

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MEXICO



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Área de Exploración

Especialidad: Percepción Remota

**Modelo de segmentación de depósitos volcánicos
superficiales en el Volcán de Colima, México utilizando
imágenes ópticas (Terra/Aster y Spot 5) y de radar de
alta resolución (TerraSAR-X).**

PRESENTA

Norma Angélica Dávila Hernández

PARA OBTENER EL GRADO DE DOCTOR EN

CIENCIAS DE LA TIERRA

Tutor: Dr. Jorge Lira Chávez

2011



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.

*Mi princesa hermosa.....
ya podemos jugar todo el tiempo que quieras.*

Agradecimientos

A mi asesor Dr. Jorge Lira por sus enseñanzas a lo largo de mi formación académica, por su paciencia y por su infinito compromiso como tutor. A los miembros del jurado Dra. Lucia Capra, Dr. Gianluca Norini, Dr. Miguel Moctezuma y Dr. Francesco Zuca, por sus acertados comentarios y correcciones que contribuyeron a mejorar el trabajo de tesis.

Al laboratorio de Percepción Remota del Instituto de Geofísica de la UNAM por brindarme la infraestructura necesaria para el desarrollo de la tesis.

Al proyecto PAPPIT IN123209 gracias al cual se pudo financiar el proyecto de investigación presentado en esta tesis.

Al proyecto MTH0373 financiado por el DLR (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt) de Alemania para la adquisición de imágenes de radar TerraSAR-X.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante mis estudios de doctorado.

A todas aquellas personas que me acompañaron a campo: Liz, Lía, Marcos, Luis Ángel, Oswaldo y en especial a Juan Carlos Gavilanes por su disposición, orientación, conocimiento y excelente sentido del humor.

A mi amiga del alma Lizeth Caballero por su apoyo en todo momento y por hacerme reír con su peculiar sarcasmo que solo ella y yo entendemos.

A mis hermanas Pato y Diana por siempre demostrarme su infinito amor sin reservas, porque la unión entrañable que tenemos es gracias a nuestra amistad.

A mis padres Jorge y Evangelina por todo el amor y apoyo que me han brindado siempre, en especial a ti má porque sin tu ayuda no hubiera podido ni siquiera comenzar, siempre te voy a agradecer la tranquilidad que me daba el saber que mi más grande tesoro se encontraba en las mejores manos.

A Pablotas por todo su apoyo, conocimiento, amor, compromiso, paciencia, gracias por ayudarme a formar este lindo equipo de cuatro, y sobre todo por ser mi mejor amigo.

A mi nena Renatita por ser una niña tan hermosa y por esperar pacientemente todo este tiempo.

Índice

Resumen	1
1.0 Aspectos generales	3
1.1 Introducción	3
1.2 Objetivo general	4
1.2.1 Objetivos particulares	5
1.3 Antecedentes de la percepción remota en ambientes volcánicos	6
1.3.1 Antecedentes de aplicaciones de percepción remota en el Volcán de Colima	11
2.0 Generalidades de la zona de estudio: Volcán de Colima	13
2.1 Localización.	13
2.2 Geomorfología	14
2.3 Marco geológico	15
2.4 Actividad reciente del Volcán de Colima	18
2.5 Evaluación del peligro en el Volcán de Colima	19
3.0 Fundamentos de Imágenes de Radar	22
3.1 Antecedentes de los Sistemas de Radar	22
3.2 Como se genera una imagen de radar	26
3.3 Tipos de radares empleados en sensores remotos	26
3.3.1 Radar de Apertura Real (RAR)	26
3.3.2 Radar de Apertura Sintética (SAR)	30
3.3.2.1 Corrimiento Doppler	32

3.4 Geometría y nomenclatura en un sistema SAR	35
3.5 Modos de adquisición de imágenes en un sistema SAR	37
3.5.1 Modo de adquisición ScanSAR	39
3.5.2 Modo de adquisición Strip Map	40
3.5.3 Modo de adquisición Spotlight	41
3.6 Sistema Coordinado de un sistema SAR	42
3.7 Geometría de observación de un sistema SAR	43
3.7.1 Escorzo (Foreshortening)	45
3.7.2 Sombras	46
3.7.3 Inversión del relieve (layover)	48
3.8 Características técnicas del sensor TerraSAR-X	48
4.0 Interferometría Radar	54
4.1 Introducción	54
4.2 Antecedentes de Interferometría Radar	55
4.3 Principios de Interferometría Radar	56
4.3.1 Definición de un par interferométrico - Imagen Compleja SLC (Single Look Complex).	56
4.3.2 Geometría básica para la generación de un par interferométrico	56
4.3.3 Técnicas de interferometría radar (InSAR)	58
4.4 Procesamiento Interferometría Radar (InSAR) para la generación de modelos de cambios de alta resolución	61
4.4.1 Co-registración de pares interferométricos (Co-registration Interferometric pairs)	62
4.4.3 Estimación de la línea de base (Baseline)	64
4.4.4 Generación del Interferograma (Interferogram)	65
4.4.5 Desarrollo de la fase (Phase unwrapping)	67
4.4.6 Estimación de Modelos Digitales de Elevación (conversión de valores de fase en valores de altura y geocodificación).	70

5.0 Polarimetría	73
5.1 Antecedentes	73
5.2 Polarización de una onda electromagnética	74
5.2.1 Elipse de polarización	75
5.3 Radar polarimétrico (PolSAR)	76
5.3.1 Matriz de dispersión (Scattering matrix)	77
5.3.2 Matriz de Covarianza	77
5.3.3. Matriz de Coherencia	78
5.4. Parámetros de dispersión polarimétrica	79
5.4.1 Parámetro Alfa ($\bar{\alpha}$)	80
5.4.2 Entropía (H)	80
5.4.3 Anisotropía (A)	81
6.0 Metodología	83
6.1 Antecedentes	83
6.2 Universo de estudio	84
6.3 Materiales y Etapas metodológicas	85
6.3.1 Algunos aspectos de manejo de escala y resolución espacial	87
6.4 Descriptor Espectral	91
6.4.1 Análisis previo en la evaluación del descriptor espectral	91
6.4.1.2 Introducción a la Expansión Canónica (EC)	91
6.4.1.2.1 Componentes Principales (CP)	92

7.0 Resultados y Discusión	100
7.1. Evaluación del Descriptor Espectral	100
7.1.1 Generación de un Índice Espectral de Lahares Normalizado (IELN)	100
7.1.2 Validación del IENL	105
7.1.2.1 Variante de Componente Principales (VCP)	105
7.1.2.2 Validación Estadística	106
7.1.2.3 Control de campo y distribución espacial de lahares	109
7.1.2.4 Distribución espacial de lahares	115
7.1.3 Comportamiento espectral de los depósitos de lahar asociado a IENL	117
7.2. Evaluación del Descriptor Textura	120
7.2.1 Resultados de Polarimetría de imágenes SLC TerraSAR-X en la caracterización de depósitos volcánicos superficiales recientes	120
7.3 Evaluación de Interferometría con base en imágenes radar TerraSAR-X	121
7.3.1 Estimación de líneas de base	122
7.3.2 Mapas de Coherencia	125
7.3.3 Estimación y análisis de interferogramas	128
7.3.4. Evaluación de Interferogramas Diferenciales	131
7.3.4 Resultados de la estimación del desarrollo de la fase (phase unwrapping).	135
7.4 Resultados de la estimación de cambio a partir de técnicas DinSAR	135
7.4.1 Resultado de Estimación de Cambio en Coherencia (ECC)	135
7.4.2 Geomorfología superficial asociada a la aplicación de ECC	137
8. Conclusiones	143
9. Bibliografía	145

Índice de figuras

Figura 2.1 Localización del área de estudio: Volcán de Colima.	14
Figura 2.2 Esquema del Graben Atenquique-Alceseca y Rift de Colima (imagen pancromática Spot 5).	16
Figura 2.3 Mapa geológico del Volcán de Colima.	20
Figura 2.4. Acercamiento de las principales barrancas de la ladera sur del VC (acercamiento realizado a una imagen Terra-Aster, RGB: 4, 2, 1).	21
Figura 3.1. Espectro Electromagnético.	23
Figura 3.2. Geometría de un sistema radar.	27
Figura 3.3. Resolución en la dirección del rango en un sistema RAR.	29
Figura 3.4. Efecto en el aparente incremento de la longitud de la antena en un sistema SAR.	31
Figura 3.5. Efecto <i>Doppler</i> .	33
Figura 3.6. Razón de cambio asociada al cambio en frecuencia de una onda electromagnética.	34
Figura 3.7. Geometría básica de operación de un sistema radar	36
Figura 3.8. Geometría para la adquisición de una imagen en un sistema SAR	38
Figura 3.9. Modo de adquisición ScanSAR.	40
Figura 3.10. Modo de adquisición StripMap.	41
Figura 3.11. Modo de adquisición Spotlight.	42
Figura 3.12 a) y b). Sistema coordinado de un sistema SAR.	44
Figura 3.13. Distorsión por escorzo en una imagen de radar (Forehortening).	46
Figura 3.14. Fenómeno geométrico por sombra en una imagen de radar (Shadow).	47
Figura 3.15. Inversión del relieve (Layover).	48
Figura 3.16. Antena TerraSAR-X.	50
Figura 4.1. Geometría básica de un par interferométrico derivada entre dos antenas A1 y A2 .	58
Figura 4. 2a y b. Técnicas de adquisición de interferometría radar:	60
Figura 4.2c. c, repetidas adquisiciones en dos tiempos distintos (Repeat-pass interferometry).	60
Figura 4.3. Diagrama del procesamiento interferométrico para la generación de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y evaluación de cambios topográficos utilizando imágenes de alta resolución.	63

Figura 4.4. Interferograma generado a partir de un par interferométrico High Spot Resolution.	66
Figura 4.5. Mapa de Coherencia generado a partir de un par interferométrico High Spot Resolution.	67
Figura 4.6. Comportamiento de una onda electromagnética a través del espacio, observando la diferencia de fase para dos puntos P_1 y P_2 .	68
Figura 4.7. Comportamiento de la fase interferométrica (phase wrapped) como una función continua para un desarrollo de la fase (phase unwrapping).	69
Figura 5.1. Componentes de una onda electromagnética.	75
Figura 5.2. Elipse de polarización	76
Figura 5.3. Diagrama $H-\alpha$ de Cloude y Pottier expresado en términos de tipos de dispersión.	82
Figura 6.1 Diagrama de flujo de etapas metodológicas en la generación de un modelo de segmentación para depósitos volcánicos superficiales en el Volcán de Colima.	86
Figura 6.2. Comparativo de las resoluciones espaciales o cobertura de imágenes a) Terra/Aster , b)Spot 5 y radar TerraSAR-X.	90
Figura 7.1. Composición en falso color (RGB) de las primeras tres componentes de salida de Componentes Principales (CP) y tercera componente de salida para imágenes Terra/Aster y Spot 5.	102
Figura 7.2. Grafica de los eigenvectores de las primeras tres Componentes Principales (CP) de imágenes Terra/Aster y Spot 5.	104
Figura 7.3. Imágenes resultado obtenidas a partir de un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL)	105
Figura 7.4. Aplicación de una Variante de Componentes Principales (VCP) para la validación del Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL).	107
Figura 7.5. Relación espacial entre la tercera componente derivada de Componentes Principales (CP) (imagen superior) y la Variante de Componentes Principales (VCP).	108
Figura 7.6. Mapa de pendientes del VC y puntos de control asociados a una unidad de depósito reconocida en campo.	110
Figura 7.7. Segmentación de depósitos de lahar obtenida a partir del Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL) entre los años 2004 y 2009 de imágenes Spot 5.	116

Figura 7.8. Firmas espectrales para coberturas definidas de acuerdo a imágenes Terra/Aster.	118
Figura 7.9 Comparativo de firmas espectrales entre Imágenes Terra/Aster y Spot 5 con respecto a firmas espectrales experimentales de rocas andesíticas extraídas de la librería de firmas espectrales de Terra/Aster.	119
Figura 7.10. Imagen compuesta RGB: Entropía (E), Anisotropía (A), Lambda. Par interferométrico 31-03-2010/11-04-2010.	121
Figura 7.11. Estimación gráfica de líneas de base considerando nueve imágenes complejas SLC (Single Light Complex), TerraSAR-X de alta resolución.	124
Figura 7.12. Mapas de coherencia de las cuatro combinaciones de imágenes complejas SLC seleccionadas.	126
Figura 7.13. Cuatro inteferogramas SLC (Single Light Complex) TerraSAR-X.	129
Figura 7.14. Interferogramas diferenciales	133
Figura 7.15. Resultado de <i>Phase unwrapping</i> utilizando máscaras binarias.	136
Figura 7.16. Resultados obtenidos de la Estimación de la Estimación de Cambio en Coherencia a partir de un proceso interferométrico DinSAR	138
Figura 7.17. Simulaciones en tercera dimensión (3D) de la superficie de depósitos volcánicos recientes en términos de ECC (Estimación de Cambio en Coherencia).	142

Resumen

El Volcán de Colima es considerado el más activo en México presentado más de 50 episodios eruptivos en los últimos quinientos años, caracterizados por la recurrente extrusión de domos que posteriormente tras su colapsado han dado lugar al emplazamiento de diversos flujos de bloques y ceniza. A causa de esta actividad explosiva, las principales barrancas de la ladera sur del Volcán son rellenadas continuamente por material no consolidado.

En el presente trabajo se muestra una metodología para identificar y segmentar depósitos volcánicos superficiales (depósitos de caída, flujos piroclásticos, flujos de lava, unidades de depósito no diferenciadas y depósitos de lahar como eventos secundarios) asociados a la actividad reciente del Volcán de Colima empleando técnicas de percepción remota. Para ello se emplearon dos descriptores de tipo espectral y textural, así como la aplicación de un procedimiento conocido como interferometría radar InSAR. El descriptor espectral fue desarrollado a partir de imágenes de satélite ópticas Terra/ASTER y SPOT 5 multi-temporales (periodo 2006-2009), con base en ello, se generó un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL) el cual permitió realizar una separación espectral de los depósitos de lahar con respecto al resto de los depósitos y coberturas que caracterizan a la imágenes que conforman la zona de estudio. Por su parte, el descriptor textural y el procedimiento InSAR fueron empleados para caracterizar depósitos de caída, flujos piroclásticos, flujos de lava y unidades de depósito no diferenciadas. Para ello, se utilizaron imágenes de radar complejas SLC (*Single Light Complex*) del sensor TerraSAR-X de resolución centimétrica y polarimetría dual (HH-VV); adquiridas durante el periodo 2008-2010. Así, el descriptor textural se realizó con base en las propiedades polarimétricas con la finalidad de conocer las propiedades que caracterizan la retrodispersión de un determinado depósito. De igual forma, se emplearon técnicas InSAR con base en la estimación de líneas de base mínimas, permitiendo así la identificación de zonas de cambio asociadas al emplazamiento de depósitos recientes; con el mismo fin, se hizo uso de interferometría diferencial

DinSAR bajo la técnica conocida como estimación de cambio en coherencia ECC, la cual además de facilitar la diferenciación entre zonas de cambio y no cambio entre pares interferométricos de distintas fechas, permitió la caracterización geomorfológica superficial de los distintos tipos de depósitos, en particular de los flujos de lava.

De esta forma se muestra el potencial de la percepción remota en la evaluación del peligro volcánico, particularmente en volcanes con un alto componente explosivo, debido a la relativa alta resolución temporal, radiométrica, de pixel y espacial, en la cual se pueden adquirir los datos de satélite para un monitoreo preciso durante una crisis volcánica. Tal es el caso de las imágenes de radar TerraSAR-X las cuales permitieron mediante técnicas InSAR extraer información a alta resolución logrando identificar cambios mínimos vinculados al emplazamiento de depósitos volcánicos superficiales.

1. Aspectos generales

Introducción

El presente capítulo tiene por interés brindar un panorama general de la aplicación de la percepción remota en ambientes volcánicos y en específico el Volcán de Colima. De igual forma, presentar el objetivo general y particulares del presente trabajo.

1.1 Introducción

México constituye una de las regiones volcánicas más importantes a nivel mundial. En el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano se localizan los principales volcanes activos, como el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Nevado de Toluca, y el Volcán de Colima, los cuales, en su historia eruptiva, han presentado numerosos eventos erosivos que han generado depósitos de avalancha y de flujo de escombros durante el Pleistoceno y Holoceno (Macias et al; 1997., Capra y Macias, 2000., Capra y Macias 2002., Capra et al; 2002).

La actividad eruptiva en el Volcán de Colima desde el siglo pasado se ha caracterizado por la extrusión de domos y coladas de lava así como la generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza. La recurrencia de esta actividad explosiva ha rellenado las barracas principales del volcán, modificando continuamente la red de drenaje. Debido a la ocurrencia de lluvias, el material piroclástico es removilizado en forma de lahar (*debris flow*). La ocurrencia de lahares en el Volcán de Colima está relacionado a las lluvias estacionales así como a características medio-ambientales y texturales de cada barranca. Debido a su alta recurrencia a partir de la segunda mitad del año, es

probablemente el peligro volcánico que más ha causado daño a poblados e infraestructura en los alrededores (Capra et al., 2010).

La importancia de evaluar el potencial de los peligros volcánicos que caracterizan al Volcán de Colima, radica en el impacto de los procesos volcánicos, ya que puede afectar a poblaciones consideradas como seguras por situarse a considerable distancia del edificio volcánico.

Por consiguiente, en las últimas décadas se han intensificado los estudios basados en la aplicación de tecnologías que permitan monitorear la actividad volcánica y evaluar su probabilidad de ocurrencia, así como el potencial de alcance de un fenómeno volcánico. Tal es el caso de los sensores remotos, que han aumentado la capacidad de monitorear los procesos ocurridos antes y después de una erupción volcánica ofreciendo aproximaciones cada vez más exactas y complementarias. En apartados posteriores se hace referencia a los trabajos más representativos.

De esta forma, el potencial de la percepción remota en la aplicación del manejo de peligro volcánico radica en diversas utilidades, por un lado, la rapidez de adquisición de la toma de una imagen facilita la obtención de información relativamente inmediata durante un evento de actividad explosiva o no explosiva facilitando la evaluación de la zona ante una situación pre-desastre, por otro lado la repetida adquisición de una misma escena en distintas fechas permite un análisis multi-temporales a detalle del fenómeno. Aunado a esto, su posterior interpretación o procesamiento digital de acuerdo a las metodologías empleadas permitiría de forma relativamente práctica y rápida la delimitación de zonas de posible impacto ante la ocurrencia de cualquier evento volcánico. Finalmente el área de cobertura de una imagen satelital permite la evaluación de peligro potencial en zonas de difícil acceso que en la mayoría de los casos son alcanzadas hasta varios días después debido a la continua actividad volcánica (Kerle et al., 2003).

Por tanto, el empleo de imágenes tanto ópticas como de radar en la evaluación de peligro por la ocurrencia de flujos piroclásticos, de ceniza y lava, así como eventos secundarios como lahares (*debris flow*), como parte de una primera fase en la evaluación de riesgo volcánico en el Volcán de Colima, podría ayudar al mejoramiento en la eficacia inmediata de tomas de decisión como parte de los planes de contingencia volcánica, ya que de acuerdo con Gavilanes (2004), la construcción y actualización de mapas para cada uno de los peligros volcánicos existentes en la zona de estudio, son del vital importancia para la implementación de planes de contingencia volcánica implementados por autoridades de protección civil.

1.2 Objetivo general

Generar un modelo de segmentación de depósitos superficiales en el Volcán de Colima, México, empleando imágenes Terra/ASTER (*Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer*), Spot 5 (Satellite Probatoire pour l'Observation de la Terre) y TerraSAR-X (propiedad de la agencia espacial alemana, *DLR* por sus siglas en inglés). Este modelo se enfoca a caracterizar coladas de lava, productos de caída, flujos piroclásticos y depósitos de lahar.

1.2.1 Objetivos particulares

La generación de un modelo de segmentación de depósitos volcánicos superficiales se realizó con base en los descriptores espectral y de textura. De igual forma se emplearon técnicas de interferometría radar para la evaluación de depósitos superficiales. Como se explicará más a detalle en el capítulo de metodología, cada uno de los descriptores es útil para evaluar en particular un tipo de depósito. Con base en lo anterior, los objetivos particulares se enlistan a continuación.

- Descriptor espectral

El descriptor espectral es utilizado para evaluar únicamente depósitos de lahar con base en imágenes Terra/Aster y Spot 5 :

- definición de las variables canónicas que caracterizan a los depósitos de lahar
- segmentación espectral de los depósitos caracterizados con base en un Algoritmo Recursivo Jerárquico (*RHSEG- Recursive Hierarchical Segmentation Algorithm*, Tilton, 2006).
- definición de un índice espectral normalizado de lahares (IENL)
- Validación de las segmentaciones obtenidas.

- Descriptor textural (Utilizando imágenes TerraSAR-X)

El descriptor textural se basa en las características polarimétricas de las imágenes complejas (Single Look Complex) de TerraSAR-X. para caracterizar productos volcánicos superficiales: coladas de lava, caídas de ceniza, flujos piroclásticos y depósitos no diferenciados:

- Mediante el uso de imágenes TerraSAR-X de alta resolución con polarización dual, evaluar el comportamiento de *scattering* utilizando técnicas polarimétricas (PolSAR) para poder diferenciar unidades de depósito superficiales.
- Emplear los parámetros de Anisotropía y Entropía para caracterizar cada uno de los depósitos.
 - Interferometría radar InSAR

Con base en imágenes complejas (Single Look Complex) del sensor TerraSAR-X, aplicar un proceso interferométrico para evaluar razones de cambio espaciales asociadas a productos volcánicos superficiales: coladas de lava, caídas de ceniza, flujos piroclásticos y depósitos no diferenciados. Cabe destacar que a lo largo de cada uno de los pasos de interferometría radar se llevó a cabo dicha evaluación:

- Desarrollo de técnicas interferométricas (InSAR) para la estimación de cambios precisos en el relieve que puedan ser asociados al emplazamiento de depósitos. La estimación de cambios puede ser evaluada mediante la generación de los siguientes mapas de salida derivados de InSAR: mapa de coherencia, estimación de fase entre un par interferométrico, cálculo de la diferencia de fase entre el interferograma y la fase sintética (modelación de la forma de la tierra como un elipsoide en términos de fase mediante el uso de un Modelo Digital de Elevación MDE).
- Generación del proceso *phaseunwrapping* para estimar posibles áreas donde la fase interferométrica ha sido resuelta.
- Ortorectificación de cada uno de los productos resultado de la aplicación de técnicas InSAR para la integración de resultados.
- Validación de campo de los depósitos volcánicos superficiales caracterizados a partir de los descriptores empleados y técnicas InSAR.

1.3 Antecedentes de la percepción remota en ambientes volcánicos

En la bibliografía existen diversos trabajos relacionados con la aplicación de imágenes de satélite en ambientes volcánicos, los cuales se pueden agrupar en tres diversas áreas de aplicación enfocadas a: la evaluación de anomalías térmicas para estimar y monitorear el grado de actividad de un volcán,

generación de MDE a partir de imágenes ópticas estereoscópicas e interferometría radar para estimar cambios topográficos y el mapeo de la trayectoria de depósitos superficiales asociados a eventos de actividad volcánica reciente con la finalidad de encontrar técnicas que faciliten la pronta evaluación del peligro volcánico; el cual es de nuestro especial. Cada uno de ellos será descrito a continuación haciendo especial énfasis en sus aplicaciones en cuanto a monitoreo volcánico.

En primer término, dentro del monitoreo volcánico destacan modelos utilizados para el análisis de anomalías térmicas de flujos de lava. Por un lado el “Modelo de flujos de lava” desarrollado por Crisp y Baloga (1990), en el cual modelan la energía de un flujo de lava como una función del área fraccional de dos superficies térmicamente distintas, de forma tal que la superficie más extensa del flujo corresponde a la corteza con temperatura más fría mientras que el área más pequeña se asocia a fisuras de temperatura máxima. Por su parte, Oppenheimer (1991), empleó el sensor Landsat TM para la estimación de dichas anomalías térmicas sobre las coladas de lava eruptadas por el volcán Lonquimay-Chile en 1989. Flynn et al., (2001) utilizaron Landsat 7 ETM+ para el monitoreo de actividad volcánica en cuanto a variaciones térmicas de actividad fumarólica, coladas de lava y domos de lava en los volcanes Kilauea – Hawai, Monte Etna – Isla Sicilia, Italia y Lascar – Chile. Lombardo y Buongiorno (2006), utilizaron un espectro-radiómetro MIVIS de 72 bandas en la región SWIR para el análisis de alteraciones termales durante la erupción del 2001 en el Monte Etna-Italia; al contar con una mayor resolución espectral se logró detallar la localización de un mayor número de puntos calientes o núcleos de flujo los cuales tenían una relación directa con píxeles saturados o de mayor radianza. Carter y Ramsey (2009), realizaron un estudio multi-temporal en el Volcán Bezymianny (Kamchatka, Rusia) para caracterizar su actividad eruptiva para el periodo (2006-2007), así se utilizó el subsistema infrarrojo ASTER (TIR) para estimar la diferencia de contenido en bloques emitidos por flujos piroclásticos masivos con base en diferencias térmicas. Una metodología similar fue seguida en Carter y Ramsey (2010), utilizaron un periodo de nueve años (2000-2009) de monitoreo con imágenes ASTER (subsistema TIR) en el Volcán Shiveluch (Kamchatka, Rusia) logrando asociar anomalías térmicas con seis periodos explosivos máximos, los niveles de estos cambios de temperatura logran ser vinculados con precisión a diversos productos volcánicos como desgasificación, crecimiento del domo volcánico, explosiones y emplazamiento de flujos piroclásticos masivos. De acuerdo con los trabajos expuestos, si bien el estudio de variaciones termales facilita la identificación a detalle del grado de actividad en un volcán, no permite la identificación de otro tipo de productos volcánicos, ya que necesariamente se requiere de cuerpos cuya radianza se derive de su temperatura.

El uso de MDE para la evaluación de cambio topográfico en terrenos volcánicos ha sido notable, esto debido a la constante modificación en la configuración morfológica de las laderas que conforman un volcán. La aportación de los estudios mencionados a continuación radica en el empleo de nuevos instrumentos y técnicas para el mejoramiento en la resolución de píxel o aumento de escala en los modelos que simule con mayor exactitud las dimensiones de la superficie terrestre. Numerosos son los estudios que han demostrado la capacidad de los sensores de radar en la aplicación de interferometría en la evaluación de cambio en superficie por procesos volcánicos, esto debido a la rápida producción de modelos digitales de elevación y la generación de información en zonas donde resulta difícil la aplicación de la fotogrametría debido a las condiciones del medio-ambientales en la zona de estudio. Mougins et al., (2001), realizaron un análisis morfológico con datos multi-temporales TOPSAR (*Topographic Synthetic Apertura Radar*) de 1996 a 2000 con el objeto de estimar los volúmenes emplazados y posteriormente erosionados debido a la ocurrencia de lahares en el sector oeste del Volcán Pinatubo. Stevens et al., (2004), realizaron un comparativo entre MDE derivados de sensores ASTER (utilizando el par estereoscópico conformado por las bandas 3B y 3N del subsistema VNIR) y SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) en términos de preservación de superficie y precisión vertical aplicado a dos volcanes de Nueva Zelanda (Taranaki y Ruapehu). De igual forma, Hubbard et al., (2007), compararon la utilidad de modelos topográficos usando SRTM, ASTER y DTED-1 (*Digital Terrain Elevation Dataset level-1, EOS-NASA*) para la simulación de inundaciones por lahar usando el software LAHARZ (Iverson, 1998), sobre las laderas del volcán Zitlaltépetl, México; sin embargo la baja resolución en píxel limitó la utilidad de los DEMs en la estimación de volúmenes para la estimación de inundaciones, tanto en las principales barrancas como las de menor orden. Recientemente Huggel et al., (2008), aplicó el método mencionado en el párrafo anterior para realizar la evaluación de MDE obtenidos a partir de datos Terra-ASTER y SRTM en el modelado de lahares para el Volcán Popocatepetl.

En cuanto a técnicas de Interferometría radar (InSAR) para la estimación de razones de cambio asociadas a deformaciones en el edificio volcánico ha sido notoria. En términos generales técnicas InSAR han sido empleadas para evaluar cambios post-emplazamiento en términos de subsidencia de lavas principalmente, como consecuencia de una actividad volcánica considerable (Stevens et al., 2000., Zhong et al., 2003), para este tipo de evaluaciones se emplearon sensores de radar con una resolución pobre (mayor a 80m en tamaño de píxel). En los últimos diez años se han intensificado estudios enfocados a modelar el comportamiento, la geometría de la cámara magmática así como la ubicación de posibles fuentes de intrusión magmática en volcanes activos; lo anterior se traduce en el desarrollo

de estudios de deformación con base en técnicas de interferometría radar que permiten la extracción de medidas milimétricas de tal deformación. La mayoría de estos estudios se realizan a escalas pequeñas donde campos volcánicos completos pueden ser analizados, utilizando así imágenes de radar de resoluciones medianas a pequeñas como ERS-1, ERS-2, JERS-1, RADARSAT-1 y ENVISAT (Sikioto et al., 2002; Fernández et al., 2003; Moran et al., 2006; Bengall y Zebkek, 2006; Ruch et al., 2008; Palano et al., 2008; Casagli et al., 2009; Parks et al., 2011).

Otra de las aplicaciones de percepción remota en volcanes ha sido enfocada al reconocimiento del mapeo o trayectoria de depósitos volcánicos superficiales en ambientes activos. Así se hace mención a estimaciones de reflectancia-emitancia espectral comparadas con medidas obtenidas en laboratorio mediante el uso de espectrómetros (Rowan et al., 1974; Rowan et al., 2004; Rowan y Mars, 2003; Lawrence et al., 2004; Watson et al., 2004; Novak et al., 2008). Uno de los primeros trabajos en el mapeo de depósitos recientes en arcos volcánicos activos utilizando imágenes de radar ERS-1 fue presentado por (Rowland et al., 1994), donde con ayuda de datos de radar mapearon tres principales calderas (Aniakchak, Black Peak, Veniaminof) logrando identificar tanto unidades recientes como procesos erosivos con base en comparaciones de propiedades de *backscattering* entre imágenes de radar asociadas a distintos periodos de actividad. Por su parte, Chorowicz et al., 1997; Torres et al., 1996; Torres et al., 2004, evaluaron actividad lahárica en la ladera oeste del volcán Pinatubo utilizando imágenes de radar ERS -1 SAR de distintas fechas asociadas a precipitaciones extremas y estados de máxima actividad (depósitos piroclásticos), con base en características texturales (rugosidad), humedad superficial y patrones morfológicos como los cambios en la configuración del drenaje. Otro de los volcanes que ha sido analizado con sensores remotos para el mapeo o evaluación post-desastre es el volcán La Casita en Nicaragua, debido al desastre ocurrido en noviembre de 1998 donde el colapso del flanco sureste ocasionó la formación de un flujo de escombros que se desplazó más de 20 km de su fuente afectando las poblaciones Porvenir y Rolando Rodríguez ocasionando así la muerte de 2500 personas (Van Wyk et al., 2000; Van Wyk y Kerle, 2001). Dentro de los estudios más relevantes se encuentra la evaluación de la estructura sedimentaria a lo largo de todo el depósito de lahar y su morfología utilizando diversos tipos de sensores (AVHRR, SAR, RADARSAT, ERS), (Kerle et al., 2003).

Dentro de los trabajos dirigidos al reconocimiento de la trayectoria de un depósito volcánico en específico sobresale el realizado por Teruma et al., 2005 donde utilizaron distintos sensores de

apertura sintética (JERS-1 y ERS-1) con resolución diversa para la detección de trazos o trayectorias de flujos piroclásticos y lahares en el Volcán Unzen, Japón. De esta forma, a partir de un monitoreo detallado se aplicaron coeficientes de *backscattering* antes y después de episodios eruptivos máximos para la detección de trazos asociados a dichas unidades de depósito. De igual forma, a partir de seis pares complejos se calculó la coherencia interferométrica, donde bajos valores de coherencia correspondieron a áreas con mayor cambio topográfico donde nuevos flujos piroclásticos y subsecuentes lahares fueron emplazados; la rectificación de resultados se realizó con modelos digitales de elevación multitemporales (4 m de resolución) y trabajo de campo, sin embargo aunque el estudio representa un aporte importante, no logra la diferenciación propia en el terreno entre depósitos de flujos piroclásticos y unidades de lahar. Por su parte Thouret et al., 2010, presenta un mapeo a detalle de un flujo de bloques y ceniza emplazado en el 2006 en la ladera sur del Volcán Merapí (Isla de Java, Indonesia) con base en imágenes IKONOS de alta resolución las cuales fueron adquiridas en el momento de la erupción, lo que permitió interpretar y cartografiar unidades geomorfológicas mínimas, facilitando la identificación a lo largo de transectos geomorfológicos cinco tipos de depósitos asociados al flujo de bloques y cenizas del 2006. A diferencia de Saepuloh y Koike (2010), donde utilizan métodos geoestadísticos para el mapeo de la trayectoria de depósitos piroclásticos recientes en el Volcán Merapi utilizando imágenes de radar RADARSAT-1 para el periodo Mayo-Junio de 2006. Para ello, utilizaron los valores de brillantez-rugosidad en términos de *backscattering* en la magnitud de la imagen de radar, con base en el cálculo de *backscattering* se estimaron "ratio" para enfatizar los cambios digitales en los píxeles que se asociarían posteriormente al emplazamiento de nuevos flujos piroclásticos; posteriormente aplicaron una técnica *isodata* para segmentar y reducir el *speckle* en la imagen, la regresión lineal fue modelada para cada clase segmentada para conocer la tendencia del *speckle* y la veracidad en la segmentación de la trayectoria de los flujos. Finalmente, uno de los trabajos con una mayor integración de técnicas para el mapeo de depósitos volcánicos superficiales es el presentado por Yoice et al., 2009, donde identifica eventos de lahar asociados al fallamiento de un lago cráter ocurrido en 2007 en Mt Ruapehu-Nueva Zelanda. Para ello, utilizó una combinación de diversos tipos de datos a partir de sensores ópticos y de radar, empleando así diferentes tipos de técnicas que en su conjunto representan una metodología exitosa en el mapeo de flujos piroclásticos y en particular de depósitos de lahar. Así, realizaron un comparativo espacio-temporal utilizando imágenes Terra/Aster, Spot y ALOS-PALSAR, así como modelos digitales de elevación y fotografías aéreas de alta resolución adquiridas antes y después del evento de lahar; aplicando una serie de técnicas como fotointerpretación, estimación de cambios topográficos a partir

de MDEs, así como estimación de coherencia interferométrica para la estimación de cambios en la escena vinculados al emplazamiento de nuevos depósitos. La fotointerpretación realizada a partir de fotografías aéreas de alta resolución arrojó los mejores resultados en el mapeo de la trayectoria de lahares, por lo que fue considerada como técnica de referencia para validación de resultados del resto de las imágenes analizadas; de mismo modo, la veracidad de los resultados fue mayor conforme la fecha de adquisición de las imágenes fuera más cercana al periodo pre y post evento.

1.3.1 Antecedentes de aplicaciones de percepción remota en el Volcán de Colima

Abrams et al., (1991), desarrolló uno de los primeros trabajos en el Volcán de Colima vinculado con percepción remota, en el cual se emplean imágenes del satélite Landsat TM de las fechas: 1985 y 1986 para determinar áreas de temperatura superficial con base en píxeles que registran puntos de mayor irradiación asociados a los máximos picos de actividad volcánica. Por su parte, Galindo et al., (2002), utilizaron imágenes AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) para la observación remota de anomalías termales en la cima del volcán.

Por otro lado, Dávila et al., (2007), representa uno de los trabajos más recientes en cuanto a aplicación de imágenes de satélite, utilizaron las primeras nueve bandas del sensor Terra- ASTER, para realizar un realce espectral de los depósitos de lahar en términos de variables canónicas, las cuales permitieron realzar de manera digital las propiedades físico-espaciales de este tipo de depósito con respecto al resto de los elementos que conforman el paisaje en la imagen. De esta forma a partir de aplicar tres transformadas reversibles a la imagen compuesta (componente de brillantez extraída de la variante Kauth-Tomas (Kauth y Tomas, 1979), Componentes Principales y Variante de Componentes Principales) fue posible obtener segmentaciones precisas de depósitos de lahares recientes; cabe señalar que el principal aporte del citado trabajo radica en las segmentaciones obtenidas las cuales fueron derivadas de la aplicación de diversos tratamientos digitales a la imagen por lo que no fueron generadas con base en su firma espectral o valores de radianza originales. Finalmente, técnicas de InSAR han sido desarrolladas por Pinel et al., 2010, donde aplicó métodos InSAR y Persistent Scattering (PS) en los volcanes Popocatepetl y Colima para estimar cambios puntuales vinculados con fenómenos de subsidencia para el periodo 2002-2006 utilizando imágenes de radar ASAR-ENVISAT, de igual manera utilizó información complementaria (Modelo Atmosférico Global) para estimar

artefactos atmosféricos que pueden alterar el cálculo de la diferencia de fase entre un par interferométrico (generación del interferograma).

2. Generalidades de la zona de estudio: Volcán de Colima

Introducción

El presente capítulo muestra los antecedentes del Volcán de Colima en términos de localización geográfica y síntesis del marco geológico-evolutivo, haciendo particular énfasis en la reciente etapa eruptiva del Volcán.

2.1 Localización.

El Volcán de Colima se ubica en las coordenadas $19^{\circ} 31' \text{N}$ - $103^{\circ} 37' \text{W}$, cuenta con 3860 msnm y pertenece al Complejo Volcánico del Colima (CVC), el cual a su vez se localiza en la porción oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (**Figura 2.1**). El CVT está constituido por tres estratovolcanes de composición predominantemente andesítica, nombrados Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima, los cuales se encuentran alineados en dirección norte-sur (Luhr y Carmichael, 1980).

El Volcán de Colima inició su actividad hace 50 000 años y es considerado como el volcán más activo de México ya que en los últimos quinientos años ha presentado más de 50 erupciones (De la Cruz, 1993).

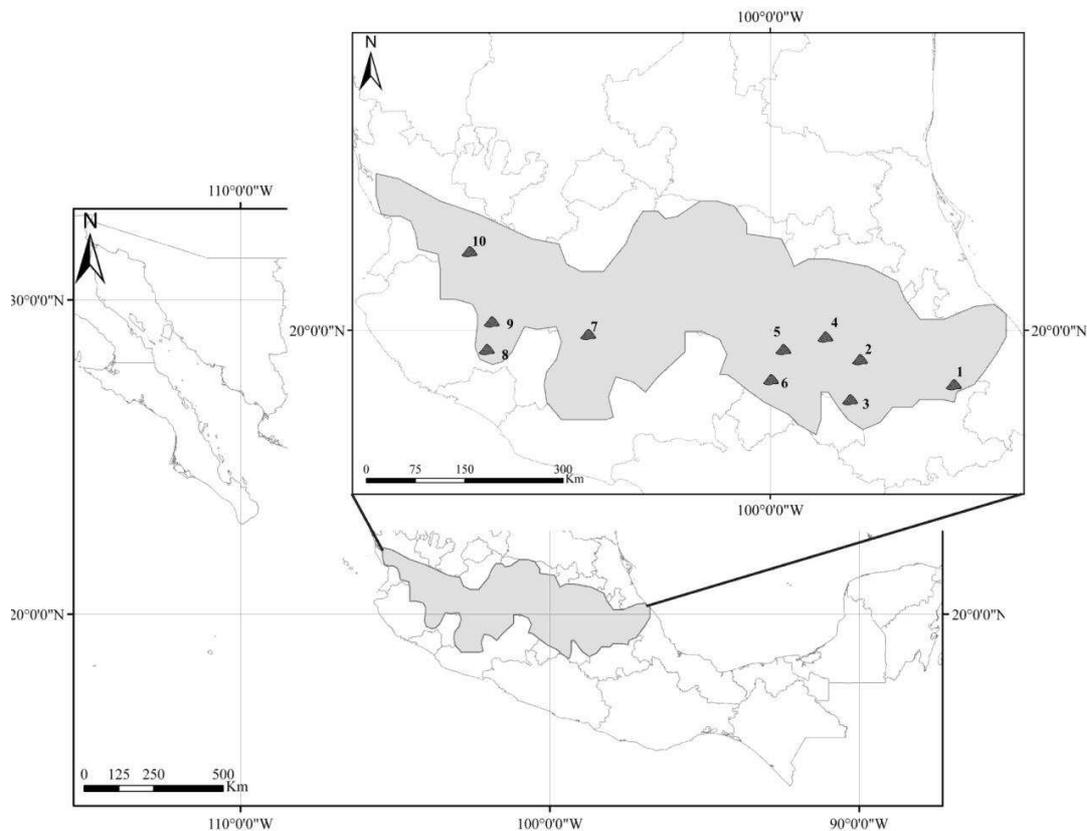


Figura 2.1. Localización del área de estudio. Abreviaturas: 1, Volcán Pico de Orizaba; 2, Volcán Iztaccihuatl; 3, Volcán Popocatepetl; 4, Volcán Xitle; 5, Volcán Jocotitlán; 6, Volcán Nevado de Toluca; 7, Volcán Parícutín; 8, Volcán de Colima; 9, Volcán Nevado de Colima; 10, Volcán Ceboruco.

2.2 Geomorfología

Las laderas en el Volcán de Colima se caracterizan por una pendiente relativamente suave, no mayor a 15° desde la base del Volcán hasta los 2200 msnm aproximadamente, en términos de la geoforma se caracteriza por una zona de depósito recurrente de sedimentos debido a la pérdida de fuerza gravitacional de los mismos asociada a la disminución de la pendiente. Alturas mayores a los 2500 msnm se caracterizan por pendientes entre los 30° y 45° , a manera que aumenta la inclinación se producen movimientos gravitacionales ininterrumpidos, haciendo que el proceso de formación de cabeceras o erosión remontante inicie en alturas cercanas a los 3700 m. Por consiguiente, de acuerdo con Lugo-Hubp et al., (1993) el edificio volcánico del Colima guarda un alto poder erosivo debido a la

presencia de máximas pendientes, lo anterior es evidenciado por la alta densidad de barrancos radiales que tienen origen en la ladera sur del Volcán; por consiguiente se identifica que los procesos fluviales es el tipo de erosión dominante en la zona de estudio. Cabe señalar que esta erosión fluvial ha sido más intensa en la parte surponiente del Volcán, con respecto a la porción suroriental donde el gradiente topográfico es mayor, facilitando así la disección vertical.

2.3 Marco geológico

El Volcán de Colima (VC) forma parte del Complejo Volcánico del Colima (CVC), el cual se encuentra ubicado en una estructura tectónica conocida como el Graben de Colima conformado por rocas sedimentarias marinas del cretácico, rocas graníticas y depósitos volcanoclásticos asociados al Nevado de Colima (Luhr y Carmichael, 1981 y 1990; Allan et al., 1991; Bandy et al 1993 y 1995) . Dicho graben obedece al punto triple Chapala-Tepic-Colima, siendo afectado por el graben Atenquique-Alseseca. El graben presenta una longitud aproximada de 90 km y una anchura de 40 km, limitado al este por el Río Tuxpan y al oeste por el Río Armería. La litología disectada por dicho graben corresponde a calizas cretácicas y abanicos formados por los depósitos volcanoclásticos de los volcanes Nevado de Colima y Paleofuego de Colima (**Figura 2.2**).

En un esquema general la secuencia estratigráfica de la zona de estudio comprende desde el Pleistoceno hasta el Holoceno, descansando sobre un basamento que se encuentra conformado por rocas sedimentarias marinas del Cretácico, mismos que constituyen un conjunto de sierras que guardan una orientación norte-sur, fuertemente plegadas y falladas, conocida como sierra Manantlán (Pantoja y Estrada, 1986). La secuencia de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias marinas mesozoicas se asocia a procesos de arco magmático insular que tuvieron lugar en el Cretácico temprano.

A continuación se presentan las formaciones y etapas eruptivas más importantes en la configuración del Complejo Volcánico del Colima.

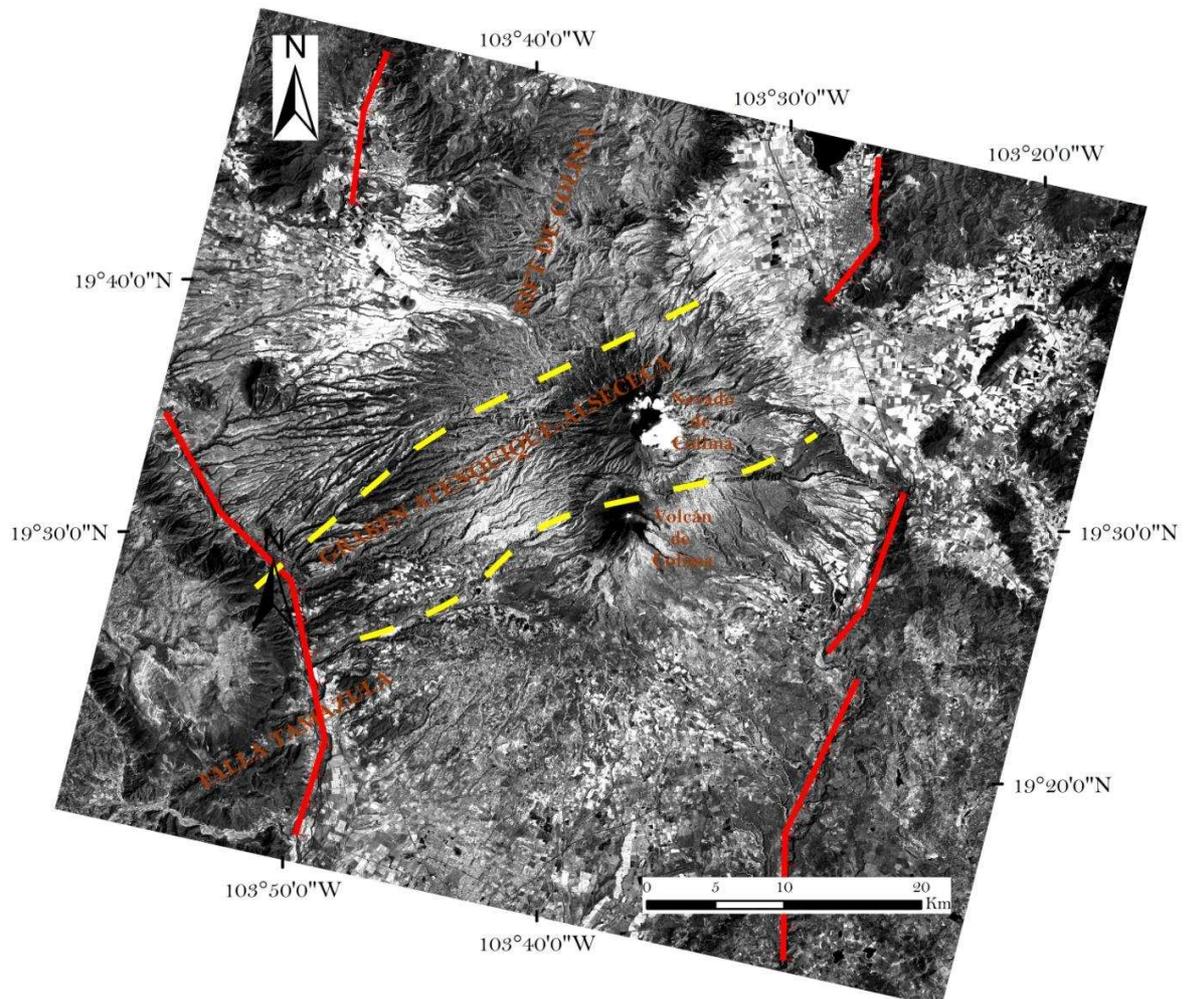


Figura 2.2. Esquema del Graben Atenquique-Alceseca y Rift de Colima (imagen pancromática Spot 5).

