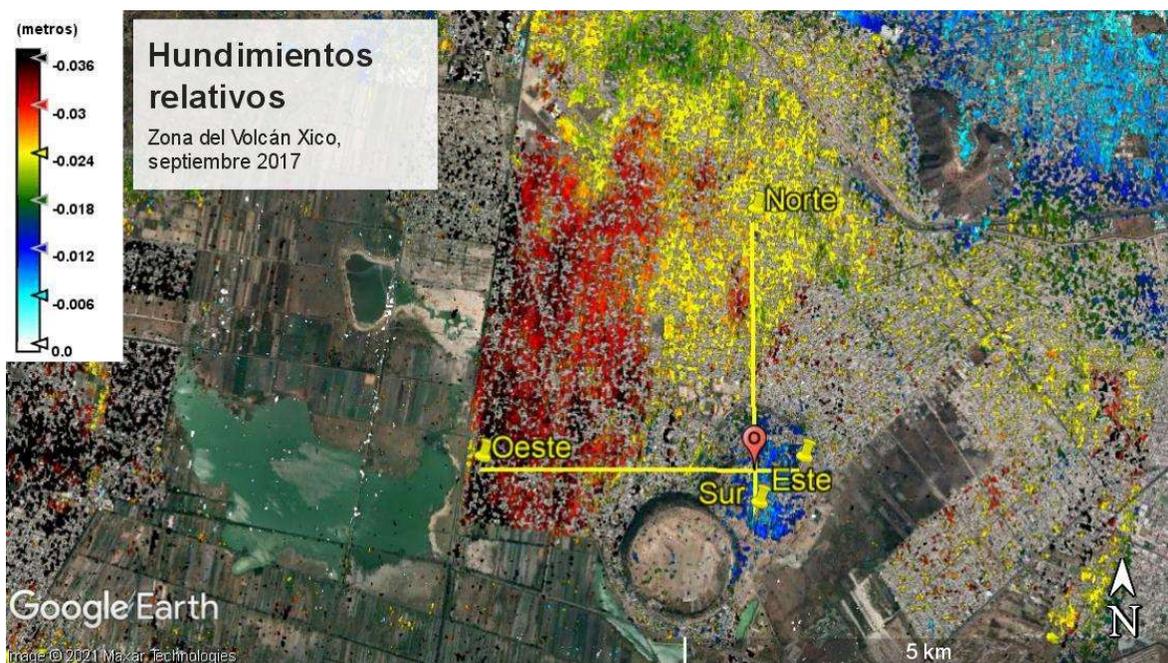


Figura 4.17. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, septiembre 2017.

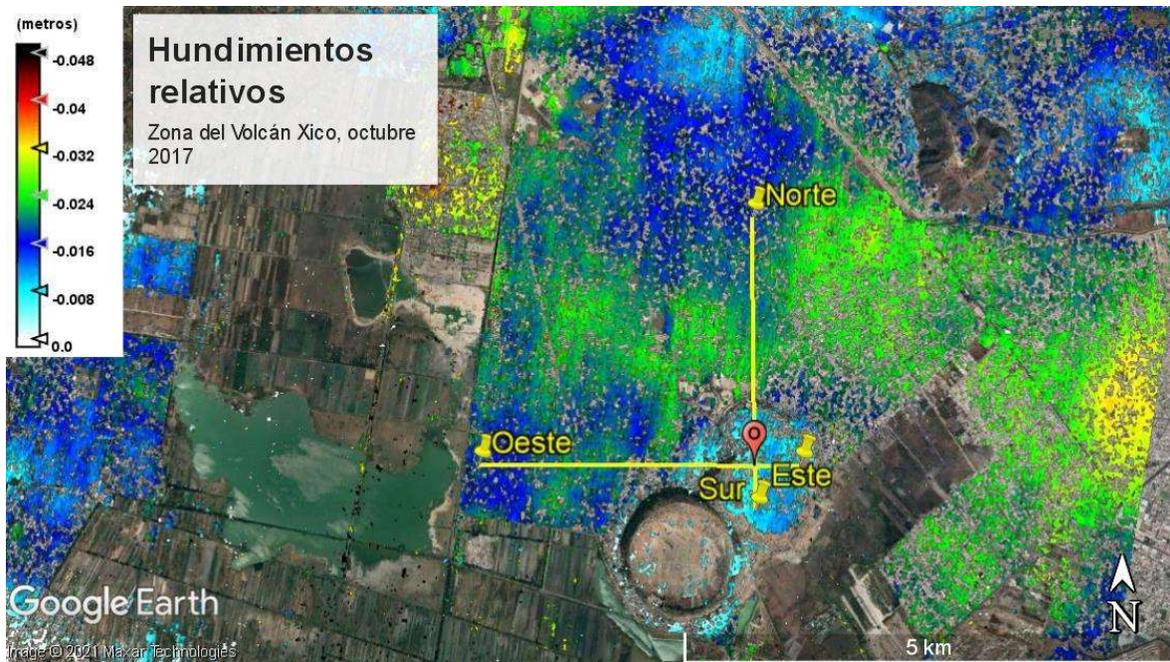


Figura 4.18. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, octubre 2017.