Volcán el Cántaro

Es un estratovolcán de composición andesítica-dacítica datado en 1.5 Ma, sus laderas se encuentran conformadas por la intercalación de derrames de lava, depósitos de caída y depósitos de flujos piroclásticos, la morfología semicircular que presenta puede asociarse a diversos episodios explosivos de gran magnitud.

Volcán Nevado de Colima

El Nevado de Colima es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica, ha sido caracterizado por seis fases eruptivas, cada una de ellas con la generación y posterior colapso del edificio volcánico. Las primeras dos fases eruptivas consistieron en la formación y destrucción de dos edificios volcánicos cuyos depósitos consisten en una secuencia de flujos piroclásticos fechados en 0.53 Ma, flujos de lava de composición andesítica y depósitos de caída. Ninguna de estas dos fases eruptivas se asocia a depósitos de avalancha de escombros Robin et al.,(1987).

En la tercera etapa eruptiva se originó un nuevo edificio volcánico sobre los relictos de los antiguos edificios, formado por la alternancia de flujos de lava, depósitos de flujos piroclásticos y material de caída. Finalmente el edificio sufre un evento de colapso, dejando una estructura caldérica en forma de herradura de 4 km de diámetro con una orientación hacia el sureste, asociada a un depósito de avalancha de escombros que aflora a 1.5 km al noroeste del poblado El Platanar, Jalisco. Posteriormente se reinició la actividad eruptiva dando lugar al cuarto edificio volcánico.

El quinto estratovolcán se edificó en la parte central de la estructura de caldera del edificio anterior, presentando la misma secuencia estratigráfica de los anteriores periodos eruptivos. Sin embargo, a diferencia de los eventos de colapso parcial mencionados, se presentó un evento explosivo que dio lugar al colapso casi total del edificio volcánico, formando una caldera abierta hacia el noreste. Esta fase explosiva originó flujos de bloques y cenizas que alcanzaron distancias de hasta 19 km en dirección este-sureste, y con un espesor de hasta 30 m cerca del poblado Atenquique. De acuerdo con Stoopes y Sheridan (1992), dicha fase explosiva formó un depósito de avalancha de escombros fechada en 18,500 años, que se desplazó a 120 km de su fuente, y se depositó a lo largo de los ríos Salado y Tuxpan-Naranjo. Finalmente, la última etapa eruptiva asociada al Nevado de Colima se caracterizó por una secuencia de derrames de lava andesítica, derrames piroclásticos y depósitos de caída.

Volcán de Colima

El Volcán de Colima presenta una historia eruptiva semejante a la del Volcán Nevado de Colima, con distintos colapsos de su flanco meridional, hasta nueve eventos, según reportan. El cono actual se encuentra ubicado en la caldera del Paleofuego, cuyo colapso ocurrió hace aproximadamente 10 000 años (Luhr y Prestegard, 1988; Robin et al., 1987).

De acuerdo con el mapa de la **Figura 2.3** elaborado por Cortés et al., (2005), se identifican tres zonas de depósitos de avalancha asociadas al Volcán de Colima: zona lejana, zona intermedia y tercera zona, asociadas cada una de ellas a eventos diferentes.

La primera se asocia al colapso más antiguo del volcán Paleofuego, aflora a 40 km al sureste del Volcán de Colima cubriendo una superficie de 445 km² aproximadamente, y presenta una morfología de montículos o *hummocks*. La zona intermedia, es la que cubre la mayor extensión de avalanchas de escombros, cubriendo un área de 586 km², y fechada en 6990 años A.P. La tercera zona cubre una superficie de 40 km² aproximadamente, y ha sido fechada en 3600 años A.P, se extiende hacia el suroeste del Volcán de Colima de forma alargada de 25 km hasta Cerro Grande. Se considera que está asociada al último gran evento de colapso del paleovolcán.

El cono actual del Volcán de Colima, se ha formado sobre la caldera vinculada a este último evento de colapso.

2.4 Actividad reciente del Volcán de Colima

El Volcán de Colima es considerado como uno de los volcanes más activos de Norteamérica, ya que en los últimos 430 años ha presentado alrededor de 50 fases eruptivas (Luhr, 1981; De la Cruz, 1993; Saucedo, 2002).

Los recientes episodios eruptivos del actual Volcán de Colima han sido caracterizados por emisiones vulcanianas, flujos de lava y crecimiento y extrusión de domos que han generado varios depósitos de flujo de bloques y ceniza (Saucedo et al., 2002, 2004, 2005).

Hubo un periodo de reposo hasta 1958 a lo que siguió actividad con el crecimiento de un domo que para principios de la década 1960-1970 comenzó a derramarse por la ladera norte del volcán hasta alcanzar una zona de depósito conocida como el Playón (Macías et al., 2006). Es a partir de 1998 donde el Volcán volvió a reactivarse caracterizado por erupciones vulcanianas de lava y extrusión del domo. Así, se pueden distinguir distintos periodos efusivos 1998-1999, 2001-2003 y 2004; teniendo un mayor componente explosivo en 1999, 2003 y 2005 (Dávila et al., 2007). Durante la mayoría de estos periodos el colapso parcial de columnas eruptivas vulcanianas, así como el colapso de frentes de lava y domos han dado lugar a diversos depósitos de flujo de bloques y ceniza, rellenando así la parte proximal (alcanzando distancias no mayores a los seis kilómetros) de las principales barrancas con profundidades mayores a los diez metros sobre la ladera sur del volcán; uno de los depósitos de mayores alcances fue emplazado en 2004 rellenando la barranca la Lumbre a 6.3 km de la cima y en 2005 fueron registrando alrededor de 19 flujos alcanzando una distancia máxima de 5.4 km. En

temporada de lluvias (de junio a octubre) estos depósitos no consolidados son fácilmente removilizados como lahares. En 1999 fuertes lluvias removilizaron grandes volúmenes de depósitos piroclásticos vinculados a una erupción explosiva ocurrida en el mes de julio emplazados sobre las barrancas San Antonio y Monte Grande, formando así un lahar que viajó a más de 15 kilómetros de la cima sobre la barranca Monte Grande.

2.5 Evaluación del peligro en el Volcán de Colima

Uno de los propósitos del presente trabajo radica en la evaluación y caracterización de los depósitos volcánicos asociados a la reciente actividad del Volcán, los cuales han sido mencionados en el apartado anterior.

Son muy pocos los eventos registrados donde algún episodio explosivo ha llegado a afectar comunidades o algún tipo de infraestructura urbano-rural. Los lahares como eventos secundarios son considerados el peligro volcánico que ha tenido mayor impacto en la zona de estudio; afectando las principales barrancas: La Lumbre, El Cordobán, Montegrande, San Antonio, Tuna y La Arena, (Dávila et al., 2007; Capra et al., 2010) (**Figura 2.4**).

Se puede mencionar el lahar emplazado en la desembocadura de la barranca Monte Grande asociado a la actividad eruptiva de 1999, dañando infraestructura eléctrica a más de 15 km respecto a la; La barranca la Lumbre es recurrentemente afectada por la depositación de lahares afectando el puente que conecta a las comunidades la Becerrera y San José del Carmen. Por otra parte, la comunidad rural la Becerrera ha sido las más afectadas por eventos explosivos del Volcán al encontrarse situada a una distancia no mayor a 8 km respecto a la cima; considerada así dentro de la zona de alto riesgo de acuerdo con los planes de contingencia.

Con base en lo anterior, la metodología empleada en el presente trabajo con base en técnicas de percepción remota sea una herramienta eficaz en el manejo de una emergencia volcánica. Una de las ventajas del uso de imágenes satelitales radica en la optimización del trabajo de campo, así como la inferencia y comprobación de la información. Por otra parte, la prontitud en la adquisición de datos satelitales facilita la actualización de los planes de contingencia utilizados por protección civil del estado durante una crisis volcánica, los cuales no han sido actualizados desde hace más de quince años.

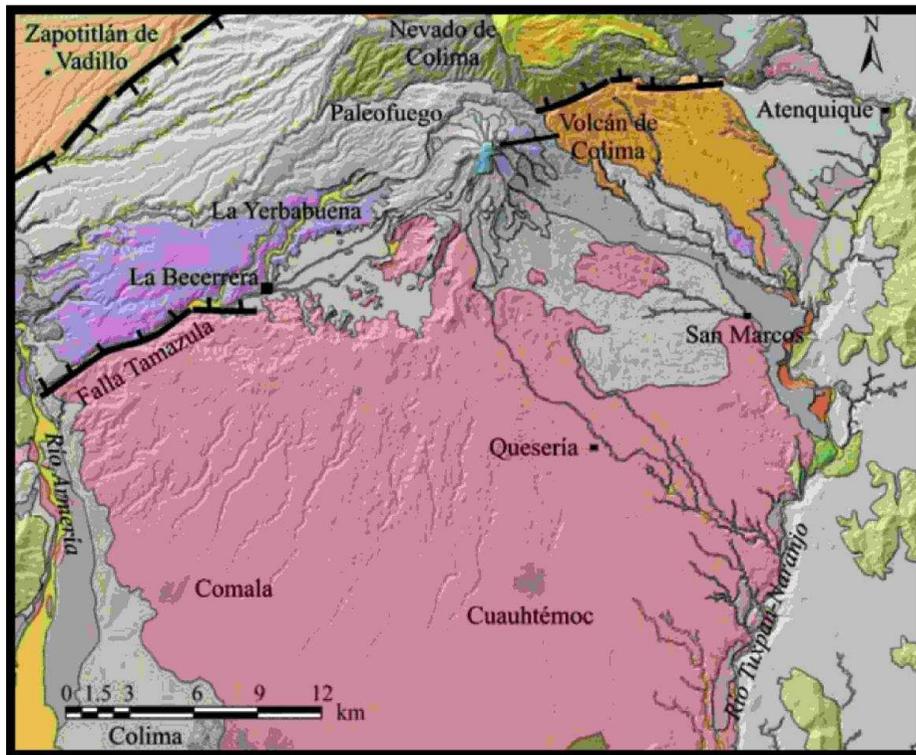


Figura 2.3. Mapa Geológico del Volcán de Colima (Cortes et al., 2005), modificado por Macías, 2005)

Fase Eruptiva			
Edad	Nevado de Colima	Paleofuego	Volcán de Colima
CUATERNARIO	Holoceno Qale Material de caída y epiclásticos CVN11 VI Lavas, domos, piroclastos y material de caída CVN10 Flujos piroclásticos y material de caída CVN9 Fm. Atenquique Pleistoceno CVN8 V Lavas, flujos piroclásticos y material de caída CVN7 Avalancha de escombros CVN6 Lavas, flujos piroclásticos y material de caída CVN5 IV Fm. Atenquique 0.35 Ma CVN4 Avalancha de escombros CVN2b III Flujos piroclásticos, lavas y material de caída CVN2a II Flujos piroclásticos, lavas y material de caída CVN1a I Flujos piroclásticos, lavas y material de caída 0.53 Ma	CVP4 Lahares CVP3 Avalancha de escombros CVP1 Lavas, flujos piroclásticos y material de caída >38 400 años AP	Aluvión y lahares CVP10 Flujos de lava 2002-2004 CVP9 Flujos piroclásticos no diferenciados CVP8b Lavas andesíticas históricas CVP8a Lavas andesíticas prehistóricas CVP7 Lahares y fluviales CVP6 Avalancha de escombros 3 600 años AP CVP5 Avalancha de escombros 7 040 años AP CFL3 Depósitos lacustres 7 380 años AP CFL2 Depósitos lacustres Volcán El Cántaro 1.52 Ma
CRETÁCICO	Ke Fm. Coquimatán Ktp Fm. Tepames Ke Fm. Encino Krc Fm. Tecalitlán		

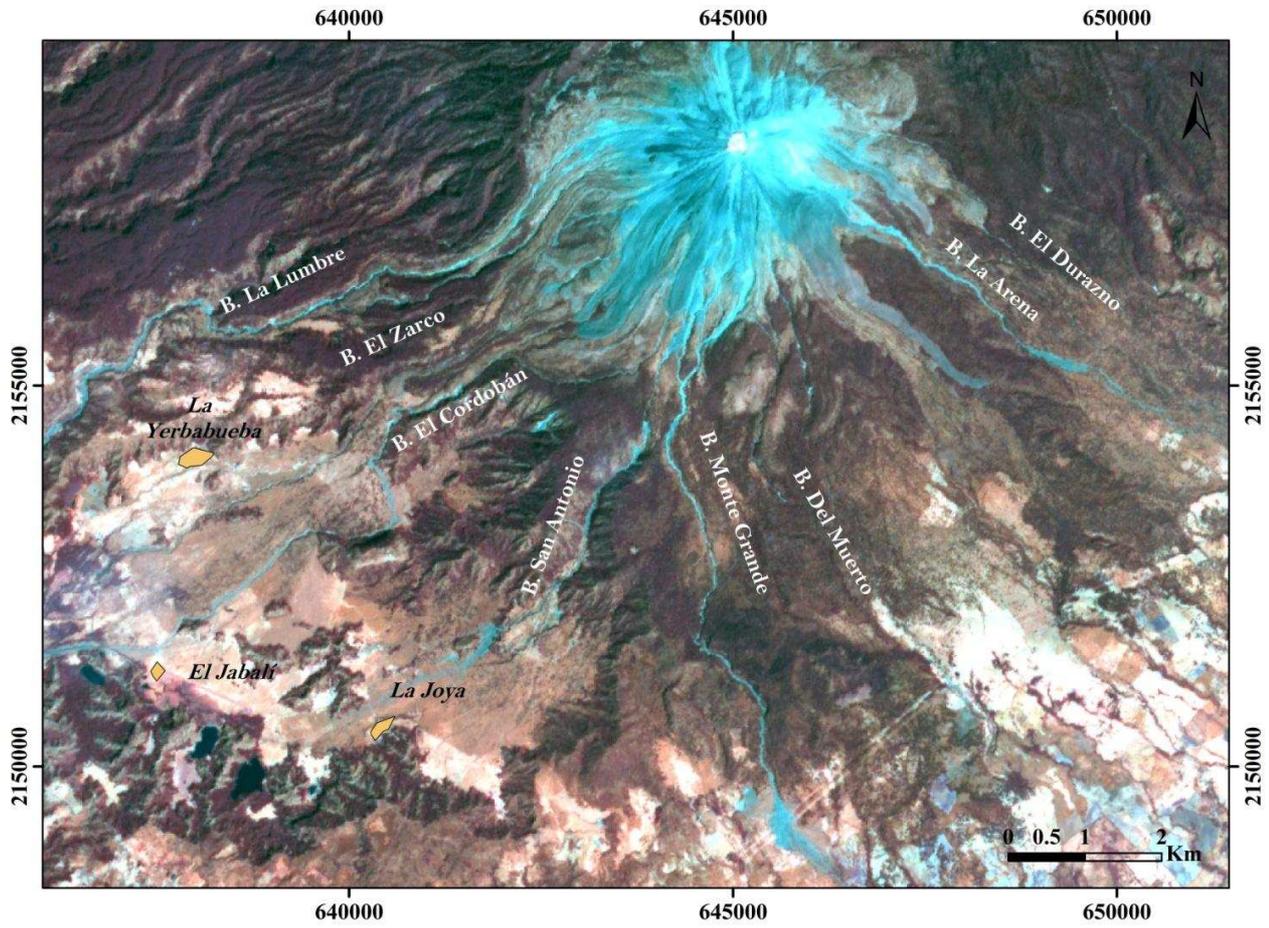


Figura 2.4. Acercamiento de las principales barrancas de la ladera sur del VC (acercamiento realizado a una imagen Terra-Aster, RGB: 4, 2, 1).

3.0 Fundamentos de Imágenes de Radar

Introducción

El presente capítulo se presenta los antecedentes de los sistemas de radar, en específico se muestra los fundamentos geométricos y de operación de un Sistema de Radar de Apertura Sintética (SAR por sus siglas en inglés) para la generación de una imagen de radar.

3.1 Antecedentes de los Sistemas de Radar

El término radar proviene de la nomenclatura en inglés “**RA**dar **D**etection **A**nd **R**anging”. Los sistemas de radar pueden o no generar como resultado una imagen, en términos generales, a partir de una serie de pulsos electromagnéticos que son emitidos en la región de micro-ondas (entre 0.1 cm a 1m), (**Figura 3.1** y **Tabla 3.1**) el radar es capaz de medir el tiempo que tarda un pulso desde que es emitido hasta que es retornado al radar y detectar la intensidad del pulso retrodispersado al interactuar con los objetos de una escena o la superficie terrestre.

No se puede hablar del desarrollo de radar sin mencionar la contribución de las ecuaciones de Maxwell en 1873 las cuales explican el comportamiento de las ondas electromagnéticas, posteriormente los experimentos de Hertz en 1888 lo llevaron a generar y detectar la primera onda de micro-ondas percatándose que las propiedades físicas del medio generan su dispersión o reflexión.

Para 1920 el desarrollo de radar pasó del campo científico al militar, en particular con aplicaciones en actividades navales mediante la detección de buques (Reintjes y Coate, 1952). Fue antes y durante la segunda guerra mundial que el desarrollo científico del radar tuvo su mayor auge cuando la milicia inglesa logró construir el primer radar de vigilancia aérea llamado “*chainhome*” el cual fue ubicado en la costa sureste de la isla británica. De manera formal es hasta 1967 cuando la aplicación del radar vuelve a ser retomada por la comunidad científica al presentar el primer proyecto a escala regional en la provincia Darien, en Panamá, la cual nunca había tenido ningún tipo de reconocimiento espacial debido a la alta cobertura nubosa durante todo el año. En este proyecto se cubrió un mosaico de imágenes con un área de 20,000 km²; el éxito del proyecto significó la entrada de la aplicación de radar en la percepción remota (Lillesand y Kiefer, 2001; Henderson y Lewis, 1998). En la **Tabla 2** se muestran los satélites que han sido utilizados para la obtención de imágenes de radar de la superficie terrestre hasta el momento.

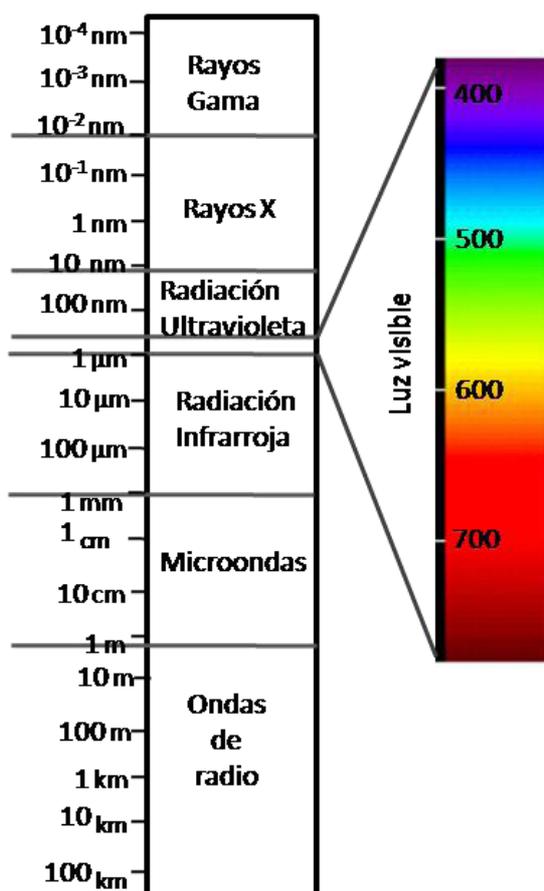


Figura 3.1. Espectro Electromagnético

Tabla 3.1. Nomenclatura de bandas para la región espectral de las microondas (Lillesand y Kiefer, 2001).

Nomenclatura de banda	Longitud de onda λ (cm)	Frecuencia $\nu=c\lambda^{-1}$ [MHz (10^6 c/seg ¹)]
K _a	0.75-1.1	40 000 - 26 500
K	1.1-1.67	26 500 - 18 000
k _u	1.67-2.4	18 000 - 12 500
X	2.4-3.75	12 500 - 8 000
C	3.75-7.5	8 000 - 4 000
S	7.5-15	4 000 - 2 000
L	15-30	2 000 - 1 000
P	30-100	1 000 - 300

La transmitancia atmosférica, que tiene un efecto significativo en el comportamiento de la radiación solar al llegar a la superficie, es muy alta para la longitud de onda en la que opera el radar. En la región de micro-ondas la radiación solar atraviesa la atmósfera sin ninguna distorsión, por lo que el radar puede operar en cualquier condición atmosférica, lo que implica una considerable ventaja respecto a sensores ópticos. Por ello, los sensores de radar han tenido un desarrollo tecnológico importante en lo que refiere a su aplicación en percepción remota. Los radares que son empleados para la generación de imágenes pueden operar aerotransportados o sobre plataformas satelitales.

Los sensores de radar pueden ser pasivos o activos. Los sensores pasivos solo responden a niveles muy bajos de energía, en el rango de las micro-ondas, emitida o reflejada por objetos que se encuentran en el ambiente, sin embargo este tipo de radares no son de interés en el presente capítulo. Por su parte, los sensores activos permiten emitir su propio haz de radiación coherente la cual es registrada al ser retrodispersada por los componentes de la escena. Así al tener control sobre su propia fuente de iluminación, el radar es capaz de generar imágenes de la superficie terrestre a cualquier hora (Lira, 2002), además de operar bajo cualquier condición climática como ya se ha mencionado anteriormente.

Tabla 3.2. Datos técnicos de satélites de radar. Simbología: □, satélites con capacidad de Interferometria Radar (Hanssen, 2001).

Satélite	Año de lanzamiento o periodo de utilidad	Días que tarda en pasar por un mismo punto	Altura de la plataforma (m)	Ángulo de incidencia	Cobertura del radar (Km)
Seasat □	1978	3	800	20-26	100
SIR-A	1981	/	235	-50	50
SIR-B □	1984	/	235	15-64	10-60
Cosmos 1870	1987-1989	variable	250	30-60	20-45
ALMAZ	1991-1992	/	300	30-60	20-46
Magellan □	1989-1992	variable	290-2000	17-45	20
Lacrose-1,2,3	1988/91/97	variable			
ERS-1 □	1991-2000	3-168 □	275/790	21 - 26	100
ERS-2 □	1995	35	790	22 - 26	100
JERS-1 □	1992-1998	44	568	26 - 41	85
SIR-C/X-SAR	abr-94	/	225	15 - 55	10-70
SIR-C/X-SAR □	oct-94	1	225	55	21-42
Radarsat □	1995-	24	792	20- 49	10-500
SRTM □	2000	0	233	52	225
ENVISAT □	2001-	35	800	20- 50	100-500
ALOS □	2002-	45	700	8-60	40-350
Radarsat - 2□	2003	24	798	20-60	20-500
TerraSAR-X□	2007	11	514	/	10-100

Existen dos tipos de sensores a partir de los cuales se pueden generar imágenes de radar. El sensor **mono-estático** está conformado por una antena donde su funcionamiento alterna entre

emisora a receptora, en un primer tiempo emite un haz de ondas electromagnéticas las cuales son retrodispersadas por la escena y captadas por la misma antena en un segundo tiempo. Por su parte, el sensor de radar **bi-estático** está conformado por una antena emisora y otra receptora.

3.2 Como se genera una imagen de radar

El principio básico de un sistema radar consiste en medir el tiempo de retorno de la señal emitida y la intensidad de la misma con el objeto de determinar la distancia de la antena al objeto detectado y cuantificar las características físicas del mismo como su tamaño y sus características texturales (Hanssen, 2001). Así, la antena mide la diferencia de tiempo de la señal de retorno entre dos objetos con características espaciales y texturales distintas. La antena de radar emite un haz de radiación conformado por un tren de pulsos de corta duración $\Delta\tau$ y con una alta frecuencia de repetición (Lira, 2002), los pulsos emitidos en un periodo de tiempo determinado son del orden de 10^{-6} s, por lo general, el haz de una antena radar ilumina en dirección perpendicular a la dirección de vuelo. En el caso de un radar mono-estático, la antena cambia de modo emisor a receptor de manera sincronizada para así procesar la energía retornada a la antena y traducirla como la unidad mínima (pixel) en la configuración de una imagen.

3.3 Tipos de radares empleados en sensores remotos

Con base en su operación, los sistemas de radar aerotransportados utilizados en sensores remotos se dividen en Radar de Apertura Real (**RAR**) y Radar de Apertura Sintética (**SAR**). Este último sistema, debido a la complejidad de su operación para la generación de una imagen, será tratado en apartados posteriores.

3.3.1 Radar de Apertura Real (RAR)

De acuerdo con la **Figura 3.2**, la resolución que se presenta en la imagen para detectar un objeto en un sistema RAR está condicionado por dos parámetros que son controlados por el propio sistema de la antena: el ancho del haz de radiación de la antena que se asocia a la dirección en azimut R_y , la cual es paralela a la trayectoria de vuelo de la antena radar; y la longitud del pulso a lo largo de la

dirección en rango R_x , la cual es perpendicular a la dirección de azimut. Así, se considera una antena de radar a una altura h con respecto a la superficie terrestre, la cobertura del área iluminada depende de la apertura del haz ($\Delta\eta$) el cual barre la escena perpendicularmente a la dirección de vuelo, $\Delta\eta$ es posicionado con un cierto ángulo de inclinación definido por β conocido como el ángulo de depresión. La resolución tanto en dirección del rango R_x como de azimut R_y radica en resolver dos puntos como distintos. La resolución en dirección R_y se encuentra

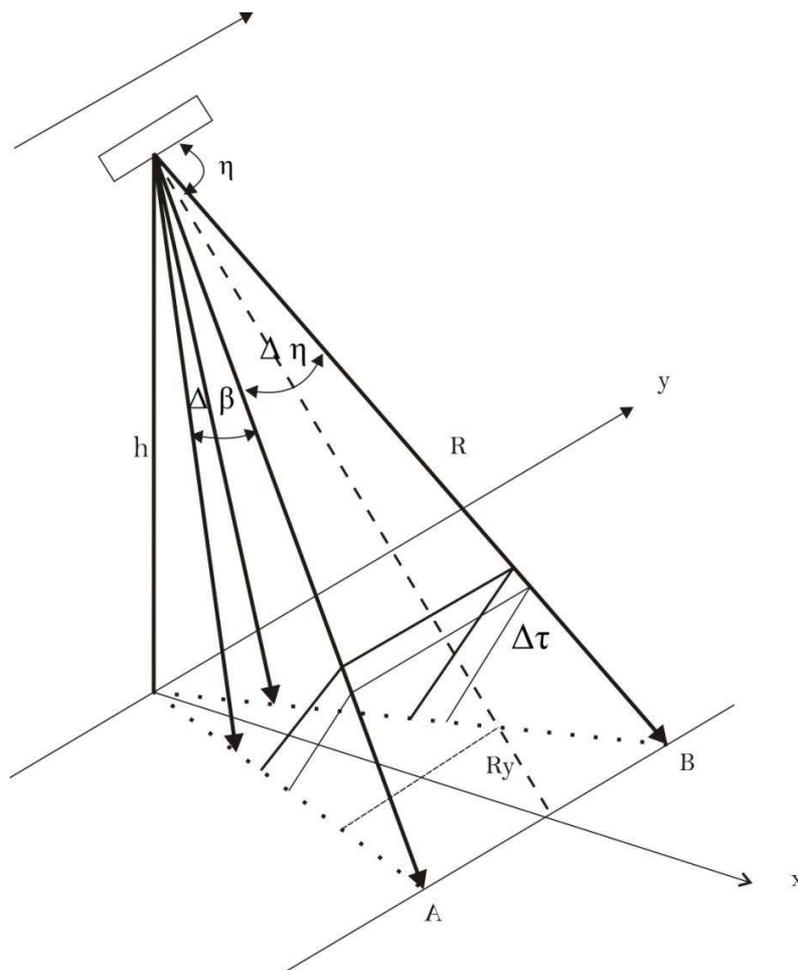


Figura 3.2. Geometría de un sistema radar: h , es la altura del satélite radar con respecto a la superficie terrestre; R_x , resolución en la dirección del rango; R_y , resolución en la dirección acimutal; $\Delta\beta$, apertura del haz en dirección de rango, $\Delta\eta$, apertura del haz en dirección de azimut; $\Delta\tau$, ancho del pulso (Lira, 2002).

determinada por la apertura del haz y el rango R , ya que conforme se incrementa la longitud de R_y se incrementa de igual manera la distancia de la antena al terreno por lo que la resolución en azimut disminuye. La apertura del haz en la dirección de azimut está definida como

$$\Delta\eta = \frac{\lambda}{l} \quad (3.1)$$

donde λ es la longitud de onda y l es la dimensión de la antena en la dirección de azimut, de esta forma la resolución en azimut y su proyección en el terreno se define de la forma

$$\Delta R_y = R \frac{\lambda}{l} = h \frac{\lambda}{l \sin\beta} \quad (3.2)$$

donde R es la distancia de la antena a un punto observado en el terreno (rango) y h es la altura de la antena con respecto a la superficie terrestre. De esta forma la apertura del haz de la antena es directamente proporcional a la longitud de onda empleada e inversamente proporcional a la dimensión de la antena. De acuerdo con esta relación, para aumentar la resolución en azimut es necesario aumentar la dimensión de la antena o disminuir la longitud de onda (Lira, 2009). De igual manera para disminuir la longitud de R_y sería preciso disminuir h para acortar la distancia de la antena a la escena (R) lo cual no sería funcional ya que limitaría la cobertura espacial en la generación de una imagen radar.

Por otra parte, la resolución en dirección del rango ΔR_x depende de la longitud del pulso $\Delta\tau$ para resolver dos puntos como independientes, el cual está determinado por la duración de transmisión del mismo. Así el tiempo total de recorrido (Δt) es descrito de la forma

$$\Delta t = \frac{2R}{c}, \quad \Delta\tau \ll \frac{2\Delta R}{c} \quad (3.3)$$

donde R es la distancia de la antena a un punto en la escena (rango) y el factor 2 implica dos veces R es decir el trayecto que recorre el pulso y el retorno del mismo a la antena al interactuar con un objeto en el terreno, c es la velocidad de la luz. Así, considerando dos puntos en el terreno A y B , estos serán resueltos como independientes (**Figura 3.3**), es decir los dos pulsos de retorno no

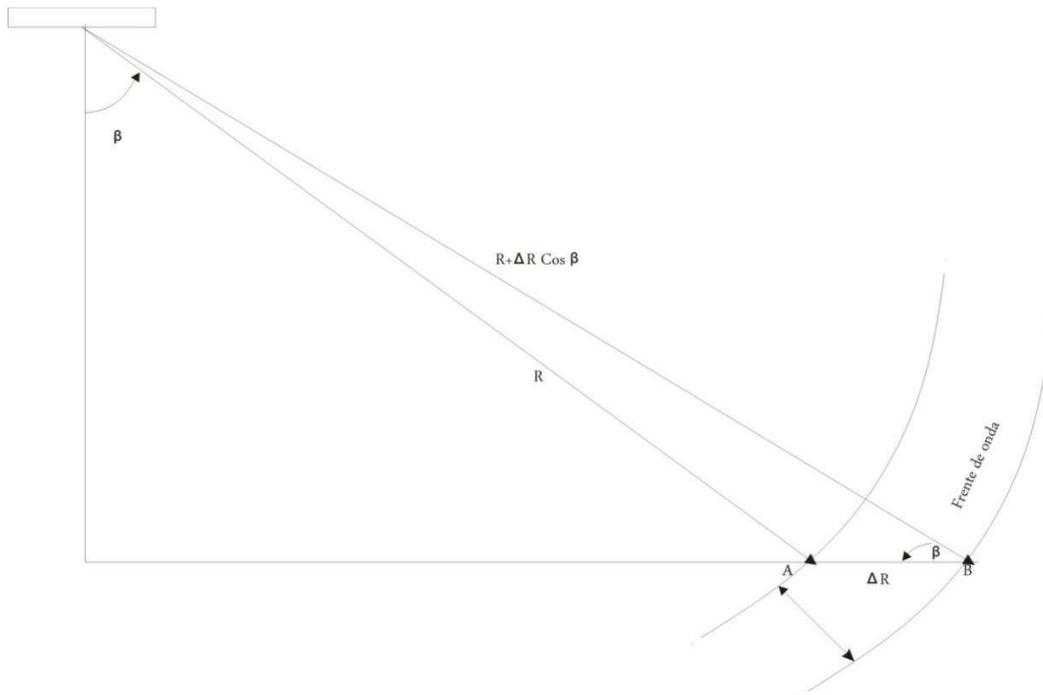


Figura 3.3. Resolución en la dirección del rango (Slant and Ground Resolution) en un sistema RAR (Fuente: Lira, 2002).

serán superpuestos siempre y cuando $\Delta\tau$ sea menor a la distancia (*ground range*) entre los dos puntos A y B . Por tanto la resolución en dirección R_x no depende de la distancia de la antena al objeto y varía de manera inversamente proporcional con respecto al coseno del ángulo de depresión. Así la resolución en dirección del rango proyectada en superficie es definida de la siguiente manera

$$R_x = \Delta R_x = \frac{c\Delta\tau}{2\cos\beta} \quad (3.4)$$

donde $\Delta\tau$ es el ancho del pulso y β es el ángulo de depresión definido anteriormente. De esta manera para aumentar ΔR_x es necesario disminuir $\Delta\tau$. Sin embargo al disminuir la longitud del pulso disminuye de igual forma la intensidad del mismo. Entonces, partiendo de las propiedades de un pulso, la capacidad del mismo para detectar un objeto depende en gran medida de su energía, definida de la forma

$$E = P\Delta\tau \quad (3.5)$$

donde E es la energía en un pulso y P es el pico instantáneo de potencia; por consiguiente, para obtener una alta resolución en ΔR_x altos pulsos de energía son requeridos (P) ya que la energía en un pulso determina la capacidad del mismo para detectar o discriminar un objeto en el terreno (Elachi, y Van, 2006), sin embargo esto es limitado por las capacidades físicas del sistema de radar.

De igual forma el incremento en $\Delta\tau$ daría lugar a que no se cumpliera la condición $\tau \ll \frac{2\Delta R}{c}$ para poder discriminar dos objetos como independientes en la dirección del rango obteniendo así una resolución pobre. Los sistemas de radar donde la apertura del haz es controlado por parámetros físicos de la misma se conocen como radares no coherentes (Lillesand, 2001). De esta forma, parece no ser posible obtener un aumento en la capacidad de detección de la señal y una mayor resolución en rango al mismo tiempo, sin embargo esto podría ser posible mediante la modulación del pulso (Lira, 2002; Elachi y Van Zyll, 2006; López, 2005).

3.3.2 Radar de Apertura Sintética (SAR)

A diferencia de un sistema RAR, un sistema SAR opera utilizando radiación coherente donde el pulso parte de un amplitud y fase iniciales como una función del tiempo. De acuerdo con la **Figura 3.4**, se supone una antena montada en una plataforma, aerotransportada o satelital en movimiento a lo largo de su trayectoria de vuelo (R_y). De acuerdo con este modo de operación, un objeto en la superficie es observado múltiples veces durante un determinado periodo de tiempo desde que la señal es emitida hasta que es captada por la antena, registrando así una serie de distintos valores de rango para un solo objeto; esto equivale en un sistema RAR a tener un tren de antenas operando alineadas en una misma trayectoria de vuelo (R_y). De esta forma, en un sistema SAR la observación repetida

de un mismo objeto en la escena empleando radiación coherente permite obtener resoluciones en rango y en azimut que son independientes de la distancia de la antenna al objeto. En un sistema SAR se colecta entonces un grupo de medidas de rango y corrimiento Doppler (ver apartado 3.3.2.1) durante el tiempo que la proyección de haz barre la escena. Estas medidas son procesadas bajo un procedimiento bajo u procedimiento que se denomina enfocamiento para generar la imagen de radar.

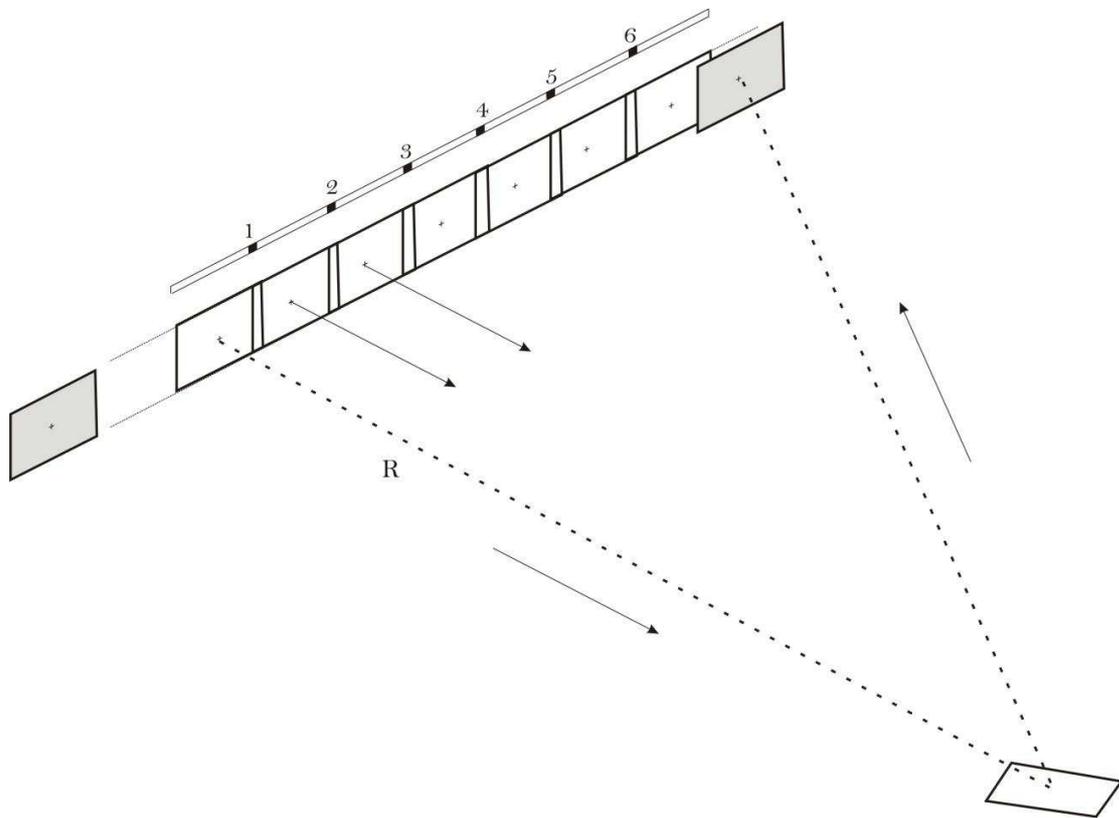


Figura 3.4. Efecto en el aparente incremento de la longitud de la antenna en un sistema SAR. (Fuente: Lillesand y Kiefer, 2007).

Por consiguiente, durante un periodo de observación (ΔT) un sistema SAR mide para un mismo punto tanto el historial de rangos ΔR como el historial de corrimiento *Doppler* (ΔV), este último se define en términos generales como la razón de cambio de movimiento asociado al corrimiento de frecuencias (este fenómeno será tratado a mayor detalle en apartados posteriores). Por tanto, un sistema SAR opera a partir de un tren de pulsos que permiten observar la escena repetidas veces colectando rangos y corrimientos *Doppler*. De tal forma que, con una pequeña antena se pueden alcanzar altas resoluciones en dirección del azimut ya que ésta se mantiene constante e independiente de la distancia entre la antena y el objeto captado por la antena (es decir, independiente de la resolución del rango).

A continuación expondrá el funcionamiento del sistema SAR considerando un cambio de movimiento mediante el corrimiento de frecuencias debido al efecto *Doppler*.

3.3.2.1 Corrimiento Doppler

De acuerdo con la **Figura 3.5**, se considera una antena en movimiento como fuente de radiación electromagnética, la cual se encuentra a una cierta altura sobre un objeto aparentemente estático en el terreno, dicha antena emite un pulso cuyo tiempo de vuelo es

$$t = \frac{2R}{c} \quad (3.6)$$

Este pulso controlado (radiación coherente) viaja hacia el objeto y es retrodispersado a la antena, la frecuencia (ν) y fase (ϕ) en la que la radiación emitida difiere con la frecuencia (ν') y fase (ϕ') que es detectada. De tal forma que durante el periodo de observación T esta razón de cambio $\frac{dR}{dt}$ da lugar a un cambio en frecuencia conforme la antena se aleja y se acerca del objeto produciendo una

variación en rango (R) y un corrimiento *Doppler* (v). De esta forma el rango entre la antena y un objeto en superficie se calcula como

$$R = \frac{tc}{2} \quad (3.7)$$

Como se puede observar en la **Figura 3.6** cuando la frecuencia de la señal inicial es mayor a la frecuencia de la señal retornada hay un decremento en la razón de cambio $\frac{dR}{dt}$, mientras que cuando la frecuencia inicial es menor que la retrodispersada $\frac{dR}{dt}$ aumenta; de esta forma el cambio en frecuencia o corrimiento *Doppler* se encuentra determinado por la velocidad relativa de la antena v . En ambos casos la señal de retorno es más débil que la señal inicial emitida por la antena (Elachi y Van, 2007 and; Oliver y Quegan, 1998).

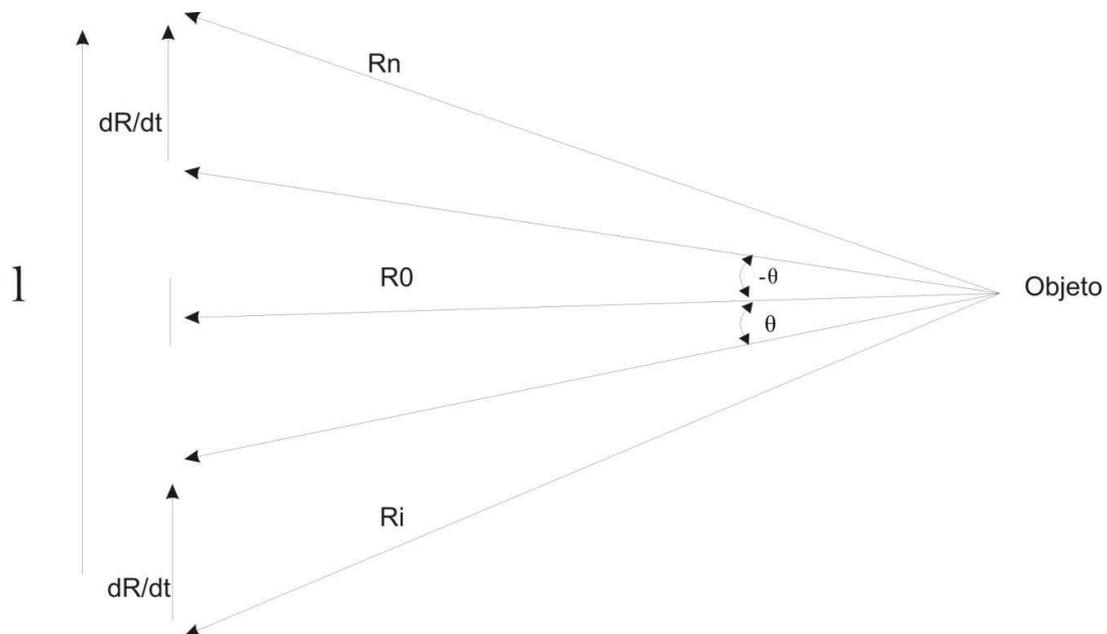


Figura 3.5. Efecto *Doppler* (Fuente: Lira, 2002).

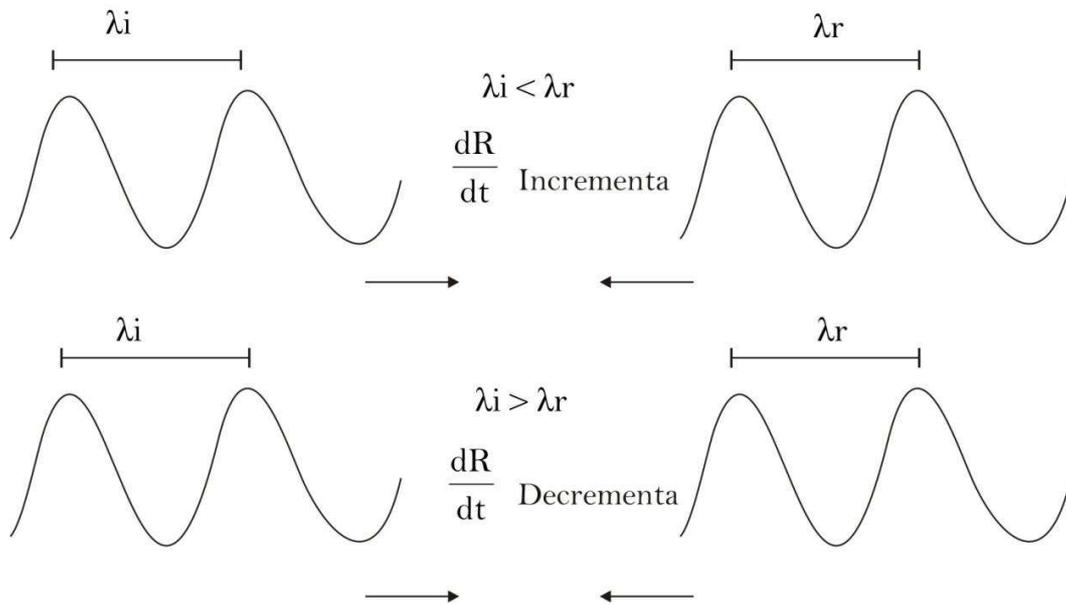


Figura 3.6. Razón de cambio asociada al cambio en frecuencia de una onda electromagnética (Fuente Lira, 2009).

Por consiguiente, durante un periodo de observación T se obtiene el historial *Doppler* de un objeto observado en superficie. El cambio en frecuencia ν (corrimiento *Doppler*) para un mismo punto está dada de la forma

$$\Delta\nu = \frac{2v}{\lambda \sin\theta} \quad (3.8)$$

Donde v es la velocidad relativa entre la fuente del haz de radar, λ es la longitud de onda y θ es el ángulo formado por el rango (R) que define la distancia entre el radar y el objeto (**Figura 3.5**).

De igual forma, la diferencia de fase asociada al pulso retrodispersado se calcula como

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (3.9)$$

Por otro parte, la resolución en rango (R_x) en un sistema de apertura sintética es la misma que la expresada en la ecuación 3.4. Mientras que la resolución en azimut se deriva del cambio de frecuencia (corrimiento *Doppler*) y fase (Lira, 2002). Así, la resolución en azimut se obtiene de la forma

$$\Delta R_y = \frac{\lambda R}{2L} \quad (3.10)$$

Donde ΔR_y es obtenida calculando la diferencia de corrimiento *Doppler* entre dos puntos cuyos rangos son R_1 y R_2 . Si L es la longitud sintética y la apertura del haz se define como $\Delta\eta = \frac{\lambda}{l}$, se tiene

$$\Delta\eta = \frac{\lambda}{l} = \frac{L}{R}$$

de esta forma, utilizando esta relación se obtiene finalmente

$$\Delta R_y = \frac{1}{2} \quad (3.11)$$

Por tanto, para aumentar la resolución en azimut se debe disminuir el tamaño de la antena, así una antena de dimensión pequeña puede aumentar la apertura del haz por lo que es posible observar un punto más veces.

3.4 Geometría y nomenclatura en un sistema SAR

A partir del modo de transmisión y recepción de la señal de una antena de radar montada en una plataforma en movimiento, para el caso de un sistema SAR, se considera una serie de elementos geométricos que son de especial interés en la generación de una imagen.

En relación con la **Figura 3.7** se muestra un radar a una altura h y a una velocidad v , el **ángulo de depresión** (β) es el formado entre la horizontal a la antena con respecto al haz emitido por la antena en el punto de incidencia en el terreno. Este ángulo es siempre mayor hacia el alcance lejano (*far*

range) y menor hacia el alcance cercano (*near range*). El **ángulo de vista** (Φ), también conocido como ángulo de iluminación, se forma a partir de la línea formada por el haz con respecto a su vertical, en algunas ocasiones β es considerado como el complemento del ángulo de vista ($90^\circ - \Phi$). La relación entre el haz y la superficie terrestre iluminada por éste da lugar al **ángulo de incidencia**, que es el ángulo formado entre el haz del radar (línea de vista) y la vertical formada con respecto a un objeto iluminado en superficie. A su vez esta vertical depende del **ángulo de incidencia local** formado entre el haz del radar al objeto iluminado y la normal a la superficie para cada punto de incidencia iluminado.