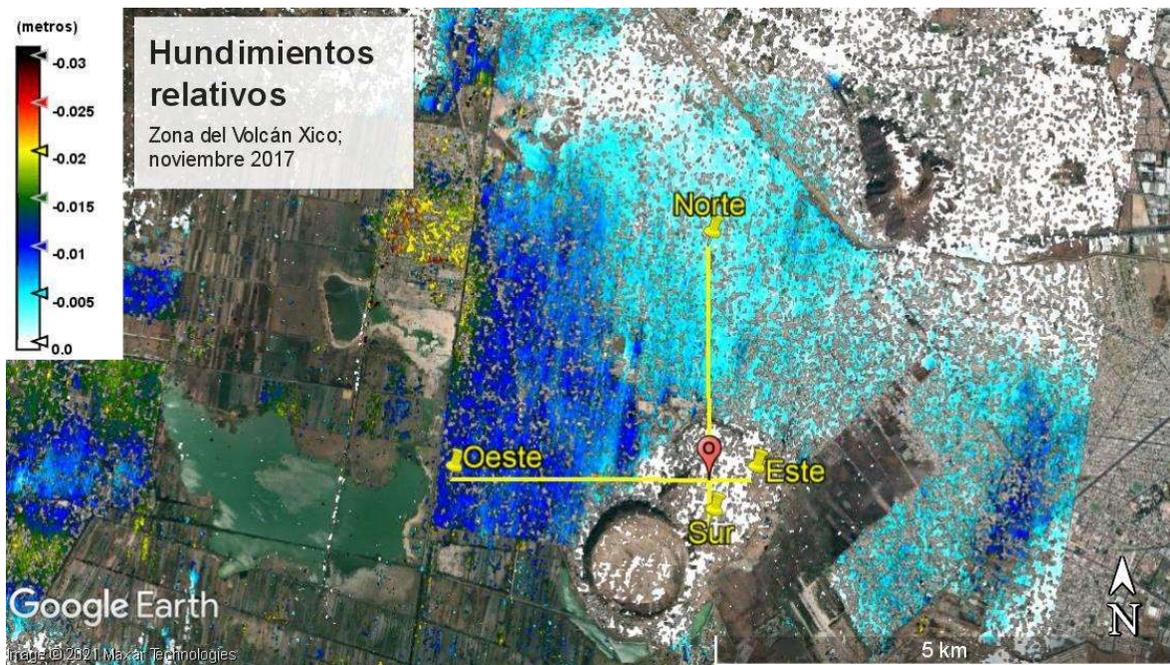


Figura 4.19. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico, noviembre 2017.

Hundimientos en la zona del Volcán Xico Perfil Oeste - Este

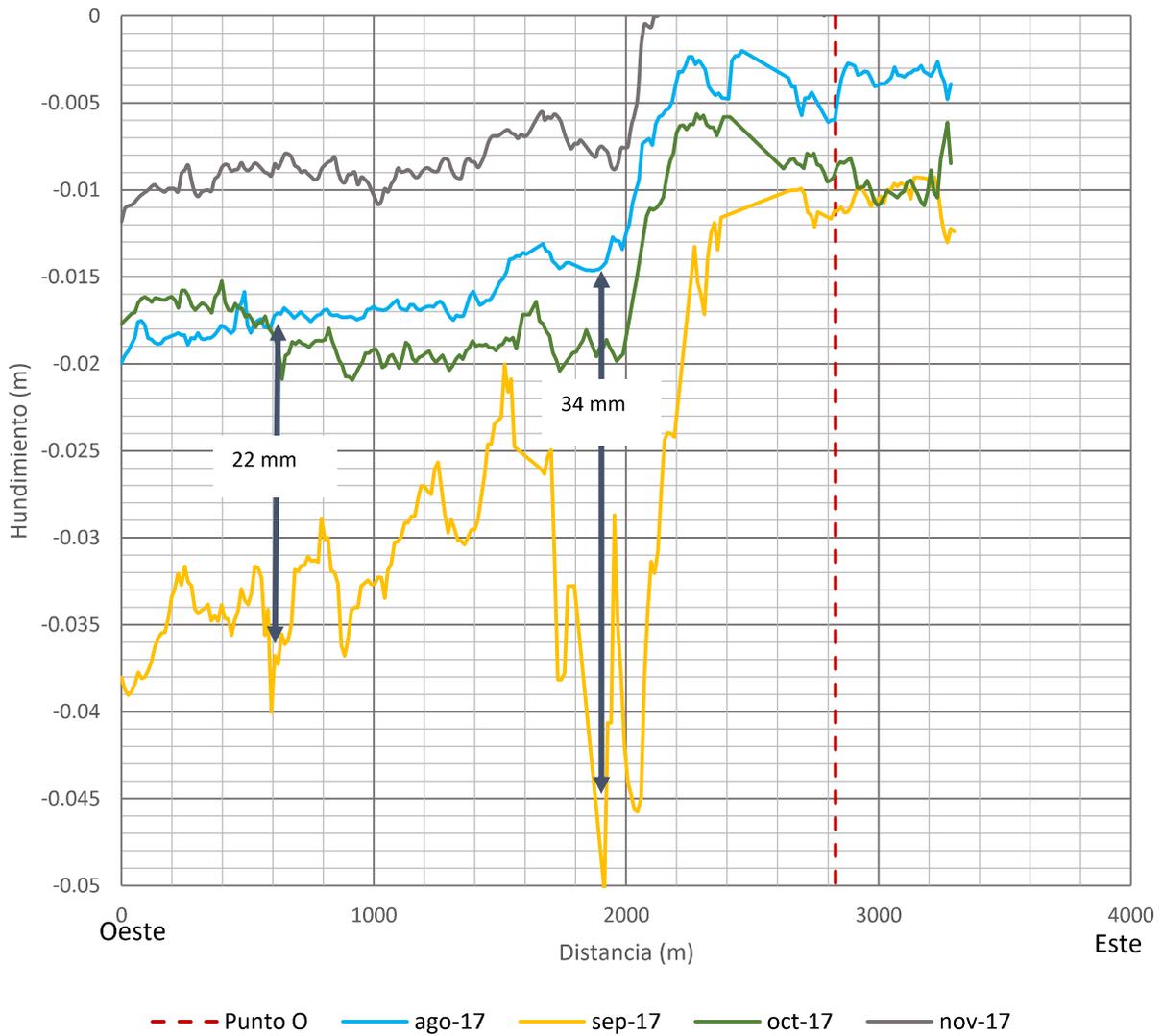


Figura 4.20. Hundimientos relativos (m/mes) en la Zona del Volcán Xico. Perfiles Oeste-Este.

Hundimientos en la zona del Volcán Xico Perfil Norte - Sur

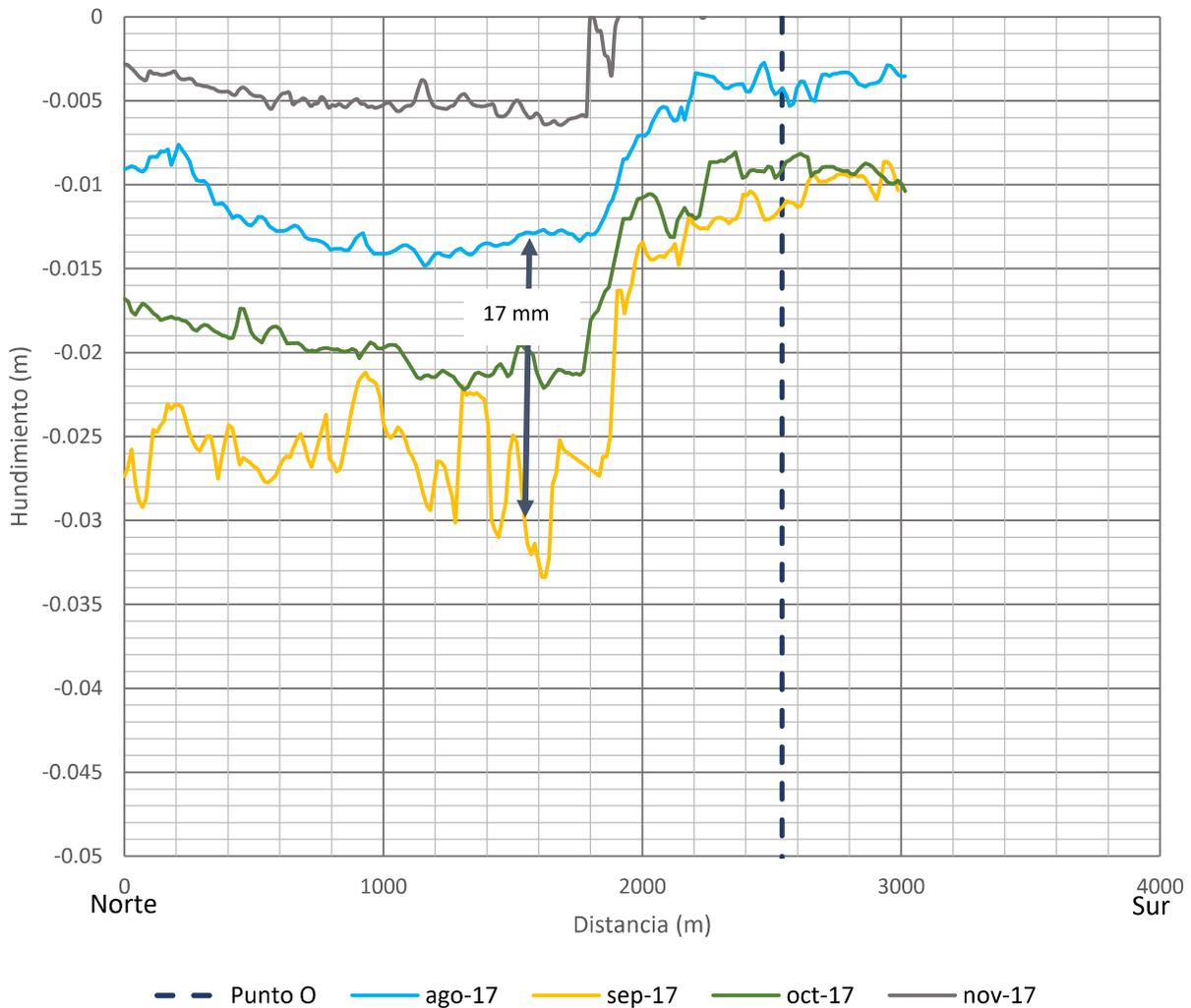


Figura 4.21. Hundimientos relativos en la Zona del Volcán Xico. Perfiles Norte-Sur.