Desde otra perspectiva, de acuerdo con la **Figura 3.8** se considera una antena alineada en la dirección de vuelo referida como la dirección de **azimut** (*along track*). A su vez, el pulso de la señal emitida por el radar en dirección de la propagación del haz se denomina la dirección de **rango** (*cross track*). Las direcciones de azimut y rango son perpendiculares entre sí.

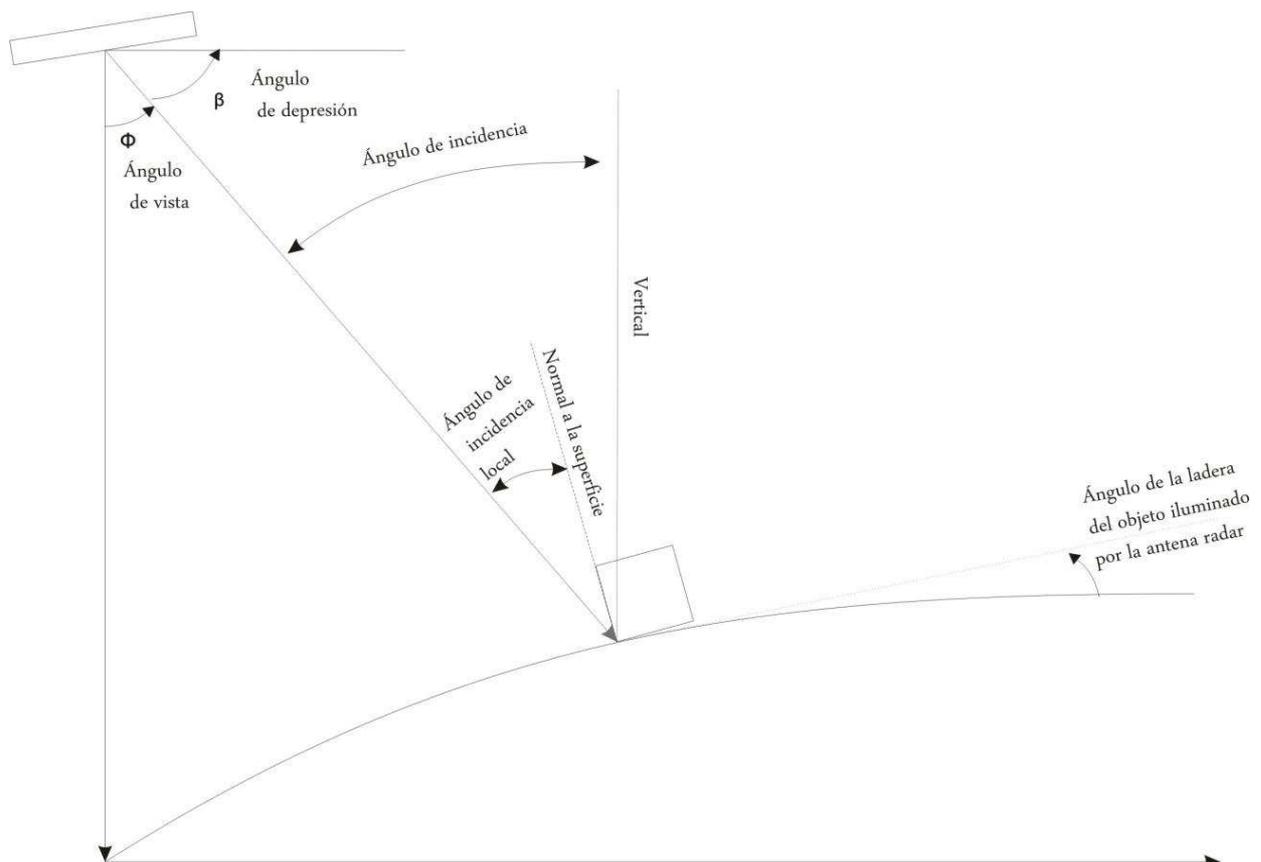


Figura 3.7. Geometría básica de operación de un sistema radar (modificada de Henderson y Lewis 1998).

El alcance del rayo del radar o **alcance inclinado** (*slant range*) se determina como la distancia de la antena de radar a cualquier objeto en la superficie medido perpendicularmente a la línea de vuelo. El **alcance cercano** (*near range*) se refiere a la distancia más corta que existe, entre la superficie iluminada por la antena y un objeto, medida respecto al alcance inclinado. Así mismo, el **alcance lejano** (*far range*) es la distancia más lejana respecto al nadir local de la antena radar medida respecto al alcance inclinado. Tal como ya se ha mencionado, la resolución del rango depende del *slant range*. A su vez el **alcance terrestre** (*ground range*) hace referencia a la misma distancia del alcance inclinado pero proyectada sobre una superficie de referencia; de esta forma la resolución del *ground range* es más pequeña conforme se incrementa la distancia en el *slant range* respecto a un punto en el terreno. Por tanto, en dirección del rango, tanto el alcance cercano como lejano corresponden al área cubierta por el haz de radar proyectada en el alcance terrestre. El **ancho del barrido** (*swath width*) representa la amplitud de la imagen en dirección del azimut y su perpendicular representa su amplitud en dirección del rango, la extensión longitudinal del barrido se encuentra definida por el movimiento de la antena radar con respecto a la superficie y la amplitud del barrido es medida perpendicularmente a su extensión longitudinal.

3.5 Modos de adquisición de imágenes en un sistema SAR

De acuerdo con las características operativas de un sistema radar satelital o aerotransportado y con la finalidad de cubrir una mayor área al momento de generar una imagen radar existen diversos modos de adquisición, en la **Tabla 3.3** se resumen sus principales características.

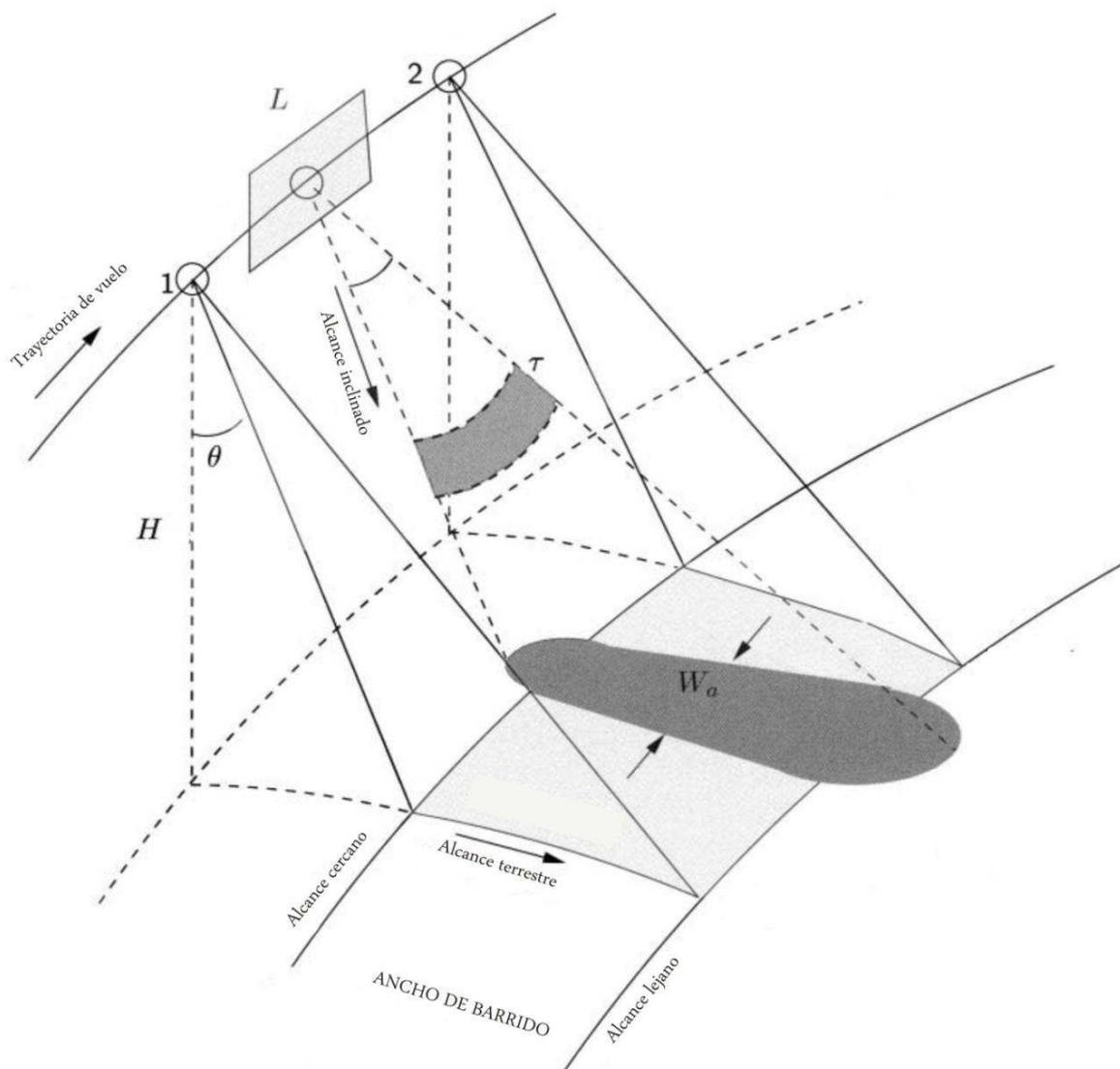


Figura 3.8. Geometría para la adquisición de una imagen en un sistema SAR (Modificada de Hansen, 2001). Simbología: L , representa la longitud de la antena radar; H , es la altura de la antena con respecto a la superficie terrestre; θ , es el ángulo de vista; τ , es el ancho del pulso transmitido por la antena; W_o , es el target considerado como un punto hipotético en la superficie, considerado como el centroide de la superficie iluminada por el haz de la antena radar.

Tabla 3.3. Características operativas de modos de adquisición *StripMap*, *SpotLight* y *ScanSAR*

Características operativas	Modo de adquisición <i>StripMap</i>	Modo de adquisición <i>SpotLight</i>	Modo de adquisición <i>ScanSAR</i>
Escala.	1: 100 000	1:100	1:1 000 000
Variación del ángulo de depresión.	fijo	fijo	variable
Periodo de tiempo de adquisición.	generada en un determinado periodo de tiempo	generada en un determinado periodo de tiempo	generada en distinto periodo de tiempo
Cobertura espacial	150 x 150 km	50 x 50 km	10 x 10 km?
Dirección de la cobertura	Mayor cobertura en dirección de azimut	-	mayor cobertura en dirección de rango
Sensores que operan bajo este modo de adquisición	TerraSAR-X Rasarsat-2 ENVISAT	TerraSAR-X	TerraSAR-X Radarsat-1 ENVISAT

3.5.1 Modo de adquisición *ScanSAR*

En este modo de adquisición, la imagen es generada en distintos periodos de tiempo para producir a su vez una imagen continua que pueda cubrir un área máxima. Esta técnica de adquisición se basa en el patrón de comportamiento de elevación del haz de la antena para construir coberturas extensas en dirección del rango (*across track*) mediante el ensamblaje de sub-barridos (*subswaths*) con diferentes ángulos de depresión β (**Figura 3.9**). De esta forma la longitud de la cobertura total del barrido en dirección al rango es el resultado de la adición de varias veces el límite del ancho del rango impuesto por el haz de la antena de radar. Esto se logra mediante el barrido adyacente en lapsos compartidos entre dos o más sub-barridos. Así la retrodispersión de cada sub-barrido es recibida por la antena como bloques de pulsos discretos (Henderson y Lewis, 1998). Una imagen adquirida en modo *ScanSAR* presenta una cobertura espacial continua con respecto al rango siendo útil para estudios espaciales a escalas pequeñas 1: 1 000 000.

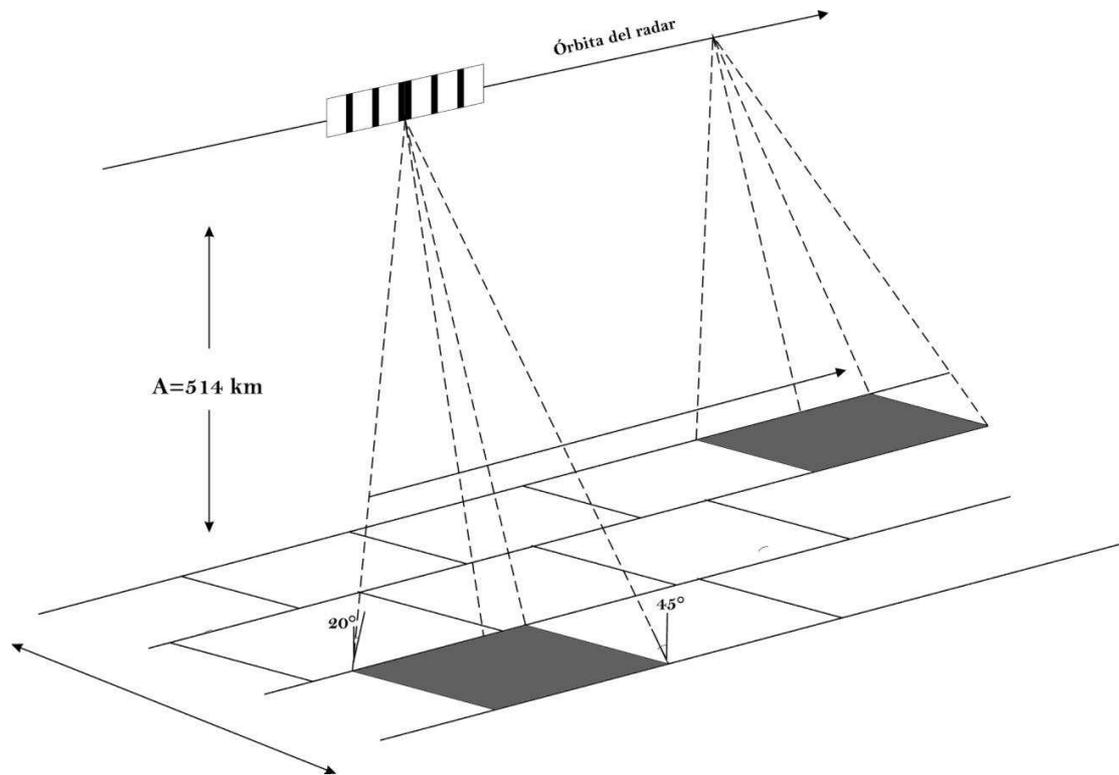


Figura 3.9. Modo de adquisición ScanSAR (Fuente: TerraSAR-X, 2007).

3.5.2 Modo de adquisición Strip Map

Es el modo de adquisición más común en la generación de imágenes de radar (**Figura 3.10**), en este modo de operación se considera una órbita fija, el barrido en superficie (*ground swath*) iluminado por el haz de radar se realiza mediante una secuencia de pulsos considerando el haz a una altura y ángulo β fijo. De esta forma se puede adquirir una imagen de dimensión mayor en dirección del azimut o con una resolución de imagen constante en dirección del azimut (*along track*), siendo limitado a lo largo de la dirección de rango (*across track*) El modo *StripMap* es útil para adquirir imágenes de superficies mayores a una mediana resolución permitiendo análisis espaciales a escala media 1: 100, 000.

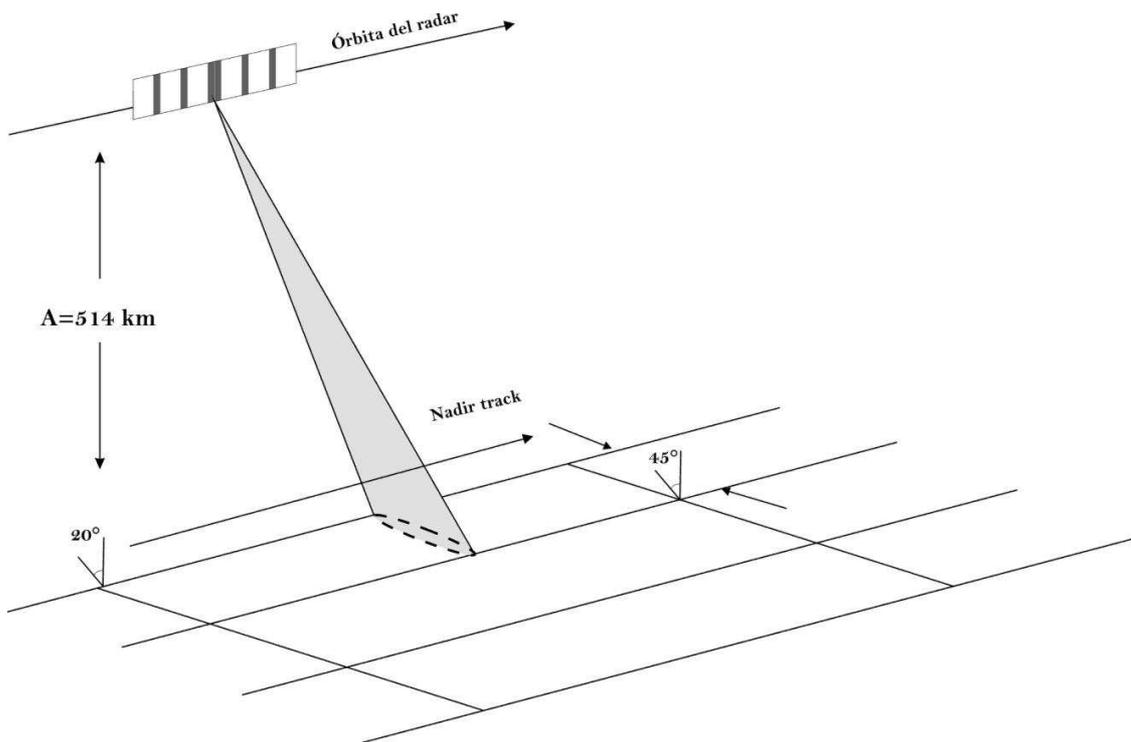


Figura 3.10. Modo de adquisición StripMap (Fuente: TerraSAR-X, 2007).

3.5.3 Modo de adquisición *Spotlight*

Esta técnica es empleada para obtener imágenes de alta resolución tanto en azimut como en rango. Esto se logra mediante el manejo (generalmente de forma electrónica) del haz de radar con respecto a la dirección de azimut para incrementar el tiempo de iluminación de un objeto en el terreno conforme el sensor continua su trayectoria en órbita, y así obtener una mayor apertura sintética (**Figura 3.11**). De esta forma, el modo *Spotlight* brinda la posibilidad de barrer una escena a múltiples ángulos de vista durante una misma trayectoria. En este modo de operación la cobertura espacial es limitada debido a que la iluminación del haz de la antena se concentra sobre un área en particular del terreno, considerando dicha área como el eje de rotación imaginario de la antena con respecto a una superficie en el terreno, dejando de lado áreas consideradas dentro del barrido del sensor pero que no alcanzan a ser iluminadas por el haz de la antena.

3.6 Sistema Coordinado de un sistema SAR

Resulta importante llevar a cabo el procesamiento de las señales de radar dentro de un formato de imagen digital, lo cual en términos generales implica la asociación a un plano de referencia de cada una de las señales retrodispersadas por los objetos de la escena. Para ello se considera la siguiente estructura geométrica (*Figura 3.12 a y b*). Supongamos una cubierta esférica en cuyo centro se ubica una antena de radar emitiendo un tren de pulsos.

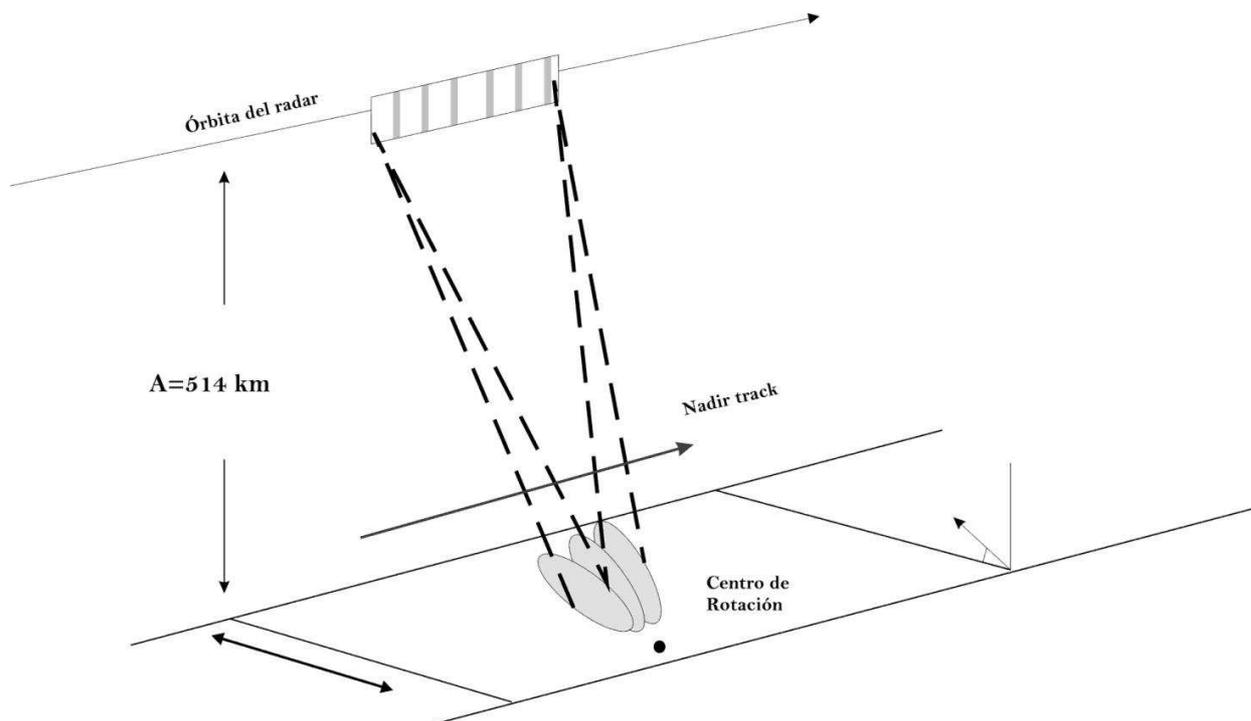


Figura 3.11. Modo de adquisición Spotlight (Fuente: TerraSAR-X, 2007).

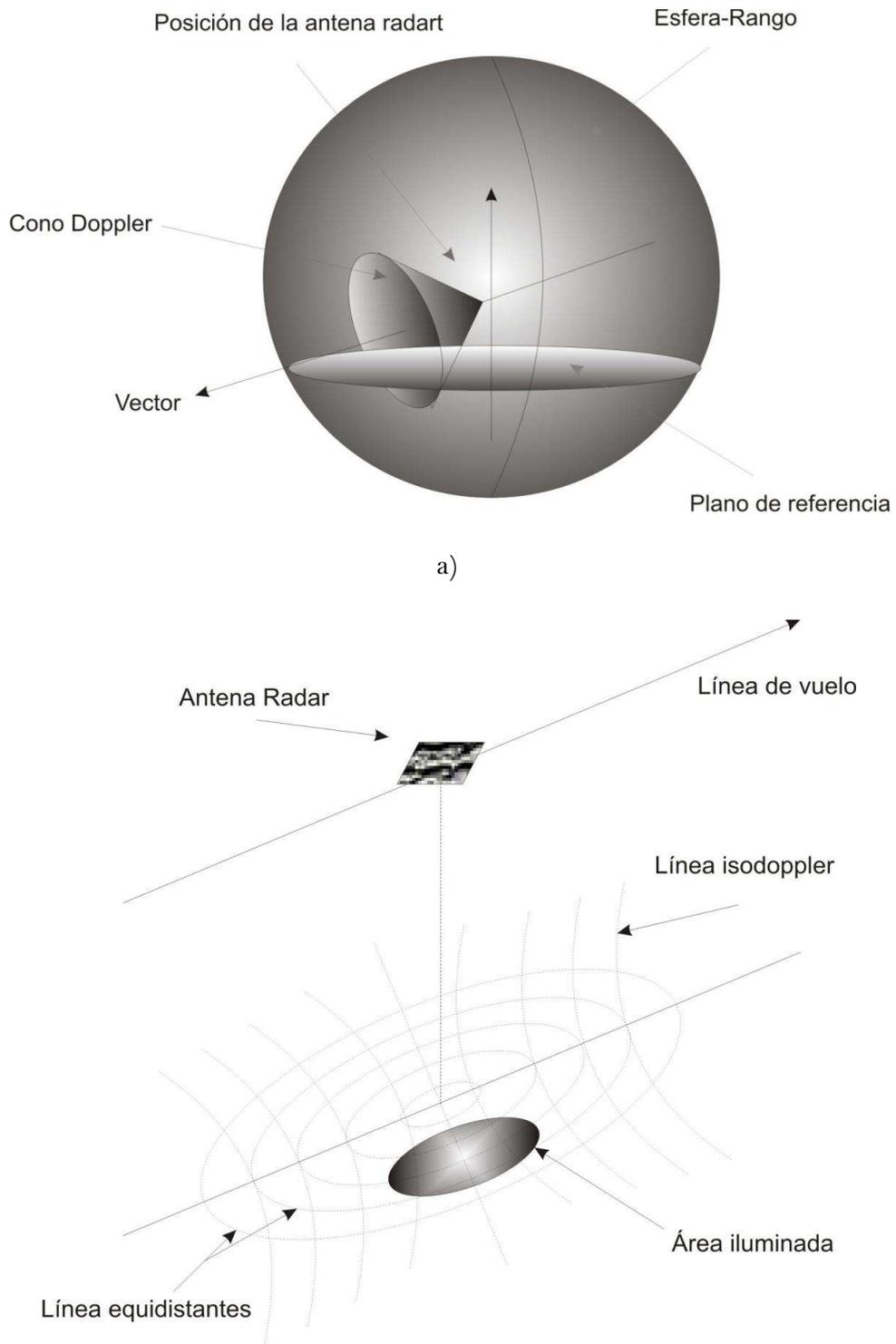
Además como se ha mencionado anteriormente, para llevar a cabo el proceso de convertir la señal de radar en una imagen, se supone que todas las señales retrodispersadas están vinculadas a un plano de referencia; si se interseca la esfera directamente en el punto nadir del radar (por debajo de la posición de la antena) se obtiene como resultado un círculo en un plano horizontal cuyo centro es el punto nadir ya mencionado. Así la consecutiva intersección de la esfera con respecto a distintos planos horizontales da como resultado un conjunto de círculos concéntricos proyectados en tal plano, lo cual determina iso-líneas equidistantes con respecto a la posición de la antena de radar (líneas de distancia constante). Por otro lado todo objeto observado por el radar con un cambio constante en la

frecuencia *Doppler* describe geoméricamente un cono (**Figura 3.12**), que de acuerdo con el esquema geométrico se traduce en puntos localizados sobre conos coaxiales tendiendo como eje la trayectoria de vuelo (línea de vuelo) del radar y la ubicación de éste como ápice. Así la intersección de estos conos *Doppler* con respecto al plano da como resultado una familia de hipérbolas las cuales se conocen como líneas iso-*Doppler*. Considerando esta geometría de círculos concéntricos e hipérbolas coaxiales se traduce en un sistema coordinado donde de acuerdo con el área iluminada por el haz del radar, cada nodo o punto en la imagen puede ser identificada debido a la medida de rango y corrimiento Doppler en un mismo tiempo (Figura 3.12-b).

3.7 Geometría de observación de un sistema SAR

El modo de operación de una antena SAR se puede resumir en la emisión de un tren de pulsos de la misma longitud de onda y fase los cuales interaccionan con los objetos en la escena y son retrodispersados a la antena, de esta forma el sensor registra la secuencia de rangos y el corrimiento *Doppler*. Este modo de operación de un sistema SAR (*side-looking*) permite una variación del ángulo de incidencia con respecto a los objetos en la superficie, esto se traduce en una variación de la historia de rangos para una escena, por lo que cualquier asociación a un plano de referencia (datum) en dirección al rango dará lugar a distorsiones geométricas en particular en superficies con topografía irregular (Hanssen, 2001; Lira, 2009).

El parámetro que determina en mayor medida la geometría de vista de radar es el ángulo de incidencia local debido al comportamiento de la retrodispersión de los objetos que caracterizan la escena (López, 2005).



b)Figura 3.12 a) y b). Sistema coordinado de un sistema SAR. (Fuente: Elachi y Van Zyl 2006).

3.7.1 Escorzo (*Foreshortening*)

Esta distorsión espacial se refiere al acortamiento de la pendiente del terreno, ocurre siempre de acuerdo con el ángulo de incidencia. La excepción ocurre cuando el ángulo de incidencia es de 90° (López, 2005). Considerando la geometría de vista para la adquisición de una imagen radar, existen dos elementos geométricos que determinan la posición relativa de un objeto en la escena: el alcance inclinado (*slant-range*) y el alcance en el terreno (*ground-range*). El rango guarda una relación directa con respecto al intervalo de tiempo entre los pulsos recibidos por la antena, y este intervalo a su vez es directamente proporcional con respecto a la distancia del alcance inclinado de la antena a un objeto en superficie. En consecuencia esta relación da lugar a acortamiento en la pendiente del relieve cuyo ángulo de incidencia local es menor que el ángulo de incidencia, comprimiendo el objeto hacia el alcance (cuando el frente de la ladera o pendiente del objeto es perpendicular al haz del radar) cercano de la imagen y elongado hacia el alcance lejano. Cuando el ángulo de incidencia local es igual a cero, la base, la ladera y la cima del objeto son registradas por la antena como señales retrodispersadas casi simultáneas por lo que estas tres geofomas del objeto ocupen un mismo sitio en la imagen. Por otro lado, al presentar un decremento en el ángulo de incidencia local aumenta la intensidad de la retrodispersión de dicho objeto manifestándose como una mayor brillantez en la imagen (**Figura 3.13**).

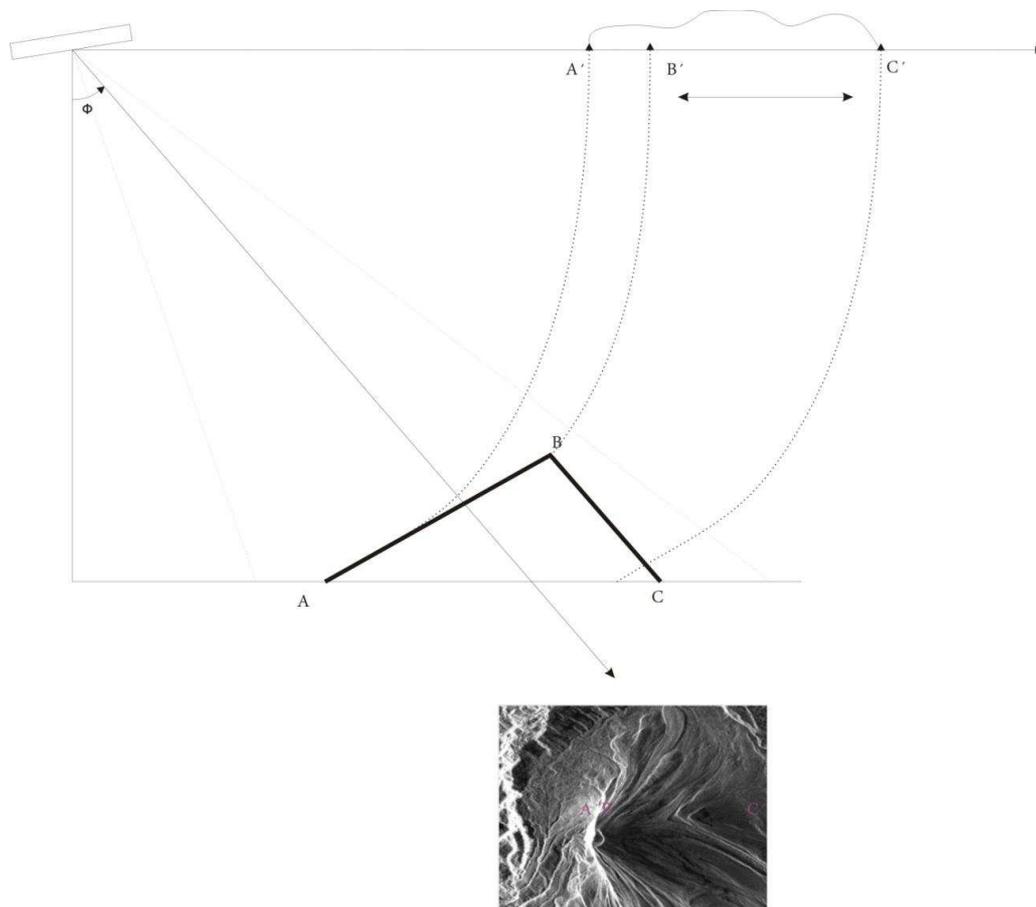


Figura 3.13. Distorsión por escorzo en una imagen de radar (**Forehortening**). (Modificada de Lee y Pottier, 2008).
Simbología: Φ , ángulo de vista; elevación conformada por los puntos A, B, C captada por el haz del radar; puntos A', B', C' proyección en superficie (ground range).

3.7.2 Sombras

Este efecto geométrico se presenta en dirección del rango cuando el ángulo de incidencia local del objeto es mayor de 90° o cuando la pendiente del objeto es mayor que el ángulo de depresión, de igual manera también depende de la topografía o la pendiente del lugar. De esta forma el haz de radar no alcanza a iluminar toda la geometría del objeto por lo que el retorno de la señal para ese lugar es casi nulo, manifestándose en áreas en tonalidades oscuras en la imagen asociadas a sombras carentes de

información (Lee y Pottier, 2008). Generalmente la presencia de sombra se relaciona con la cara opuesta del frente de ladera o pendiente del objeto, el cual es perpendicular al haz del radar. Debido a que el ángulo de depresión es menor, en áreas con relieve abrupto la longitud de la sombra es mayor hacia el alcance lejano (Figura 3.14).

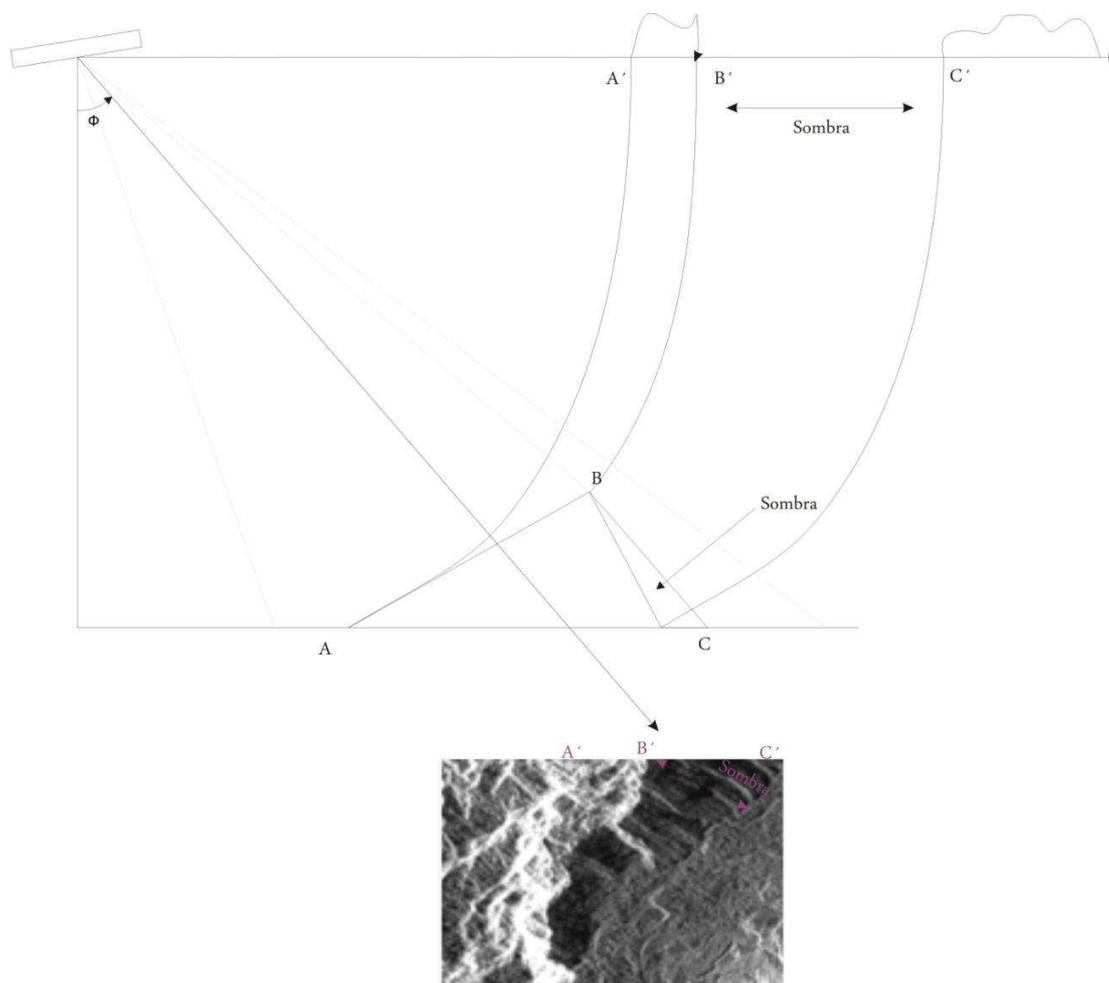


Figura 3.14. Fenómeno geométrico por sombra en una imagen de radar (**Shadow**). (Modificada de Lee y Pottier, 2008). Simbología: Φ , ángulo de vista; elevación conformada por los puntos A, B, C captada por el haz del radar; puntos A', B', C' proyección en superficie (ground range).

3.7.3 Inversión del relieve (*layover*)

Esta distorsión se considera como un desplazamiento o acortamiento extremo del relieve. Suponiendo la presencia de una topografía elevada en la escena, este fenómeno ocurre cuando el haz de radar alcanza primero la cima del objeto antes de interactuar con la base del mismo. De aquí que la antena recibe antes la señal del rango de la cima que con respecto al rango de la base del objeto; esto ocasiona en la imagen un desplazamiento del relieve o un traslape entre la cima y la base. El grado de desplazamiento del relieve se encuentra en función del ángulo de incidencia local, por lo que este efecto aumenta cuando el ángulo de incidencia local es menor con respecto al ángulo de pendiente del objeto. Este fenómeno de inversión del relieve es mayor cuando el frente de la ladera o pendiente del objeto es perpendicular a la apertura del radar, hacia el alcance cercano, observando una mayor brillantez en la imagen (**Figura 3.15**).

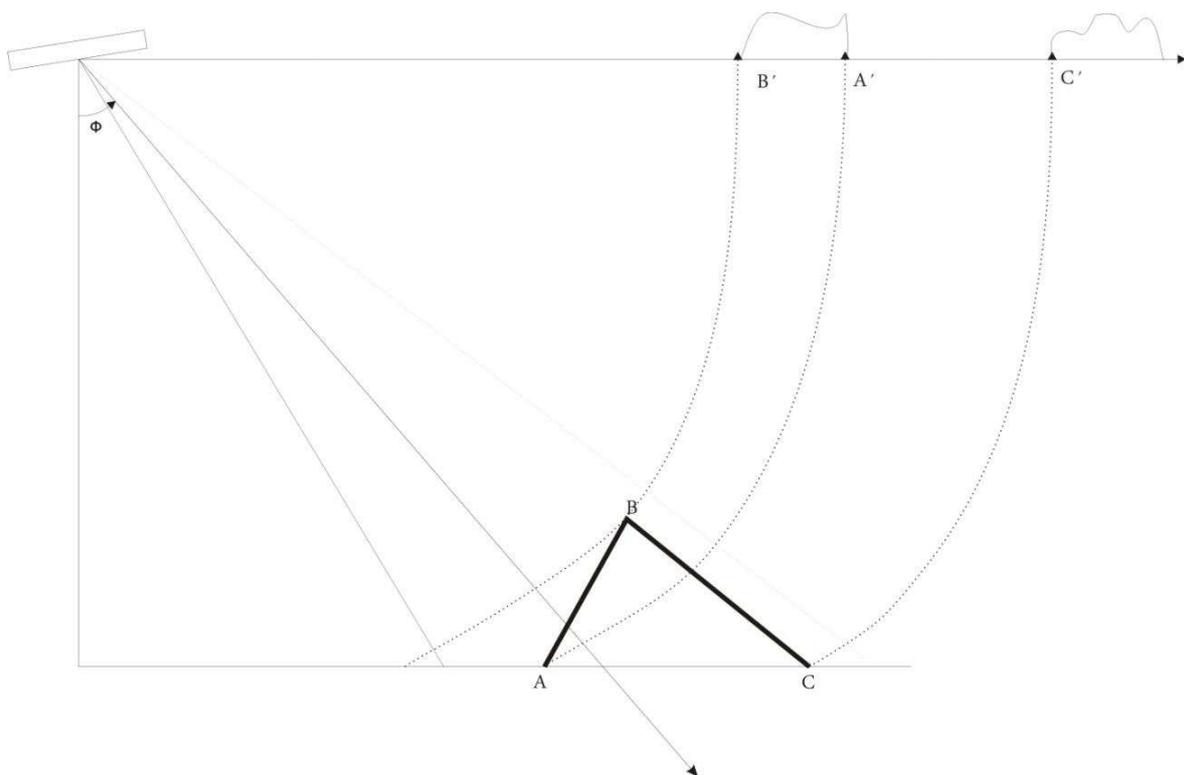


Figura 3.15. Inversión del relieve (**Layover**). (Modificada de Lee y Pottier, 2008). La cima de la montaña B es relativamente más cercana a la antena SAR que la base A de la montaña, por tanto al proyectarlo el sistema SAR capta en primer plano la retrodispersión de la cima B, por lo que la ladera es invertida hacia el rango inclinado de la imagen.

3.8 Características técnicas del sensor TerraSAR-X

El sensor TerraSAR-X fue puesto en órbita a mediados de año 2007, como resultado de un esfuerzo conjunto entre el Ministerio Alemán de Educación y Ciencia (BMBF por sus siglas en alemán) y la Agencia aeroespacial alemana (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt-DLR) la compañía Astrium GmbH; sin embargo ha administrado funcionalmente tal sensor a partir del 7 de enero de 2008. El sensor tiene una vida útil de 5 años y opera en la banda X. La construcción y operación del satélite se realizó con base en las misiones previas X-SAR (X-band Synthetic Aperture Radar) /SIR-C (Shuttle Imaging Radar and C) y SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

Una de las principales características operativas de este sensor radica en la inclinación u orientación de la apertura del haz de la antena dentro de un rango de 20 a 60° perpendicular a la dirección de vuelo sin la necesidad de mover el propio satélite. Lo anterior permite obtener una ventaja sobre la mayoría de los satélites radar ya que facilita captar una mayor cobertura sobre la superficie utilizando una misma órbita, lo cual no sería posible de cubrir utilizando una antena de radar no orientable. Esta antena tiene la capacidad de manejar diversos modos de adquisición: Stripmap (**SM**), High Resolution Spotlight (**HS**), Spotlight (**SL**), ScanSAR (**SC**).

En la **Figura 3.16** se muestra un gráfico de la antena y el sensor de radar TerraSAR-X y en la **Tabla 3.4** se muestran los parámetros de la órbita del sensor, mientras que en la **Tabla 3.5** se presentan las características operativas del sistema. Del mismo modo, en las **Tablas 3.6, 3.7 y 3.8** se resumen las características asociadas a los distintos modos de adquisición mencionados anteriormente. Finalmente en la **Tabla 3.9** se describe de manera específica los parámetros geométricos y de órbita de cada una de las imágenes TerraSAR-X adquiridas durante el periodo 2008-2010.

Por otra parte, en la tabla 3.10 se presentan las características de adquisición de cada uno de las imágenes de radar complejas SLC (Single Light Complex) de TerraSAR-X utilizados en el presente estudio.



Figura 3.16. Antena TerraSAR-X (Fuente: TerraSAR-X <http://www.dlr.de>).

Tabla 3.4. Parámetros de la órbita del sensor TerraSAR-X (Fuente: TerraSAR-X <http://www.dlr.de>)

<i>Parámetros de la órbita</i>	
Altura nominal de la órbita respecto al ecuador	514 km
Órbitas por día	15
Ciclo de repetición de la órbita	11 días
Nodo ascendente ecuatorial (de acuerdo al meridiano)	18:00 \pm 0.25 h (hora local)
Inclinación	97.44°

Tabla 3.5. Parámetros del sistema TerraSAR-X (Fuente: TerraSAR-X <http://www.dlr.de>)

<i>Parámetros del Sistema</i>	
Frecuencia de transmisión	9.65 GHz
Potencia de radiación (<i>Radiated RF Peak Power</i>)	2 Kw
Ángulo de incidencia	20°-60°
Polarizaciones	HH, VH, HV, VV
Longitud de la antena	4.8 m
Peso de la antena	1300 kg
Dirección de vista nominal	derecha
Frecuencia de repetición de pulsos (PRF)	2.0 kHz – 6.5 kHz
Ancho de banda en rango	max. 150 MHz (300 MHz modo experimental)

Tabla 3.6. Características para el modo de adquisición StripMap

Parámetro	Valor
Ancho del barrido (<i>Swath width</i>)/(ground range)	30 km en polarización simple 15 km en polarización dual
Longitud del producto en nivel L1B	50 km
Rango de ángulo de incidencia promedio	20° - 45°
Rango de ángulo de incidencia completo	15° - 60°
Resolución en azimut	3.3 m en polarización simple / 6.6 m en polarización dual)
Resolución en rango (<i>ground range</i>)	1.70 m - 3.49 m (ángulo de incidencia 20°- 45°)
Polarizaciones	HH or VV (polarización simple) HH/VV, HH/HV, VV/VH (polarización dual)

Tabla 3.7. Características para el modo de adquisición Spotlight y High Resolution Spotlight

Parámetro	Spotlight	High Resolution Spotlight
Extensión de la escena	10 km en azimut 10 km en rango (<i>ground range</i>)	5km en azimut 10 km en rango (<i>ground range</i>)
Rango de ángulo de incidencia promedio	20° - 45°	20° - 45°
Rango de ángulo de incidencia completo	15° - 60°	15° - 60°
Resolución en azimut	1.7 m (polarización simple) 3.4 m (polarización dual)	1.1 m (polarización simple) 2.2 m (polarización dual)
Resolución en rango (<i>ground range</i>)	1.48 - 3.49 (55°- 20° ángulo de incidencia)	1.48 - 3.49 (55°- 20° ángulo de incidencia) 0.74 m - 1.77 m (con 300 MHz en modo experimental y reduciendo la amplitud del haz en dirección del rango).
Polarizaciones	HH or VV (polarización simple) HH/VV, (polarización dual)	HH or VV (polarización simple) HH/VV, (polarización dual)

Tabla 3.8. Características para el modo de adquisición ScanSAR

Parámetro	Valor
Número de Sub- <i>Swaths</i>	4
Ancho del barrido (<i>Swath width</i>)/(ground range)	100 km
Longitud del producto en nivel L1B	150 km
Rango de ángulo de incidencia promedio	20° - 45°
Rango de ángulo de incidencia completo	15° - 60°
Resolución en azimut	18.5 m
Resolución en rango (<i>ground range</i>)	1.70 m - 3.49 m (ángulo de incidencia 20° - 45°)
Polarizaciones	HH or VV (polarización simple) HH/VV, HH/HV, VV/VH (polarización dual)

Tabla 3.9. Parámetros de adquisición de imágenes TerraSAR-X utilizados en el presente trabajo.