4.3.3 Hundimiento regional

Se realizó el análisis por DInSAR del año 2016 y se comparó con los hundimientos anuales medios determinados de las nivelaciones de los años de 2007 y de 2016 de los bancos de nivel de SACMEX. Este hundimiento anual promedio se comparó con el determinado con el análisis DInSAR correspondiente a 2016.

Como en el subcapítulo anterior, se realizaron dos perfiles de hundimiento anual: uno Oeste - Este, de 5 km de longitud; y otro, Norte - Sur, de a 3.6 km. Ambos perfiles se

cruzan en la Catedral Metropolitana. Las trazas de estos perfiles y los bancos más cercanos a estos mismos se presentan en las Figuras 4.23 y 4.24.

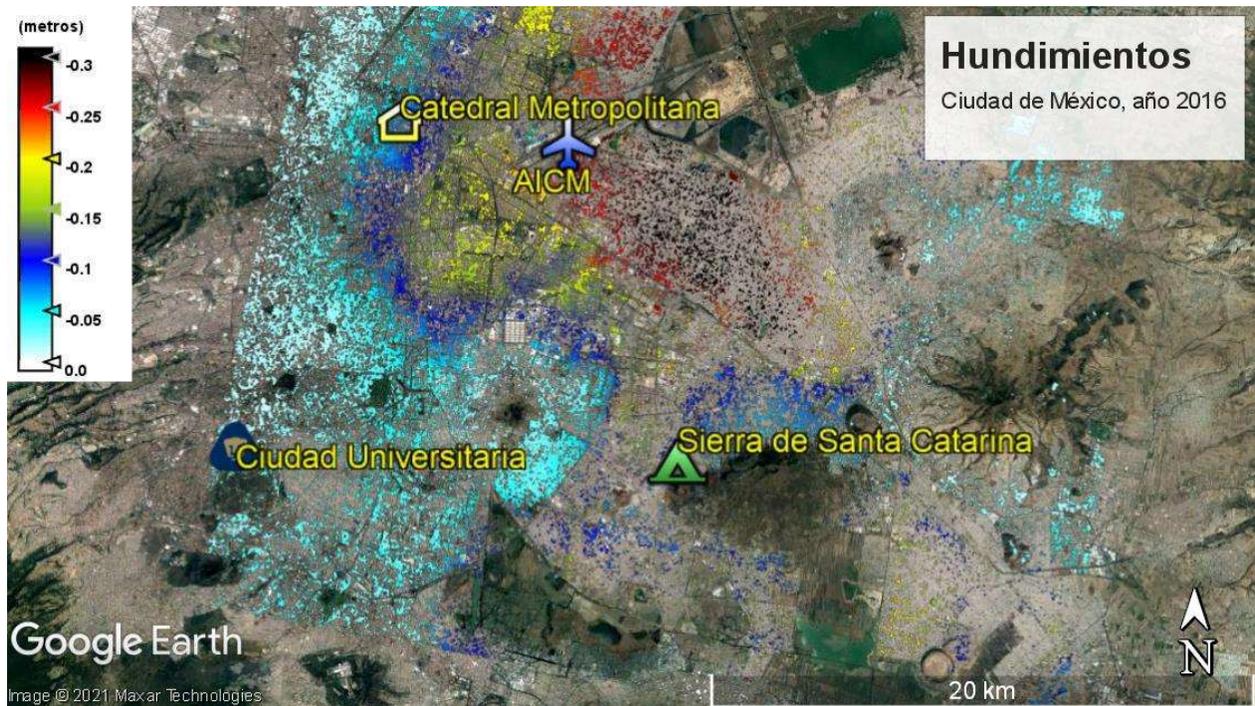


Figura 4.22. Hundimientos relativos (m/año) correspondientes al año 2016



Figura 4.23. Bancos de nivel SACMEX cercanos al Perfil Oeste-Este

Tabla 4.4. Datos de los Bancos de Nivel SACMEX cercanos al Perfil Oeste – Este.

Bancos de nivel (BN)	ID	Coordenadas UTM (m)		Distancia (m)	Elevación 2007 (m.s.n.m.)	Elevación 2016 (m.s.n.m.)	Hundimiento promedio anual de BN (2007 y 2016) (m)
		Este (E)	Norte (N)				
BN - 959	C(N01W02)06	482925	2149807	310	2235.46688	2235.33978	-0.0141
BN - 35	B(N01W02)02	483379	2149640	790	2232.7805	2232.56606	-0.0238
BN - 956	C(N01W02)02	483646	2149530	1080	2231.36828	2231.04388	-0.0360
BN - 960	C(N01W02)10	483882	2149383	1360	2230.1831	2229.79161	-0.0435
BN - 32	B(N01W01)05	484200	2149361	1630	2229.07228	2228.69496	-0.0419
BN - 953	C(N01W01)16	485400	2149050	2900	2231.23187	2230.66324	-0.0632
BN -935	C(N01E01)02	485914	2148843	3450	2230.29488	2229.56679	-0.0809
BN - 939	C(N01E01)06	486055	2148825	3595	2231.8962	2231.21549	-0.0756
BN - 946	C(N01E01)13	486152	2148803	3700	2229.61496	2229.14204	-0.0525
BN -04	B(N01E01)04	486451	2148781	3986	2228.22184	2227.49728	-0.0805



Figura 4.24. Bancos de nivel SACMEX cercanos al Perfil Norte – Sur

Tabla 4.5. Datos de los Bancos de Nivel SACMEX cercanos al Perfil Norte - Sur.

Bancos de nivel (BN)	ID	Coordenadas UTM (m)		Distancia (m)	Cota 2007 (m.s.n.m.)	Cota 2016 (m.s.n.m.)	Hundimiento promedio anual de BN (2007-2016) (m)
		Este (E)	Norte (N)				
934	C(N01E01)01	485,995	2,149,266	1450	2,231.25	2,230.59	-0.0736
946	C(N01E01)13	486,152	2,148,803	1855	2,229.61	2,229.14	-0.0525
947	C(N01E01)14	486,129	2,148,600	2060	2,231.30	2,230.39	-0.1010
1404	M(S01E01)02	485,814	2,148,068	2665	2228.98	2228.22	-0.0843

En las tablas 4.4 y 4.5 se resumen los datos y los hundimientos anuales promedio de los bancos de nivel de SACMEX a lo largo del perfil Oeste-Este y Norte -Sur, respectivamente. Para estimar la subsidencia anual promedio de los bancos de nivel de SACMEX, las elevaciones de los bancos de 2016 se restaron de aquellas correspondientes a 2017 y se dividieron entre 9 años. Este hundimiento anual promedio se comparó con los determinados con las imágenes satelitales.

En las Figuras 4.25 y 4.26 se presentan los perfiles de hundimientos. Se determinaron hundimientos mínimos del orden de 1cm/año y máximos del orden de 12 cm/año, en la parte Oeste y en la Este, respectivamente. Se observa una tendencia de hundimientos similar a los resultados promediados de los bancos de nivel. En la zona Oeste hay un buen ajuste en los primeros 1600 m del perfil, la diferencia es de menos de 0.5 cm/año. Donde hay más dispersión, la diferencia es de aproximadamente 2.0 cm/año.

En el perfil de hundimientos relativos Norte - Sur hay pocos bancos de nivel cercanos. Las diferencias mínima y máxima entre los promedios de hundimientos de bancos de nivel y el perfil obtenido por DInSAR para 2016 son, aproximadamente, de 0.5 y 2.0 cm/año, respectivamente.

Las diferencias entre mediciones se atribuyen a que las mediciones de los bancos de nivel contemplan un período entre 2007 y 2016 (9 años), mientras que las obtenidas del DInSAR están acotadas para el año 2016.

Hundimiento anual en el Centro Histórico CDMX Perfil Oeste - Este

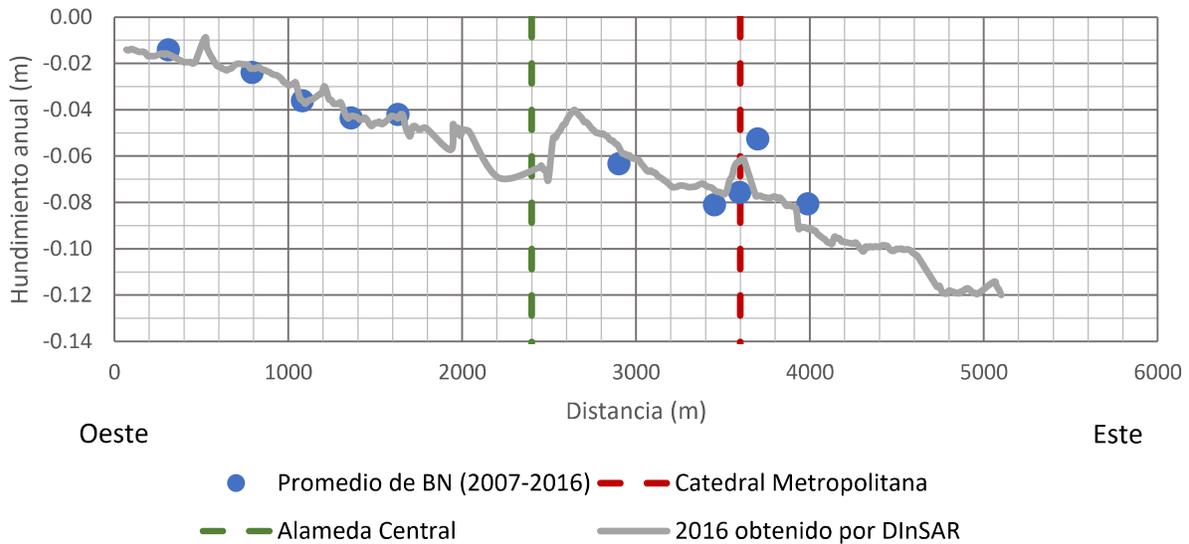


Figura 4.25. Hundimientos relativos anuales (m/año) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Oeste – Este.