Modo de polarización	Fecha de adquisición	Nivel de adquisición	FORMAT	Dirección (<i>Look Direction</i>)	Dirección de la órbita
VV	22/09/2008	L1BVV.COS	Right	Ascending
VV	03/10/2008	L1BVV.COS	Right	Ascending
HH-VV	28/02/2009	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending
HH-VV	02/04/2009	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending
HH-VV	28/10/2009	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending
HH-VV	19/11/2009	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Ascending
HH-VV	31/03/2010	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending
HH-VV	11/04/2010	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending
HH-VV	06/11/2010	L1BVV.COS / ...HH.COS	Right	Descending

4.0 Interferometría Radar

Introducción

El presente capítulo es una introducción a interferometría radar como una herramienta para la generación de información relacionada a cambios topográficos y de la escena a detalle de un lugar determinado a partir de dos imágenes de la misma zona de estudio, adquiridas en fechas distintas.

4.1 Introducción

Como se mencionó en el capítulo anterior para la adquisición de una imagen, una antena SAR es transportada en movimiento a lo largo de su trayectoria de vuelo, el haz de la antena emite un tren de pulsos de radiación electromagnética coherente observando múltiples veces un objeto en superficie durante un determinado periodo de tiempo desde que la señal es emitida hasta que es captada por la retrodispersión del objeto, dando lugar a un historial de rangos y corrimiento Doppler para una determinada escena en el terreno. De este modo de operación de una antena de radar surge el principio de **interferometría radar (InSAR)**, a partir del cual puede ser generado un modelo digital de elevación de alta resolución que refleje con exactitud las características topográficas de un lugar determinado. El procesamiento **InSAR** se basa en la estimación del cambio de fase de la señal de radar desde dos tomas simultáneas generadas por dos antenas o en repetidas adquisiciones de la misma escena por una sola antena en un distinto periodo de tiempo (Hanssen, 2001).

4.2 Antecedentes de Interferometría Radar

La Radio-Interferometría fue desarrollada después de la segunda guerra mundial con Ryle y Vonberg (1946), construyeron un radio análogo interferométrico para estimar y localizar de manera rápida nuevas fuentes de radiación cósmica. Los primeros trabajos que reportan el desarrollo de técnicas de interferometría radar fueron inicialmente en el campo de la cartografía planetaria, tal es el caso de Venus a partir del sistema “*range-Doppler*” (Rodgers y Ingalls (1969), por su parte Zisk (1972) empleó este tipo de técnicas para derivar la primer cartografía topográfica de diversas porciones de la superficie lunar.

Aunque la armada norteamericana (*U.S Army*) fue la primera en aplicar interferometría SAR en la generación de mapas topográficos en la superficie terrestre, es Graham (1974), el primero en reportar este método utilizando datos del *Goodyear Aerospace Corporation SAR System* desarrollando interferometría mediante la adición coherente de las señales recibidas por dos antenas montadas en una plataforma en el modo de vista lateral (*side-looking*), (Henderson y Lewis, 1998). La aplicación de la interferometría obtuvo un mayor impulso cuando el método de repetidas observaciones (*repeat-pass*) fue aplicado y demostrado por (Li y Goldstein, 1987) utilizando datos históricos del satélite Seasat. Finalmente fue hasta el año 2000 que es lanzado formalmente el primer satélite para obtener datos de elevación a partir de interferometría radar utilizando el método de única observación (*single-pass*), la *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* liderada por la NASA (*National Aeronautics Spaces Administration*) tuvo una duración de once días, teniendo por objeto la generación del primer mapa topográfico del globo terráqueo.

Actualmente las aportaciones de técnicas aplicadas a partir de interferometría radar han ayudado en gran medida a desplazar el lugar que ocupada la componente interpretativa como la fotointerpretación, ya que InSAR ha llegado a convertirse en una herramienta cuantitativa imprescindible en el estudio de la superficie terrestre (Lee y Pottier, 2009).

4.3 Principios de Interferometría Radar

4.3.1 Definición de un par interferométrico - Imagen Compleja SLC (Single Look Complex).

Cada escena que conforma un par interferométrico está constituida por una parte imaginaria y otra compleja, lo que implica que para un sistema coherente como lo es un SAR cada imagen o archivo de datos contiene valores de magnitud (M) (parte real) y fase (ϕ) (parte imaginaria) para cada pixel que constituye la escena; a la adquisición de este tipo de imagen compleja se le conoce como *Single Look Complex (SLC)*. En el caso de imágenes complejas la magnitud representa la intensidad o cantidad de retrodispersión de la señal de acuerdo a las propiedades geométricas y dieléctricas del objeto observado por la antena (Franceschetti y Lanari, 1999). Finalmente el par interferométrico formado por dos imágenes complejas (W_1 y W_2) queda definido de la forma:

$$W_1 = M_1 e^{(j\phi_1)}$$

$$W_2 = M_2 e^{(j\phi_2)}$$

Donde M es la magnitud (parte real) para cada pixel que conforma la escena.

4.3.2 Geometría básica para la generación de un par interferométrico

De acuerdo con la **Figura 4.1**, partiendo de la geometría derivada entre dos antenas $A1$ y $A2$ con respecto a un punto observado en la superficie terrestre y considerando un sistema interferométrico bi-estático; según Elachi y Van Zyl (2006), utilizando la ley de cosenos, el principio geométrico en interferometría se puede expresar de la forma:

$$(R + \xi R)^2 = R^2 + B^2 - 2BR \cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta + \alpha\right) \quad (4.1)$$

donde R es el alcance inclinado (*slant range*) al punto de referencia, ξR es la diferencia de longitud de la trayectoria entre las dos antenas ($A1$ y $A2$) con respecto a un punto, B es la línea de base entre las dos antenas que se traduce como el vector que describe la trayectoria de desplazamiento de una

antena a otra, θ es el ángulo de vista al punto que está siendo observado y α es el ángulo de la línea de base con respecto a su horizontal (cuando el ángulo es formado entre \mathbf{R} y el vector de línea de base corresponde al ángulo de depresión β). Partiendo de la suposición que la distancia en rango \mathbf{R} para un determinado objeto en la escena es mayor que la distancia que define a la línea de base \mathbf{B} , entonces esto puede mostrar que la diferencia $\xi \mathbf{R}$ es proporcional a la elevación en el terreno para un determinado punto; de esta forma,

$$\xi \mathbf{R} \approx -\mathbf{B} \sin(\theta - \alpha)$$

Esto implica que el radar no mide la diferencia de longitud de trayectoria entre las dos antenas explícitamente, en su lugar mide la diferencia de fase interferométrica que es relacionada a la diferencia de longitud de trayectoria entre las dos antenas,

$$\varphi = \frac{a2\pi}{\lambda} \xi \mathbf{R} = \frac{a2\pi}{\lambda} \sin(\theta - \alpha) \quad (4.2)$$

Donde λ es la longitud en la que opera el radar, $a=1$ ó $a=2$, este valor depende de la forma de operar de la antena. El primer caso aplica cuando la plataforma cuenta con dos antenas funcionando la primera como emisora y la segunda como receptora de la señal, el segundo caso se emplea cuando se cuenta con una sola antena funcionando de forma alterna de emisora a receptora.

Por otra parte la elevación de un punto en la escena esta dado de la forma,

$$Z(y) = h - \mathbf{R} \cos \theta \quad (4.3)$$

a su vez el ángulo de vista θ puede ser estimado a partir de la fase interferométrica (Ecuación 4.2)

$$\theta = \alpha - \sin^{-1} \left[\left(\frac{\lambda \varphi}{a2\pi \mathbf{B}} \right) \right] \quad (4.4)$$

Por lo tanto, la elevación de un punto en superficie puede ser inferida en términos de los parámetros del sistema radar (en términos de la fase interferométrica) al utilizar las ecuaciones 4.2 y 4.4

$$Z(y) = h - R \cos \left[\alpha - \sin^{-1} \left(\frac{\lambda \phi}{a 2 \pi B} \right) \right] \quad (4.5)$$

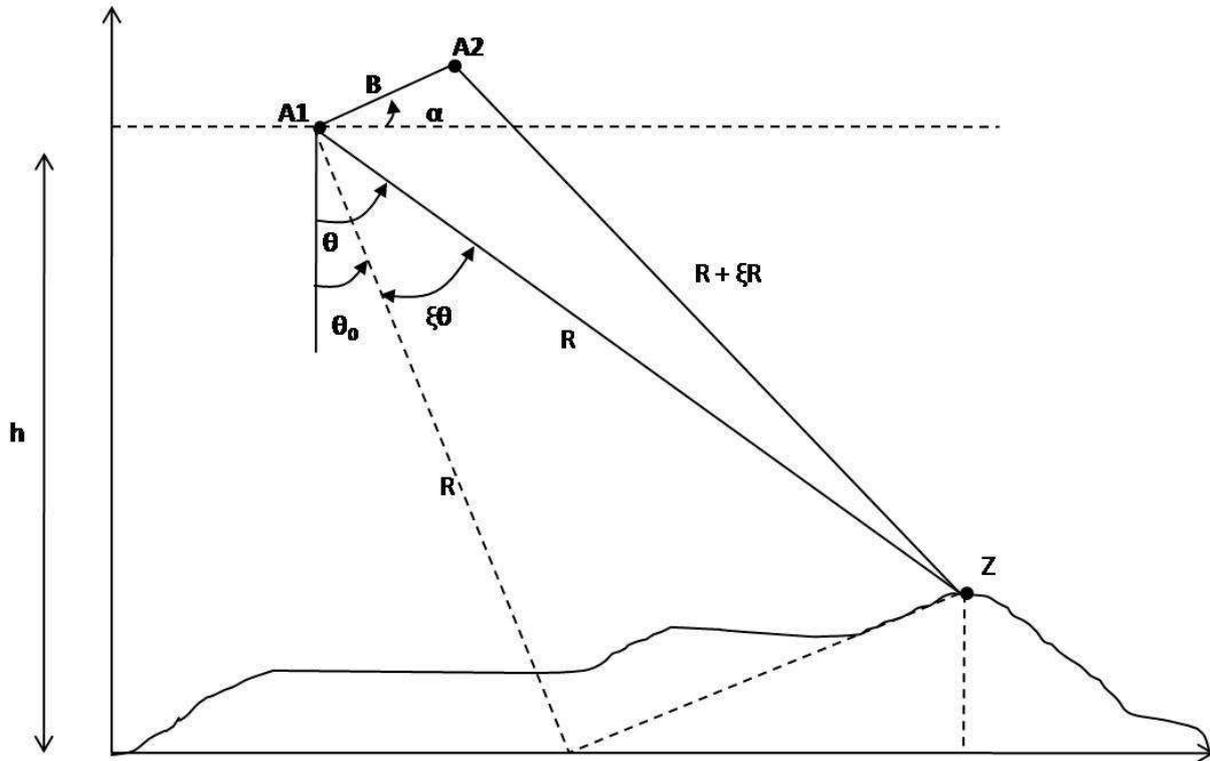


Figura 4.1. Geometría básica de un par interferométrico derivado entre dos antenas **A1** y **A2**: **h**: altura de la antena **R**: alcance inclinado (rango), ξR : diferencia de longitud de la trayectoria entre las dos antenas: ángulo de vista, α : ángulo de la línea de base con respecto a su horizontal (cuando el ángulo es formado entre **R** y el vector de línea de base corresponde al ángulo de depresión β). (Fuente Elachi y Van Zyl, 2006).

4.3.3 Técnicas de interferometría radar (InSAR)

Existen tres técnicas de adquisición de un par interferométrico radar (**Figura 4.2a**). En el primer caso la adquisición es perpendicular a la trayectoria de vuelo (**across-track**), se consideran dos antenas de radar montadas **A1** y **A2** de vista simultáneamente al mismo objeto separadas por un vector conocido como la línea de base **B** definido por una determinada distancia y ángulo con respecto

a su horizontal; de esta forma la topografía en superficie se deriva empleando como base la diferencia de ángulos de vista de ambas antenas.

En el segundo caso la adquisición de la escena es paralela a la dirección en la cual la plataforma está en movimiento (es decir, en dirección del azimut). Este tipo de configuración se basa en la adquisición de dos imágenes complejas SAR bajo condiciones geométricamente idénticas separadas por un corto intervalo de tiempo (**Figura 4.2b**). Así la diferencia de fase obtenida mediante esta técnica es compatible con estudios de procesos de movimiento dando un estimado de la velocidad de los objetos. Este modo de adquisición ha tenido amplias aplicaciones en la detección de movimientos en superficie tales como corrientes oceánicas superficiales (Goldstein y Zebcker, 1987; Romeiser y Thompson, 2000).

A diferencia de la primer técnica de adquisición, solo se requiere de una sola antena para realizar interferometría radar a partir de repetidas adquisiciones en dos tiempos distintos (**Repeat-pass interferometry**) de una misma escena, considerando un mínimo desplazamiento entre órbitas del mismo satélite (**Figura 4.2 c**). La fase relacionada a cada adquisición o imagen son sustraídas, a partir del valor resultado, este es asociado a un interferograma que registra para cada pixel la diferencia de fase entre las dos imágenes originales; así la diferencia de fase puede ser asociada a valores de altura para cada punto en el terreno a lo largo del ancho del barrido de la antena (*swath width*). El satélite ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite*) lanzado por la Agencia Espacial Europea (ESA) en 1991 fue el primero en su tipo.

Finalmente, a partir de la generación de interferogramas diferenciales, es posible evaluar el desplazamiento o deformación topográfica en la superficie terrestre a partir de interferometría diferencial (*DinSAR*), la cual permite la evaluación de cambio en valores de altura de una escena que es observada por la antena de radar en repetidas adquisiciones y en distintos periodos de tiempo (Zebker et al., 1994). DinSAR es una poderosa herramienta para estimar modelos de desplazamiento o deformación topográfica del orden de centímetros, de esta forma sus principales aplicaciones se han desarrollado en ambientes volcánicos a través de la generación de modelos predictivos asociados a eventos eruptivos o de colapso mediante el monitoreo de deformación del edificio volcánico como resultado de una relativa diferencia en rango. De igual forma tiene aplicaciones en el monitoreo de temblores mediante la generación de mapas de desplazamiento a lo largo de la línea de falla a partir de la combinación de datos *pre* y *posteriori* a un evento sísmico (Massonnet et al., 1993; Massonnet et al., 1994; Peltzer y Rosen, 1995).

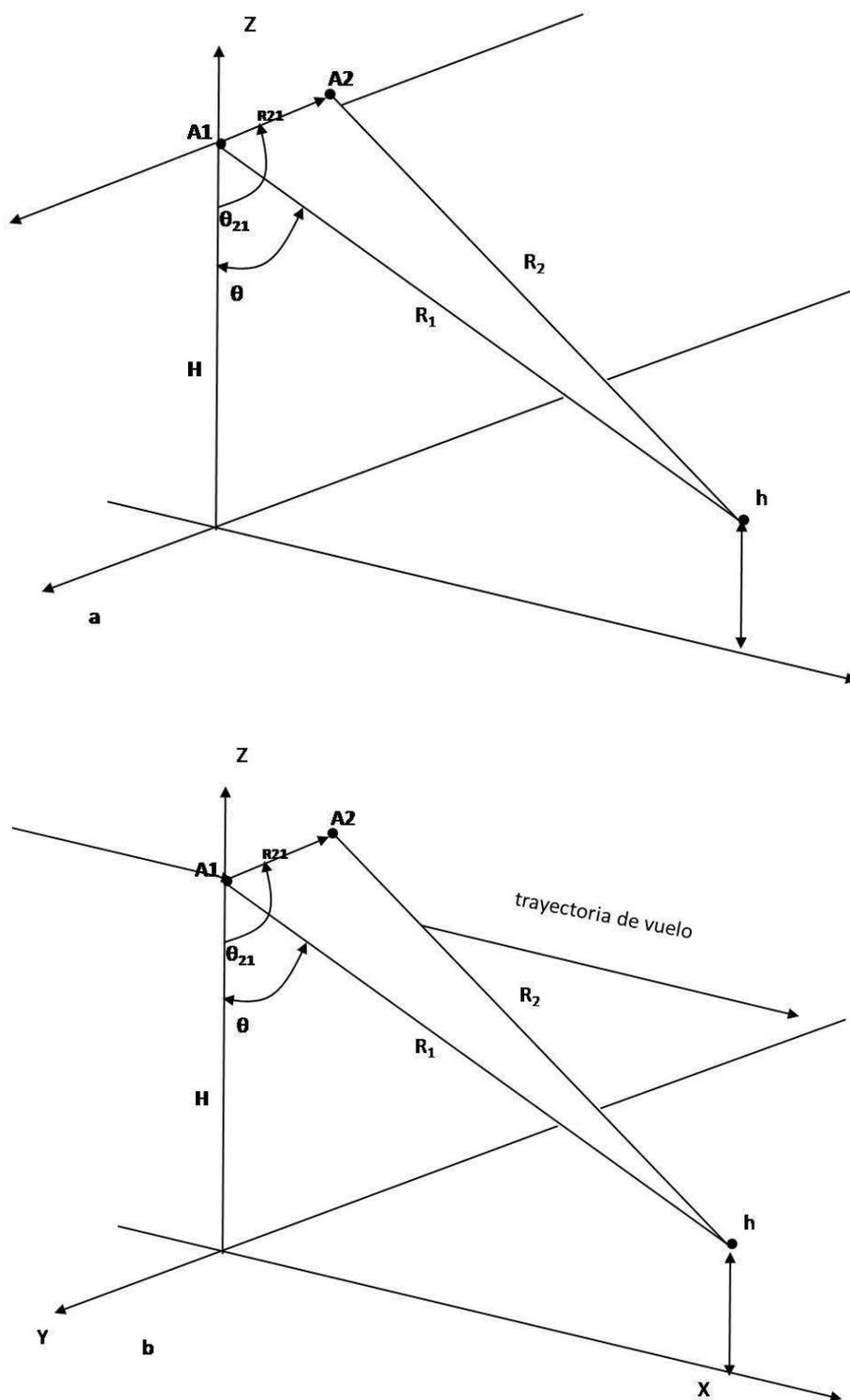


Figura 4. 2a y b. Técnicas de adquisición de interferometría radar: **a**, adquisición perpendicular a la trayectoria de vuelo (**across-track**); **b**, adquisición paralela a la dirección en la cual la plataforma está en movimiento (en dirección del azimut); (Fuente: Gens y Van Genderen, 1996).

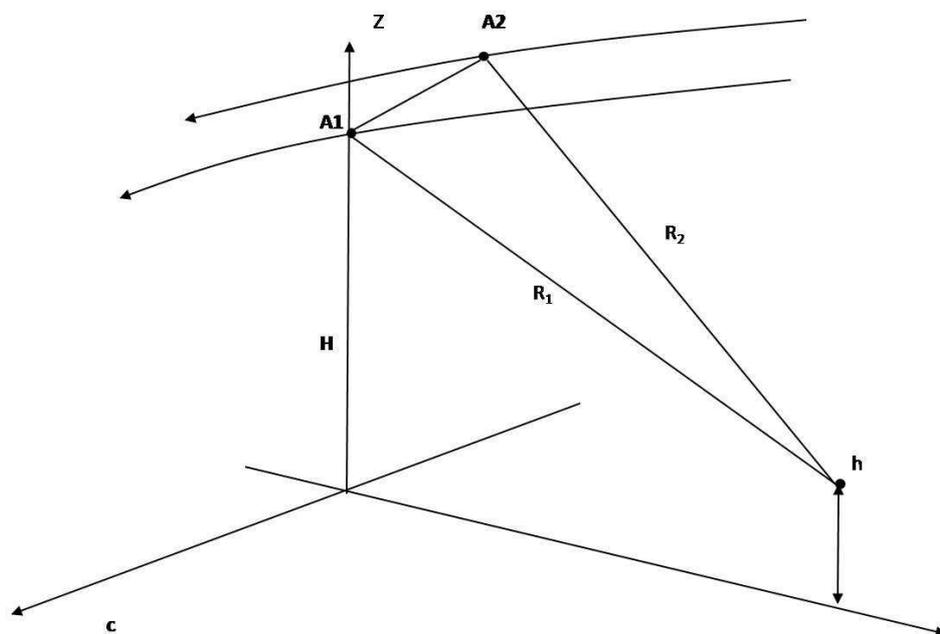


Figura 4.2c. c, repetidas adquisiciones en dos tiempos distintos (Repeat-pass interferometry). (Fuente: Gens y Van Genderen, 1996).

4.4 Procesamiento Interferometría Radar (InSAR) para la generación de modelos de cambios de alta resolución

Con base en el diagrama de flujo de la **Figura 4.3** se explica a continuación la secuencia de pasos para llevar a cabo un procesamiento interferométrico para la generación de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y la evaluación de cambios topográficos utilizando imágenes Single Light Complex de alta resolución.

4.4.1 Co-registración de pares interferométricos (Co-registration Interferometric pairs).

El principal objetivo de un procesamiento **InSAR** radica en estimar $Z(y)$ (Ecuación 4.5) de un punto en el terreno a partir de un par interferométrico conformado por imágenes complejas (**SLC**) $W_1 = M_1 e^{(j\phi_1)}$ y $W_2 = M_2 e^{(j\phi_2)}$ que permiten estimar la diferencia de fase ϕ (Ecuación 4.2).

La geometría de adquisición de una escena radar puede presentar diversas alteraciones o cambios que resultan evidentes al ser adquiridas en modo de repetidas adquisiciones para conformar un par interferométrico. Estas diferencias geométricas en términos de procesamiento **InSAR** pueden estar asociadas con la diferencia de órbita del satélite y por ende en las diferentes posiciones de la antena al momento de la adquisición de la escena; dicha geometría puede presentar cambios a lo largo de la dirección de azimut (*along-track*) entre dos escenas. Este desplazamiento relativo entre ambas imágenes es posible su cálculo en varios cientos de líneas o renglones, el cambio de píxeles a lo largo de la dirección de azimut es equivalente a la longitud de la línea de base paralela dividida por la posición en rango (Hanssen, 2001; Achim, 2004). De igual manera dichos cambios pueden estar vinculados a modificaciones en la escala o tamaño en pixel y un aparente movimiento rotacional entre imágenes. Para corregir estos cambios relativos es necesaria la registración espacial entre dos o más imágenes, a este procedimiento se le conoce como co-registración, el cual consiste en la sobreposición o traslape espacial entre imágenes y re-muestreo cuando las dimensiones entre píxeles no son coincidentes. Es importante mencionar que el procesamiento de co-registración no debe ser confundido con el procedimiento de geocodificación el cual radica en la asociación de cada pixel en términos de la geometría **InSAR** (alcance inclinado) a un datum de referencia.

En términos generales, el procedimiento se define en función de dos tipos: co-registración gruesa (*coarse co-relation*) y fina (*fine co-relation*) y son descritos a continuación

- cada una de las imágenes SLC que constituyen el par interferométrico es definida como imagen “maestro” (*master*) y “esclavo” (*slave*) respectivamente.

- en el caso de la co-registración gruesa el proceso de registro se realiza de pixel (par maestro) a pixel (par esclavo) utilizando los valores de magnitud que son comparados entre ambas imágenes mediante una ventana estándar, es decir, la definición de puntos o píxeles comunes se realiza con base

en la inspección visual para poder eliminar un mal registro con respecto a ambas imágenes en dirección del rango y azimut (Hanssen, 2001; Achim, 2004).

- en el caso de la co-registración fina, además de involucrar a la magnitud, implica el remuestreo y reconstrucción de la fase con el objeto de aumentar su resolución. Por tanto esta co-registración fina se realiza como una función de la fase mediante la técnica registro de sub-píxel.

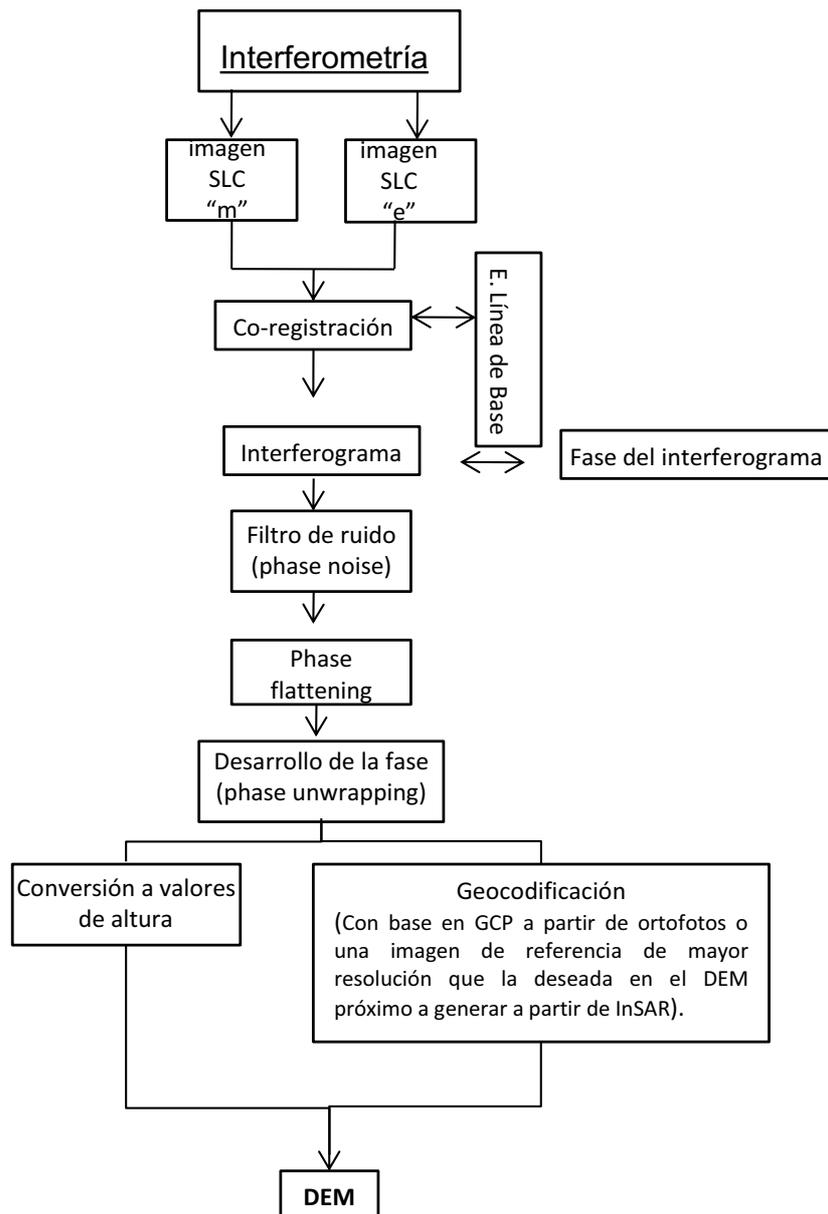


Figura 4.3. Diagrama general del procesamiento interferométrico para la generación de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y evaluación de cambios topográficos utilizando imágenes de alta resolución.

4.4.3 Estimación de la línea de base (Baseline)

Como se ha mencionado anteriormente la línea de base \mathbf{B} se define como el vector que describe la trayectoria de desplazamiento de una antena a otra y es uno de los parámetros más útiles para medir la calidad del par interferométrico. La línea de base definida en estas condiciones, es decir, considerando la técnica **InSAR** en repetidas adquisiciones, también es conocida como línea de base espacial.

La línea de base guarda una estrecha relación en la precisión obtenida en la corrección de cambios aparentes durante el procesamiento de co-registración. De esta forma, la estimación de la línea de base es un paso crítico en la aplicación de técnicas **InSAR** ya que la calidad de los resultados obtenidos en etapas subsiguientes dependen directamente del correcto cálculo de la línea de base, en particular en la generación del interferograma (*Interferogram*).

Retomando la **Figura 4.1** y considerando la línea de base como un vector,

$$\overrightarrow{\mathbf{B}} = r_{21}$$

De esta forma para estimar la altura de un punto en el terreno es necesario conocer la diferencia en rango, es decir, la posición de las antenas respectivas,

$$\overrightarrow{r_1} = (x, y_1, z_1)$$

$$\overrightarrow{r_2} = (x, y_2, z_2)$$

Así como conocer la diferencia en rango R y ξR para el mismo punto. Por consiguiente, la línea de base (espacial) nos permite medir la elevación del objeto asociada a la topografía del terreno (Henderson y Lewis, 1998).

Cuando la línea de base se incrementa más allá del límite conocido como **línea de base crítica** ($\mathbf{B} \perp \mathbf{CR}$), la información de la fase no es preservada y la coherencia es perdida, por lo que el procesamiento interferométrico no se puede llevar a cabo. Así, ($\mathbf{B} \perp \mathbf{CR}$) se estima de la forma:

$$\mathbf{B} \perp_{\text{CR}} = \frac{\lambda \mathbf{R} \tan \phi}{2 \mathbf{Rr}} \quad (4.6)$$

Donde \mathbf{Rr} es la resolución del rango y ϕ es el ángulo de incidencia. Este valor puede ser disminuido por la inclinación de la ladera en superficie, ya que guarda una relación directa con el ángulo de incidencia local.

4.4.4 Generación del Interferograma (Interferogram)

La generación del interferograma implica la extracción de la diferencia de fase ϕ entre pixeles co-registrados de dos imágenes **SLC** $W_1 = M_1 e^{(j\phi_1)}$ y $W_2 = M_2 e^{(j\phi_2)}$ (definido anteriormente). En estos términos las dos imágenes difieren principalmente en cómo la diferencia mínima de los ángulos de depresión β al momento de la toma afectan ϕ_1 y ϕ_2 . Por tanto esta relación se resuelve mediante la multiplicación compleja de la primera imagen (maestro) por el conjugado complejo de la segunda (esclavo), así para cada pixel el interferograma está representado de la forma:

$$W_1 W_2 = M_1 M_2 * e^{j(\phi_1 - \phi_2)} = A e^{j\Delta\phi} \quad (4.7)$$

Donde $M_1 = M_2$ conciernen a la amplitud del interferograma que corresponde a la intensidad de la imagen. La fase del interferograma $\Delta\phi$ tiene un intervalo de valores de $[-\pi, \pi]$, el cual es utilizado para calcular el ángulo de depresión a un objeto en relación con la línea de base β y finalmente obtener la información de altura asociada a un plano de referencia x, y (Elachi y Van Zyl, 2006; Lira, 2002; Lira, 2009; Franceschetti y Lanari, 1999).

La **Figura 4.4** muestra un interferograma generado a partir de imágenes TerraSAR-X, el cual presenta los valores de diferencia de fase para cada uno de los pixeles que conforman la imagen, estas diferencias se encuentran representadas por un patrón de franjas (*fringes*) que se asocian a cambios con respecto a la altura en superficie (o desplazamientos topográficos) de acuerdo con el área barrida por la antena radar en ciclos 2π con base en la fase interferométrica.



Figura 4.4. Interferograma generado a partir de un par interferométrico High Spot Resolution TerraSAR-X del Volcán de Colima. El patrón de franjas se asocia a cambios topográficos en superficie que a su vez se encuentran delimitados en ciclos 2π en términos de la fase interferométrica.

Por otra parte, la relación de la fase entre el par interferométrico SLC (fase del interferograma) no siempre es definida debido a ruido o a variantes en la correlación espacial entre dos las imágenes complejas. De esta forma la correlación compleja entre el par interferométrico permite evaluar la calidad de la fase del interferograma, la cual está determinada de la forma,

$$\gamma = \frac{\sum W_1(x) * W_2(x)}{\sqrt{\sum |W_1(x)|^2 * \sum |W_2(x)|^2}} \quad (4.8)$$

donde γ es la coherencia interferométrica (coeficiente de correlación) y puede presentar valores de 0 (falta de coherencia) a 1 (máxima coherencia). Cuando el mapa de coherencia presenta valores de 0.3 a 0.7 se considera que la coherencia es aceptable, mientras valores entre 0.7 a 1.0 se considera el rango en coherencia como excelente (Lira, 2002). La correlación interferométrica se puede considerar como

una función del tiempo, ya que entre mayor tiempo transcurra entre la adquisición de una primera escena con respecto a la segunda, mayor será la pérdida de coherencia debido a cambios físicos en la escena como una precipitación eventual o modificaciones del paisaje por factores antrópicos. De acuerdo con la **Figura 4.5**, se muestra el mapa de coherencia interferométrica generando a partir de imágenes TerraSAR-X, los pixeles brillantes corresponden a valores cercanos a 1 ó con alta coherencia, mientras que pixeles en tonalidades oscuras se asocian a baja coherencia o valores cercanos al 0 (*noisy pixels*).



Figura 4.5. Mapa de Coherencia generado a partir de un par interferométrico High Spot Resolution TerraSAR-X del Volcán de Colima.

4.4.5 Desarrollo de la fase (Phase unwrapping)

Debido a que en el desarrollo de **InSAR** se trabaja con valores complejos, las diferencias de altura en superficie asociadas a la fase del interferograma solo pueden ser representadas en ciclos de 2π . De

esta forma el problema de la fase puede ser planteado a continuación. Una onda electromagnética coherente viaja a través del espacio y la repetición de ciclos máximos y mínimos en fase se muestra en la **Figura 4.6**, en la cual se observa la diferencia de fase entre dos puntos

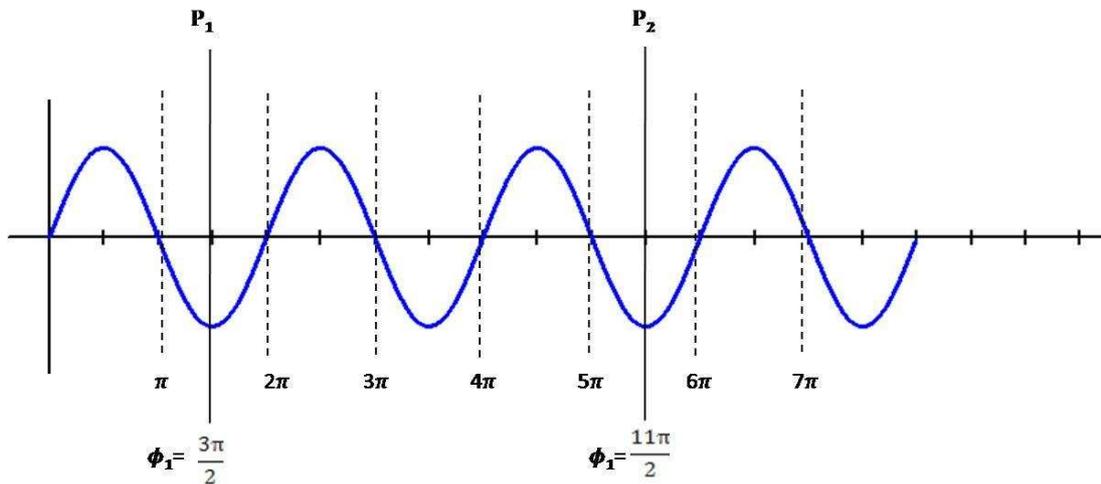


Figura 4.6. Comportamiento de una onda electromagnética a través del espacio, observando la diferencia de fase para dos puntos P_1 y P_2 . (Fuente: Manual Erdas, 2008; Oliver Y Quegan, 1998).

P_1 y P_2 , la cual es útil para la extracción de la altura de un punto en superficie a partir de la fase interferométrica, la cual fue definida por la Ecuación 2, y que en términos del presente ejemplo (**Figura 4.1**) queda descrita de la forma:

$$\varphi_1 - \varphi_2 = \frac{11\pi}{2} - \frac{3\pi}{2} \xi R = 4\pi \quad (4.9)$$

Sin embargo en un interferograma (fase interferométrica) no es posible estimar la diferencia de fase total para cada uno de los píxeles que conforman el interferograma, en su lugar se mide únicamente la diferencia de fase que resulta de extraer dicha diferencia en ciclos de 2π . Así el problema de ambigüedad en el desarrollo de la fase (phase unwrapping) puede ser resuelto convirtiendo la fase interferométrica en una función continua. Tal como se muestra en la **Figura 4.7** donde la fase se entiende como una función continua generada a partir de los periodos 2π , mientras que la fase interferométrica regresa a 0 para iniciar de nuevo ciclo de 2π (Oliver y Quegan, 1998).

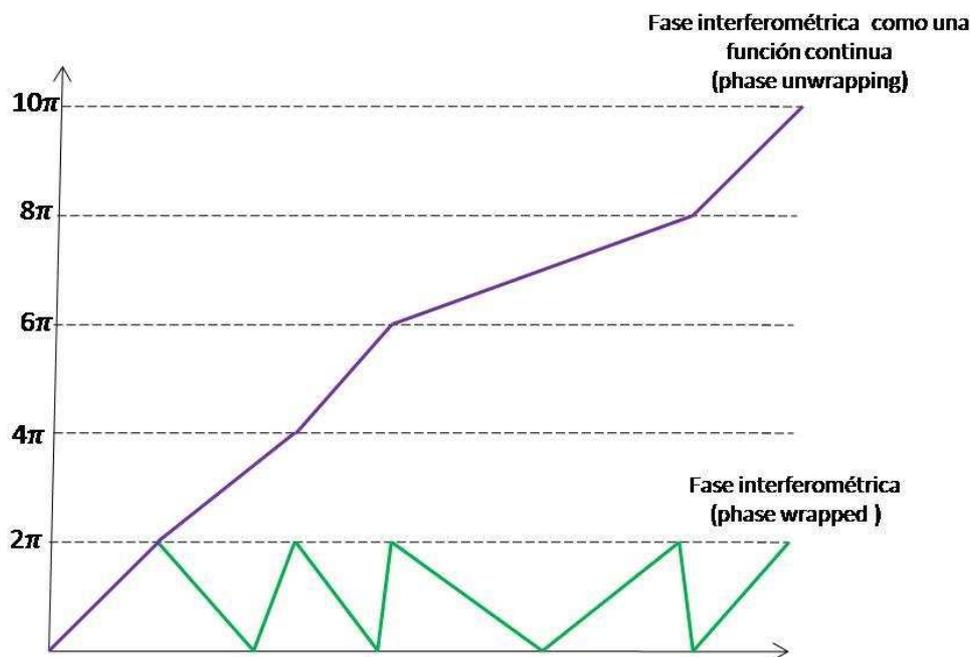


Figura 4.7. Comportamiento de la fase interferométrica (phase wrapped) como una función continua para un desarrollo de la fase (phase unwrapping). (Fuente: Oliver y Quegan, 1998).

En la literatura existen diversos algoritmos que ayudan a resolver la ambigüedad en la diferencia de fase, entre los más comunes se encuentra el algoritmo de crecimiento de regiones (**Region Growing**), (Ghiglia and Pritt, 1998; Constantini et al., 1999; Martinez-Espla et al., 2009). Este algoritmo resulta ser el más óptimo en preservar la relación espacial, el método de crecimiento de regiones se puede definir como un procedimiento que agrupa a píxeles en subregiones dentro de regiones mayores con base en criterios (selección de píxeles-semillas a partir de las cuales comienza un proceso de crecimiento de regiones) predefinidos asociados a la conectividad o información adyacente de los píxeles que conforman la imagen (Richards y Woods, 2003). En términos del desarrollo de la fase interferométrica resulta un algoritmo óptimo para aislar zonas donde el desarrollo de la fase no es posible. Este algoritmo permite también la generación de máscaras de zonas donde la estimación de la base crítica ha sido rebasada (perdiendo toda estimación de coherencia), y facilitar así el desarrollo de la fase evitando así píxeles ambiguos (*noisy pixels*).

Por otra parte, con el objeto de obtener un desarrollo de la fase interferométrica, es necesario realizar una serie de procedimientos previos. En primer término se encuentra la disminución del ruido

en la fase, el cual es inherente a la adquisición de una escena radar. En un segundo término, las áreas que presentan un cambio topográfico abrupto (ambientes de montaña) se asocian a un aumento en frecuencia de franjas (*wrapping frequency*) que representan ciclos de 2π y una menor separación espacial entre ellas, lo que implica que el desarrollo de la fase para esa zona no sea resuelta totalmente debido a una pérdida de información. De esta forma el aplanamiento de la fase interferométrica (*phase flattening*) es la técnica ideal estas altas frecuencias donde se asocia un pixel a un datum de referencia. De igual forma, el aplanamiento de la fase interferométrica (*phase flattening*), también se relaciona con el cálculo de interferogramas diferenciales en términos de corrección de la fase debido a efectos troposféricos o errores de órbita (Hanssen, 2001).

4.4.6 Estimación de Modelos Digitales de Elevación (conversión de valores de fase en valores de altura y geocodificación).

Elevación de un punto en la superficie

El cálculo de la elevación de un punto en la superficie en términos SAR se estima con base en la ecuación 4.5 de la sección 4.3.2, donde los valores absolutos de altura son derivados de la fase desarrollada (*phase unwrapping*) a partir de un par interferométrico.

Geocodificación de imágenes SAR

De acuerdo con el diagrama de flujo de la **Figura 4.3**, existe un sub-procesamiento entre la etapa de conversión de *phaseunwrapping* (fase desarrollada) a valores de altura, conocido en términos SAR como "Geocodificación" u "Ortorectificación", ya que la terminología SAR puede ser en términos homólogos. Este sub-procesamiento en general tiene por fin asignar un sistema de proyección cartográfica a los datos absolutos de altura. Sin embargo, las imágenes derivadas de un sistema SAR (sea cual fuese el tipo de imagen o adquisición) no pueden ser corregidas como las imágenes ópticas, donde la aplicación de una transformación polinomial es suficiente para asignar un sistema cartográfico. Así la geocodificación en SAR implica resolver las diversas distorsiones geométricas asociadas a variaciones en el rango (R), en particular en superficies con topografía irregular (véase sección 3.7).

En InSAR la geocodificación es utilizada al corregir la etapa de la fase desarrollada (*phaseunwrapping*). Para ello se utilizó una aproximación conocida como " Range-Doppler". Este algoritmo permite corregir un fenómeno conocido como "migración de rango" (range cell migration), el cual es generado por el aparente movimiento entre la apertura del haz de radar y el objeto observado y del cual se derivan las diversas distorsiones geométricas mencionadas en la sección 3.7. En las siguientes ecuaciones se define la aproximación mencionada para corregir el corrimiento en rango.

Antena 1

$$\left| \overline{P} - \overline{A}_1 \right| - |R_1| = 0$$

$$\frac{\partial}{\lambda} \cdot \frac{(\overline{P} - \overline{A}_1) \cdot (\mathbf{V}_P - \mathbf{V}_{S1})}{|\overline{P} - \overline{A}_1|} + f_D$$

Antena 2

$$\left| \overline{P} - \overline{A}_2 \right| - |R_2| = 0$$

$$\frac{\partial}{\lambda} \cdot \frac{(\overline{P} - \overline{A}_2) \cdot (\mathbf{V}_P - \mathbf{V}_{S1})}{|\overline{P} - \overline{A}_2|} + f_D \tag{6.4}$$

Donde P, es un punto en el terreno; A, representa la posición de una primera antena; R, representa el rango (ver sección 4.3.2); V, es la velocidad relativa entre la fuente del haz de radar y F_D es la frecuencia o corrimiento Doppler (3.3.2.1). Este algoritmo es aplicado simultáneamente a las dos antenas, de manera tal que es posible obtener tanto la altura como la posición x, y, en un sistema cartográfico proyectado de cada pixel que constituye una imagen SAR.

Registro de Puntos de Control GCP (*Ground Control Points*)

La selección de GCPs es una de las etapas cruciales en el proceso de geocodificación de los valores absolutos de altura de la fase o DEM, ya que a partir de su apropiado muestreo y con la ayuda de las propiedades orbitales de cada una de las imágenes que conforman el par interferométrico, es posible por un lado corregir o refinar el patrón de órbita y por otro asociarlo a un plano de referencia.

Por otra parte, tal como se expone en el capítulo siete, los resultados del método interferométrico son presentados hasta el proceso de *phase unwrapping*, debido a que este paso no fue resultado para todos los casos y por consiguiente únicamente se obtuvieron valores de elevaciones para pequeñas zonas. Por lo tanto, se optó por analizar cambios asociados a topografía y en la escena misma a partir de resultados obtenidos en el desarrollo de coherencia e interferogramas, así como sus procesos diferenciales (fase diferencial y coherencia diferencial).

5.0 Polarimetría

Introducción

En el presente capítulo se describen las bases teóricas elementales en términos de la polarización de una onda electromagnética. De igual forma se presentan los antecedentes del Sistema Radar Polarimétrico (POL SAR), así como los descriptores de descomposición polarimétrica más utilizados en un Sistema Radar de Apertura Sintética (SAR).

5.1 Antecedentes

Las dos principales aportaciones que dan inicio a la polarimetría de radar son conocidas como "Parámetro de Stokes", desarrollado por G. Stokes (1852), donde describe que una luz parcialmente polarizada puede ser utilizada para microondas radar. En segundo término, se demostró que la matriz de coherencia de una onda electromagnética es el resultado de la combinación lineal entre las matrices de Pauli con respecto a los parámetros de Stokes. Sin embargo, es hasta principios de los años cuarenta cuando se inicia formalmente el desarrollo del radar polarimétrico con fines militares mediante el uso de ecos de radar polarizado para la identificación de objetos aerotransportados (Lee y Pottier, 2009). A partir de entonces, el primer estudio formal de radar polarimétrico fue desarrollado por George Sinclair (1950), donde mostró que las propiedades de un objeto-radar actúan como un transformador de polarización a partir de una matriz de dispersión coherente de 2×2 .

Por otra parte, la primera imagen de radar polarimétrica fue adquirida a través del sensor AIRSAR desarrollado por la NASA-Jet *Propulsion Laboratory* (JPL) en 1985, este primer sensor se encontraba dotado de polarimetría completa, trabajaba en banda L (1.225 Ghz).

5.2 Polarización de una onda electromagnética

Una onda electromagnética está conformada por un campo-vector eléctrico y un campo-vector magnético, dando lugar a ángulos rectos entre los dos campos y transversos a la dirección de propagación (Elachi, 1988). La dirección de la onda juega un papel muy importante en la interacción entre ésta y un objeto, ya que, cuando el comportamiento del campo eléctrico transversal es una variable bajo el control de un operador que puede ser obtenido para campos eléctricos fijos, es posible obtener información a detalle del objeto en superficie (Henderson y Lewis, 1998).

La ecuación de la onda, derivada de la combinación de las ecuaciones de Maxwell que describe en su conjunto, la relación de la intensidad del campo eléctrico y la intensidad del campo magnético; es definida de la forma

$$\mathbf{E} = \mathbf{A} e^{i(\mathbf{k}\mathbf{r} - \omega t + \phi)} \quad (5.1)$$

Donde \mathbf{E} es la solución a la ecuación de onda, \mathbf{A} es la amplitud de la onda, ω es la frecuencia angular, ϕ es la fase y \mathbf{k} representa el vector de onda en el medio de propagación (considerando a $k = 2\pi\sqrt{\epsilon_r}/\lambda$). Con base en la ecuación 5.1, la polarización de una onda está contenida en el vector amplitud \mathbf{A} el cual es ortogonal a la dirección de propagación. Así, \mathbf{A} puede ser descrita como un vector complejo bi-dimensional, ya que, debido a la formación de ángulos rectos entre los dos campos, conociendo únicamente la dirección y magnitud de solo uno de los campos de la onda es posible estimar el segundo,

$$\mathbf{A} = \mathbf{a}_h e^{i\delta_h} \hat{\mathbf{h}} + \mathbf{a}_v e^{i\delta_v} \hat{\mathbf{v}} \quad (5.2)$$

Donde $\hat{\mathbf{h}}$ y $\hat{\mathbf{v}}$ son los vectores unitarios que indican las componentes horizontal o vertical de la dirección del campo electromagnético que viaja a la superficie de la tierra (**Figura 5.1**), \mathbf{a}_h y \mathbf{a}_v son las amplitudes, δ_h y δ_v son las fases relativas. La polarización horizontal $\hat{\mathbf{h}}$ se define cuando el vector eléctrico es perpendicular al plano de incidencia. Mientras que, la polarización vertical $\hat{\mathbf{v}}$ es ortogonal a la polarización horizontal y a la dirección de la propagación (Elachi y Van Zyl, 2009).