Hundimiento anual en el Centro Histórico CDMX Perfil Norte - Sur

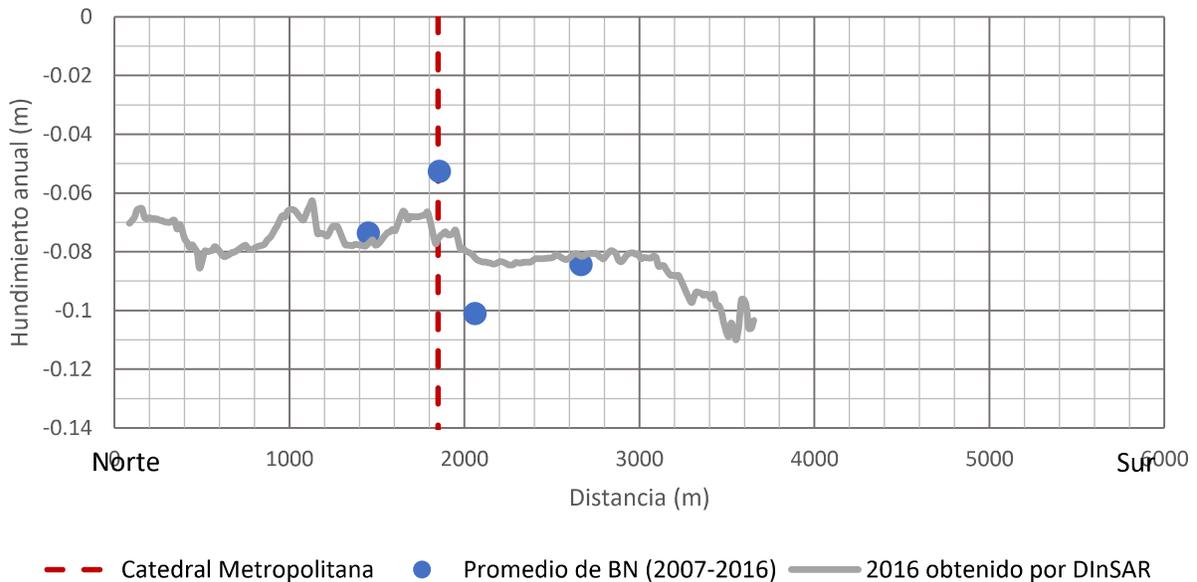


Figura 4.26. Hundimientos relativos anuales (m/año) en el Centro Histórico de la CDMX. Perfil Norte – Sur.

Capítulo 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. La metodología DInSAR es una excelente herramienta para estimar los asentamientos en áreas urbanas. Esta herramienta proporciona mucha información que puede ser analizada desde gabinete de una manera más eficiente, económica y en menos tiempo en comparación con técnicas topográficas convencionales de campo. Desde luego, siempre es recomendable complementarla con bancos de nivel fijo para aumentar su nivel de precisión.
2. La interferometría diferencial SAR (DInSAR) es complementaria de los trabajos de nivelación y medición con GPS. Es decir, la técnica DInSAR tiene un gran potencial para integrarse en una red para medir la subsidencia junto con la nivelación y mediciones con GPS.
3. En algunas zonas de la ciudad se obtuvo una tasa de hundimiento de 45 cm por año. Otras zonas como el centro histórico de la Ciudad se hunden entre 6 cm y 15 cm por año.
4. En los perfiles de las figuras 4.13 y 4.14 se puede notar que el lado Oeste del Centro Histórico se hunde menos que el lado Este; esto se asocia al aumento del espesor de los estratos de arcilla hacia el Este. En general, los mapas de hundimiento muestran buena correlación con los espesores de arcilla compresible.
5. Los sismos que afectaron a la Ciudad de México en septiembre de 2017 indujeron asentamientos súbitos. En el Centro Histórico estos asentamientos variaron entre 1.2 y 2.5 cm en el campo libre. En la zona del Volcán Xico los asentamientos súbitos resultaron entre 1.0 y 5.0 cm. Lo anterior, concuerda con las observaciones de Marsal y Mazari (1959), Zeevaert (1983) y Jaime *et al* (1987).
6. La comparación de los hundimientos determinados por imágenes satelitales con aquellos determinados con bancos de nivel, indican que la técnica DInSAR estima los hundimientos con buena exactitud.

Se recomienda:

1. Mejorar la precisión mediante técnicas derivadas del DInSAR simple (análisis de series de tiempo) que realizan el análisis con más de 2 imágenes satelitales para

la formación de los interferogramas. Osmanuglu *et al* (2016) realizan un pequeño resumen de las diferentes técnicas de análisis de series de tiempo.

2. Realizar el análisis DInSAR con otras bandas para mejorar la coherencia en zonas rurales. Chaussard *et al*, 2014 mencionan que se determina una coherencia mayor en zonas rurales utilizando imágenes del satélite ALOS-PALSAR en banda L.
3. Considerar la componente horizontal por medio de imágenes en dirección ascendente y descendente; esto también puede ser aplicado a deslizamiento de laderas y estabilidad de taludes.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Auvinet, G., Méndez, E., & Juárez, M. (2017). *El subsuelo de la Ciudad de México Vol. III*. Ciudad de México: Ediciones del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Braun, A. (2019). Radar satellite imagery for humanitarian response. Bridging the gap between technology and application. Tübingen, Alemania: Eberhard Karls Universität Tübingen.
- Braun, A., & Veci, L. (2020). *Sentinel-1 Toolbox. TOPS Interferometry Tutorial*.
- Carrillo, N. (1947). Influencia de los pozos artesianos en el hundimiento de la Ciudad de México. *Procedimientos del II congreso Internacional de Mecánica de Suelos*.
- Chaussard, E., Havazli, E., Fattahi, H., Cabral-Cano, E., & Solano-Rojas, D. (2021). Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, 1-18.
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F. (2014). Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sensing of Environment* 140, 96-106.
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (Agosto de 2020). *SNAPHU: Statistical-Cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping*. Obtenido de Stanford University: <https://web.stanford.edu/group/radar/softwareandlinks/sw/snaphu/>
- Cian, F., Delgado-Blasco, J., & Carrera, L. (2019). Sentinel-1 for Monitoring Land Subsidence of Coastal Cities in Africa Using PSInSAR: A Methodology Based on the Integration of SNAP and StaMPS. *Geosciences* 2019, 9, 124.
- Cigna, F., Cabral-Cano, E., Osmanoglu, B., Dixon, T., & Wdowinski, S. (2011). Detecting Subsidence-induced faulting in Mexican urban areas by means of persistent scatterer interferometry and subsidence horizontal gradient mapping. *IEEE's International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2125-2128.
- Cigna, F., Osmanoglu, B., Cabral-Cano, E., Dixon, T. H., Ávila-Olivera, J. A., Garduño-Monroy, V. H., . . . Wdowinski, S. (2012). Monitoring land subsidence and its

- induced geological hazard with Synthetic Aperture Radar Interferometry: A case study in Morelia, Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 146-161.
- Delgado, J., Fomelis, M., Stewart, C., & Hooper, A. (2019). Measuring Urban Subsidence in the Rome Metropolitan Area (Italy) with Sentinel-1 SNAP-StaMPS Persistent Scatterer Interferometry. *Remote Sens.*
- Emery, W., & Camps, A. (2017). *Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Applications*. Amsterdam: Elsevier.
- Esa, Copernicus. (2019). *Land Subsidence with Sentinel-1 using SNAP*.
- European Space Agency. (2021). *Radar Course 2*. Obtenido de Earth Online : https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments/sar/applications/radar-courses/content-2/-/asset_publisher/qIBc6NYRXfnG/content/radar-course-2-control
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., & Rocca, F. (2007). *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*. Noordwijk: ESA Publications.
- Figuroa, G. (1984). Case of History No. 9.8. Mexico., D. F., Mexico, by Germán E. Figuroa Vega, Comisión de Aguas Del Valle de México. En J. F. Poland, *Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal* (págs. 217-232). United Nations Educational Scientific and Cultural Organization.
- Goldstein, R., & Werner, C. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, 4035-4038.
- Government of Canada. (19 de noviembre de 2019). *Passive vs. Active Sensing*. Obtenido de Natural Resources Canada Online: <https://www.nrcan.gc.ca/maps-tools-publications/satellite-imagery-air-photos/remote-sensing-tutorials/introduction/passive-vs-active-sensing/14639>
- Hanssen, R. F. (2002). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow: Kluwer Academic Publishers .

- Hernández, I. (2014). *Análisis de Subsistencia del Terreno en el Valle de Toluca a partir del Método Dual Pair Interferometry (DPI)*. Toluca, México : UAEM.
- Hiriart, F., & Marsal, R. (1969). El hundimiento de la Ciudad de México. En *Nabor Carrillo. El hundimiento de la Ciudad de México y Proyecto Texcoco* (págs. 109-147). Ciudad de México.
- Hurtado, A., & Suárez, P. (mayo de 2018). Estimación de la subsidencia de la Ciudad de Bogotá mediante imágenes de radar y técnicas de Interferometría Diferencial DINSAR. Bogotá, Colombia: Facultad de Ingeniería .
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (México). (2019). Detección de zonas de subsidencia en México con técnicas satelitales. México: INEGI.
- Interferometry, L. S. (2001). Strozzi, Tazio; Wegmüller, Urs; Tosi, Luigi; Bitelli, Gabriele; Spreckels, Volker. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1261-1270.
- Jaime, A. (1988). Geotecnia y sismicidad en el Valle de México. Ciudad de México, México: Series del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Jaime, A., & Méndez, E. (2002). Evolución de las propiedades de la arcilla de la Ciudad de México. *Memorias de la XXI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos, Querétaro. Volumen 1*.
- Jaime, A., Alcocer, G., Sanabria, J., & Barrera, J. (2020). Uso de imágenes satelitales para estimar el asentamiento provocado por sismo en la Ciudad de México. *Gaceta del Instituto de Ingeniería, UNAM. No. 145, 4-6*.
- Jensen, J. R. (2007). *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. Edinburgh Gate: Pearson Education.
- Juárez-Badillo, E. (1961). *Mecanismo de grietas de tensión en el Valle de México*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Kandregula, R., Kothiyari, G., Swamy, S. V., Taloor, A., Lakhote, A., Chauhan, T. M., . . . Malik, K. (2021). Estimation of regional surface deformation post the 2001 Bhuj