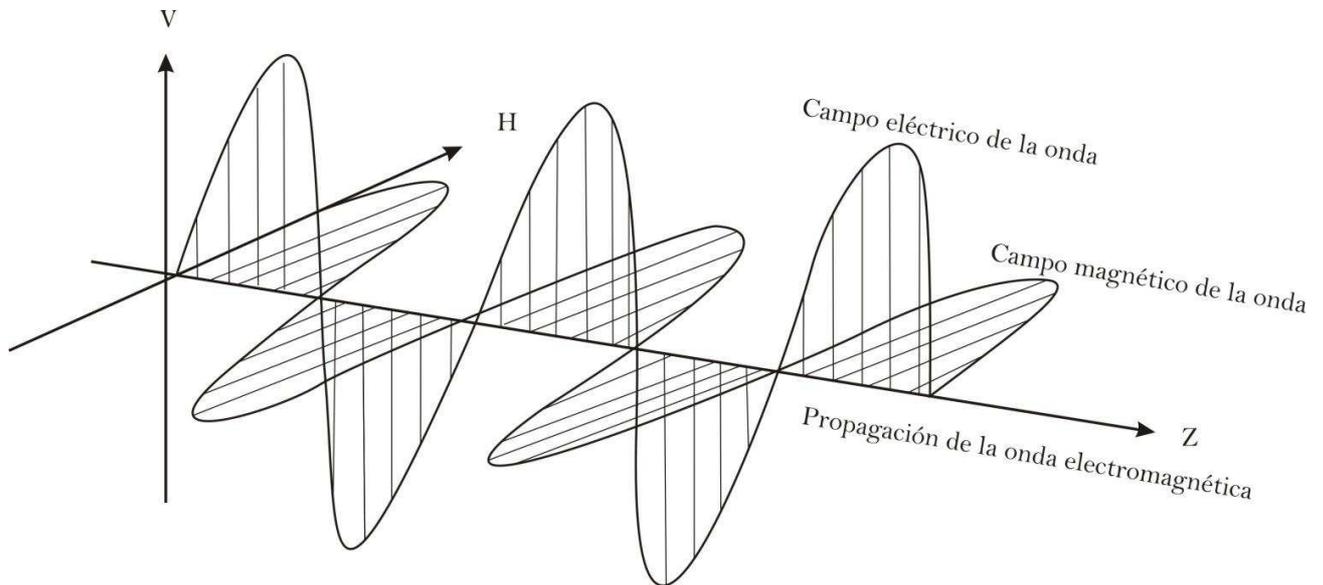


Figura 5.1. Componentes de una onda electromagnética. (Fuente: Modificado de Lee y Pottier, 2009).

5.2.1 Elipse de polarización

De acuerdo con la **Figura 5.2**, si la variable tiempo (t) es involucrada en la propagación de una onda electromagnética a lo largo de un plano (h/v), su trayectoria puede ser descrita considerando una posición fija ($\mathbf{E}_h = \mathbf{a}_h \cos \delta_h, \mathbf{E}_v = \mathbf{a}_v \cos \delta_v$),

$$\frac{\mathbf{E}_v^2}{\mathbf{a}_v^2} + \frac{\mathbf{E}_h^2}{\mathbf{a}_h^2} - 2 \frac{\mathbf{E}_h \mathbf{E}_v}{\mathbf{a}_h \mathbf{a}_v} \cos \delta_d = \text{sen}^2 \delta_d \quad (5.3)$$

Donde δ_d representa la diferencia entre las fases relativas (δ_h, δ_v). Esta expresión representa la relación entre las componentes de \mathbf{E} como la ecuación de la elipse, conocida también como elipse de polarización, la cual describe la polarización de una onda electromagnética (Elachi y Van, 2008; Richards, 2009; Lee y Pottier, 2009). Así, la onda (campo eléctrico) puede rotar su plano de polarización alrededor del eje en el cual se está propagando en dirección de las manecillas del reloj o viceversa. Cuando la elipse de polarización es 0° se considera linealmente polarizado, cuando guarda

un sentido positivo se considera siniestrógiro y cuando presenta un sentido negativo se llama diestrógiro.

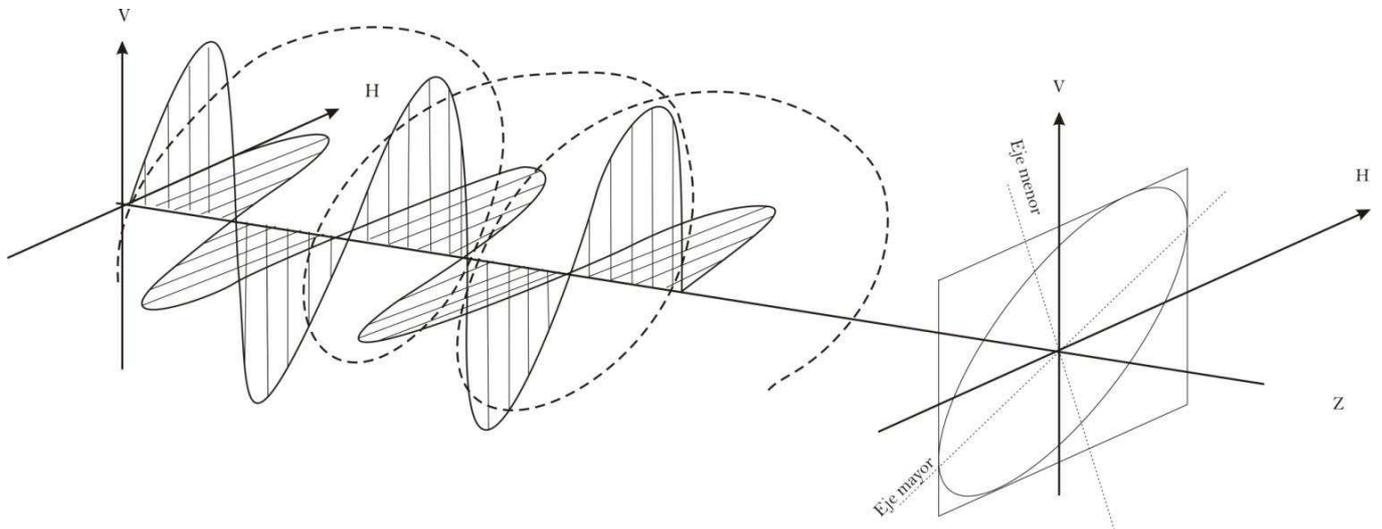


Figura 5.2. Elipse de polarización (Fuente: Modificado de Lee y Pottier, 2009).

5.3 Radar polarimétrico (PolSAR).

El radar polarimétrico se refiere al control de las propiedades polarimétricas (comportamiento de la dirección del campo eléctrico) de las ondas de radar y la extracción de las propiedades de un objeto de la escena a partir del comportamiento de dispersión al interactuar las ondas con el objeto (Henderson y Lewis, 1998). En términos generales, una antena de radar puede enviar y recibir señales en diversos modos de polarización, sus combinaciones pueden ser de la forma: HH, VV, HV y VH. La primera letra se refiere a la polarización de la señal transmitida y la segunda indica la polarización recibida. Las combinaciones HH y VV se conocen como co-polarizadas, mientras que HV y VH son llamadas cross-polarizadas. Cuando una antena de radar cuenta con una polarimetría completa (cuatro modos de polarización), mayor es su capacidad para diferenciar y medir diversas propiedades físicas de la superficie terrestre (Lillesand, 2001).

5.3.1 Matriz de dispersión (Scattering matrix)

Permite obtener la información en términos de la relación existente entre los campos eléctricos incidentes y dispersados (considerando todos los modos de polarización). La relación entre los campos incidente y retrodispersado puede ser expresada en forma matricial

$$\begin{bmatrix} E_H^b \\ E_V^b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_{HH} & S_{HV} \\ S_{VH} & S_{VV} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_H^i \\ E_V^i \end{bmatrix} \quad (5.4)$$

$$\mathbf{E}^b = \mathbf{S} \mathbf{E}^i \quad (5.5)$$

Donde \mathbf{E}^b es el vector del campo eléctrico que incide en el radar de la antena receptora, \mathbf{S} es la matriz de dispersión compleja de 2×2 que describe como la dispersión modifica el campo vectorial eléctrico incidente. \mathbf{S} también es conocida como la matriz de Sinclair, contiene toda la información necesaria acerca del comportamiento polarimétrico del objeto. Cada uno de los elementos que se refieren a la polarización de los campos incidentes y retrodispersados funcionan como cantidades complejas ya que cuentan con una amplitud y fase, las cuales son en su totalidad dependientes tanto de elementos controlados por el sistema SAR como de factores controlados por las condiciones de la superficie terrestre (Richards, 2009).

5.3.2 Matriz de Covarianza

Otra manera de analizar las propiedades de un objeto en superficie a partir del comportamiento de dispersión, es a partir de la matriz de covarianza, la cual se define como el producto del vector objeto (*target vector*) y la transpuesta de su conjugado complejo.

$$\mathbf{C} = (\mathbf{k} \mathbf{k}^{*T}) \quad (5.6)$$

La matriz de covarianza es calculada a partir de la matriz de dispersión. Así, la matriz de covarianza se expande de la forma,

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} \langle |S_{HH}|^2 \rangle & \langle S_{HH} S^*_{HV} \rangle & \langle S_{HH} S^*_{VH} \rangle & \langle S_{HH} S^*_{VV} \rangle \\ \langle S_{HV} S^*_{HH} \rangle & \langle |S_{HV}|^2 \rangle & \langle S_{HV} S^*_{VH} \rangle & \langle S_{HV} S^*_{VV} \rangle \\ \langle S_{VH} S^*_{HH} \rangle & \langle S_{VH} S^*_{HV} \rangle & \langle |S_{VH}|^2 \rangle & \langle S_{VH} S^*_{VV} \rangle \\ \langle S_{VV} S^*_{HH} \rangle & \langle S_{VV} S^*_{HV} \rangle & \langle S_{VV} S^*_{VH} \rangle & \langle |S_{VV}|^2 \rangle \end{bmatrix} \quad (5.7)$$

Los elementos de la diagonal de la matriz representan los cuatro coeficientes de dispersión de un objeto de la escena, mientras que los elementos fuera de la diagonal describen la correlación entre los mecanismos de dispersión; que en términos de una imagen con polarimetría completa (cuatro bandas o esquemas de polarización), son los mecanismos de dispersión del grado de correlación entre imágenes co-polarizadas y cross-polarizadas.

5.3.3. Matriz de Coherencia

La matriz de coherencia puede ser desarrollada a partir de la base de Pauli,

$$\mathbf{T} = (K_P K_P^{*T}) \quad (5.8)$$

$$\text{Donde } K_P = \frac{1}{\sqrt{2}} [S_{HH} + S_{VV} \quad S_{HH} - S_{VV} \quad S_{HV} + S_{VH} \quad j(S_{HV} - S_{VH})]^T$$

La cual se expande de la forma

$$\mathbf{T}_3 = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \langle K_1 K^*_4 \rangle & \langle K_1 K^*_2 \rangle & \langle K_1 K^*_3 \rangle & \langle K_1 K^*_4 \rangle \\ \langle K_2 K^*_1 \rangle & \langle K_2 K^*_2 \rangle & \langle K_2 K^*_3 \rangle & \langle K_2 K^*_4 \rangle \\ \langle K_3 K^*_1 \rangle & \langle K_3 K^*_2 \rangle & \langle K_3 K^*_3 \rangle & \langle K_3 K^*_4 \rangle \\ \langle K_4 K^*_1 \rangle & \langle K_4 K^*_2 \rangle & \langle K_4 K^*_3 \rangle & \langle K_4 K^*_4 \rangle \end{bmatrix} \quad (5.9)$$

$$\text{Donde } K_1 = S_{HH} + S_{VV}, \quad K_2 = S_{HH} - S_{VV}, \quad K_3 = S_{HV} + S_{VH}, \quad K_4 = j(S_{HV} - S_{VH}).$$

Hasta el momento se han mencionado diversas formas de descomposición coherente con el fin de analizar la relación entre los campos incidente y retrodispersado de un objeto contenida en la matriz de dispersión. A continuación se describen diversos parámetros de dispersión polarimétrica considerados como descomposición incoherente.

5.4. Parámetros de dispersión polarimétrica (H-A- $\bar{\alpha}$)

Los parámetros de dispersión polarimétrica $\bar{\alpha}$, Entropía (H) y Anisotropía (A), son un ejemplo de descomposición incoherente (Lira, 2010). En términos generales, esta descomposición se basa en el análisis de los eigenvalores de la matriz de coherencia \mathbf{T}_3 , utilizando modelos estadísticos multivariados para estimar el promedio de los parámetros de la matriz de dispersión cuando los dispersores son no puros. Lo anterior se puede traducir en términos de una imagen, cuando objetos que guardan un componente significativo de retrodispersión no polarizada, no pueden ser descritos a partir de una matriz de dispersión simple (Lee y Pottier, 2009). Así, la matriz de coherencia 3×3 es hermitiana, lo que implica que los eigenvalores estimados son reales y que la matriz de los eigenvectores utilizados para encontrar su forma diagonal es unitaria.

Así la matriz de coherencia se describe de la forma

$$\mathbf{T}_3 = \mathbf{U}_3 \Lambda \mathbf{U}_3^{*T}$$

Donde \mathbf{U} es la matriz unitaria de los eigenvectores de \mathbf{T}_3 y Λ es la matriz de dimensión 3×3 diagonal de eigenvalores de \mathbf{T}_3 . Dado que \mathbf{U} es una matriz unitaria su inversa es igual a su conjugado transpuesto.

La cual se expande de la forma,

$$T = [u_1 \ u_2 \ u_3] \begin{bmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \end{bmatrix} [u_1^* \ u_2^* \ u_3^*]^T \quad (5.10)$$

$$T = \lambda u_1 u_1^{*T} + \lambda u_2 u_2^{*T} + \lambda u_3 u_3^{*T} \quad (5.11)$$

De esta forma, se demuestra que la matriz de coherencia es resuelta dentro de tres componentes independientes, ortogonales, decorrelacionados y donde los factores de peso se encuentran

determinados por los eigenvalores; obteniendo así tres medidas de polarización por separado (Richards, 2009).

5.4.1 Parámetro Alfa ($\bar{\alpha}$)

Se considera como el parámetro más adecuado para identificar el mecanismo de dispersión dominante. De esta manera, los parámetros de media del mecanismo de dispersión dominante son extraídos a partir de la matriz de coherencia de 3×3 como una unidad media del vector \underline{u}_0 , tal que

$$\underline{u}_0 = e^{j\varphi} = \begin{bmatrix} \cos \bar{\alpha} \\ \sin \bar{\alpha} \cos \bar{\beta} e^{j\bar{\delta}} \\ \sin \bar{\alpha} \cos \bar{\beta} e^{j\bar{\gamma}} \end{bmatrix} \quad (5.12)$$

Donde φ es equivalente a la fase absoluta de la señal retrodispersada desde el objeto. Así el parámetro alfa puede ser definido de la forma

$$\bar{\alpha} = \sum_{k=1}^3 P_k \alpha_k \quad (5.13)$$

Donde P_i corresponde a la pseudo-probabilidad obtenidas a partir de los eigenvalores de λ_i .

5.4.2 Entropía (H)

H es un descriptor escalar útil para medir la aleatoriedad estadística de la dispersión para cada tipo distinto de dispersores dentro de un conjunto (Baghdadi, et al., 2004; Lee y Pottier, 2009; Henderson y Lewis., 1998). Así H está dada por la forma

$$\mathbf{H} = \sum_{k=1}^N P_k \log_3(P_k) \quad (5.14)$$

Donde P_i corresponde a la pseudo-probabilidad obtenidas a partir de los eigenvalores de λ_i .

5.4.3 Anisotropía (A)

El descriptor polarimétrico \mathbf{A} se define de la forma

$$\mathbf{A} = \frac{\lambda_2 \lambda_3}{\lambda_2 + \lambda_3} \quad 5.15$$

Donde los eigenvalores guardan un orden decreciente. Así, el descriptor \mathbf{A} mide la relativa importancia del segundo y tercer eigenvalor de acuerdo con la descomposición incoherente. El descriptor polarimétrico \mathbf{A} es considerado como un parámetro complementario de H , ya que es utilizado como un parámetro de discriminación cuando $H > 0.7$ (Lee y Pottier, 2009).

Por consiguiente, el nuevo espacio generado a partir de la descomposición $H-A-\bar{\alpha}$ puede ser manejado como una imagen compuesta R:G:B para la clasificación de la escena final mediante la aplicación de un algoritmo de segmentación.

Por otra parte, con la finalidad de establecer parámetros complementarios entre los descriptores mencionados, Lee y Pottier (2009), generaron un diagrama bidimensional con el objeto de analizar y clasificar los mecanismos de dispersión entre el plano generado por $\bar{\alpha}$ y H . De acuerdo con la **Figura 5.3**, el espacio está dividido en nueve zonas básicas que caracterizan las distintas clases de comportamiento de dispersión.

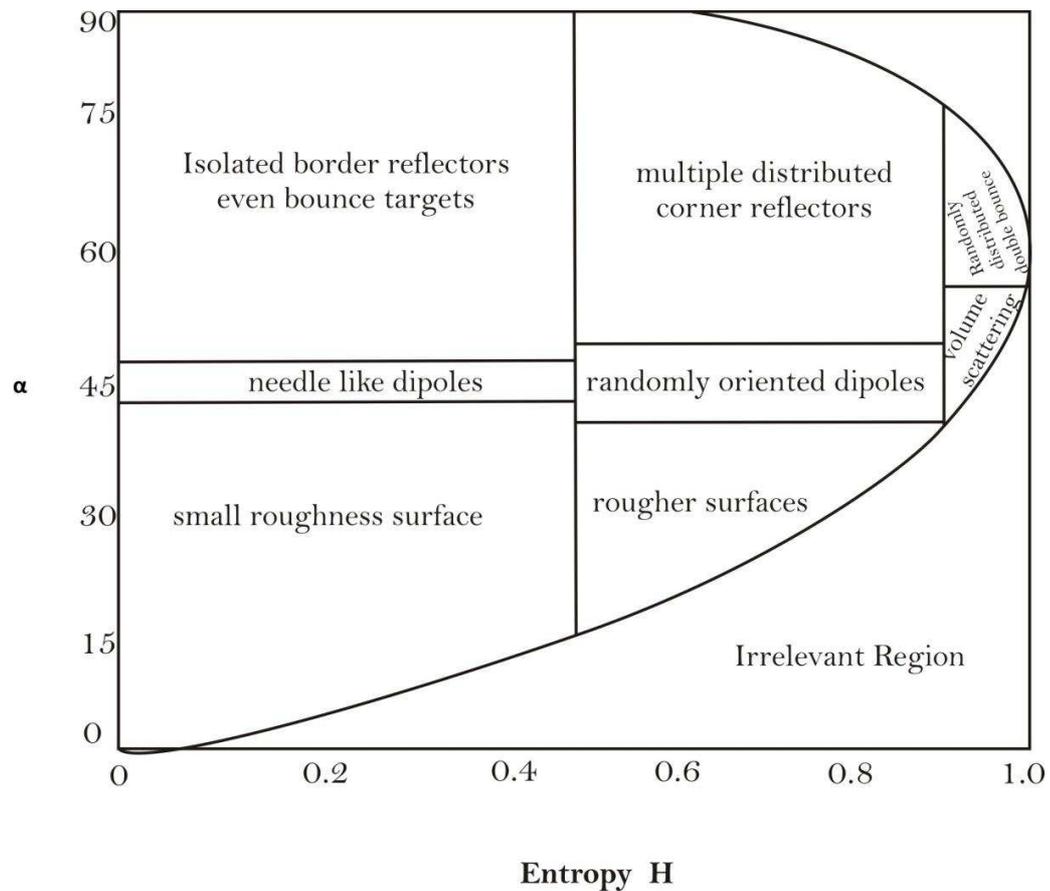


Figura 5 3. Diagrama $H-\alpha$ de Cloude y Pottier expresado en términos de tipos de dispersión. (Fuente: Tomado de Richards, 2009).

Existen otros métodos de expansión polarimétrica, sin embargo para este trabajo solo fueron empleadas las descritas en párrafos anteriores, esto por considerarlas más adecuadas para caracterizar el comportamiento de dispersión de los distintos tipos de depósitos volcánicos en el Volcán de Colima.

6.0 Metodología

Introducción

En el presente capítulo se expone a detalle la metodología empleada para la segmentación de depósitos de lahar a partir de imágenes Terra/Aster y Spot 5. De igual forma, se presenta las diversas técnicas utilizadas para evaluar depósitos volcánicos superficiales asociados al crecimiento y colapso parcial de un domo en el VC utilizando imágenes de radar TerraSAR-X de alta resolución.

6.1 Antecedentes

Tal como se mencionó en el Capítulo 1, en la bibliografía existen diversos trabajos relacionados con la aplicación de imágenes de satélite en ambientes volcánicos, los cuales fueron agrupados en tres diversas áreas de aplicación enfocadas a: la evaluación de anomalías térmicas para estimar y monitorear el grado de actividad de un volcán, generación de MDE a partir de imágenes ópticas estereoscópicas e interferometría radar para estimar cambios topográficos y el mapeo de la trayectoria de depósitos superficiales asociados a eventos de actividad volcánica reciente.

El alcance de aplicación de cada uno de los trabajos mencionados depende en gran medida del grado de actividad volcánica, en su mayoría se remiten al estudio de fenómenos volcánicos recientes donde la constante actividad permite la identificación de unidades de depósito relativamente nuevas.

Esto debido al relativo rápido crecimiento de la cobertura vegetal puede dificultar la caracterización de la trayectoria de depósitos recientes; sin embargo, debido a la sensibilidad de la señal de radar existen diversos factores que pueden alterar la toma de una escena tal como cambios espaciales, cambio en el contenido de humedad en el suelo, entre otros.

Por consiguiente, resulta de interés aplicar nuevas técnicas para evaluar distintos tipos de unidades de depósito volcánicas superficiales mediante el uso de imágenes de satélite ópticas y de radar que ayuden al monitoreo en el manejo de peligros volcánicos. Por ello, en el presente trabajo de tesis doctoral, se propone la generación de un modelo con base en técnicas de percepción remota que permita caracterizar de manera precisa cada uno de los tipos de depósitos volcánicos asociados a la etapa eruptiva más reciente del VC.

6.2 Universo de estudio

Es necesario definir el universo de estudio al considerar “depósitos volcánicos superficiales”. Con esta definición nos referimos a los depósitos que afloran en el edificio volcánico más reciente del CVC, conocido como VC, el cual se ha formado en la caldera del volcán Paleofuego, resultado de un evento de colapso hace aproximadamente 10 000 años (Luhr y Presteggaard, 1998). A lo largo de distintos periodos explosivos, el Volcán de Fuego ha dado lugar a diferentes unidades de depósito incluyendo derrames de lava, depósitos de caída y flujos piroclásticos asociados al crecimiento y colapso parcial de un domo, entre los que destacan los generados a partir de las erupciones de 1818 y 1913, consideradas como las erupciones más violentas asociadas a columnas eruptivas plinianas y subplinianas (Luhr y Carmichael, 1990; Saucedo et al., 2005). En particular, los flujos piroclásticos más frecuentes en el VC son de tipo bloques y ceniza (FBC), los cuales se asocian al crecimiento y colapso parcial de un domo como resultado de la intrusión de un cuerpo magmático reciente de composición dacítica-andesítica (Rodríguez- Elizarrarás et al., 1991). El colapso del domo de lava que cubre la cima del volcán ocurre cuando se presenta una variación significativa en la desgasificación del magma, originando así una avalancha de rocas incandescentes acompañada por una nube de ceniza.

Así, a partir de 1998 se han presentado manifestaciones de actividad efusiva y explosiva, con diversos cambios en su estilo eruptivo. En la actualidad el VC se caracteriza por tener una componente explosiva cada vez mayor la cual se manifiesta por la continua formación de domos sobre

la cima del volcán seguido por actividad explosiva que destruye al mismo y la formación de flujos piroclásticos y pequeñas columnas eruptivas. Dentro de la etapa efusiva del volcán se asocia flujos de lava que han alcanzado distancias menores a los 3 km respecto a la cima (Cortés et al 2005).

El cono actual está conformado por la acumulación de estos depósitos que consisten por lo general de material incoherente y no soldado, fácilmente erodibles por el escurrimiento superficial del agua durante las temporadas de lluvia. Estos procesos secundarios generan flujos de escombros (lahares) en las principales barrancas, La Lumbre, El Cordobán, Montegrande, San Antonio, Tuna y La Arena, (Dávila et al.,2007; Capra et al., 2010).

Por tanto, puntualizando el alcance del presente trabajo con respecto al universo de estudio, el modelo de segmentación se enfoca a caracterizar coladas de lava, productos de caída, depósitos de flujo piroclástico, unidades no diferenciadas y depósitos de lahar como eventos secundarios.

Como marco de referencia se consideraron todos aquellos trabajos cuyo resultado dio lugar a la generación de cartografía asociada a la actividad reciente del VC en particular para flujos piroclásticos y flujos de escombros. (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Rodríguez- Elizarrarás, 1995; Saucedo, 1997; Saucedo, 2002; Sheridan y Macías 1995; Gavilanes, 2004; Cortés et al., 2005; Saucedo et al., 2005; Dávila et al 2007; Capra et al., 2010)

6.3 Materiales y Etapas metodológicas

Con base en el diagrama de flujo de la **Figura 6.1** se desarrolla a continuación la metodología a seguir para la evaluación de depósitos volcánicos superficiales en el VC. Las etapas metodológicas se basan en descriptores espectrales e Interferometría que permiten caracterizar a los distintos tipos de depósitos en términos de sus propiedades de radianza, brillantez y estimación de cambios en el relieve en el caso de Interferometría. Se emplearon tres tipos de sensores satelitales Terra/Aster, Spot 5 y TerraSAR-X. Las características técnicas de cada uno de los sensores se resumen en la **Tabla 6.1**.

Así, a partir de dos imágenes ópticas Terra/Aster y dos imágenes Spot 5 se evaluó un descriptor espectral considerando variables canónicas que en su conjunto permiten el realce espectral de los depósitos de lahar. En la **Tabla 6.2**, se muestran las características técnicas de cada una de las imágenes utilizadas, para términos de practicidad, en el caso Terra/Aster fueron denominadas como:

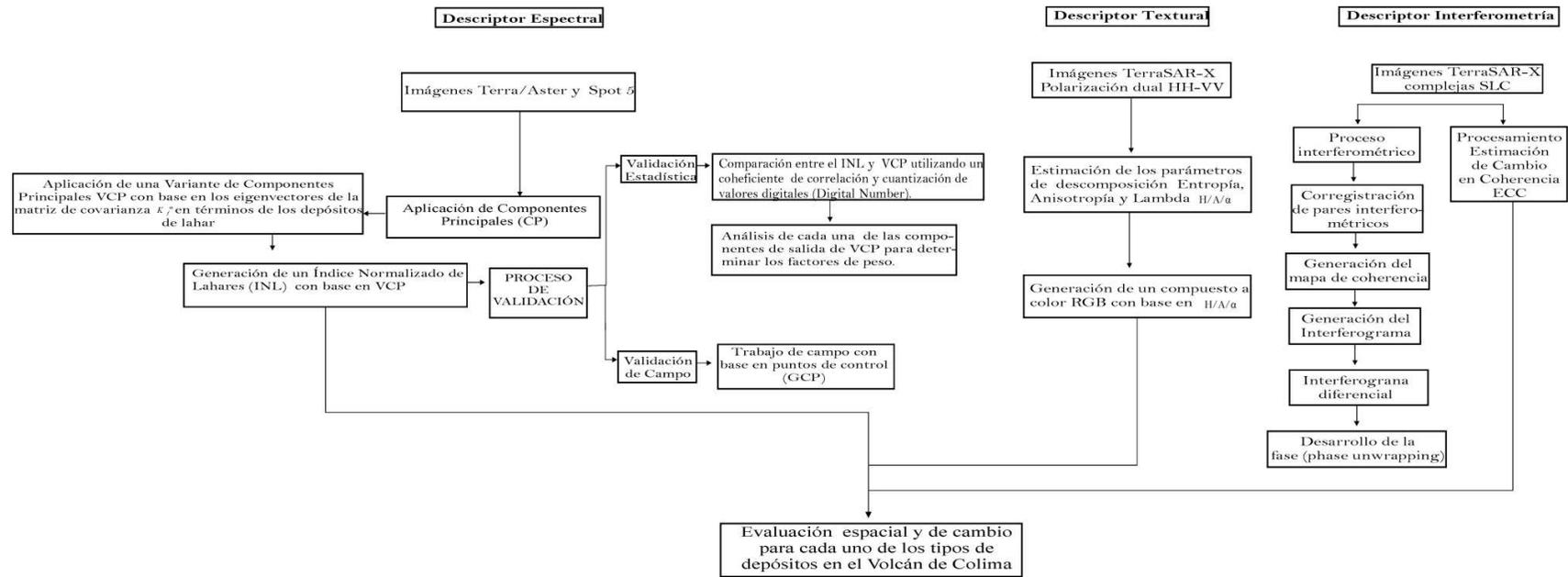


Figura 6.1 Diagrama de flujo de etapas metodológicas en la generación de un modelo de segmentación para depósitos volcánicos superficiales en el VC.

A1 y A2, mientras que para Spot 5: S1 y S2. De igual forma, se obtuvieron nueve imágenes de radar SLC TerraSAR-X, sin embargo únicamente siete de las cuales fueron funcionales para evaluar el descriptor de textura e interferometría. En la **Tabla 2.9** (Capítulo 2) se muestran las características técnicas de cada una de las imágenes de radar adquiridas. El descriptor de textura se realizó con base en las propiedades polarimétricas de la imagen (HH, VV), que a partir de la generación de una matriz de coherencia permite estimar parámetros de descomposición (Entropía, Anisotropía y Lambda, entre otras), que a su vez funcionan como una medida estadística relacionada con las propiedades de los mecanismos de *retrodispersión* de un objeto en la escena (Sen Lee y Potter, 2009); que en términos del presente trabajo se asocia a depósitos de flujos piroclásticos, coladas de lava y unidades no diferenciadas. Por su parte, en la interferometría se consideran cambios en el relieve de una escena derivados a partir del cambio de fase entre un par interferométrico complejo (SLC) en repetidas adquisiciones (el proceso interferométrico fue descrito a detalle en el Capítulo 4). Dentro del proceso interferométrico se destacan la estimación de coherencia, la generación del interferograma, el desarrollo de la fase, la diferencia de fase y *phase unwrapping*. Así, considerando el mismo proceso interferométrico a partir de la combinación de pares complejos (SLC) de distintas fechas permite evaluar razones de cambio (conocido como procedimiento DinSAR), a partir de la Estimación de Cambio en Coherencia (ECC), técnica útil en la distinción de depósitos superficiales.

6.3.1 Algunos aspectos de manejo de escala y resolución espacial

En términos prácticos del presente trabajo resulta necesario distinguir entre el manejo de escala y resolución en una imagen de satélite. En el primer caso, la escala se refiere a el nivel de detalle de la información que se está analizando. En el segundo caso, se habla de resolución de pixel vinculado a la unidad mínima de información contenida en la imagen para distinguir un objeto; de igual forma, la resolución espacial de una imagen hace referencia a la cobertura total de la escena. De tal forma que, al trabajar con una escena con mayor resolución en pixel permitirá un incremento en variabilidad espectral para distinguir un objeto en comparación que con un pixel de menor resolución pero con una resolución espacial (Cao y Siu-Ngan Lam, 1997).

Con base en lo anterior y en términos de la presente metodología, las imágenes de radar utilizadas TerraSAR-X cuentan con una resolución de pixel de un metro aproximadamente (en dirección rango y azimut), consideradas así imágenes de alta resolución. Sin embargo debido al tipo de

adquisición de la imagen, conocido como *Spot Light* (tipo de adquisición descrita en el capítulo 3), cubre un área máxima de 5 x 10 km y 10 x 10 km; el cual no es un área suficiente para cubrir todo el

<i>Tipo de sensor</i>	Aster (<i>Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer</i>)	TerraSAR-X	Spot 5 (<i>Système Pour l'Observation de la Terre</i>)
<i>Nivel de Adquisición</i>	L1A Data	L1B Data	L1A Data
<i>Polarización</i>		HH-VV	
<i>Cobertura espectral</i>	0.6-10 µm	2.75-3.5 µm	0.4-2.4 µm
<i>Bandas</i>	Conformada por tres subsistemas:	Conformado por una única banda	Conformado por cuatro bandas
	VNIR = 1, 2, 3N, 3B (resolución 15 metros)		Banda 1= resolución 10 metros
	SWIR = 4, 5, 6, 7, 8, 9 (resolución 30 metros)		Banda 2= resolución 10 metros
	TIR = 10, 11, 12, 13, 14 (resolución 90 metros)		Banda 3= resolución 10 metros
<i>Modo de adquisición</i>	Único	<i>Spot Light High Resolution</i> = 1.2m x 1.3m en rango y azimuth respectivamente	Único
		<i>Spot Light</i> = 2.0 m x 2.2 m en rango y azimuth respectivamente	
		<i>StripMap</i> = 3m	
		ScanSar = 18m	
<i>Resolución temporal</i>	24 días	11 días	27 días
<i>Cobertura espacial</i>			
	60 x 60 km	<i>Spot Light High Resolution</i> = 10 x 5 km	40 x 40 km
		<i>Spot Light</i> = 10 x 10 km	
		<i>StripMap</i> = 30 x 50 km	
		ScanSar = 100 x 150 km	

Tabla 6.1. Características técnicas de los sensores ópticos Terra/Aster, Spot 5 y radar TerraSAR-X.

<i>ID</i>	<i>Image</i>	<i>Date</i>	<i>Spatial resolution (m)</i>	<i>Bands</i>	<i>Wavelength range (μm)</i>
A1	Aster	25/04/2006	VNIR: 15, SWIR: 30, TIR: 90	14	0.52 - 11.650
A2	Aster	18/03/2008	VNIR: 15, SWIR: 30, TIR: 90	14	0.52 - 11.650
S1	Spot 5	17/11/2004	10	4	0.50 - 1.75
S2	Spot 5	24/06/2009	10	4	0.50 - 1.75

Tabla 6.2. Características técnicas de las imágenes utilizadas Terra/Aster y Spot 5 para la evaluación del descriptor espectral.

VC. Para llevar a cabo cualquier procesamiento interferométrico (InSAR, DinSAR) y polarimétrico (PolSAR) se requiere de repetidas adquisiciones de una misma área en distintas fechas, por lo que sería imposible adquirir datos de radar para toda la cobertura del Volcán, debido a que solo se cuentan con nueve imágenes de radar en total siendo funcionales únicamente siete de ellas. De esta forma solo ha sido posible utilizar datos SAR para depósitos superficiales relativamente cercanos a la cima del Volcán (flujos piroclásticos, flujos de lava y depósitos no diferenciados). Por su parte, las imágenes Terra/Aster y Spot 5 cuentan con una resolución espacial de 15 m y 10 m respectivamente, cubriendo un área de 60 x 60 km en ambos casos, debido a la mayor cobertura de la escena, depósitos distales como flujos de escombros/ lahares pueden ser estudiados ya que pueden alcanzar distancias mayores a los 15 km con respecto a la cima del Volcán.

Cabe mencionar que para el desarrollo del presente estudio se utilizaron las primeras nueve bandas de las catorce que conforman una imagen Terra/Aster, que corresponden a los subsistemas VNIR y SWIR con una resolución de 15 y 30 metros respectivamente, al igual que imágenes Spot 5 de resolución 10 x10 metros. Por lo que, debido a la mediana resolución del pixel (comparada con una de alta resolución como TerraSAR-X), permite el análisis únicamente de trayectoria de depósitos mayores como son los depósitos de lahar. En el VC los depósitos de lahar han registrado trayectorias mayores a los 15 km respecto a la cima, su mayor extensión se identifica en la zona de descarga o desembocadura de las barrancas como San Antonio y Monte Grande, donde su emplazamiento ha dado lugar a extensos abanicos aluviales; dicha área es cubierta por una mayor vecindad de pixeles

facilitando su caracterización con sensores de mediana resolución. En el VC se han presentado En la **Figura 6.2** se muestra un comparativo de la resolución espacial de cada uno de los sensores empleados.

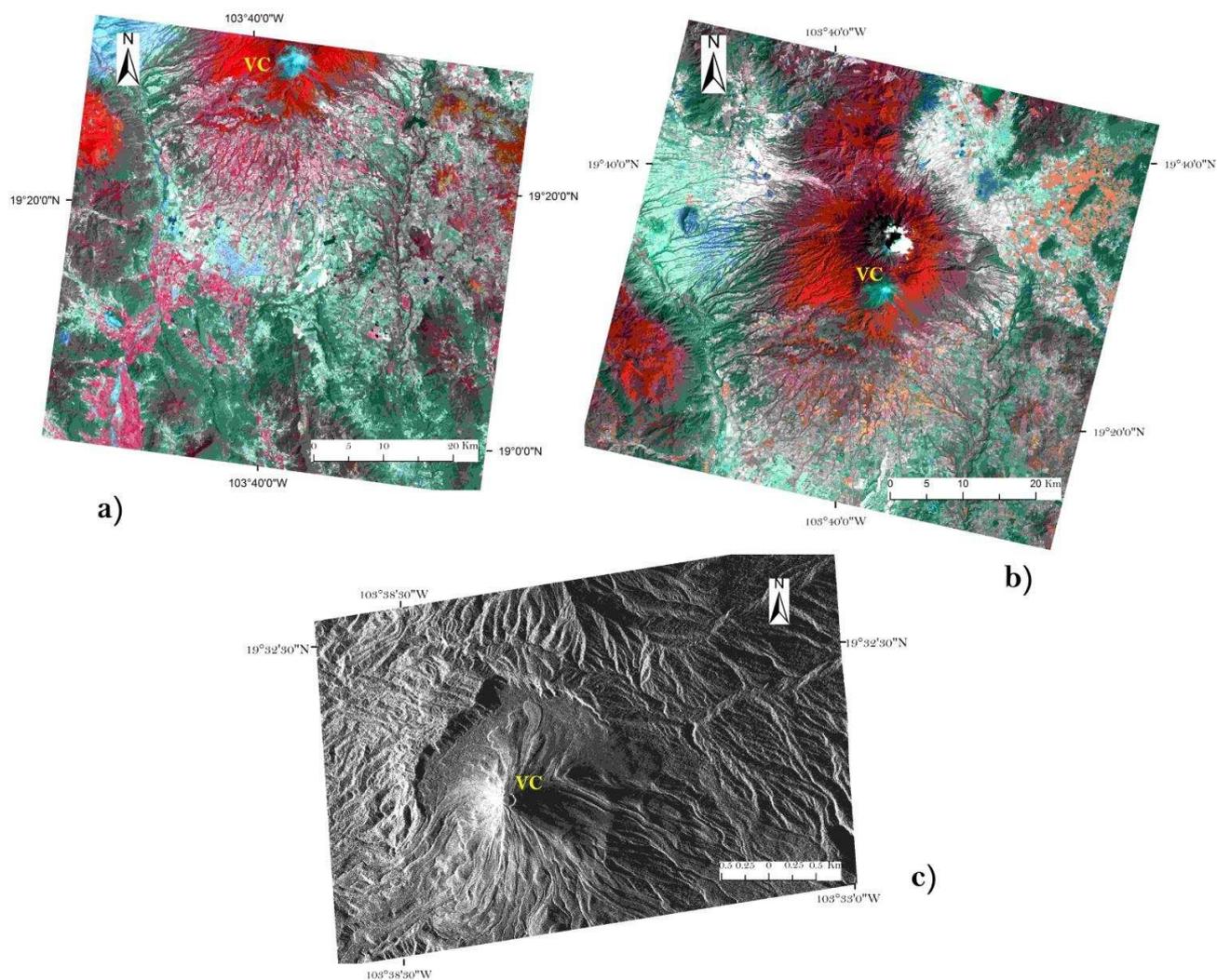


Figura 6.2. Comparativo de las resoluciones espaciales o cobertura de imágenes a) Terra/Aster , b)Spot 5 y radar TerraSAR-X. La imagen de radar en modo de adquisición Spotlight tiene una cobertura de 25 km² aproximadamente mientras que Terra/Aster y Spot 5 cubren un área mayor a 3000 km². Por ello, las imágenes ópticas resultan de mayor utilidad en el reconocimiento de trayectoria de lahares.

6.4 Descriptor Espectral

6.4.1 Análisis previo en la evaluación del descriptor espectral

Como se mencionó en apartados anteriores, un descriptor espectral es utilizado para el realce de depósitos de lahar. Así, una expansión en términos de variables canónicas que realcen los lahares fue empleada utilizando imágenes multiespectrales Terra/Aster y Spot 5. Con base en el diagrama de flujo de la **Figura 6.1**, el significado de las variables canónicas se fundamenta en el análisis de expansión canónica (**EC**) desarrollado por Lira (2002 y 2009). Así las variables seleccionadas fueron: Tercera componente derivada de Componentes Principales (**CP**), Albedo de Lahares (como una Variante de Componentes Principales) y la componente humedad de la Transformada Kauth-Thomas (Kauth et al., 1979). A continuación se explica a detalle cada una de las variables mencionadas a partir de la **EC**.

6.4.1.2 Introducción a la Expansión Canónica (**EC**)

El concepto de expansión canónica fue introducido por Lira (2002, 2009) y puede ser representado por la siguiente expresión

$$g_i(k,l) = \mu_i^g + \sum_{j=1}^m a_{ij} X_j(k,l), \forall i = 1, 2, \dots, \gamma \quad (6.1)$$

Donde $\mu^g = \mu_1^g, \mu_2^g, \dots, \mu_\gamma^g$, representa el vector de media de la imagen multiespectral $g = \{g_1, g_2, g_3, \dots, g_\gamma\}$ conformada por γ bandas, los coeficientes a_{ij} son funciones deterministas, X_j representa la banda generalizada en términos de las cuales la imagen g es representada y finalmente (k,l) son las coordenadas de un pixel en la imagen. De esta forma, cada una de las bandas generalizadas son el resultado de transformaciones vectoriales previamente aplicadas a una imagen

multiespectral. La combinación lineal de dichas bandas representa una expansión canónica con base en la ecuación 6.1. Así, la tercera componente derivada de **CP** es asignada como X_1 , la variable de albedo de lahares (Variante de Componentes Principales) como X_2 y la componente humedad de la transformada Kauth-Thomas es X_3 .

6.4.1.2.1 Componentes Principales (**CP**)

La descomposición de Componentes Principales se define como

$$\mathbf{g}(\mathbf{r}) = \mathbf{A}\{\mathbf{F}(\mathbf{r})\} \quad (6.2)$$

Donde \mathbf{A} representa el Kernel de la transformación y \mathbf{r} es el vector que define los valores de los pixeles en las bandas originales. El kernel está conformado por los eigenvectores de la matriz de covarianza \mathbf{K}_f de la imagen original $\mathbf{F}(\mathbf{r})$; estos eigenvectores generan un nuevo sistema de ejes ortogonales, donde la máxima varianza está asociada a las primeras bandas o componentes de salida. Así, la imagen transformada $\mathbf{g}(\mathbf{r})$ está formada por bandas no correlacionadas conocidas como **CP**. Por consiguiente, **CP** es una herramienta útil en la eliminación de redundancia de información (Lira, 2002), entre bandas de la imagen original.

En términos generales, la máxima varianza se concentra hacia las 3 primeras componentes de salida. Por tanto, para el presente trabajo solo se analizaron las primeras tres componentes de salida de **CP**, las cuales se presentan y analizan en el siguiente capítulo. De igual manera, con la finalidad de analizar factores de peso que caracterizan a cada componente se graficaron los eigenvectores de las tres primeras componentes y así finalmente, definir cuáles son las componentes que definidas por las bandas originales determinan el realce o separación de los lahares con respecto al resto de los objetos que constituyen la escena.

6.4.1.2.2 Variante de Componentes Principales (**VCP**)

De acuerdo con la ecuación 5.2 el kernel de transformación \mathbf{A} es generado a partir de los eigenvectores de la matriz de covarianza \mathbf{K}_f la cual es estimada utilizando todos los pixeles que conforman las bandas de la imagen original. En cambio, la **VCP** utiliza únicamente los pixeles que hacen referencia a una clase o unidad de interés y que ha sido previamente seleccionada (Lira, 2002; Lira 2009). Por consiguiente, la matriz de covarianza es calculada con base en un grupo de pixeles seleccionados previamente quedando de la forma \mathbf{K}_f^w así, la VCP es definida como

$$\mathbf{g}^w(\mathbf{r}) = \mathbf{A}^w \mathbf{f}(\mathbf{r}) \quad (6.3)$$

Donde ω es la clase espectral previamente definida, el kernel \mathbf{A}^w es construido por los eigenvectores de la matriz de covarianza \mathbf{K}_f^w .

Por consiguiente la aplicación de VCP es una herramienta para separar espectralmente una clase de interés con respecto al resto de las unidades presentes en una imagen de satélite.

Con la finalidad de evaluar el comportamiento estadístico de los lahares se extrajo un área representativa en la imagen original (para ambos sensores) la cual corresponde a un área de descarga recurrente en la desembocadura de la barranca Montegrande, ubicada en la ladera sur del VC. Subsecuentemente, se estimó la matriz de covarianza a partir de estos pixeles seleccionados y se aplicó la ecuación (6.3) para derivar nuevas bandas a partir de VCP.

Por lo tanto, la VCP además de ser utilizada como una de las variables canónicas para segmentar lahares, como se expondrá en el Capítulo de resultados, también es utilizada en la etapa de validación del índice de lahares, es decir, posteriormente a la definición del propio índice, resulta necesario evaluar la veracidad del mismo utilizando una transformación a la imagen (VCP) donde los lahares también sean realizados espectralmente. Por consiguiente, la ventaja que mantiene la generación de un índice de lahares con respecto a otras técnicas de transformación a la imagen (las cuales podrían guardar la misma función de un índice), radica en la simplicidad de su construcción la cual se basa en una normalización de bandas originales, haciendo fácil la obtención de resultados.

6.4.1.2.3 Componente humedad de la transformada Kauth-Thomas (KT)

Esta transformación también conocida como *Tasseled-Cap* originalmente desarrollada para imágenes ópticas Landsat (Kauth y Thomas, 1979), genera un nuevo sistema ortogonal de tres bandas. Esta transformación se traduce en un cambio espectral de la imagen original a un nuevo espacio tridimensional donde la mayor varianza es concentrada en tres bandas de salida denominadas: “verdor”, “brillantez” y “humedad del suelo”. Estas bandas se refieren a un espacio generado por vectores ortonormales de acuerdo con el método Gram-Schmidt elaborado por Wang y Sun (2005) para imágenes Terra/Aster. En el modelo de variables canónicas, solo se utilizó la variable humedad ya que los depósitos de lahar al momento de emplazarse están parcialmente saturados en agua y continúan siendo muy permeables también después de su emplazamiento, lo que implica un constante grado de humedad que los diferencia de otros depósitos.

6.4.1.3 Segmentación de lahares por crecimiento de regiones empleando las variables canónicas

Finalmente, a partir de la definición de las tres variables canónicas antes descritas se generó una imagen compuesta con tres bandas, Banda 1: Tercera Componente de CP, Banda 2: Albedo de lahares (VCP) y Banda 3: Componente humedad de la transformada Kauth-Thomas. Por consiguiente, se aplicó un algoritmo de crecimiento de regiones (Tilton, 2006), denominado RHSEG (*Recursive Hierarchical Segmentation*) a la imagen compuesta con el objeto de realizar una segmentación sin ambigüedades de los depósitos de lahar. Este algoritmo de segmentación jerárquica recursiva permite el manejo de datos a distintos niveles de análisis mediante la descomposición de regiones de acuerdo a ciertos criterios de orden y combinación, de esta forma los criterios de segmentación permite manejar información tanto espacial como temporal. Cabe mencionar que las segmentaciones derivadas del algoritmo de crecimiento de regiones a partir de variables canónicas son mostradas en el capítulo de resultados y su mención en el presente apartado es en términos del desarrollo metodológico.

Con la intención de clarificar el uso de variables canónicas como un antecedente en la generación de un índice espectral de lahares, se resume lo siguiente. La definición de variables canónicas sentaron las bases para la construcción de un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL), En su conjunto

como parte del análisis de expansión canónico, las variables canónicas ayudaron a definir y segmentar los lahares. Sin embargo, a lo largo del proceso metodológico se descubrió que en específico, la componente tres derivada de la aplicación de Componentes Principales (CP) estaba constituida por un factor de peso que mediante su normalización realizaba espectralmente la trayectoria de los depósitos de lahar. De igual forma, como se observará en la sección de resultados, la VCP sirvió para validar tal índice de lahares (IENL).

6.4.2 Generación de un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IELN).

Un índice espectral se define como una transformación que involucra las bandas espectrales originales para maximizar la distancia entre una unidad de interés con respecto al resto de las unidades que caracterizan a una imagen de satélite (Lillesand, 2001). En la bibliografía existen diversas metodologías aplicadas en la generación de índices espectrales para la discriminación simple de cobertura vegetal así como el análisis multi-temporal de áreas incendiadas (Verstraete, 1996; Roy et al., 2006; Chuvieco et al., 1998).

Un Índice Espectral Normalizado de Lahares fue generado a partir del razonamiento realizado en apartados anteriores acerca de las variables que en términos de expansión canónica fueron mencionadas anteriormente. Los resultados derivados del índice se exponen en el siguiente capítulo

De esta forma, a partir de imágenes Terra/Aster y Spot 5 se genera el IENL. Con la finalidad de validar la veracidad del índice se realizaron los siguientes cálculos:

- Una comparación entre IENL y VCP mediante la elaboración de un coeficiente de correlación.
- Comparación entre los factores de peso que determinaron el IENL y diversas firmas espectrales que caracterizan a los depósitos.
- Evaluación espacial de las segmentaciones obtenidas a partir de VCP y el IENL, considerando ambos sensores Terra/Aster y Spot 5.

6.5 Descriptor de textura

El uso de radar polarimétrico de apertura sintética (PolSAR) ha tenido un considerable desarrollo en la caracterización de objetos de la escena con el objetivo de la discriminación de: ecosistemas, cobertura vegetal, tipos de suelo, crecimiento urbano y unidades morfológicas principalmente (Parul et al., 2009; Baghdadi, et al., 2004; Rabelo et al., 2007). Como se mencionó anteriormente, aunque la bibliografía reporta trabajos relacionados con la estimación de cobertura vegetal en ambientes volcánicos mediante PolSAR (Wada et al., 2008), en la literatura existen pocos trabajos vinculados a la caracterización superficial de unidades volcánicas con base en sus propiedades polarimétricas (Bruce et al., 1989); (Ver sección 5.1).

Uno de los objetivos del presente proyecto doctoral, en términos del descriptor de textura es ofrecer una primera aproximación en la caracterización de depósitos volcánicos superficiales con base en sus propiedades polarimétricas. Así, mediante la estimación de parámetros de descomposición (\mathbf{H} , \mathbf{A} , α ,) caracterizar los mecanismos de retrodispersión (con base en los parámetros de dispersión elementales: *Surface scattering*, *Dihedral scattering*, *Volume scattering*) y encontrar su relación respecto a las variaciones espaciales y rugosidad en superficie de flujos piroclásticos, coladas de lava y unidades no diferenciadas en el VC.

De esta forma, diferencias significativas encontradas en la rugosidad superficial de un depósito volcánico pueden ser asociadas con la morfología del depósito que puede dar lugar a interpretaciones en términos de la reología y emplazamiento del flujo (Campbell et al., 1989).

Por otra parte, como se mencionó anteriormente (**Cuadro 2.9** Capítulo 2), se adquirieron nueve imágenes complejas SLC TerraSAR-X de alta resolución siendo funcionales siete de ellas, seis de las cuales cuentan con propiedades polarimétricas de modo dual . Cabe mencionar que, aunque el sensor TerraSAR-X cuenta con polarimetría completa (HH, VV, HV, VH), para el presente proyecto doctoral solo fueron autorizadas imágenes complejas con dos polarimetrías¹. Al adquirir datos SAR con polarimetría completa es posible llevar a cabo un mejor análisis de la imagen, sin embargo el uso de sistemas SAR con polarimetrías parciales (HH-VV) puede ser empleado para analizar un objeto específico en la imagen (Ainsworth et al., 2009).

¹ Proyecto No. MTH0373 "A model to Segment volcanic superficial deposits in volcanoes of Mexico using Aster and TerraSAR images". TerraSAR-X. DLR (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt).

Por consiguiente, para obtener una aproximación a partir de parámetros de descomposición polarimétrica, el procesamiento aplicado a las seis imágenes polarimétricas fue el siguiente:

- a) Aplicar el Filtro de Lee multiplicativo para reducir el ruido multiplicativo Speckle.
- b) Estimación de la matriz de coherencia interferométrica a partir de polarimetrías parciales, previamente calculada en la sección 5.3.3.
- c) Calcular los parámetros de retrodispersión polarimétrica \mathbf{H} , \mathbf{A} , α con base en las fórmulas mencionadas en las secciones 5.4.1, 5.4.2, 5.4.3 respectivamente.

6.6 Etapa Metodológica: Interferometría

Como se ha mencionado anteriormente, la interferometría radar es una metodología desarrollada para la extracción de rasgos topográficos del relieve de una escena a partir de un par complejo de radar adquirido en distintas fechas (Henderson y Lewis., 1998). El cálculo de cada una de las etapas que constituyen el proceso interferométrico (Coherencia, Interferograma, desarrollo de la fase/*phase unwrapping*, MDE), de acuerdo con el diagrama de flujo de la **Figura 6.1**, fueron estimadas con base en las fórmulas descritas en el Capítulo 4.

La finalidad de utilizar InSAR para el presente estudio radica en los cálculos derivados a partir de dos pares interferométricos de distintas fechas para evaluar la razón de cambio en superficies topográficas (Stebler et al., 2002); esto con la finalidad de caracterizar las unidades de depósito volcánicas mencionadas. El procesamiento para la generación de un DEM mediante técnicas InSAR fue explicado en el capítulo 4; sin embargo, para el presente estudio el proceso InSAR es útil hasta la etapa de *phase unwrapping*. Lo anterior debido a que este paso (*phase unwrapping*) no fue resultado para todos los casos y por consiguiente únicamente se obtuvieron valores de elevaciones para pequeñas zonas. Por lo tanto, se optó por analizar cambios asociados a topografía y en la escena misma a partir

de resultados obtenidos en el desarrollo de coherencia e interferogramas, así como sus procesos diferenciales (fase diferencial y coherencia diferencial).

A continuación se describe la técnica DinSAR (Interferometría Diferencial) de Estimación de Cambio en Coherencia (ECC) para calcular la razón de cambio en superficie asociada a depósitos volcánicos (flujos piroclásticos, coladas de lava y unidades no diferenciadas).

6.6.1. Estimación de Cambio en Coherencia (ECC)

La estimación de Cambio de Coherencia pertenece a una modalidad de Interferometría Diferencial (DinSAR), la cual consiste en estimar la diferencia de fase asociada a la razón de cambio entre objetos o fenómenos geodinámicos a partir de pares interferométricos adquiridos en distintas fechas (Hansen, 2001). Con base en lo anterior y retomando la ecuación 3.9 de la sección 3.3.2.1 donde se estima la diferencia de fase asociada al pulso retrodispersado; así la diferencia de fase en términos DinSAR es expresada de la forma,

$$\Phi_{\text{DinSAR}} = \frac{4\pi R_1 R_2}{\lambda} = \varphi_{\text{topografía}} + \varphi_{\text{atmósfera}} + \varphi_{\text{movimiento}} + \varphi_{\text{ruido}} + \varphi_{\text{decorrelación}}$$

(6.7)

Donde Φ_{DinSAR} es la diferencia de fase total estimada como el resultado de la suma coherente de varias contribuciones, donde a partir de ellas la razón de cambio es estimada. $\varphi_{\text{topografía}}$ se refiere principalmente a superficies con topografía irregular que resultan distorsionadas debido al ángulo de incidencia, $\varphi_{\text{atmósfera}}$ es causada por diferencias propagadas debido a cambios en la troposfera y ionosfera, $\varphi_{\text{movimiento}}$ se refiere a movimientos asociados al sensor-plataforma durante su desplazamiento en órbita y $\varphi_{\text{decorrelación}}$ involucra la decorrelación de la fase en la cual se incluye la decorrelación de todas las componentes mencionadas que contribuyen en su totalidad al cambio de fase interferométrica (Φ_{DinSAR}). Así, en términos prácticos, la ECC se estima a partir de la decorrelación de la fase, la cual contribuye a la pérdida de correlación en la imagen de coherencia. Por consiguiente, el resultado obtenido es, una imagen en 8 bites, donde valores bajos en coherencia son pixeles asociados a detección de cambios.

Posteriormente, con la finalidad de identificar en mayor grado la razón de cambio entre pares interferométricos, una imagen compuesta RGB es generada. De esta forma, el RGB es generado en términos del ECC y la diferencia de magnitud (DM) entre pares interferométricos. Así la imagen compuesta es definida de la siguiente manera,

R: imagen resultado de ECC

G: imagen derivada de la magnitud media entre pares interferométricos

B: imagen generada a partir de la diferencia en magnitud (DM) entre pares interferométricos

Por consiguiente, se estimó un total de cinco imágenes derivadas de la aplicación de ECC y un igual número de imágenes compuestas. Cabe mencionar que la combinación de todos los posibles pares interferométricos se realizó en función de la estimación de líneas de base pequeñas (de decenas de metros), ya que un aumento en ella produce como resultado una degradación en la coherencia de la imagen.

7.0 Resultados y Discusión

Introducción

En el presente capítulo se expone los resultados derivados de los tratamientos aplicados tanto a imágenes ópticas (Terra/Aster y Spot 5) como radar (TerraSAR-X), en la caracterización y generación de un modelo de segmentación de depósitos volcánicos superficiales. Posteriormente, del mismo modo, se desarrolla una discusión basada en las relaciones espaciales y evaluación de razón de cambio entre los tratamientos aplicados a las imágenes.

7.1. Evaluación del Descriptor Espectral

7.1.1 Generación de un Índice Espectral de Lahares Normalizado (IELN)

Como se explicó en el apartado de metodología, a partir de la segmentación de lahares mediante la selección de tres variables canónicas (componentes principales, transformada de Kauth-Thomas y variante de componentes), se derivó la idea de generación de un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IELN). Es importante señalar que, una segmentación inicial fue realizada utilizando dichas variables canónicas; sin embargo, es a partir del uso de la tercera componente donde fue descubierto una diferencia normalizada la cual es constante en todas las imágenes utilizadas, dando lugar así a la generación de un IELN.

A partir de la aplicación de Componentes Principales (CP) aplicado a ambas imágenes (Terra/Aster y Spot5) se analizó las primeras tres componentes de salida ya que el mayor porcentaje de varianza o información está asociado a las tres primeras componentes. Para el caso de Terra/Aster, la primera componente está asociada a una máxima varianza de 74.4% (para la imagen A1) y 53.9% (para la imagen A2) respectivamente. En el caso de las imágenes Spot 5 S1 y S2, presentaron una varianza de 63.6% y 54.1% respectivamente.

Sin embargo, con base en una examinación visual de contraste y brillantez, el realce espectral de depósitos vinculados a eventos laháricos se asocian a la tercera componente de salida; en la imagen esto se expresa con valores digitales cercanos a 256 o tonalidades brillantez, mientras que el resto de los objetos en la imagen presentan valores digitales menores. Cabe señalar que este realce de depósitos es evidente para ambas imágenes (Terra/Aster y Spot5): CP3-A1, CP3-A2, CP3-S1 y CP3-S2. (**Figura 7.1**).

Posteriormente, se analizó los eigenvectores que constituyen a las tres primeras bandas de salida derivadas de PC para ambos sensores (Terra/Aster y Spot5), su comportamiento mostró que la tercera componente evidencia una clara diferencia o máximo factor de peso determinado por las bandas originales 3 y 4, tanto para Terra/Aster como Spot 5 (**Figura 7.2**). Cabe señalar que las bandas originales 3 y 4 corresponden al mismo rango espectral tanto para Terra/Aster como Spot 5.

Por lo tanto, el IELN se construyó a partir del valor normalizado entre las bandas 3 y 4, la diferenciación de lahares respecto al resto de depósitos volcánicos, el IENL es definido de la forma

$$\text{IENL} = \frac{\mathbf{B}_3 - \mathbf{B}_4}{\mathbf{B}_4 + \mathbf{B}_3}$$

Donde B3 está definido por la banda número tres (tanto para Terra/Aster como Spot 3) que corresponde al infrarrojo cercano y B4 es la banda número 4 (tanto para Terra/Aster como Spot 3), que corresponde al infrarrojo medio. Es importante mencionar que el presente índice está definido para ambos tipos de imágenes Terra/Aster y Spot 5. En la **Figura 7.3** se muestra el resultado de la aplicación del IENL: para índice derivado de imágenes Terra/Aster IENL-A1 y IENL-A2, para Spot 5 IENL-S1 y IENL-S2. Como se observa en la figura, el realce espectral de los depósitos es representado de manera distinta, para el caso de A1 y S1 son representados por valores digitales cercanos a 256, mientras A2 y S2 son caracterizados por valores cercanos a cero; sin embargo la diferencia máxima entre las bandas 3 y 4 es conservada.

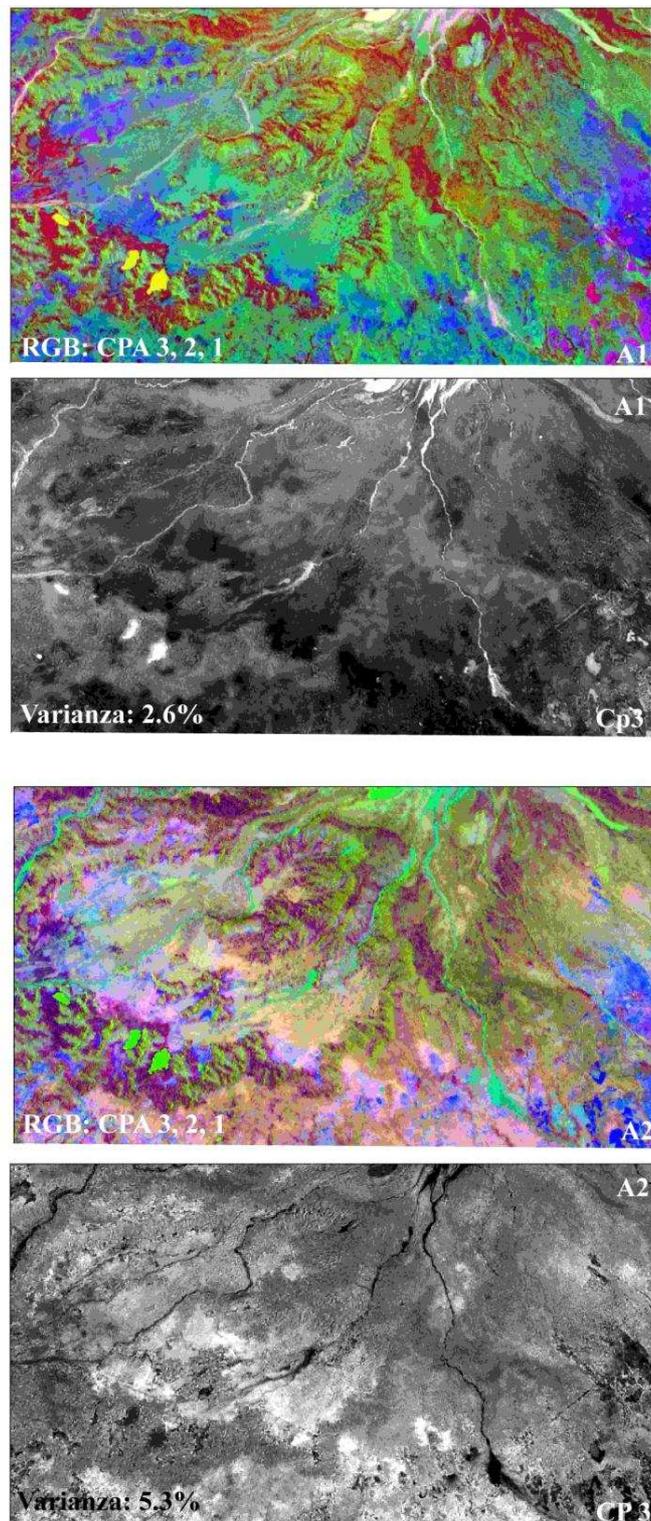


Figura 7.1. Composición en falso color (RGB) de las primeras tres componentes de salida de Componentes Principales (CP) y tercera componente de salida para imágenes Terra/Aster (A1 y A2) y Spot 5 (S1 y S2).

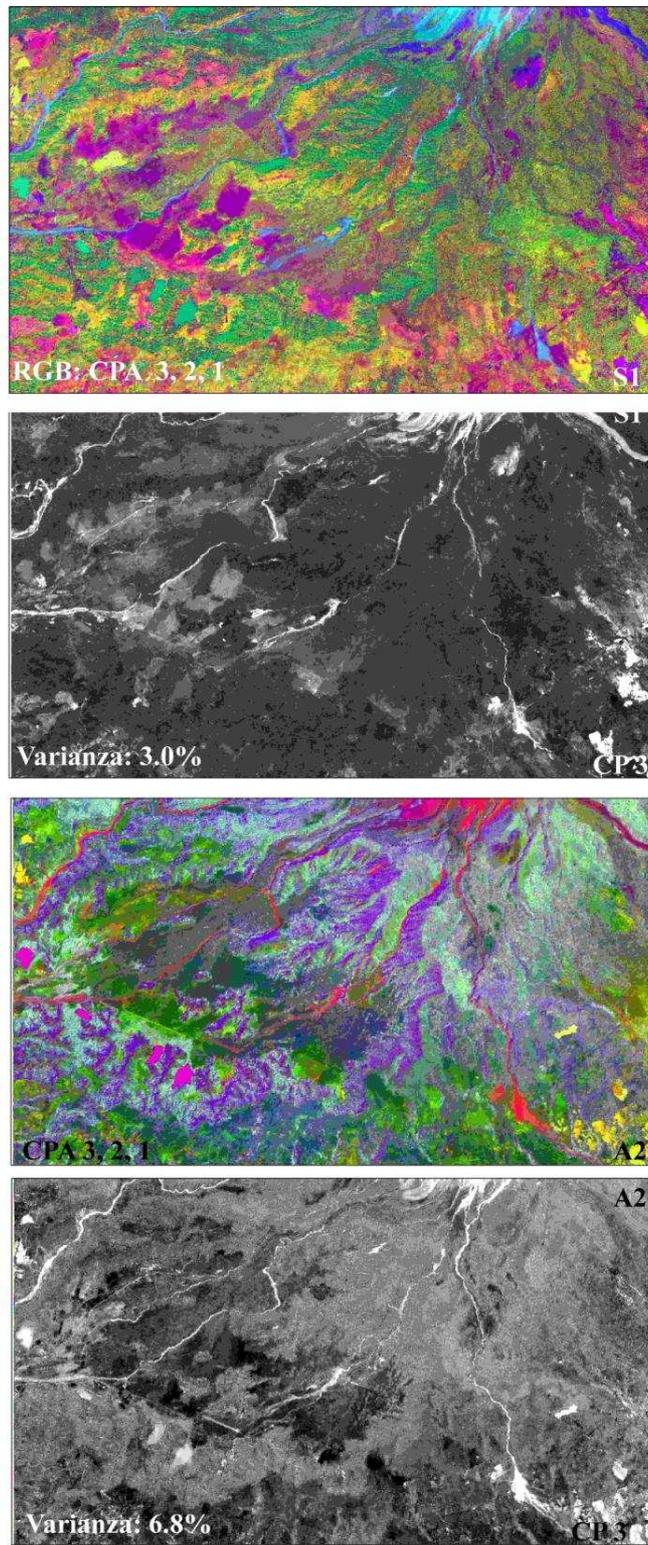


Figura 7.1. Continuación

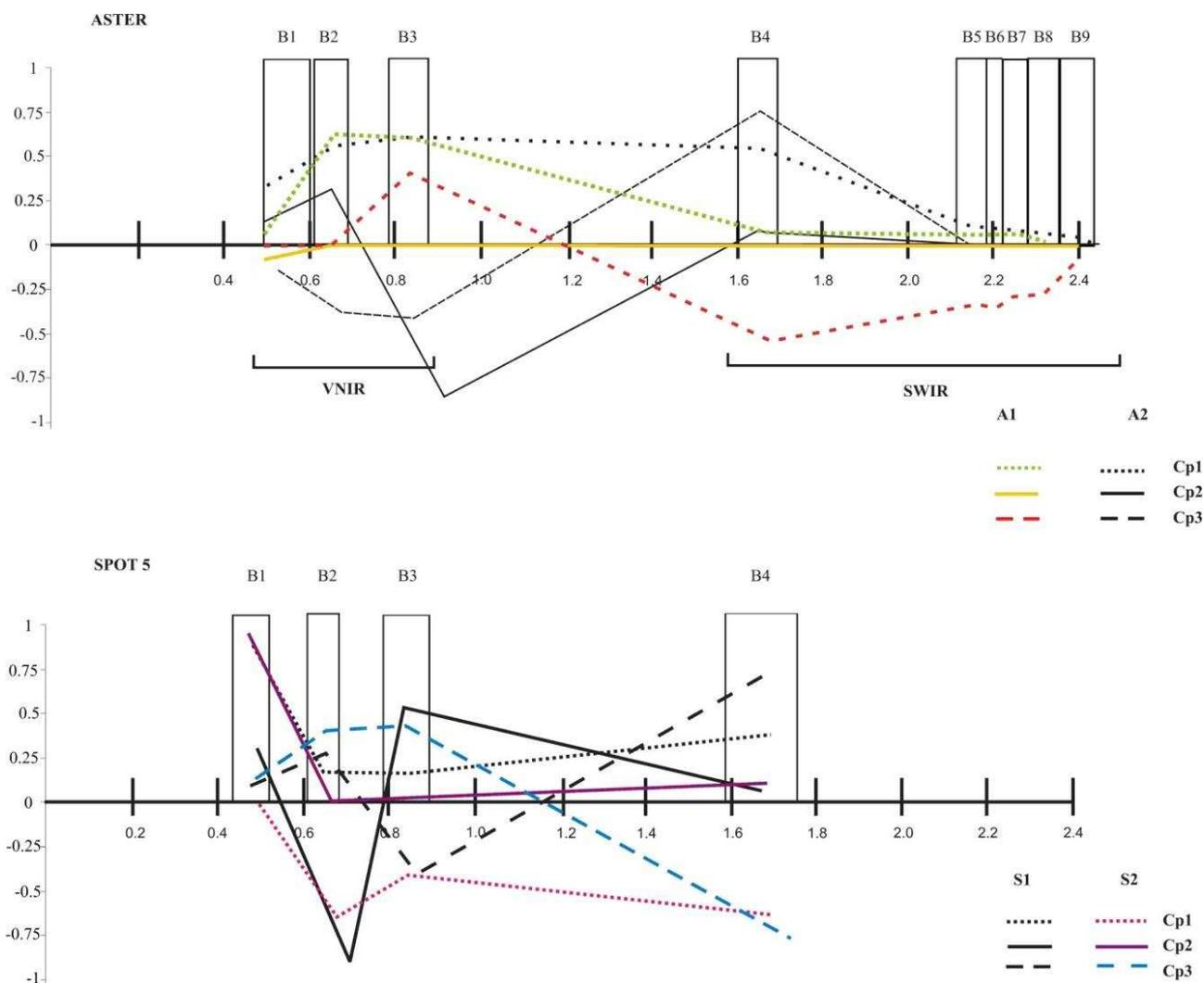


Figura 7.2 . Gráfica de los eigenvectores de las primeras tres Componentes Principales (CP) de imágenes Terra/Aster y Spot 5, donde se evidencia que para todos los casos, la componente de salida número tres muestra una máxima diferencia entre las bandas originales 3 y 4, lo que en términos espaciales se relaciona al realce espectral de lahares.

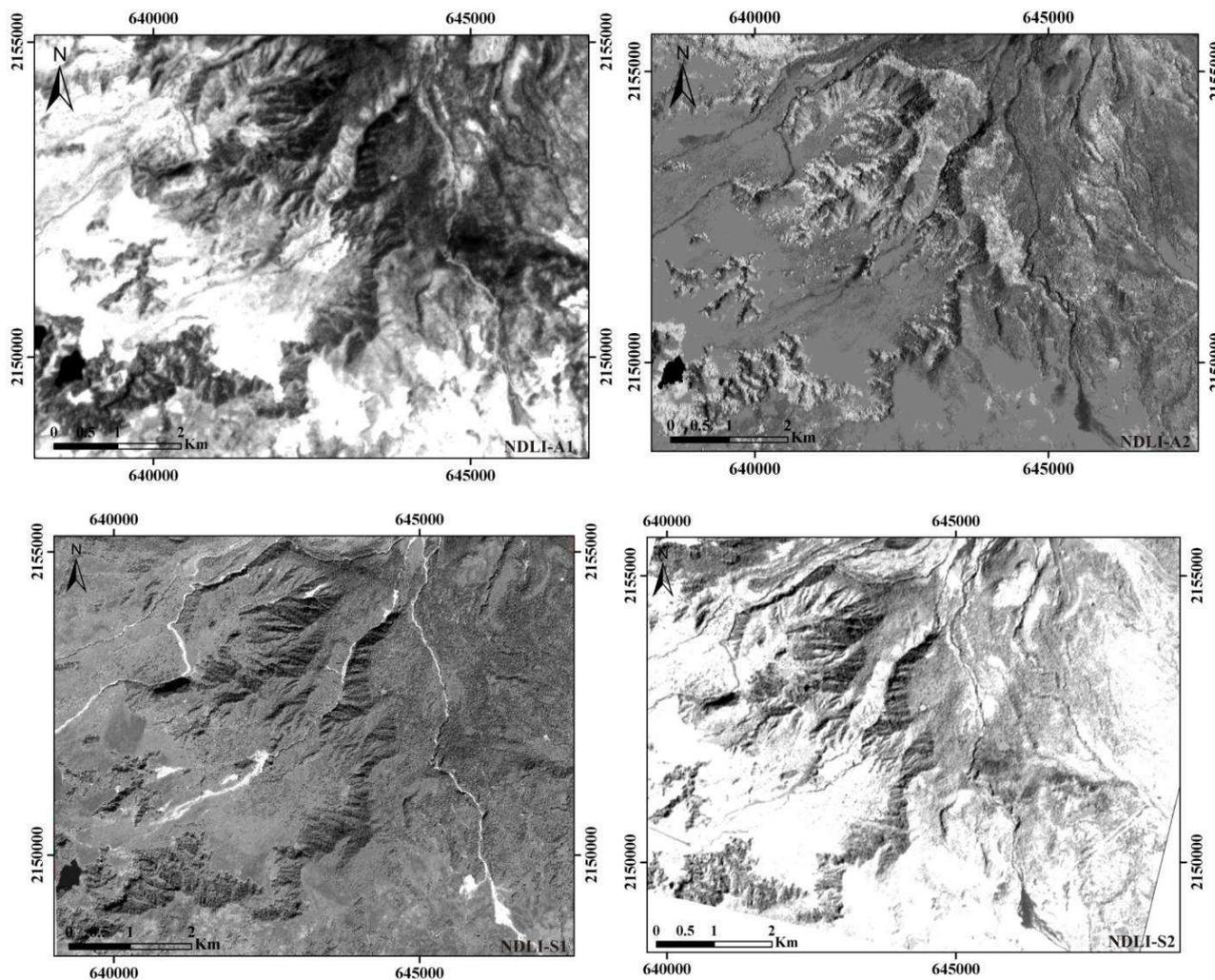


Figura 7.3. Imágenes resultado obtenidas a partir de un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL) aplicado a imágenes Terra/Aster y Spot 5. Donde el IENL es el resultado de la normalización de las bandas originales 3 y 4, derivado de la aplicación de Componentes Principales (CP).

7.1.2 Validación del IENL

7.1.2.1 Variante de Componentes Principales (VCP)

A partir de la inspección visual y el análisis realizado de los eigenvectores que conforman las variables canónicas de Componentes Principales (CP) permitió derivar la particular relación entre las bandas 3 y 4 en el realce espectral de lahares.

Como fue mencionado en el apartado de metodología, con la finalidad de validar la generación del IENL, se generó una variante de componentes (VCP) donde los lahares son maximizados espectralmente con respecto al resto de los componentes que caracterizan a la imagen de satélite; obteniendo así el mismo realce espectral de depósitos de lahar conseguido con la aplicación del IENL. A su vez, para validar la relación entre IENL y VCP, se seleccionaron áreas donde la ocurrencia de lahares es recurrente tanto en imágenes Terra/Aster y Spot 5, aplicando así una relación estadística de correlación. Donde en primera instancia, para aquellas áreas ocupadas por lahares deberán guardar una alta relación entre VCP y IENL.

De esta forma, se muestra en la **Figura 7.4** una composición en falso (RGB) de las primeras tres componentes de salida de la VCP de imágenes Terra/Aster y Spot 5. De esta forma, en términos de la VCP, los lahares realizados espectralmente son representados por diferentes tonalidades en rosa, mientras que el resto de los objetos que caracterizan cada una de las imágenes son apreciados en tonalidades distintas.

Con la finalidad de asociar espacialmente las diversas técnicas que llevaron a la generación de un índice de lahares, se sobrepusieron la segmentación de lahares generada a partir de un análisis canónico, la componente principal tres derivada de CP y la VCP. En la **Figura 7.5** se puede observar que las unidades segmentadas corresponden de manera precisa con los bordes de eventos laháricos realizados a partir de la tercera componente y VCP.

7.1.2.2 Validación Estadística

Como fue mencionado en el apartado anterior, con la finalidad de validar el índice de lahares el cual se fundamente entre la máxima diferencia normalizada entre las bandas 3 y 4 a partir del comportamiento de los eigenvectores de CP, se realizó un índice de correlación entre VCP y IENL, considerando únicamente áreas asociadas a depósitos de lahar e inhibiendo el resto de la imagen (áreas cubiertas por vegetación principalmente). Por consiguiente se obtuvieron los siguientes resultados: para imágenes Spot 5 (S1 y S2) se obtuvo una correlación de 0.75 y 0.72 respectivamente, mientras que para Terra/Aster (A1 y A2) los coeficientes fueron 0.67 y 0.63 respectivamente.

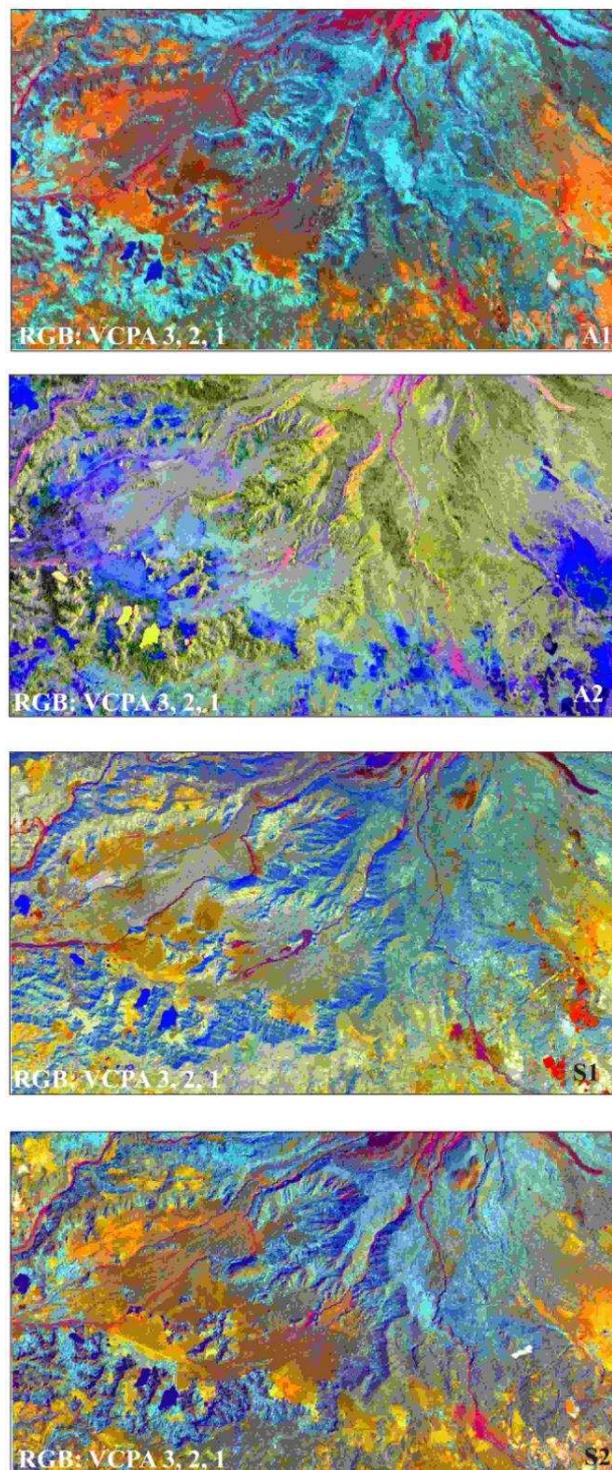


Figura 7.4. Aplicación de una Variante de Componentes Principales (VCP) para la validación del Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL).

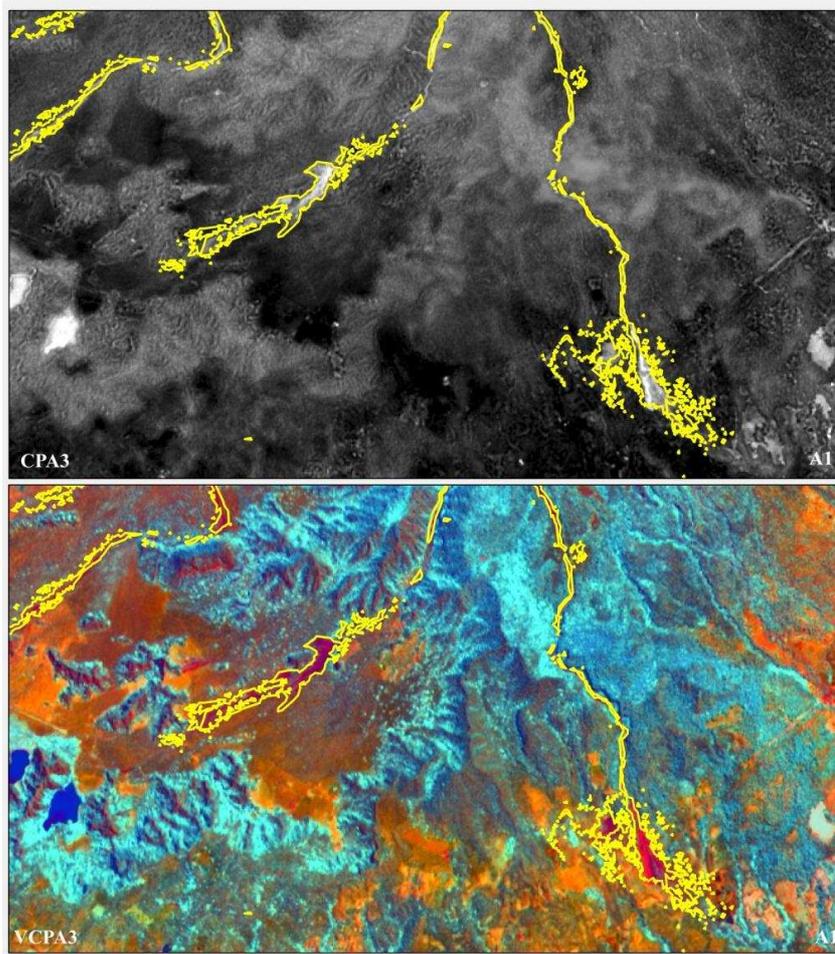


Figura 7.5. Relación espacial entre la tercera componente derivada de Componentes Principales (CP) (imagen superior) y la Variante de Componentes Principales (VCP) (imagen inferior) con respecto a la segmentación de lahares derivada de un análisis canónico (contorno amarillo), utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG).

De acuerdo a lo anterior, en términos generales esta relación estadística es asociada a una mayor definición espacial de lahares en imágenes Spot 5; en específico la alta correlación se atribuye a zonas de inundación en la parte distal de las barrancas San Antonio y Montegrande. Lo anterior se atribuye a la mayor resolución en pixel de Spot 5 en comparación con la resolución menor con la que cuenta Terra/Aster.

Así, a partir de los resultados obtenidos por la estadística descriptiva se determinó una relación directa entre VCP y IENL, lo cual implica un máximo de separación espectral de los depósitos de lahar con respecto al resto de los pixeles que constituyen cada una de las imágenes. Sin embargo, a pesar que la VCP puede ser un método efectivo en el realce y segmentación de lahares, no está

disponible en ningún *software* comercial especializado en tratamiento de imágenes, implicando una mayor inversión de tiempo en el cálculo del algoritmo. Mientras que el IENL es fácil y rápidamente calculado a partir de una simple relación entre las bandas originales 3 y 4.

7.1.2.3 Control de campo y distribución espacial de lahares

Para verificar los resultados derivados del NDLI, las imágenes finales del índice de lahares en la **Figura 7.3** fueron rectificadas con puntos de control (Ground Control Points) y descripción en campo. Así, el trabajo de campo fue concentrado a lo largo de las principales barrancas del flanco sur del Volcán de Colima. La pendiente de las laderas varía de los 35° a 40° (desde la cima con 3850 m hasta los 3200 m de altura aproximadamente), dicha pendiente disminuye hasta los 10° hacia la base del Volcán a los 2500 m.n.m. Hacia las áreas distales mayores a 20 km a partir de la cima, la pendiente disminuye considerablemente. La deposición de lahares ocurre principalmente en las partes distales o desembocaduras de las barrancas, donde la abertura de las mismas permite la formación de abanicos aluviales a partir de la continua deposición de unidades de flujo de escombros (**Figura 7.6**).

Todos los GCPs considerados en campo son enlistados en la **Tabla 6.1**, alrededor de 84 GCPs fueron tomados; cabe señalar que la toma de puntos de control se realizó de manera aleatoria, es decir no persiguen algún tipo de continuidad en relación a un depósito o evento. De los 84 GCPs mencionados, fueron considerados únicamente 15 puntos.

En términos generales, los GCP asociados a depósitos de lahar corresponden a un cambio de pendiente que en términos de geoforma, se asocian a partir del límite distal de las barrancas hasta el inicio de depósito o descarga del abanico aluvial (**Figura 7.5** y **Figura 7.7**). De esta forma, con base en la rectificación de campo se obtuvo un 80% de exactitud. En particular, de acuerdo con la **Figura 7.7** los GCP COL10-1 (c76 de acuerdo al ID de la **Tabla 6.1**) y COL10-2 (c77 de acuerdo al ID de la **Tabla 6.1**) corresponden a la desembocadura de la Barranca Monte Grande, dichos GCP ejemplifican en mayor medida el cambio de pendiente caracterizado a partir del límite distal de la barranca hasta el inicio de depósito del abanico aluvial, este transecto de 260m de longitud corresponde a un abanico

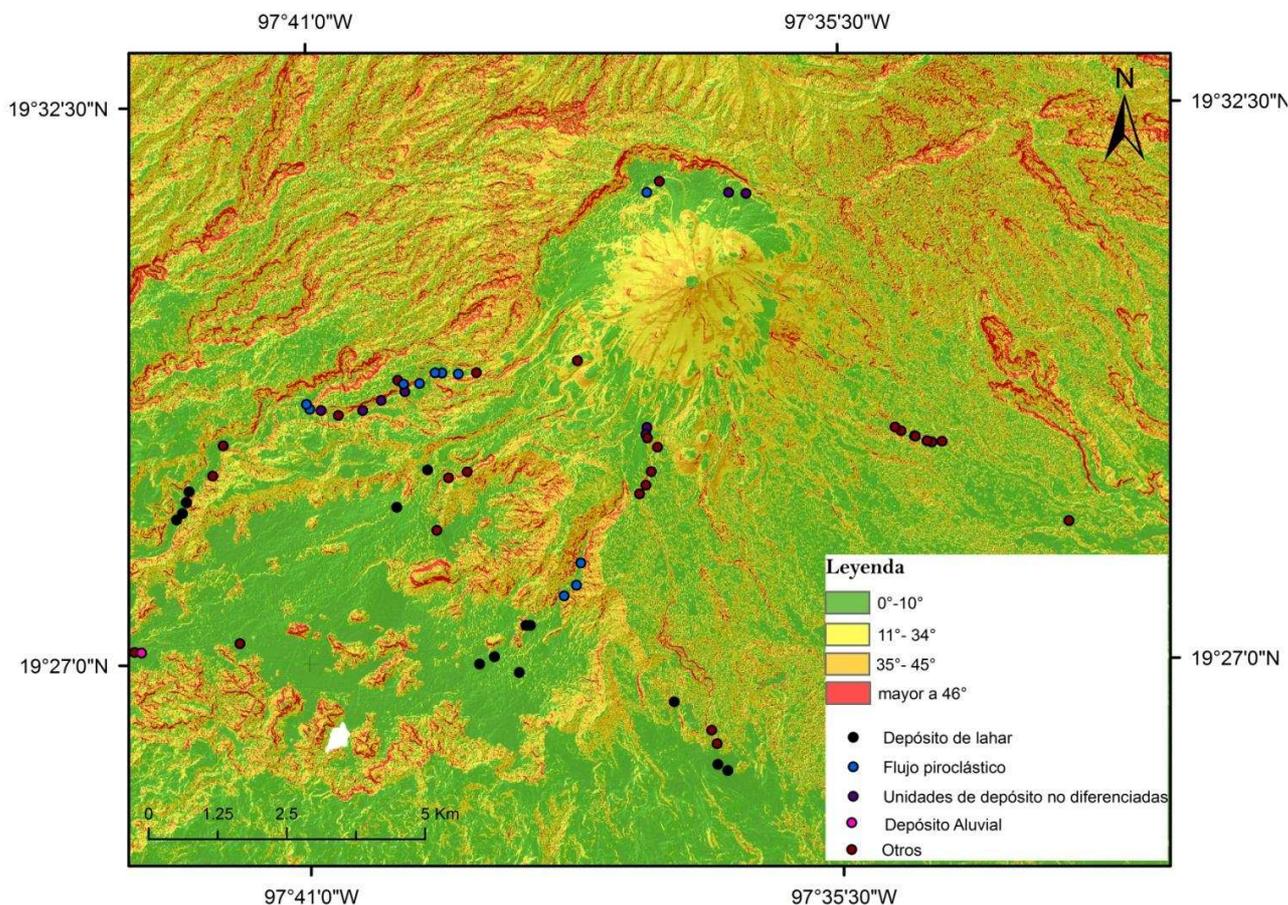


Figura 7.6. Mapa de pendientes del VC y puntos de control asociados a una unidad de depósito reconocida en campo.

deposicional que es cortado por una secuencia de cárcavas paralelas que expone una secuencia de depósitos aluviales vinculados a procesos de retrabajo de lahares recientes. De acuerdo con la descripción en campo, presenta un depósito de 3.5m de espesor constituido por una serie de unidades heterolitológicas masivas, matriz soportada con clastos mayores a los 6cm de diámetro; la parte superior del depósito es constituido por clastos soportado con fragmentos superiores a los 30 cm.

Tabla 7.1. Puntos de control para rectificación en campo. La primera columna nombrada "ID" corresponde al identificador utilizado para hacer referencia en el texto, la segunda columna denominada "Punto de Control" pertenece a la denominación en la brigada de campo. Simbología de la columna "Descripción": DFE, Depósito de Flujo de Escombros; DL, Depósitos de Lahar; FP, Flujos Piroclásticos; UND, Unidades de depósito no Diferenciadas; DA, Depósito Aluvial.