earthquake in the Kachchh region, the 2001 Bhuj earthquake in the Kachchh region, the 2001 Bhuj earthquake in the Kachchh region, Western India using RADAR interferometry. *Geocarto International*.

Marsal, R. J., & Hiriati, F. (1952). Hundimiento de la Ciudad de México: Observaciones y estudios analíticos. México D. F.: Ediciones ICA.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., & Feigl, K. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature* 364, 138-142.

Moreira, A., Pau, P.-I., Younis, M., Krieger, G. H., & Papathanassiou, K. (2013). A Tutorial on Synthetic Aperture Radar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 6-43.

NASA, ESA. (2020). *ASF Data Search*. Obtenido de Earth Data: <https://search.asf.alaska.edu/#/>

National Aeronautics and Space Administration (NASA). (14 de Octubre de 2012). *What are passive and active sensors?* Obtenido de NASA Online: https://www.nasa.gov/directorates/heo/scan/communications/outreach/funfacts/txt_passive_active.html

Osmanoglu, B., Dixco, T., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y. (2011). Mexico City Subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 1-12.

Osmanoglu, 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*, 90-102.

Ovando-Shelley, E., & González-Valencia, F. (1990). *El subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo*. Ciudad de México: Publicaciones de la SMMS.

- Ovando-Shelley, E., Ossa, A., & Santoyo, E. (2015). Effects of regional subsidence and earthquakes on architectural. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 65, Núm. 1*, 157-167.
- Poreh, D., Pirasteh, S., & Cabral-Cano, E. (2021). Assessing subsidence of Mexico City from InSAR and Landsat ETM + with CPGS and SVM. *Geoenvironmental Disasters*.
- Rocca, F., Prati, C., & Ferretti, A. (22 de julio de 2014). *An Overview of SAR Interferometry*. Obtenido de esa earthnet online: <https://earth.esa.int/workshops/ers97/program-details/speeches/rocca-et-al/>
- Santos-Basurto, R. (Agosto de 2019). Estimación de la deformación causada por el sismo de Los Humeros (2016-02-08 Mw 4.2) en Puebla-Mexico, mediante DInSAR. Ciudad de México, México.
- Servicio de Geodesia Satelital. (2021). *TLALOCNet | TLALOCNet GSAC repository services*. Obtenido de The TLALOCNet GSAC data center: <http://tlalocnet.udg.mx/index.html>
- Solano-Rojas, D., Cabral-Cano, E., Fernández-Torres, E., Havazli, E., Wdowinski, S., & Salazar-Tlaczani, L. (2020). Remotely triggered subsidence acceleration in Mexico City induced by the September 2017 Mw 7.1 Puebla and the Mw 8.2 Tehuantepec September 2017 earthquakes. *Proceedings of the International Association of Hydrological Science*, 683-687.
- Solano-Rojas, D., Cabral-Cano, E., Hernández-Espriú, A., Wdowinski, S., DeMets, C., Salazar-Tlaczani, L., . . . Bohane, A. (2015). La relación de subsidencia del terreno InSAR-GPS y el abatimiento del nivel estático en pozos de la zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 67, Num. 2*, 273-283.
- SSN. (28 de septiembre de 2017). *SISMO DE TEHUANTEPEC (2017-09-07 23:49 MW 8.2)*. Obtenido de Sitio web del Servicio Sismológico Nacional: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170907_Tehuantepec_M82.pdf

SSN. (2017). *Sismo del día 19 de Septiembre de 2017, Puebla-Morelos (M 7.1)*. Obtenido de Sitio web del Servicio Sismológico Nacional: http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170919_Puebla-Morelos_M71.pdf

Strozzi, T., & Wegmüller, U. (1999). Land Subsidence in Mexico City Mapped by ERS Differential SAR Interferometry. *Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 1940-1942.

The European Space Agency . (2020). *The European Space Agency Web Site*. Obtenido de <http://www.esa.int/>

The European Space Agency. (2020). *Sentinel Online*. Obtenido de The European Space Agency Web site: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/home>

The European Space Agency. (2021). *Sentinel-1 SAR User Guide Introduction*. Obtenido de Sentinel Online: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>

Wiley, C. (1954). *United States Patente nº 3,196,436*.

Zebker, H., Rosen, P., Goldstein, R. A., & Wermer, C. (1994). On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 99(B10), 19617– 19634.

Zeevaert, L. (1983). *Foundation Engineering for Dificult Subsoil Conditions*. New York: Van Nostrand Reinhold Company Inc.