ID	Punto de Control	Latitud	Longitud	Zona	Descripción
C1	CO0524	2155213	649640	B. La Arena	DFE
C2	CO0525	2155200	649456	B. La Arena	DFE
C3	CO0526	2155224	649367	B. La Arena	DFE
C4	CO0527	2155312	649145	B. La Arena	DFE
C5	CO0527-1	2155403	648900	B. La Arena	DFE
C6	LUM6	2154342	635986	B. La Lumbre	DFE
C7	LUM8	2153223	635495	B. La Lumbre	DFE-DL
C8	LUM9	2153168	635344	B. La Lumbre	DFE-DL
C9	LUM10	2154365	636198	B. La Lumbre	DFE-DL
C10	LUM11	2153026	634871	B. La Lumbre	DFE-DL
C11	LUM12	2152681	634727	B. La Lumbre	DFE-DL
C12	LUM13	2152184	634718	B. La Lumbre	DFE-DL
C13	LUM14	2156010	637954	B. La Lumbre	FP
C14	LUM15	2156066	638108	B. La Lumbre	FP
C15	LUM20	2150692	633108	B. La Lumbre	FP
C16	LUM22	2150522	631678	B. La Lumbre	FP
C17	LUM23	2150494	630858	B. La Lumbre	FP

Tabla 7.1. Continuación

C18	LUM25	2149183	628890	B. La Lumbre	FP
C19	COO501	2156440	640897	B. La Lumbre	FP
C20	COO502	2156455	640600	B. La Lumbre	FP
C21	COO503	2156459	640476	B. La Lumbre	FP
C22	COO504	2156264	640195	B. La Lumbre	FP
C23	COO505	2156116	639931	B. La Lumbre	UND
C24	COO506	2155955	639502	B. La Lumbre	UND
C25	COO507	2155771	639167	B. La Lumbre	UND
C26	COO508	2155772	638415	B. La Lumbre	UND
C27	COO509	2155794	638211	B. La Lumbre	FP
C28	COO510	2155883	638151	B. La Lumbre	FP
C29	COO511	2154097	635981	B. La Lumbre/zona media-distal	DFE-DL
C30	COO512	2154291	636032	B. La Lumbre/zona media-distal	DFE-DL
C31	COO513	2153898	635912	B. La Lumbre/zona media-distal	DFE-DL
C32	COO514	2153778	635803	B. La Lumbre/zona media-distal	DFE-DL
C33	COO515	2155465	644305	B. Monte Grande	UND
C34	COO516	2155340	644286	B. Monte Grande	UND
C35	COO517	2155272	644315	B. Monte Grande	DP
C36	COO518	2154255	644172	B. Monte Grande	DP
C37	COO519	2154414	644287	B. Monte Grande	DP
C38	COL10-1	2150469	644799	B. Monte Grande/zona distal	DL
C39	COL10-2	2149327	645588	B. Monte Grande/zona distal	DL
C40	COL10-3	2149216	645768	B. Monte Grande/zona distal	DL

Tabla 7.1. Continuación

C41	CO0524	2155213	649640	B.La arena	DFE
C42	CO0525	2155200	649456	B.La arena	DFE
C43	CO0526	2155224	649367	B.La arena	DFE
C44	CO0527	2155312	649145	B.La arena	DFE
C45	CO0527-1	2155403	648900	B.La arena	DFE
C46	CO0530	2153769	651932	B.La arena	DFE
C47	COL06-2	2151664	656110	San Marcos	DFE
C48	COL06-3	2151000	642000	San Antonio (Cauce principal)	DFE-DL
C49	COL063-1	2151859	642199	San Antonio (Cauce remanente)	DFE-DL
C50	COL06-4	2152398	642808	San Antonio (Cauce remanente)	DFE-DL
C51	COL064-1	2152995	643110	San Antonio (Cauce remanente)	DFE-DL
C52	COL064-2	2152590	643032	Transición San Antonio-Monte Grande	DFE-DL
C53	COL06-5	2151524	636949	Transición San Antonio-Monte Grande	DFE-DL
C54	COL065-1	2151365	635044	Barranca El Zarco	DFE-DL
C55	COL066	2147777	626082	San Antonio (Cauce principal)	DFE-DL
C56	COL06-3	2151154	641282	B. La Lumbre	DFE-DL
C57	COL063-1	2151859	642199	San Antonio (Cauce principal)	DFE-DL
C58	COL063-2	2151858	642118	San Antonio (Cauce principal)	DFE-DL
C59	COL063-3	2151288	641548	San Antonio (Cauce principal)	DFE-DL
C60	COL067-1	2154688	640343	Barranca El Zarco	DFE-DL

Tabla 7.1. Continuación

C61	COL067-2	2154010	639783	Barranca El Zarco	DFE-DL
C62	COL068-1	2154654	641057	Barranca El Cordobán	DFE-DL
C63	COL068-2	2154547	640718	Barranca El Cordobán	DFE-DL
C64	COL068-3	2153590	640509	Barranca El Cordobán	DFE-DL
C65	C0064-1	2152995	643110	B. San Antonio	FP
C66	CO0642	2152590	643032	B. San Antonio	FP
C67	COL064	2152398	642808	B. San Antonio	FP
C68	C0065	2151524	636949	B. La Lumbre	DFE
C69	COL065-1	2151365	635044	B. La Lumbre	DFE
C70	COL09P4	2155684	638729	B. La Lumbre	DFE
C71	COL09P4-2	2156322	639802		FP-Flujo piroclástico asociado al emplazamiento de 2004
C72	COL09P3	2156254	639907		FP
C73	COL09P2	2156461	641224	B. La Lumbre	FL-Lavas con estructura masiva (textura fluidal)
C74	COL09P1	2156679	643050	B. La Lumbre	FL-Lavas masivas
C75	COL_10_ARE_5	2155472	648790	B. La Arena	DFE
C76	COL_10_MG_20	2155104	644495	B. Monte Grande	DFE
C77	COL_10_MG_19	2154659	644384	B. Monte Grande	DFE
C78	COL_10_ARE_5	2155305	649158	B. La Arena	DFE
C79	COL_10_MG_5	2149949	645476	B. Monte Grande	DFE
C80	COL_10_MG_3	2149706	645575	B. Monte Grande	DFE

Tabla 7.1. Continuación

C81	COL_10_LUM_5	2155127	636648	B. La Lumbre	DFE
C82	COL_10_LUM_6	2154576	636455	B. La Lumbre	DFE
C83	COL_10_LUM_7	2154091	635986	B. La Lumbre	DFE-DA
C84	COL_10_1	2151355	635170	B. Monte Grande/zona distal	DA
C85	COP	2159746	644301	El playón	FP
C86	COP-1	2159945	644529	El playón	FL
C87	COP-2	2159745	645783	El playón	UND
C88	COP-3	2159730	646096	El playón	UND

7.1.2.4 Distribución espacial de lahares

Con la finalidad de validar la distribución espacial de lahares realizados espectralmente a partir del IENL, se realizó un comparativo entre las imágenes Spot 5 de distintas fechas (2004 y 2009) derivadas del IENL (IENL-S1 y IENL-S2 de la **Figura 7.3**). Así, las imágenes derivadas del IENL fueron introducidos en un a Algoritmo de Crecimiento Jerárquico de Regiones (RHSEG) (Tilton, 2006). Este algoritmo produjo una serie de *cluster* o segmentaciones que son fácilmente asociados a lahares; generando así dos imágenes binarias, donde los lahares derivados del IENL son propiamente segmentados. Posteriormente las dos segmentaciones asociadas a diferentes fechas (2004 y 2009 respectivamente) fueron vinculadas utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG) para poder analizar una razón de cambio. El resultado derivado de la segmentación de lahares se muestra en la **Figura 7.7**. Así, para la segmentación del año 2004 muestra una adecuada distribución espacial de los abanicos aluviales derivados de la recurrencia de eventos laháricos de las barrancas San Antonio y Monte Grande, expresa una distribución espacial representada por 0.424 km² pixeles con una mayor conectividad entre ellos. A diferencia del año 2009, es posible detectar la formación de nuevos canales erosivos asociados a la alta frecuencia de lahares a lo largo de la parte media de la barranca San Antonio; por su parte, hacia la parte distal de la barranca Monte Grande se observa una mayor extensión de la formación de un abanico con respecto a la identificada en el año 2004, dicho abanico está representado por 0.312 km², derivado de una secuencia de depósitos epiclásticos resultado de intensa actividad lahárica.

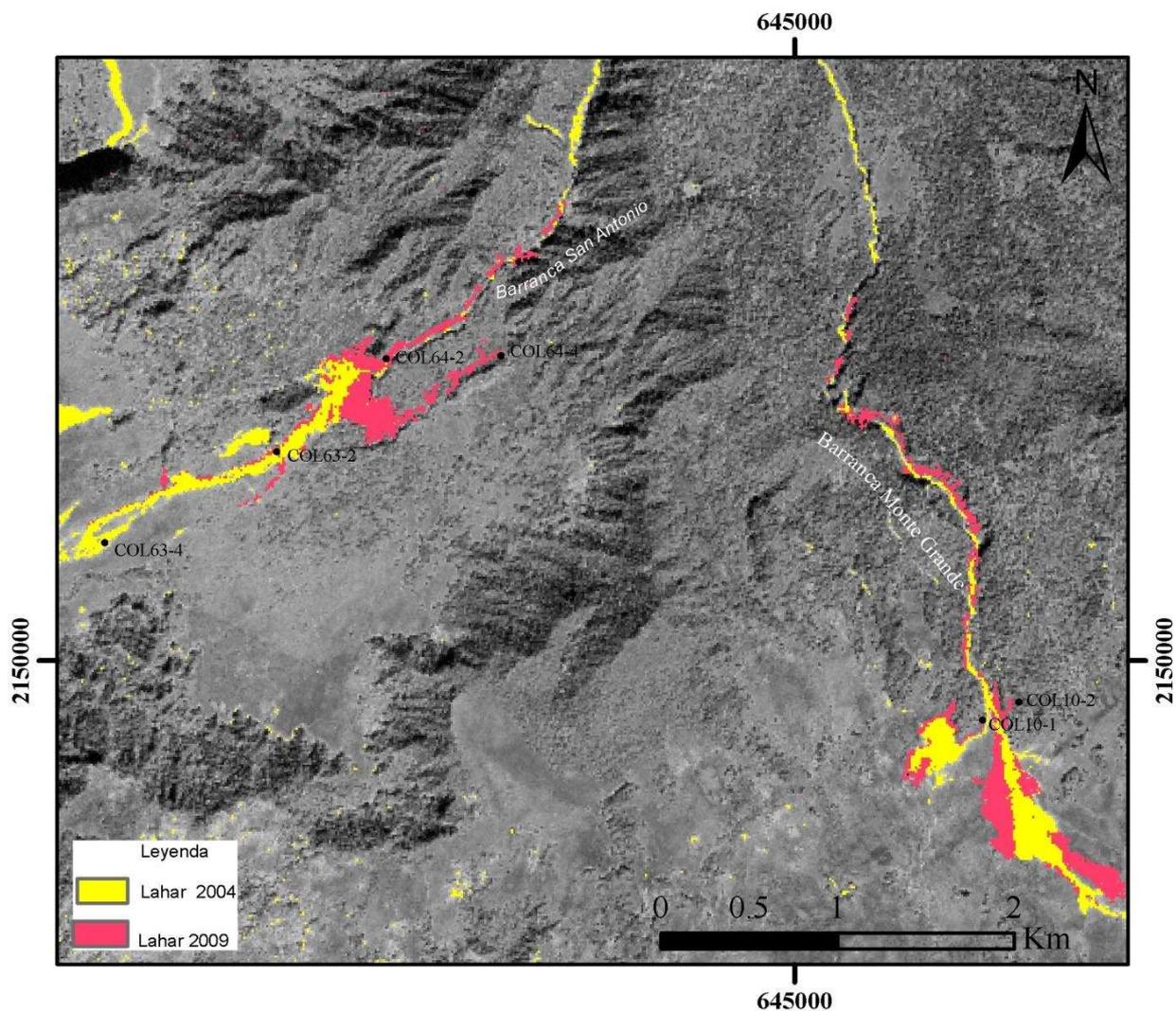


Figura 7.7. Segmentación de depósitos de lahar obtenida a partir del Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL) entre los años 2004 y 2009 de imágenes Spot 5. (El acercamiento de las respectivas imágenes corresponden a las barrancas San Antonio y Monte Grande. Simbología: • representa los puntos de control para validación de resultados en campo. En color amarillo se observa las segmentaciones de depósitos de lahar del año 2004 obtenidas a partir de la aplicación de un índice espectral (IENL). Mientras que la segmentación de lahares en color rojo corresponden al año 2009.

7.1.3 Comportamiento espectral de los depósitos de lahar asociado a IENL

Con la finalidad de establecer un comparativo cuantitativo desde el punto de vista espectral, se realizaron firmas de las unidades de depósito con base en el sensor Terra/Aster. Así, a partir de un kernel 3×3 fue deslizado sobre áreas representativas para obtener una cobertura promedio DN (*Digital Number*). Las firmas espectrales estimadas fueron las siguientes: flujos piroclásticos (1), depósitos no diferenciados (2), y depósitos de lahar (3). Los resultados obtenidos de las firmas espectrales se muestran en la gráfica de la **Figura 7.8**, las tres firmas muestran una caracterización espectral similar con una diferencia máxima entre las bandas 3 y 4. Esta diferencia espectral presenta el siguiente comportamiento para cada una de ellas: (1) y (2), presenta un máximo de 120 DN en la banda 3 y 49 DN para la banda 4; sin embargo, en el caso (3), muestra la máxima diferencia entre las tres firmas con 229 DN en la banda 3 y 54 DN para la banda 4.

Con base en los valores expresados, se afirma que los depósitos de lahar presentan una curva similar a las coberturas (2) y (3) pero con valores digitales menores. Por consiguiente, este comportamiento similar puede ser asociado a las propiedades espectrales de composición de cada uno de los tres depósitos, lo cual implica que su composición monolitológica determina el comportamiento espectral del depósito.

Como fue mencionado en párrafos anteriores, la composición del Volcán de Colima es predominantemente andesítica. Así con la finalidad de validar la hipótesis mencionada en el párrafo anterior, se extrajeron firmas normalizadas de rocas andesíticas de la librería espectral de Aster (Balbridge et al., 2009), las gráficas obtenidas se muestran en la **Figura 7.9**.

Por otra parte, estas firmas de rocas andesíticas fueron comparadas con respecto a las firmas generadas con las imágenes Terra/Aster y Spot 5 previamente definidas en la **Figura 7.8**, tanto para Terra/Aster como Spot 5 la curva de los depósitos de lahar presentan un comportamiento similar con respecto a las curvas de rocas andesíticas, presentando en todos para todas las curvas un cambio de pendiente a partir de 0.8 a 1.5 μm . Por lo tanto, este cambio de pendiente corresponde a la máxima diferencia espectral previamente mencionada entre las bandas 3 y 4 para ambos sensores.

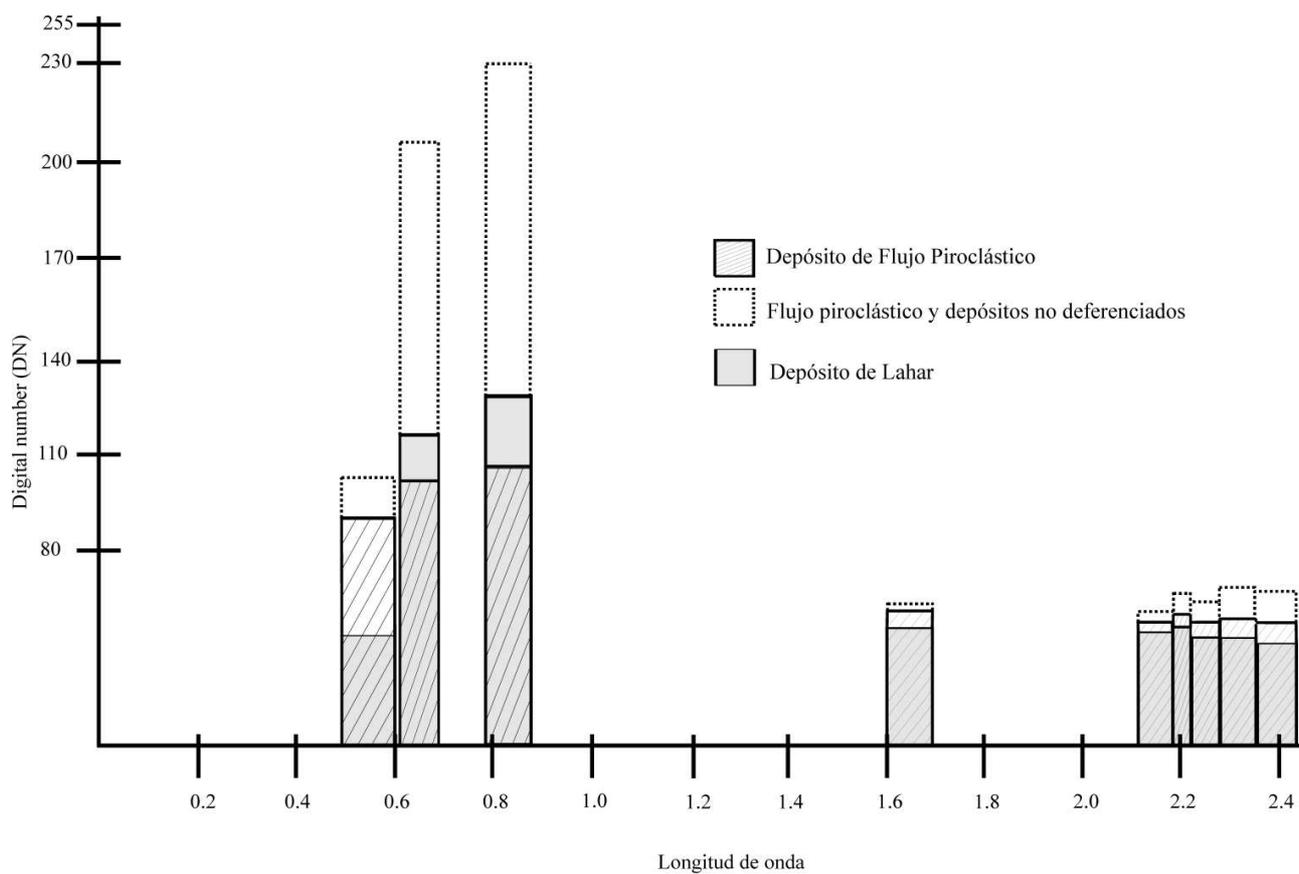


Figura 7.8. Firmas espectrales para coberturas definidas de acuerdo a imágenes Aster. Las coberturas definidas son; Flujos piroclásticos, depósitos no diferenciados, depósitos de lahar y vegetación-cultivos. Obsérvese que para las tres primeras coberturas la máxima diferencia en DN (digital number) es presentada entre las bandas 3 y 4.

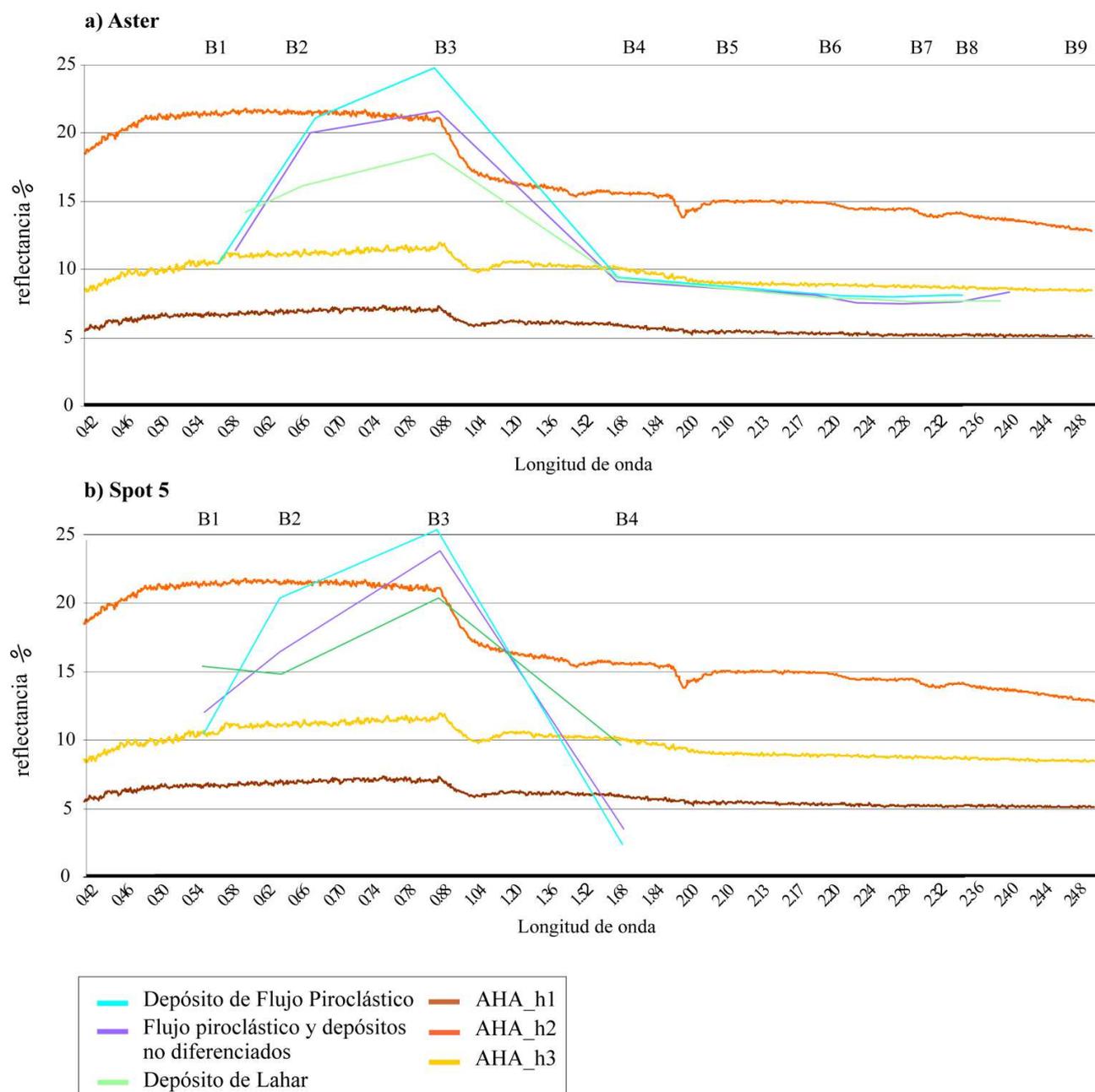


Figura 7.9 Comparativo de firmas espectrales entre Imágenes Terra/Aster y Spot 5 con respecto a firmas espectrales experimentales de rocas andesíticas extraídas de la librería de firmas espectrales de Aster. Las firmas espectrales para coberturas definidas previamente en la **Figura 3**: Flujos piroclásticos, depósitos no diferenciados, depósitos de lahar y vegetación-cultivos. Las coberturas AHA-h1, AHA-h2, AHA-h3 representan las distintas firmas espectrales de rocas andesíticas.

7.2. Evaluación del Descriptor Textura

7.2.1 Resultados de Polarimetría de imágenes SLC TerraSAR-X en la caracterización de depósitos volcánicos superficiales recientes.

En la **Tabla 2.9** del Capítulo 2 se especificó las características polarimétricas de las imágenes TerraSAR-X adquiridas en el periodo 2008-2010. En términos generales, las imágenes de radar obtenidas además de ser complejas (Single Look Complex), cuentan con características polarimétricas. El modo de polarización adquirido es co-polarizado de la forma HH-VV, la primera letra se refiere a la polarización de la señal transmitida y la segunda indica la polarización recibida; no obstante cuando una antena de radar cuenta con una polarimetría completa (cuatro modos de polarización), mayor es su capacidad para diferenciar y medir diversas propiedades físicas de la superficie terrestre (Lillesand, 2001).

Con la finalidad de explotar las propiedades polarimétricas (las características de retrodispersión de un objeto) de las imágenes SLC, se aplicaron matrices de descomposición coherente e incoherente como la matriz de dispersión, covarianza y coherencia a cada uno de los cuatro pares interferométricos previamente seleccionados. De igual manera se aplicaron los parámetros de Entropía (H), Anisotropía (A) y Lambda; cada una de ellas han sido descritas a detalle en el Capítulo 3 referente a polarimetría. En la **Figura 7.10** se presenta un resultado preliminar de la generación de una imagen compuesta RGB: Entropía (H), Anisotropía (A), Lambda, la cual corresponde al par interferométrico 31-03-2010/11-04-2010.

Con base en esta imagen, si consideramos cada uno de los parámetros de dispersión de forma individual (Entropía, Anisotropía y Lambda), las propiedades de retrodispersión de los objetos que constituyen la escena están influenciadas de manera particular por el ángulo de vista (49° aproximadamente) y por la orientación del radar al momento de la adquisición de la escena, que para este caso es *ascending right*. Lo anterior en términos visuales se traduce como la generación de sombras en términos del *slant range* hacia el *far range* (alcance lejano) e iluminando la ladera este del Volcán; así, se puede diferenciar en mayor medida unidades volcánicas proximales al cráter del Volcán. Sin embargo debido a las características geométricas de adquisición de la imagen y el no

contar con una polarimetría completa (cuatro polarizaciones: HH, VV, HV y VH), aminora el potencial que guarda el radar polarimétrico para caracterizar de manera precisa un objeto en la escena. Por consiguiente aunque el cálculo de cada uno de los parámetro fue llevado a cabo en los cuatro pares interferométricos, la **Figura 7.10** representa un resultado preliminar utilizando únicamente dos polarizaciones.

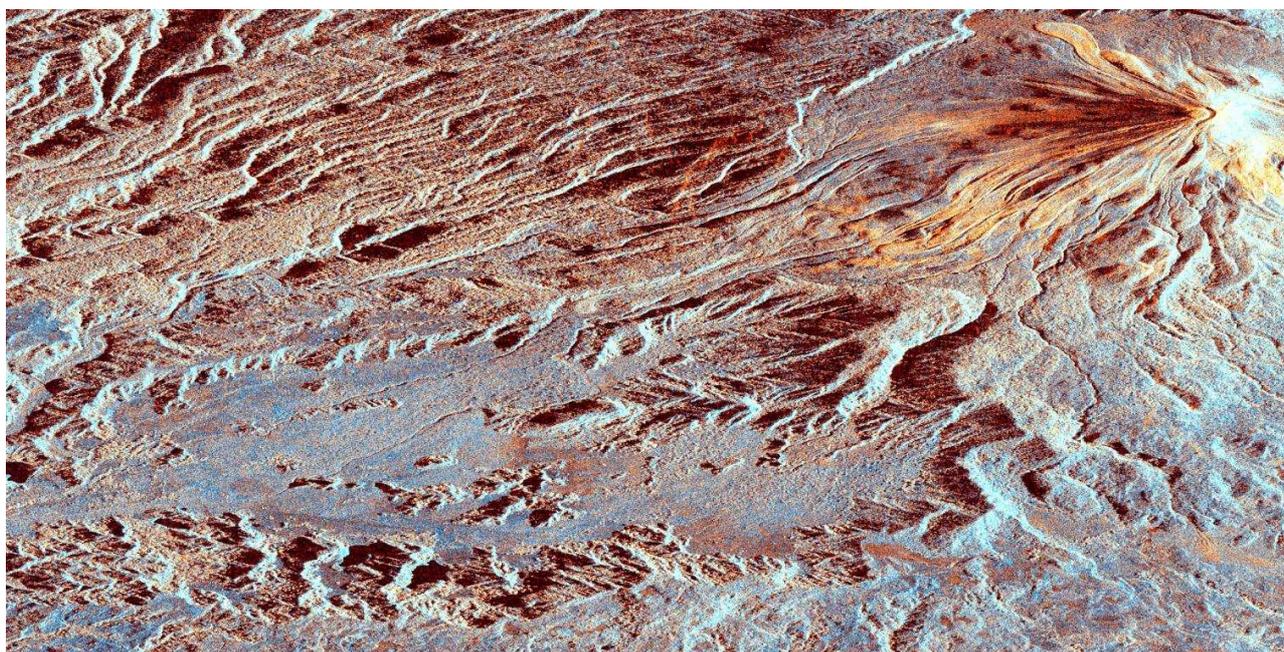


Figura 7.10. Imagen compuesta RGB: Entropía (E), Anisotropía (A), Lambda. Par interferométrico 31-03-2010/11-04-2010. Las características polarimétricas de retrodispersión de los objetos que constituyen la escena, están condicionadas en gran medida por las características geométricas de adquisición de la escena (49° ángulo de vista) y por la topografía mayor que caracteriza a la zona de estudio.

7.3 Evaluación de Interferometría con base en imágenes radar TerraSAR-X

De acuerdo al orden presentado en el diagrama de flujo de la **Figura 6.1** en el apartado de Metodología (Capítulo 6), se presentan a continuación los resultados obtenidos en términos de interferometría radar (InSAR).

7.3.1 Estimación de líneas de base

De acuerdo con la **Tabla 7.2**, se estimaron las líneas de base: longitudinal (**B**), perpendicular (**B \perp**), crítica (**BC**) y temporal; así como la diferencia en pixeles tanto en dirección de rango como azimut. En la **Figura 7.10**, se muestra de manera gráfica la estimación de **B** entre las 9 imágenes de radar adquiridas de acuerdo al proyecto sometido a la Agencia Espacial Alemana ¹, esto con la finalidad de evaluar la calidad entre los pares interferométricos en términos de la configuración geométrica de adquisición entre pares o imágenes complejas (Hanssen, 2001). Cabe destacar que a partir de la configuración geométrica entre pares interferométricos (considerando la posición hipotética de dos satélites), se define la variación de la fase (ϕ), así como la variación de su configuración en dirección de azimut. Por consiguiente se calcularon 20 líneas de base (**B**) y se obtuvieron **B** longitudinales entre el rangos 15 metros como mínima, 203 metros como máxima y 89 metros como promedio. Así, para el par 22/09/2008-03/10/2008 se obtuvo la línea de base más pequeña 15.4 metros, mientras que para los pares asociados a la imagen 06/11/2010 presentan líneas de base superiores a los 140 metros para todos los casos. Cabe mencionar que, aunque se consideraron todas las combinaciones posibles entre imágenes complejas, las diferencias de configuración en el momento de adquisición de las mismas determinan si la combinación de un determinado par interferométrico es asequible para estimar una línea de base. Tal es el caso de los pares 22/09/2008 - 03/10/2008 y 28/10/2009 - 19/11/2009, donde en ambos casos la órbita es ascendente y la dirección de la toma es derecha, lo que difiere del resto de las imágenes cuyas características de adquisición son descendente e izquierda; de tal suerte, como se observa en la **Figura 7.11** solo fue posible estimar un solo interferograma para cada uno de los pares, no siendo posible combinación alguna.

Es importante señalar que este cálculo fue utilizado de nueva cuenta en etapas posteriores para facilitar la corrección de la órbita de los pares interferométricos.

¹ Proyecto No. MTH0373 "A model to Segment volcanic superficial deposits in volcanoes of Mexico using Aster and TerraSAR images". TerraSAR-X. DLR (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt).

Tabla 7.2. Estimación de líneas de base considerando 9 imágenes complejas SLC TerraSAR-X de alta resolución: línea de base longitudinal (**B**), crítica (**BC**) y temporal. De igual forma se presenta el cálculo de diferencia en pixeles con respecto a dirección de rango y azimut, datos utilizados en el proceso de corrección de pares interferométricos.

Imagen-1 SLC	Imagen-2 SLC	Línea de base temporal	Línea de base longitudinal (m)	Línea de base crítica (m)	Cambio en rango (pixeles)	Cambio en Azimut (pixeles)	Diferencia en centróide Doppler (m)
22/09/2008	03/10/2008	11 días	16.228	11308.6	-13.8	20.9	-11
28/02/2009	02/04/2009	36 días	86.2	11187.4	-84.1	-32.4	-33
28/10/2009	19/11/2009	15 días	148.7	11308.6	-13.8	20.9	-209
31/03/2010	11/04/2010	11 días	62.6	11308.4	75.4	10.4	-11
22/09/2008	28/10/2009	401 días	212325.6	10198.1	4129.2	1665.2	-401
03/10/2008	19/11/2009	409 días	212136.9	10198.1	4242.3	1719.7	-423
06/11/2010	11/04/2010	205 días	141.5	11317.5	-61.5	-26.8	220
06/11/2010	31/03/2010	235 días	203.8	11317.5	13.9	-18.9	209
28/02/2009	31/03/2010	298 días	9.3	11187.4	3994.5	669.7	-396
28/02/2009	11/04/2010	409 días	62.5	11187.5	3869.7	677.7	-407
31/03/2010	28/02/2009	398 días	3.6	11308.4	-3794.4	-666.7	396
11/04/2010	02/04/2009	360 días	147.3	11308.6	3954.3	-708.1	374
02/04/2009	31/03/2010	377 días	85.8	11187.6	3878.6	702.6	-363
02/04/2009	11/04/2010	360 días	148.3	11187.7	3953.8	710.1	-374
06/11/2010	28/02/2009	617 días	141.8	11317.5	-3856	-694.1	616
06/11/2010	02/04/2009	581 días	57.6	11317.5	-3940.5	-727	583
28/02/2009	06/11/2010	617 días	142	11187.4	3856.5	696	
02/04/2009	06/11/2010	581 días	56.6	11187.6	3940.7	-583	
31/03/2010	06/11/2010	581 días	140.9	11308.4	61.5	29.3	-220
11/04/2010	06/11/2010	206 días	203.2	11306.2	13.8	20.9	209

Aunque la línea de base nos proporciona una estimación asociada a la calidad del par interferométrico, permitiendo conocer las mejores combinaciones entre imágenes de repetidas adquisiciones, no es el único factor que determina la obtención de resultados fehacientes en el procesamiento interferométrico para la obtención de topografía. Así, existen otros factores tanto

7.3.2 Mapas de Coherencia

Con base en el cálculo de **B** y factores mencionados en el párrafo anterior, se estimaron los mapas de coherencia, fueron factibles cinco pares interferométricos, sin embargo tuvo que ser excluido del proceso interferométrico uno de ellos, debido a problemas en la configuración del metadato que dificultaba su apropiada lectura en el sistema. Finalmente fueron seleccionados únicamente cuatro mapas de coherencia como resultado final.

Con base en lo anterior, se seleccionaron los mejores resultados dando lugar a 4 pares complejos; en la **Figura 7.12** se muestra los resultados obtenidos de los mapas de coherencia generados a partir del proceso interferométrico. Como se mencionó anteriormente, la coherencia varía en el rango 0-1 entendiéndose como 0 total pérdida en coherencia y 1 como máxima coherencia. El criterio para seleccionar los mejores resultados en coherencia debía cumplir con la siguiente condición: todos aquellos pixeles con conectividad ocho cuyos pixeles presentaran valores superiores a 0.3. La selección del valor "0.3" como límite para discriminar áreas se realizó con base en trabajos previos donde especifican dicho parámetro para el óptimo desarrollo del procesamiento interferométrico (Matthews et al., 2003; Stebler et al., 2002; Sowter, 2010).

De esta forma, en términos espaciales se pueden distinguir tres áreas asociadas a cambios en los valores de coherencia. Por una lado, el rango de 0-0.29 se asocia a zonas inexistentes en coherencia y corresponde a todas aquellas geoformas cubiertas por vegetación arbórea superiores a los 10 metros de altura en su mayoría, donde la intensidad de la señal radar no puede penetrar la densidad de la cobertura vegetal.

De acuerdo con la cartografía elaborada por Cortés (2005) (**Figura 2.2**, Capítulo 2), esta pérdida en coherencia se asocia a tres unidades de depósitos principalmente, la **Zona A** se relaciona a la avalancha de escombros datada en 7040 años A.C, que cubre casi en su totalidad la ladera sur del Volcán. La **Zona B** se relaciona a la avalancha de escombros de 3600 años A.C que en términos topográficos se encuentra delimitada por las barranca del Río el Naranjo al oeste y la Barranca La Lumbre al este. La **Zona C** se vincula a la vertiente norte del Volcán de Colima. A su vez, el rango 0.30 - 0.69 corresponde a depósitos piroclásticos y unidades no diferenciadas emplazadas a una distancia no mayor a los 4 kilómetros respecto a la cima, por lo regular en las áreas proximales de las

barrancas. Finalmente, el rango de mayor coherencia 0.70 - 0.90 se asocia a dos tipos de unidades, por una lado se asocia a la superficie de coladas de lava relacionadas a los eventos 1998-1999 y 2002-2004

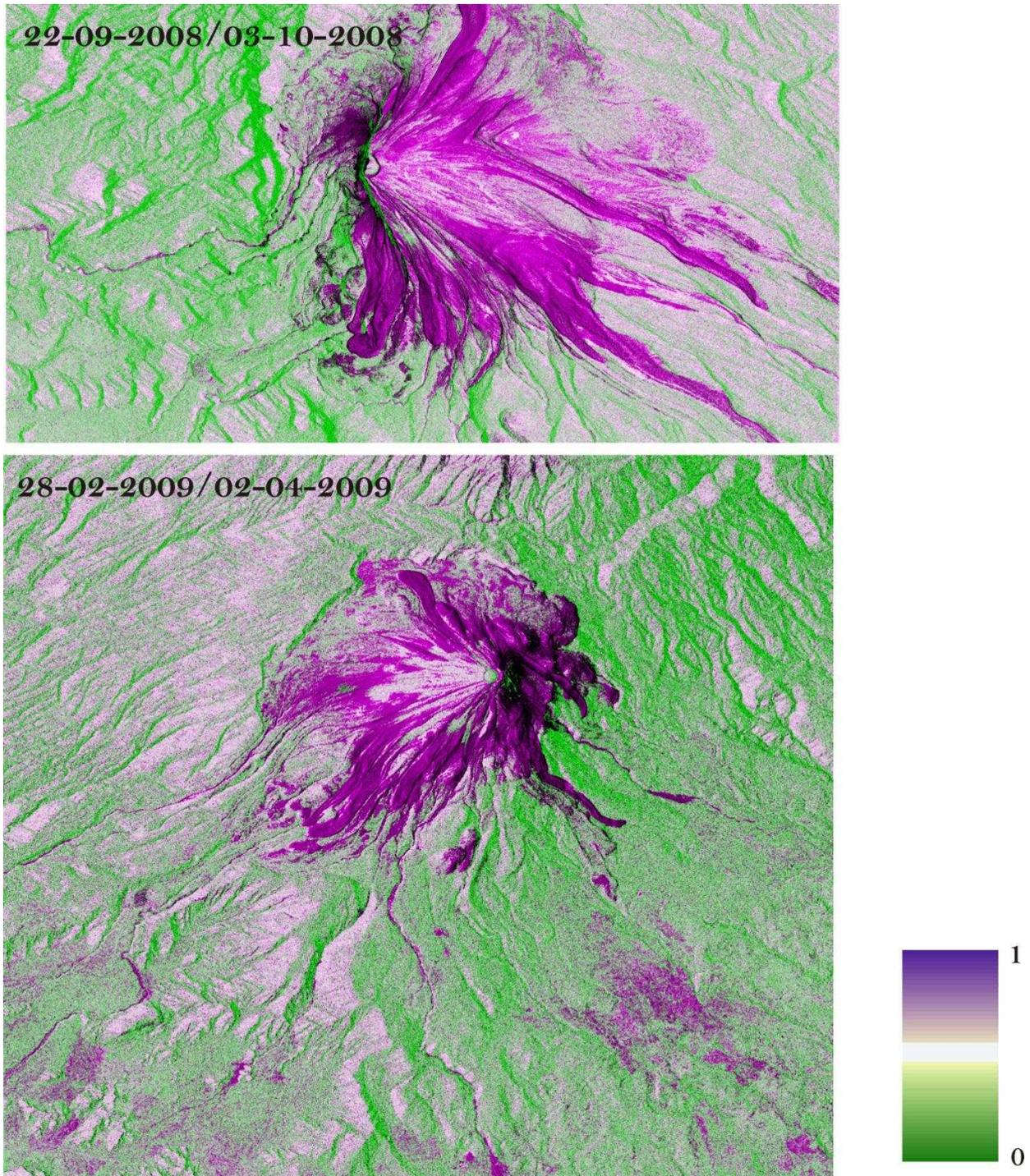


Figura 7.12. Mapas de coherencia de las cuatro combinaciones de imágenes complejas SLC seleccionadas.

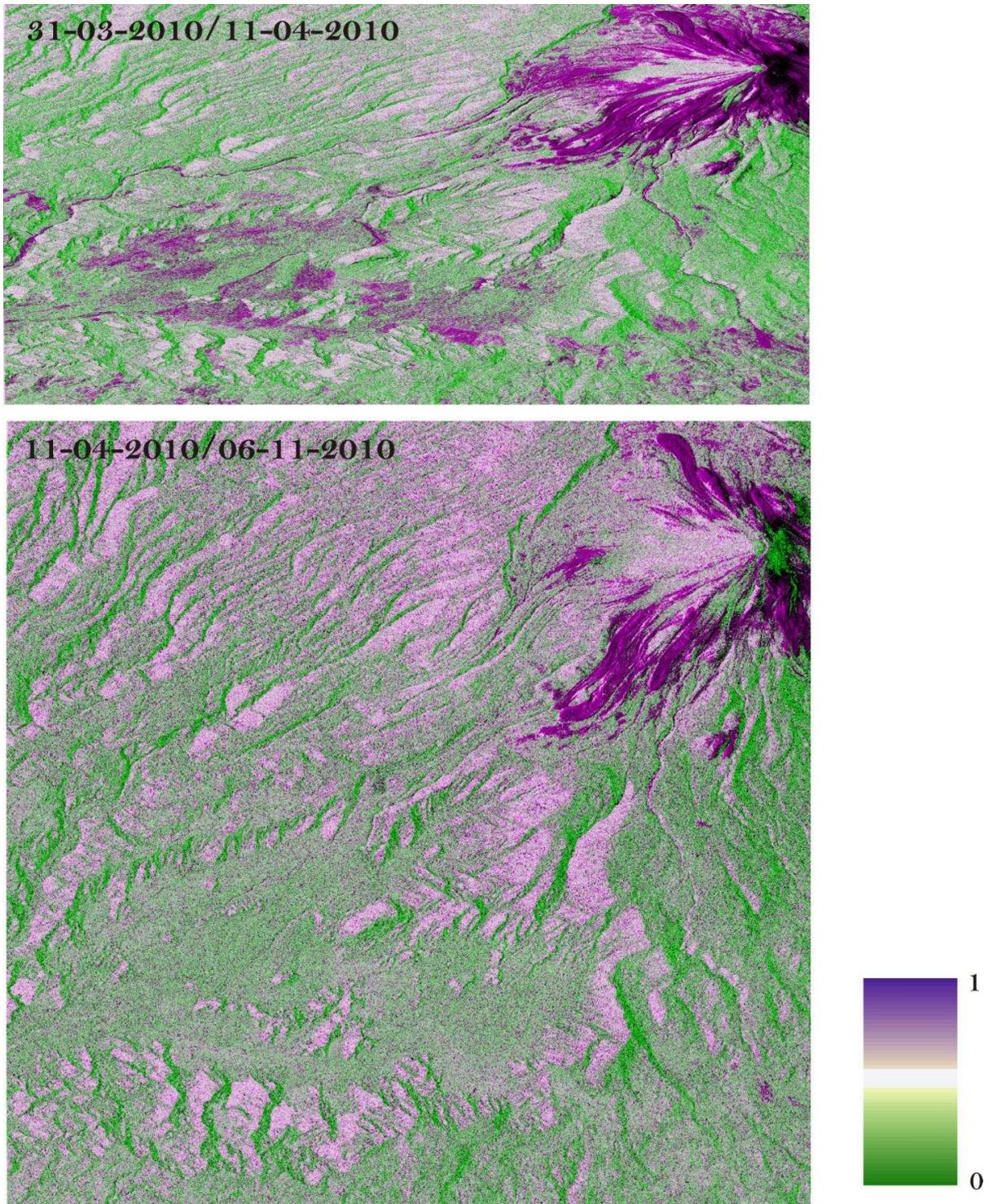


Figura 7.12. Continuación.

del actual Volcán de Colima, en segundo término se registra altos valores de coherencia para unidades relacionadas con el colapso parcial del actual domo o columnas eruptivas que dan lugar a la formación de flujos piroclásticos, dichas unidades se emplazan de manera relativa en las inestables laderas del cono volcánico las cuales superan los 40° . Sin embargo, cuando ocurren movimientos superficiales de ladera o hasta movimientos granulares, los valores de coherencia disminuyen considerablemente.

7.3.3 Estimación y análisis de interferogramas

Como fue señalado anteriormente, la adquisición de imágenes de radar complejas (SLC) con distintos parámetros de adquisición (los cuales fueron mencionados en la estimación de **B**) tiene como objeto evaluar los distintos tipos de depósitos asociados a la reciente actividad del Volcán de Colima mediante técnicas InSAR a través de la estimación de cambios espaciales asociados a un tipo de depósito en particular. Por lo anterior, no fue necesaria la programación de repetidas adquisiciones de una misma área y los mismos parámetros controlados por el radar. De igual manera, el proyecto aprobado por el DLR de Alemania para la adquisición de datos TerraSAR-X de alta resolución, solo autorizó la adquisición de diez imágenes complejas SLC.

Con base en los resultados obtenidos en la **Tabla 7.2** y en la selección explicada en la sección 7.3.2, se muestra en la **Figura 7.13** los cuatro interferogramas derivados. Para cada uno de los interferogramas presentados la diferencia topográfica es representada cada 2π ($-\pi$ a π), que a su vez, dicho rango está caracterizado por una franja interferométrica completa (que en términos gráficos es representado por un ciclo de color completo ejemplificado en la leyenda de la **Figura 7.13**).

Así, en el caso del interferograma **7.13a** a diferencia del resto de los estimados, los parámetros de adquisición del radar son distintos (**Tabla 2.9**, Capítulo 2), este fue derivado del par de imágenes complejas 22-09-2008/03-10-2008 las cuales fueron adquiridas con un ángulo de incidencia de 33° . Cuando el ángulo de incidencia local es menor que el ángulo de incidencia de la antena del radar da lugar al acortamiento en la pendiente del relieve (escorzo), comprimiendo el objeto hacia el alcance (es decir, cuando el frente de la ladera o pendiente del objeto es perpendicular al haz del radar) cercano de la imagen y elongado hacia el alcance lejano; por consiguiente la distorsión por escorzo aumenta en

pendientes mayores a los 40° como es el caso del Volcán de Colima, por lo que las correcciones en procesos posteriores con la ayuda de un Modelo Digital de Elevación (MDE) y/o una imagen de alta

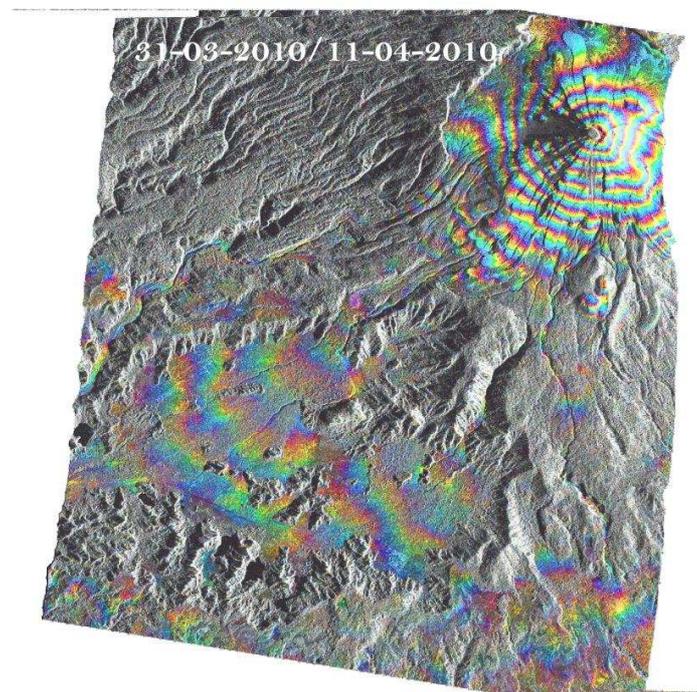
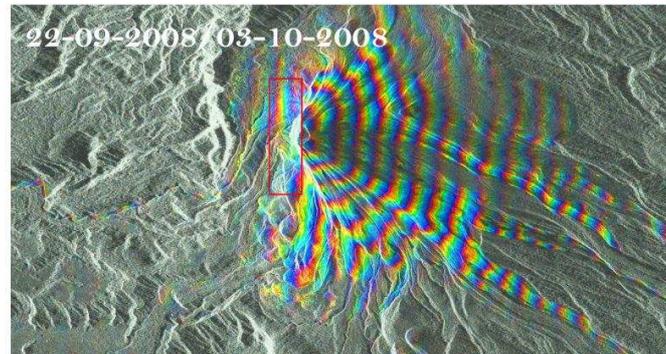


Figura 7.13. Cuatro inteferogramas SLC (Single Light Complex) TerraSAR-X, derivados de los resultados obtenidos en la **Tabla 7.2**. La diferencia topográfica es representada cada 2π ($-\pi$ a π).

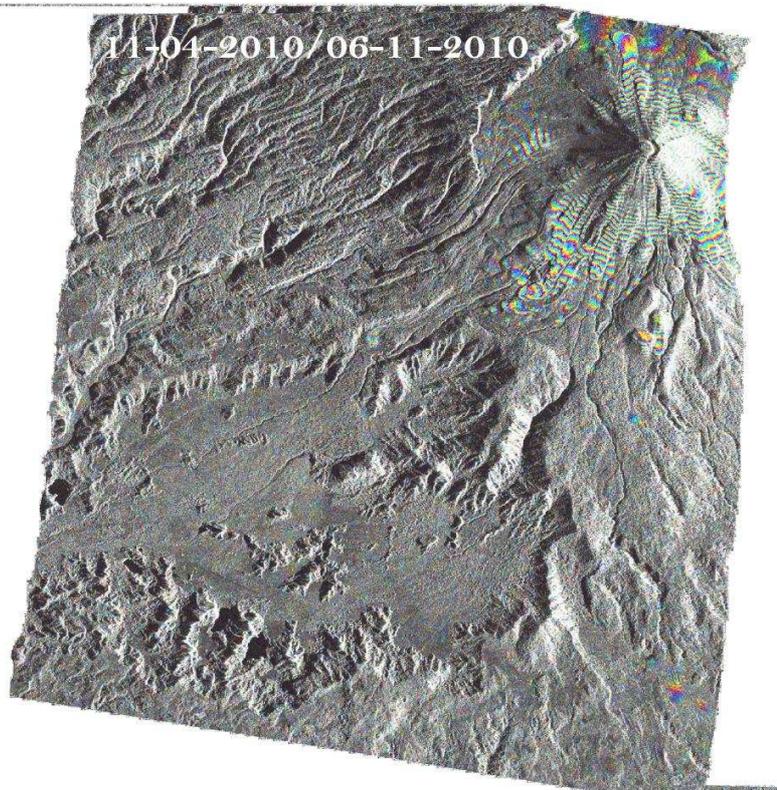
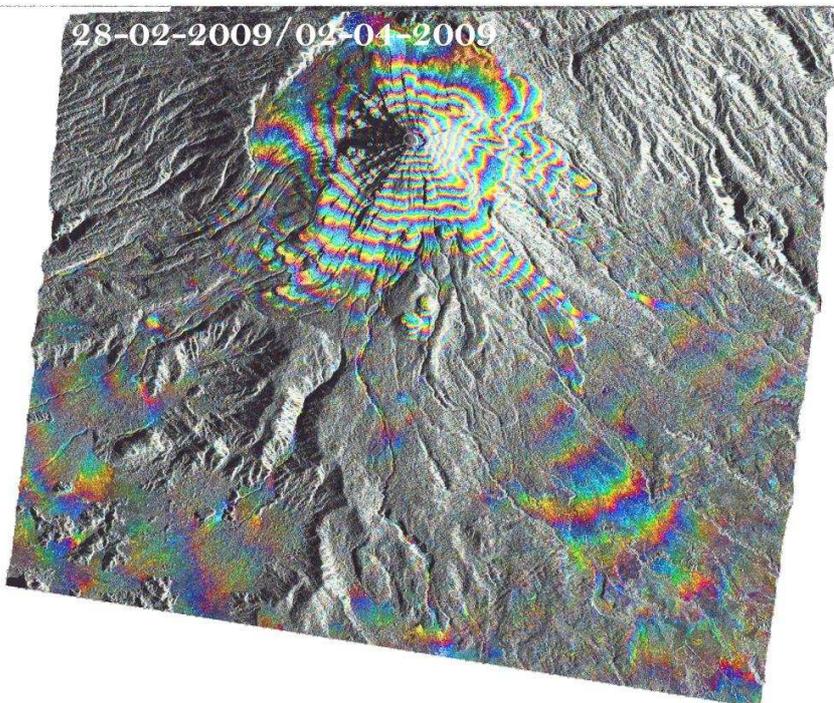


Figura 7.13. Continuación

resolución no es suficiente para compensar dichas distorsiones; a diferencia de los interferogramas **7.13b** al **7.13d** donde el ángulo de adquisición es mayor a 40° , por lo cual permitió en gran medida las rectificaciones hechas en dirección del "slant range" en procesos subsecuentes. Por otra parte, la generación de coherencia determina el desarrollo del interferograma entre un par complejo (SLC). Por consiguiente, en términos espaciales el desarrollo de los cinco interferogramas obedece de igual manera a los criterios establecidos en los mapas de coherencia. Por tanto, para el rango menor a 0.3 donde se determinan los valores de coherencia más bajos, el interferograma es inexistente o no desarrollado, mientras que para los rangos mayores a 0.3 el interferograma para cada uno de los pares se encuentra definido y de igual manera vinculados a unidades depósito asociadas a recientes episodios eruptivos del Volcán.

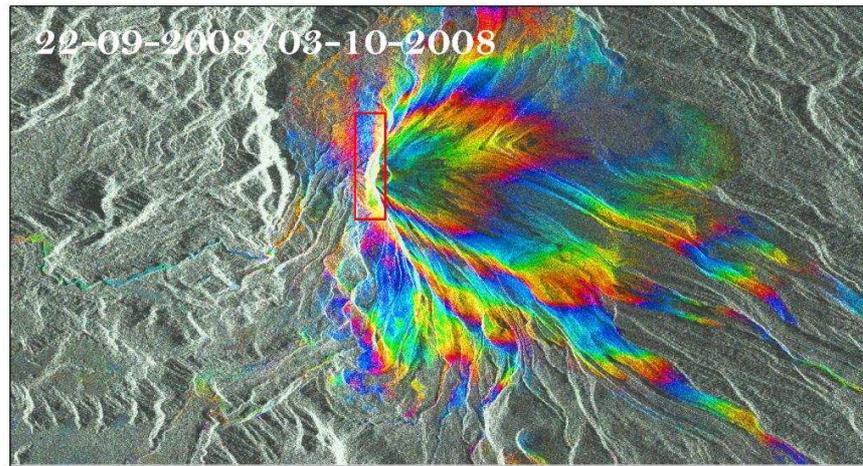
Por otra parte, considerando todos los casos, en el área asociada al domo volcánico el interferograma no es calculado debido a los bajos valores de coherencia obtenidos, lo que a su vez señala al constante crecimiento y posterior colapso del domo. Estos constantes cambios registrados entre dos adquisiciones de datos complejos impide la estimación del cambio en la topografía evidenciada en el interferograma. Cabe destacar que para los interferogramas conformados por los pares 28-28-2009/02-04-2009 y 31-03-2010/11-04-2010, presentan un óptimo desarrollo particularmente en la zona de procesos aluviales conformada por la desembocadura de la barranca San Antonio.

7.3.4. Evaluación de Interferogramas Diferenciales

De acuerdo al proceso interferométrico, para resolver la subsecuente etapa de *phaseunwrapping*, la diferencia de fase es removida a partir del interferograma calculado previamente, esto con la finalidad de facilitar de la manera más óptima el desarrollo de *phaseunwrapping*, donde las franjas conformadas por ciclos de fase 2π son removidas. Por lo tanto, esta diferencia de fase es el residuo entre la fase estimada previamente entre un par complejo SLC y la fase de la Tierra (*synthetic phase*), es decir considerando la forma de la tierra como un elipsoide. Para modelar la fase de la Tierra es necesario emplear un modelo digital de elevación (MDE) el cual es convertido dentro de una geometría SAR (Synthetic Aperture Radar) para poder estimar el residuo de la fase. De esta forma, en todo el proceso interferométrico se utilizó un MDE generado por INEGI escala 1:50,000 e interpolado a 1:30,000, datum: WGS84. En la **Figura 7.14** se muestran los resultados obtenidos de los interferogramas diferenciales a partir de los cuatro pares interferométricos antes señalados. Cabe

señalar que la diferencia de fase que en términos teóricos se asocia a cambios topográficos puede ser confundida con efectos troposféricos o errores en la órbita (Hanssen, 2001). En el caso del presente trabajo las correcciones troposféricas no fueron consideradas ya que se requiere de una red de monitoreo de datos atmosféricos de un periodo de tiempo determinado y hasta la fecha no se cuenta en la zona con una red integrada; sin embargo se tienen registradas 13 estaciones meteorológicas las cuales pertenecen a distintas dependencias, dificultando así la conformación de una única base de datos. Como se mencionó en los antecedentes, Pinel et al., 2011 estimó desplazamientos InSAR en el VC utilizando imágenes ENVISAT (resolución 30 m) y las correcciones atmosféricas realizadas fueron estimadas considerando la base de datos atmosféricos del "North American Regional Reanalysis" (NARR).

En términos generales, las áreas que no presentan ciclos de color coinciden con la pérdida total de coherencia, lo cual como se ha visto a lo largo de la discusión, esta pérdida puede ser asociada a líneas de base temporales grandes o cambios en la escena al momento de la adquisición de la misma. Realizando un comparativo entre los cuatro interferogramas diferenciales y considerando que la fase residual es estimada con respecto a lo largo de la de la línea de la señal de radar (*slant range*), este residuo es influenciado de igual manera por la geometría de adquisición de una imagen. De esta manera se observa que la diferencia de fase del par SLC 22-09-2008/23-10-2008 donde muestra una menor correlación con respecto al resto de los interferogramas diferenciales; lo cual es fuertemente influenciado por su pequeño ángulo de vista (33°) a diferencia del ángulo de vista del resto de los pares (49°). De igual forma, los efectos troposféricos pueden simular erróneamente franjas o ciclos de color asociados a cambios topográficos considerables, sin embargo, para el caso del Volcán de Colima resulta relativamente fácil descartarlas debido al tipo de actividad que ha presentado el Volcán los últimos años y a las líneas de base temporales que presentan las imágenes TerraSAR-X, las cuales son consideradas relativamente pequeñas por lo que un cambio mayor no podría ser considerado. Lo anterior es constatado por los bajos valores de deformación en el edificio del Volcán de Colima donde datos meteorológicos fueron considerados para corregir fuentes de error asociadas a la topografía actual (Pinel et al., 2010).



0  1.5 cm

Figura 7.14. Interferogramas diferenciales

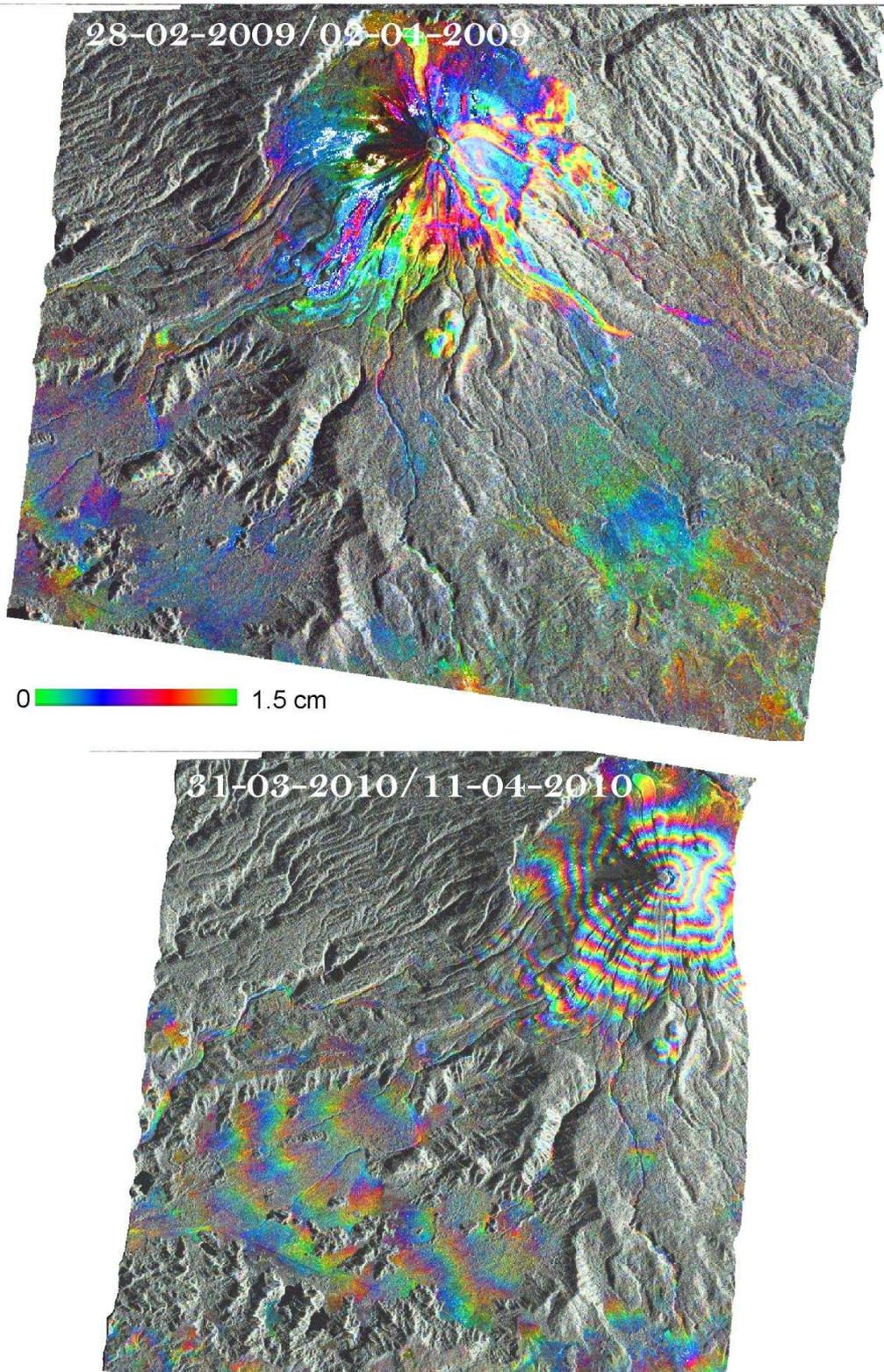


Figura 7.14. Continuación

7.3.4 Resultados de la estimación del desarrollo de la fase (*phase unwrapping*).

En la **Figura 7.15**, se presenta el resultado de *phase unwrapping* derivados del procesamiento interferométrico. Así, *phase unwrapping* resuelve la ambigüedad al estimar la fase interferométrica como una función continua, ya que en el interferograma, la fase total es estimada en valores complejos en ciclos de 2π por lo que no es posible estimar la fase total para cada uno de los píxeles. Al igual que en el desarrollo del interferograma, el proceso de *phase unwrapping* es determinado por los mapas de coherencia. Así, en términos de los valores de coherencia se obtuvo que, la fase total fue resuelta como una función continua a partir de valores mayores a 0.3, sin embargo la fase total presenta discontinuidades resultando en residuos asociados a ruido (*phase noise*) principalmente; de igual forma en zonas donde las distorsiones asociadas a la interacción de la geometría de vista del radar impiden una correcta estimación, tal es el caso del par interferométrico 22-09-2008/03-10-2008 donde el acortamiento de la pendiente de la ladera oeste es evidente.

Consecutivamente, se generaron máscaras binarias para cada uno de los *phaseunwrapping* derivados de los cinco pares interferométricos, donde 0 corresponde a píxeles carentes de fase total y 1 corresponde a píxeles donde ésta es resuelta. De igual forma, la **Figura 7.15** se presenta los resultados obtenidos a partir de la aplicación de los mapas binarios generando imágenes de áreas únicas donde el desarrollo total es efectuado.

7.4 Resultados de la estimación de cambio a partir de técnicas DinSAR.

7.4.1 Resultado de Estimación de Cambio en Coherencia (ECC)

En la **Figura 7.16** se muestra los resultados obtenidos de ECC derivados de un proceso interferométrico DinSAR, el cual consta en calcular la diferencia de fase asociada a la razón de cambio entre objetos o fenómenos geodinámicos a partir de dos imágenes interferométricas de una misma escena con las mismas características pero adquiridas en fechas diferentes (Hansen, 2001). De esta forma se generaron cuatro mapas de cambio en coherencia (ECC) en modo RGB, donde cada una de las bandas de salida que conforman la imagen compuesta resultan de una razón de cambio en magnitud y coherencia. Es decir, la ECC puede ser tratada como un proceso de decorrelación entre un par complejo SLC donde la diferencia de fase es resuelta como una razón de cambio.

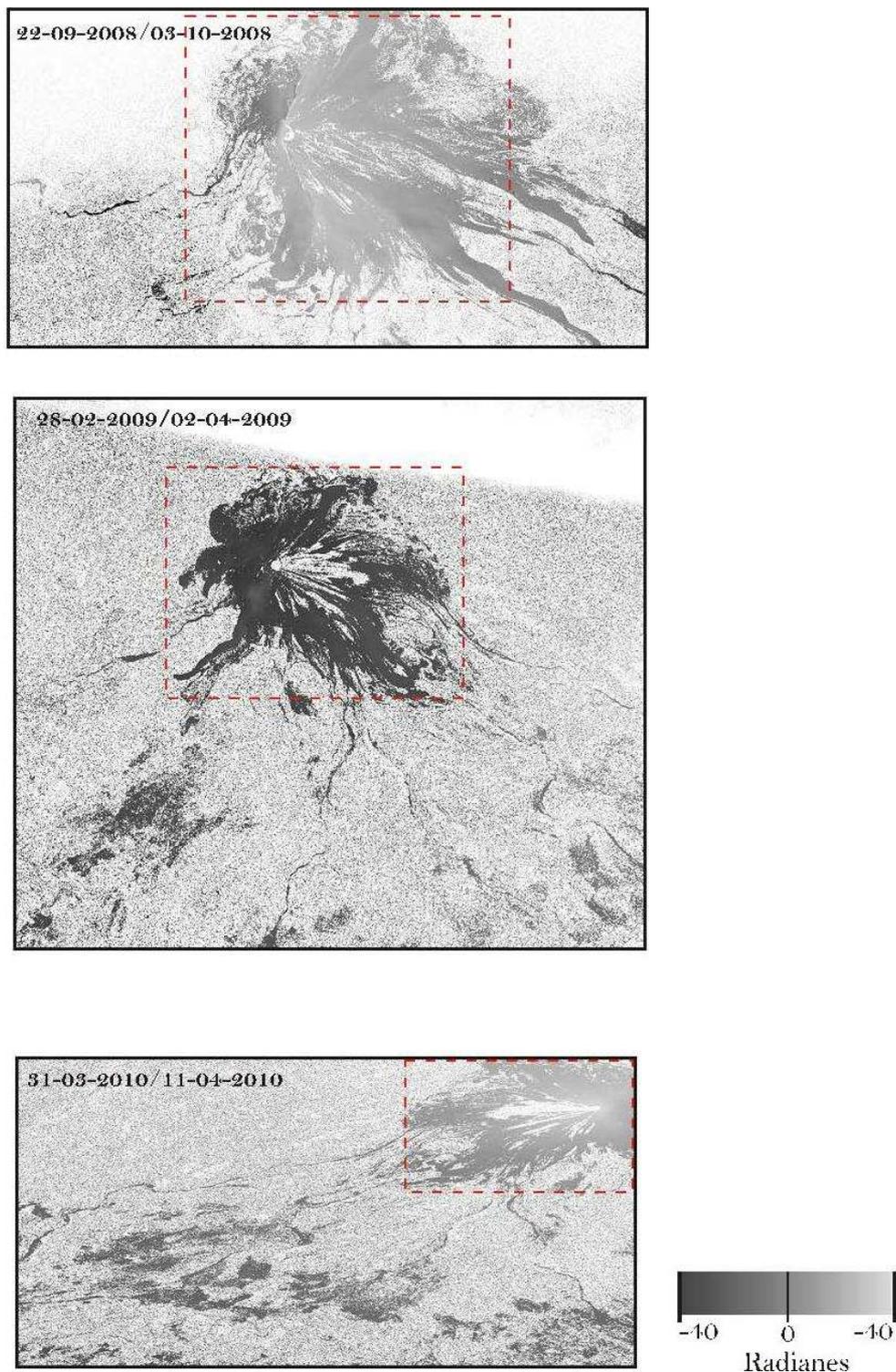


Figura 7.15. Resultado de *Phase unwrapping* utilizando máscaras binarias: en color blanco se representa la fase interferométrica total no resuelta.

Por consiguiente, de acuerdo a la leyenda presentada en la **Figura 7.16** se presenta en tonalidad verde oscuro las áreas asociadas a cambio total, en tonalidades verde claras se muestra las zonas u objetos relacionados a cambios medios, mientras que tonalidades rosa se vincula a áreas que no han experimentados cambios para el par interferométrico adquirido en distintas fechas. Es importante señalar que para el presente trabajo, es de especial interés las zonas de pixeles clasificados como cambio total o medio pero que en su conjunto guardan conectividad con pixeles catalogados como sin cambio aparente. Lo anterior guarda una relación con la reciente actividad volcánica del Volcán de Colima. En específico hacia su actividad dómica, donde recurrentes episodios de crecimiento y posterior colapso parcial del domo da lugar a flujos de bloques y cenizas y frentes de lava (Dávila et al., 2007) (**Figura 7.16b**).

7.4.2 Geomorfología superficial asociada a la aplicación de ECC

Por otra parte, otra de las particularidades del ECC radica en su expresión en términos de la geomorfología de la superficie final del depósito derivada del valor estimado de cambio en coherencia (ECC). Es decir, a partir de la imagen compuesta RGB de ECC para cada uno de los pares interferométricos (RBG: magnitud media, cambio en coherencia y diferencia entre las magnitudes del par interferométrico) se realizaron simulaciones en tercera dimensión (3D). Se seleccionaron distintos tipos de depósito con la finalidad de evaluar su comportamiento. De tal manera que, a partir de las simulaciones tridimensionales de unidades de depósito fue posible caracterizar la geomorfología superficial del mismo para unidades relacionadas con "cambios medios" y "sin aparentes cambios" de acuerdo a la leyenda previamente descrita para ECC. Esto no podría ser estimado en una combinación compuesta RGB a partir de las imágenes de radar originales.

En la **Figura 7.17** se muestran dos simulaciones para distintas unidades de depósito superficial y su aparente cambio en el tiempo en términos de ECC para los cuatro pares interferométricos seleccionados (la referencia espacial de la simulación seleccionada se muestra en recuadro negro en la **Figura 7.16d**). De acuerdo con la **Figura 7.17**, la simulación de superficie representa la parte superior de un flujo de lava caracterizado por la actividad efusiva del Volcán emplazado en el año 2005, la cual de acuerdo con ECC se asocia a la simbología "sin aparentes cambios", representando así una geomorfología superficial relativamente homogénea en relación con el resto de las simulaciones

relacionadas con "cambios medios"; tal es el caso de la segunda simulación presentada, la cual corresponde a depósitos aluviales derivados de la alta recurrencia de eventos laháricos en la barranca Monte Grande.

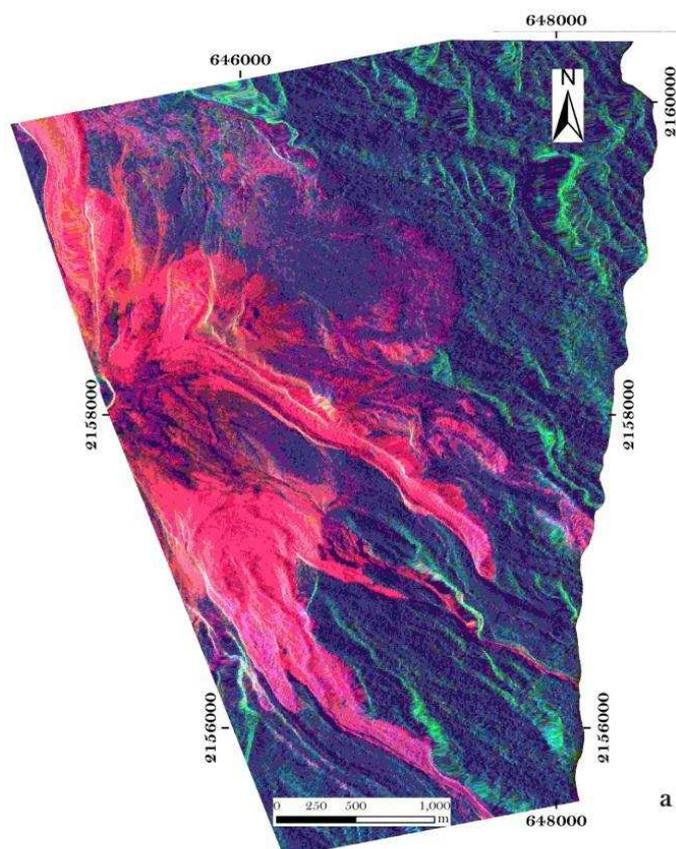


Figura 7.16. Resultados obtenidos de la Estimación de la Estimación de Cambio en Coherencia a partir de un proceso interferométrico DinSAR (Interferometría Diferencial). Cada uno de los mapas representa una razón de cambio en términos de una imagen RGB compuesta, magnitud media, cambio en coherencia y diferencia entre las magnitudes del par interferométrico que la conforman.

Se representa en tonalidad verde oscuro las áreas asociadas a cambio total, en tonalidades verde claras se muestra las zonas a cambios medios, finalmente tonalidades rosa se vincula a áreas que no han experimentados cambios para el par interferométrico adquirido en distintas fechas. **16a:** 22-09-2008/03-10-2008 (para este mapa ECC en particular solo se consideró el área donde las correcciones geométricas fueron resultados); **16b:** 28-02-2009/02-04-2009; **16c:** 31-03-2010/11-04-2010; **16d:** 11-04-2010/06-11-2010.



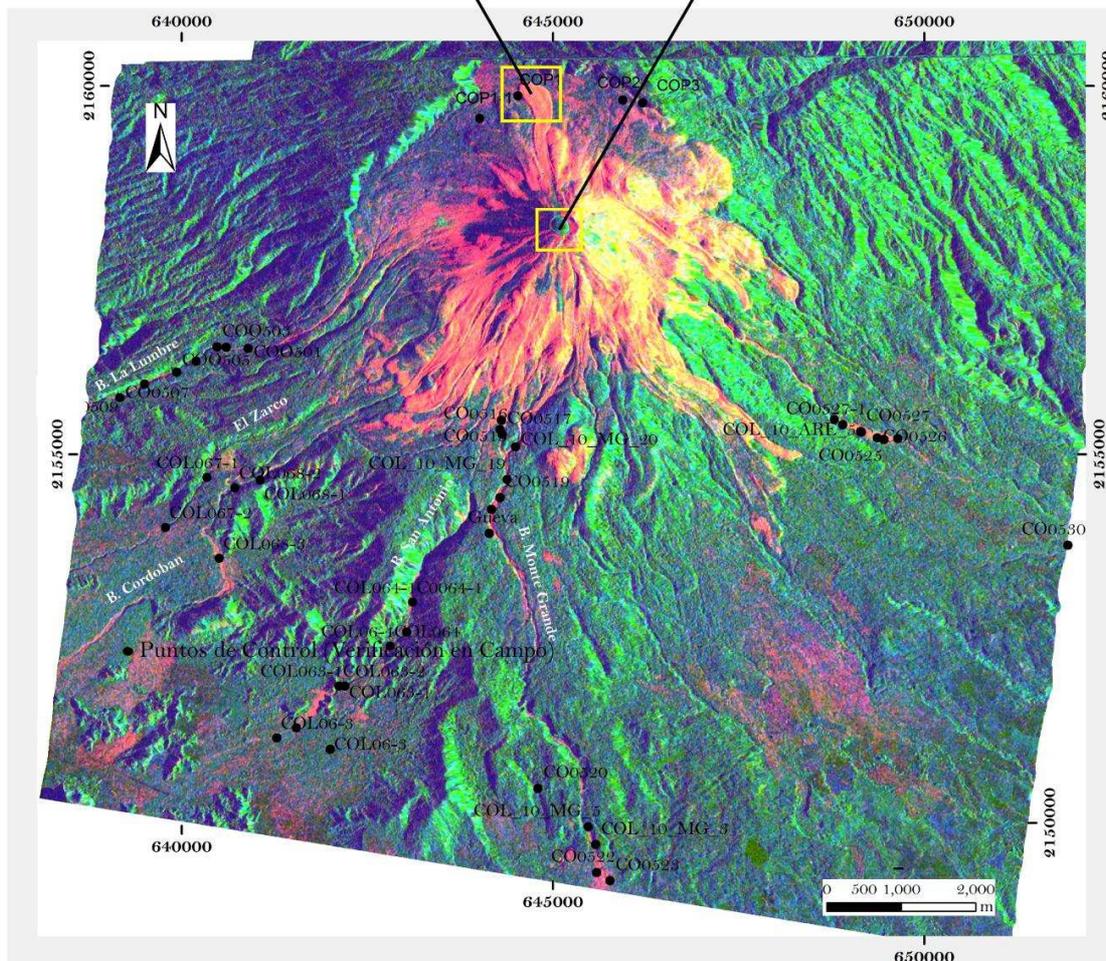
Vista aérea de un frente de colada de lava asociada a la actividad efusiva del 2005. En términos de ECC, los píxeles que conforman la presente colada de lava no presentan ninguna razón de cambio de acuerdo con la metodología DinSAR. (Fuente: Lizeth Caballero. Vuelo de reconocimiento realizado en 2010).



Vista en planta del frente de colada de lava. Punto de control en campo: COP1. (Estatura de la persona; 1.80m)

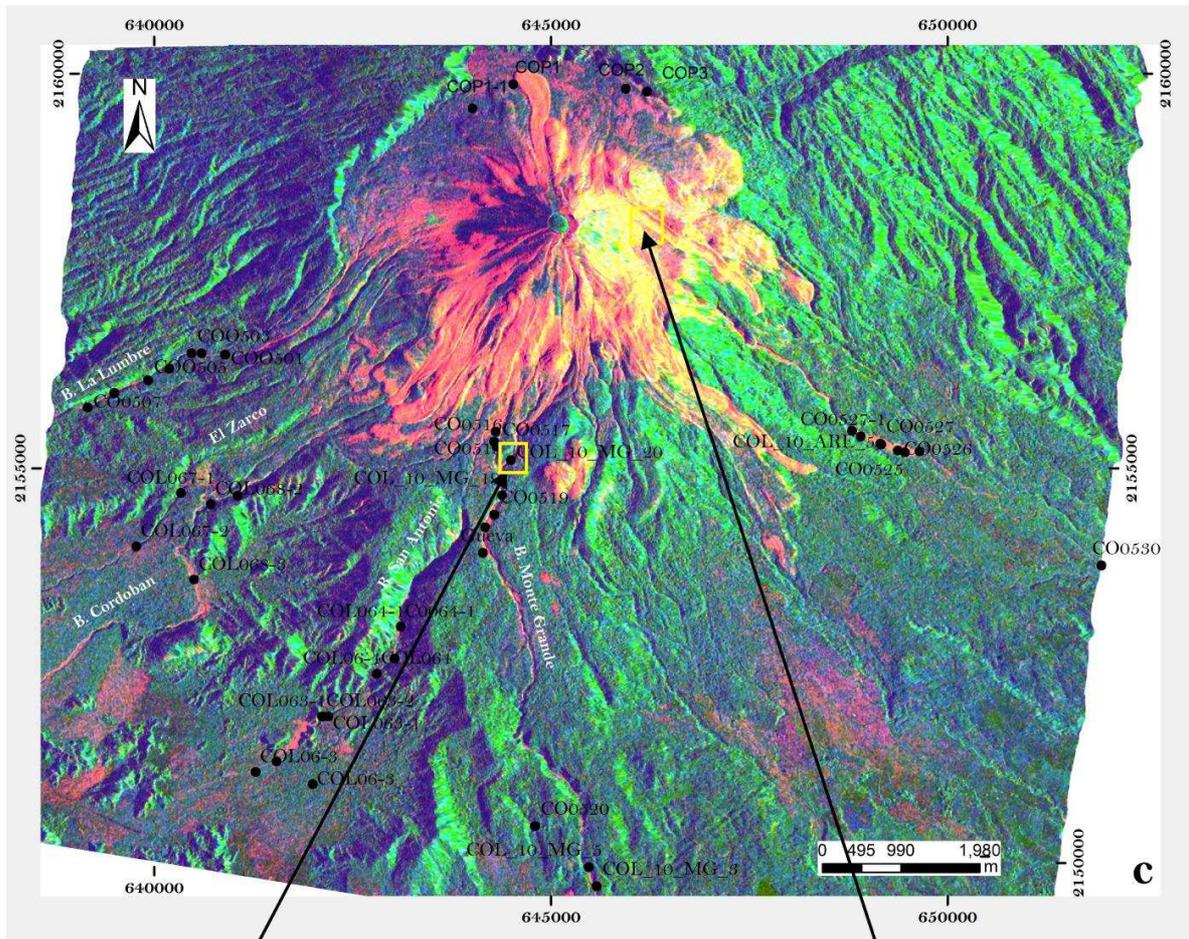


Vista aérea del actual domo volcánico del Volcán de Colima. En términos de ECC, el domo es asociado a píxeles de cambio total-medio, que en su conjunto guardan conectividad con píxeles sin cambio aparente. Lo anterior se relaciona a la reciente actividad dómica del Volcán, caracterizada por su crecimiento y colapso parcial. (Fuente: Lizeth Caballero. Vuelo de reconocimiento realizado en 2010).



b

Figura 16. Continuación



Vista aérea de inicio o parte proximal de la Barranca Montegrande. En terminos de ECC, los pixeles pertenecen a un área con razón de cambio medio. (Fuente: Lizeth Caballero. Vuelo de reconocimiento en 2010).

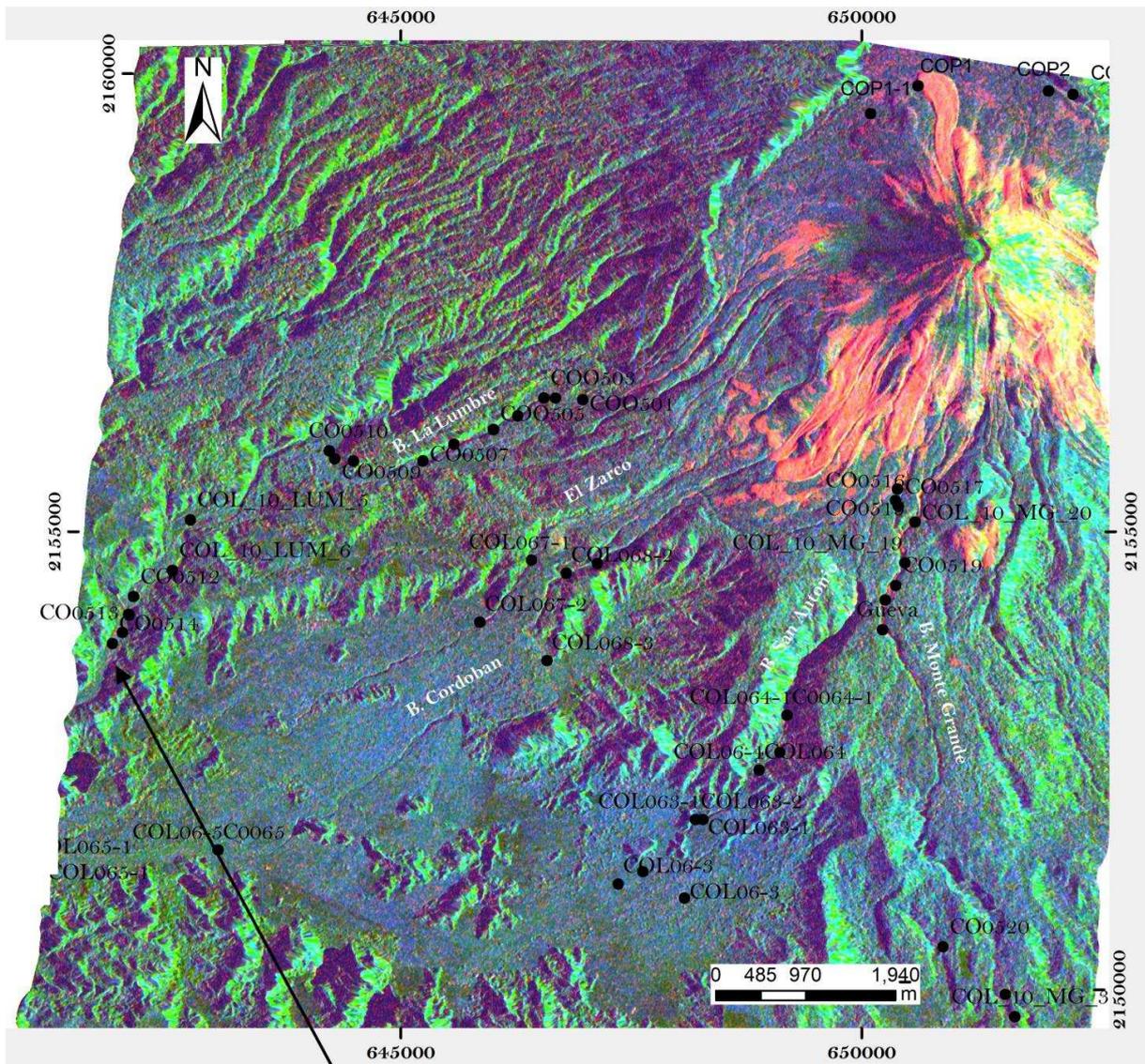


Vista en planta del inicio de la barranca Monte Grande. Punto de Control en Campo: COL_10_MG_20.



Vista Aérea de la ladera este del Volcán de Colima. El punto señalado representa a una colada de lava prehistórica. En términos de ECC, los pixeles corresponden a pixeles sin aparente cambio. Sin embargo su estimación se encuentra influenciada por la dirección de toma del radar.

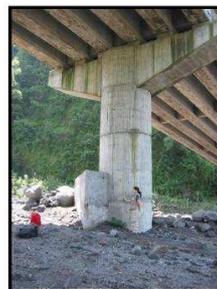
Figura 16. Continuación



d



Vista en planta de la zona distal de la Barranca la Lumbre. Se asocia a eventos de recurrente descarga aluvial durante la época de lluvias. Punto de Control en Campo: CO0511.



Vista en planta. Acercamiento de uno de los pilares del puente vehicular que atraviesa de manera perpendicular la barranca Monte Grande. Se observan marcas asociadas a la recurrente descarga aluvial. Altura de la persona: 1.70m. En términos de ECC, los pixeles para esta área se definen como razón de cambio total.

Figura 16. Continuación

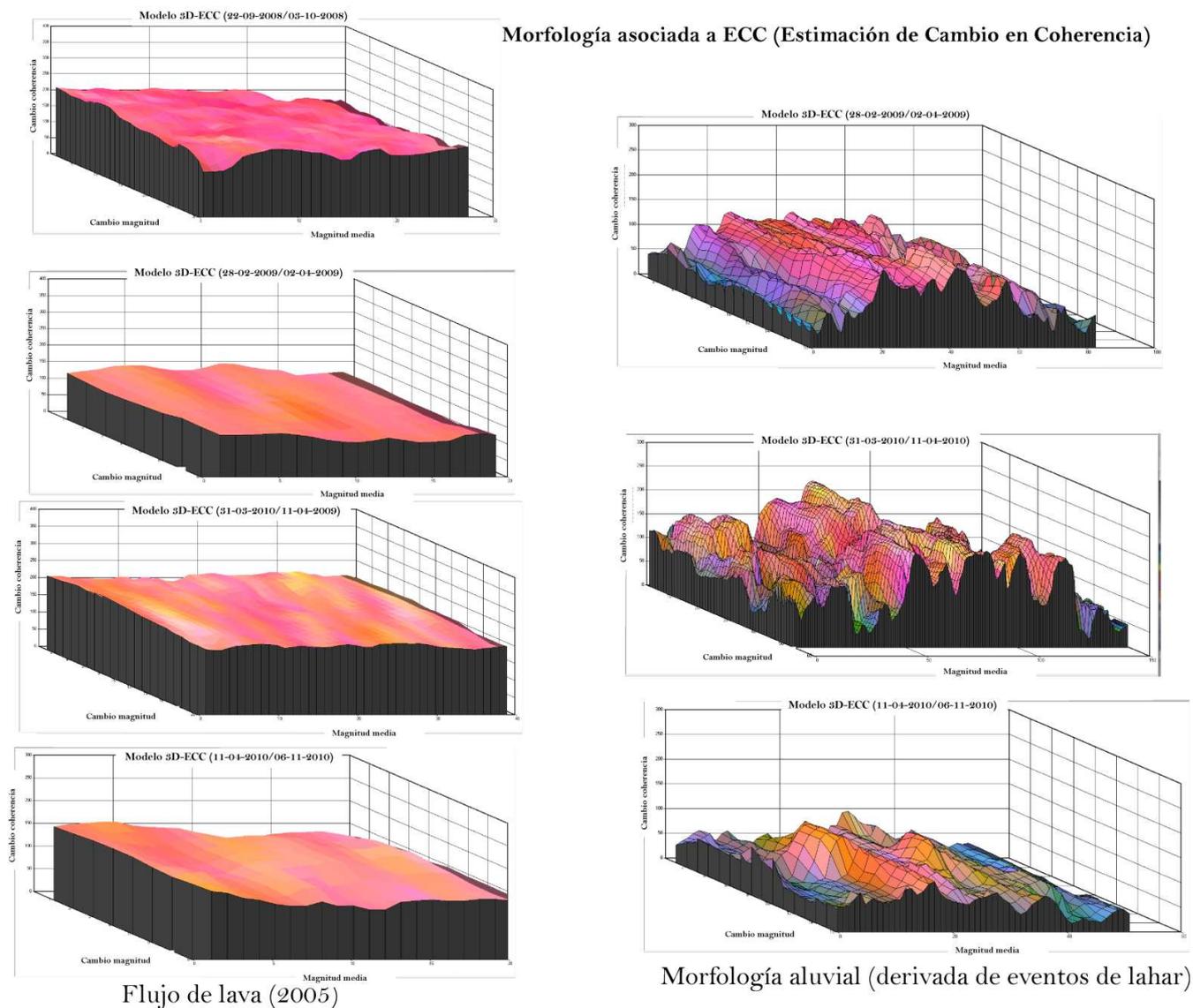


Figura 7.17. Simulaciones en tercera dimensión (3D) de la superficie de depósitos volcánicos recientes en términos de ECC (Estimación de Cambio en Coherencia). Se presentan dos simulaciones superficiales. La primera corresponde a un flujo de lava asociado a la actividad 2004-2005 del Volcán de Colima (la referencia espacial de la simulación seleccionada se muestra en recuadro negro en la **Figura 14d**). La segunda simulación corresponde a la formación de depósitos aluviales derivados del recurrente emplazamiento de depósitos de lahar en época de lluvias). Cada una de las simulaciones fue transpuesta a la imagen ECC original según correspondiera.

8. Conclusiones

Se emplearon dos descriptores de tipo espectral y textural, además de un procedimiento de interferometría radar para generar un modelo de segmentación de depósitos volcánicos superficiales asociados (depósitos de caída, flujos piroclásticos, flujos de lava, unidades de depósito no diferenciadas y depósitos de lahar relacionados a eventos secundarios) a la reciente actividad volcánica del Volcán de Colima, caracterizada por una fase efusiva-explosiva.

A partir del descriptor espectral se evaluó la segmentación y caracterización de depósitos de lahar utilizando imágenes Terra/Aster y Spot 5 para el periodo 2004-2009. Para ello se generó un Índice Espectral Normalizado de Lahares (IENL) a partir de la tercera componente de salida de Componentes Principales (CP), donde a partir de la normalización de las bandas 3 y 4 para ambos sensores, los depósitos de lahar son realzados espectralmente con respecto al resto de los objetos que constituyen la escena. Con base en un algoritmo de segmentación se realizaron mapas binarios para estimar razones de cambio de lahares, observándose un evidente incremento en su distribución espacial.

De igual modo se utilizó un descriptor textural para la evaluación de depósitos de caída, depósitos de flujo piroclástico, flujos de lava, unidades de depósito no diferenciadas. Se presentó una primera aproximación de polarimetría en ambientes volcánicos a partir de coeficientes de dispersión polarimétrica (Entropía, Anisotropía y Alfa), para conocer las propiedades de retrodispersión de los depósitos; sin embargo debido a que solo se cuenta con dos polarimetrías (HH-VV) y aunado a las propiedades geométricas de adquisición de la escena, no fue posible caracterizar de manera óptima cada uno de los depósitos mencionados.

Se realizó un proceso interferométrico (InSAR) utilizando imágenes de radar TerraSAR-X de alta resolución donde a partir de cada una de las etapas (Coherencia, interferograma, fase diferencial y

phase unwrapping), fue posible caracterizar zonas de cambio asociadas al recurrente emplazamiento de los depósitos volcánicos superficiales antes mencionados. Así, a partir de la comparación de las nueve imágenes de radar adquiridas durante el periodo 2008-2010, fue posible generar cuatro pares interferométricos; donde a partir de los mapas de coherencia e interferograma derivados se logró identificar cambios superficiales asociados a la reciente actividad volcánica, principalmente asociados a eventos de colapso. Por el contrario, la identificación de zonas de cambio vinculadas a eventos anteriores no resultó favorable debido a la densidad de cobertura vegetal.

Por otra parte, a partir de técnicas InSAR fue logrado la aplicación de Interferometría Diferencial (DinSAR) con base en la Estimación de Cambio en Coherencia (ECC). Con base en este método fue posible estimar la diferencia de fase asociada a la razón de cambio entre objetos (en este caso depósitos superficiales) y la diferencia de magnitud entre cada uno de los pares interferométricos. Así, los flujos de lava fueron asociados a una razón de cambio mínima, mientras que los depósitos de flujo piroclástico y caída fueron relacionados a una razón de cambio máxima; principalmente en un radio no mayor a 5 km con respecto a la cima del Volcán.

De esta forma se confirma que la aplicación de técnicas de percepción remota e interferometría radar constituyen una herramienta poderosa en el monitoreo y evaluación de depósitos volcánicos superficiales en el Volcán de Colima. En específico, el empleo de imágenes de radar de alta resolución TerraSAR-X, permitió la caracterización de zonas de cambio vinculadas a depósitos superficiales a una escala centimétrica, siendo favorable en la apreciación de cambios mínimos en el relieve; que durante una crisis volcánica, facilita el monitoreo sobre todo en zonas de difícil acceso.

Sin embargo, el aplicar interferometría radar en estratovolcanes requiere de un tratamiento mayor debido a las máximas pendientes que caracterizan a este tipo de volcanes, lo que dificulta su corrección geométrica en rango y azimut, así como en términos de la órbita.

9. Bibliografía

- Achim, H., 2004. Processing of SAR data: fundamentals, signal processing, interferometry; Springer, Berlin, 289 pp.
- Ainsworth, T. L; Kelly, J. P; Lee, J.-S., 2009. Classification comparisons between dual-pol, compact polarimetric and quad-pol SAR imagery, *ISPR: Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, 464-471
- Allan, J. F; Nelson, S. A; Luhr, J. F; Carmichael, I. S. E; Wopat, M; Wallace, P. J., 1991. Pliocene-recent-rifting in sw Mexico and associated volcanism-an exotic terrane in the making, en Dauphin, P. J; Simoneit, B. R. T., eds., The gulf and peninsular province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 425-445.
- Baghdadi, N; Holah, N; Dubois-Fernandez, P; Pre Vots, L; Hosford, S; Chanzy, A; Dupuis, X; Zribi, M., 2004. Discrimination potential of X-band polarimetric SAR data: *International Journal of Remote Sensing*, 25, 22, 4933-4943.
- Bandy, W. L; Mortera-Gutiérrez, C. A; Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Gravity field of the southern Colima graben, México: *Geofísica International*, 32, 44, 561-567.

- Bandy, W. L; Mortera- Gutiérrez, C. A; Urrutia-Fucugauchi, J; Hide, T. W. C., 1995. The subducted Rivera-Cocos plate boundary-where is it, what is it and what is it and is its relationship to the Colima rift?: *Geophysics Research Letters*, 22, 3075-3078.
- Cao, Changyong; Siu-Ngan Lam, Nina., 1997. Understanding the Scale and Resolution effects in Remote Sensing and GIS. En, *Scale in Remote Sensing and GIS*. Quattrochi, Dale. A; Goodchild, Michael. F, Lewis Publishers, 52-72.
- Capra, L; Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 1-2, 149-167.
- Capra, L; Macías, J.L., 2002. The cohesive Naranja debris-flow deposit (10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117: 213-235.
- Capra, L; Macías, J.L; Scott, K.M; Abrams, M; Garduño, V.H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, México-Behavior, and implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113: 70-99.
- Capra. L; Borselli, L; Varley, N; Gavilanes-Ruiz, J.C; Norini, G; Sarocchi, D; Caballero, L; Cortes, A., 2010. Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189: 1-2 1-2,105-117.
- Carter, A; Ramsay, M., 2010. Long-term volcanic activity at Shiveluch Volcano: nine years of ASTER spaceborne thermal infrared observations: *Journal of Remote Sensing*, 2, 2571-2583.
- Chorowicz, J; Lopez, E; Garcia, F; Parrot, J.-F; Rudant, J.-P; y Vinluan, R., 1997. Keys to analyze active lahars from Pinatubo on SAR ERS imagery: *Remote Sensing Environment*, 62, 20- 29.
- Chuvieco, E; Colganton, R. G., 1988. Using cluster analysis to improve the selection of training statistics in classifying remotely sensed data: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 54, 1275 - 1281.
- Cortés. Abel; Garduño-Monroy. V; Navarro-Ochoa. Carlos; Komorowsky. Jean; Saucedo. Ricardo; Macías. J.C; Gavilanes. J.C., 2005. Carta geológica del Complejo Volcánico de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Texto explicativo que acompaña a la carta geológica, 37 pp.
- Costantini, M; Farina, A; Zirilli, F., 1999. A fast phase unwrapping algorithm for SAR interferometry: *IEEE Trans. Geosciences. Remote Sensing*, 37, 1, 452-460.
- Crisp, J; Baloga, S., 1990. A model for lava flows with two thermal components. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1255-1270.

- De la Cruz-Reyna, C., 1993. The historical eruptive activity of Colima Volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 55, 51-58.
- Elachi, C., 1998. Spaceborne radar remote sensing: applications and techniques; IEE, N.Y.
- Elachi, C.; Van Zyl, J., 2006. Introduction to the physics and techniques of remote sensing; second edition, WILEY INTERSCIENCE by John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey. pp 552.
- ERDAS Field Guide., 2008. Leyca Geosistemas. 346pp.
- Fernández, J; Yu, T. T; Rodríguez-Velasco, G; González-Matesanz, J; Romero, R; Rodríguez, G; Quirós, R; Dalda, A; Aparicio, A; Blanco, M. J., 2003. New geodetic monitoring system in the volcanic island of Tenerife, Canaries, Spain. Combination of InSAR and GPS techniques: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124, 3-4, 241-253.
- Casagli, N; Tibaldi, A; Merri, A; Del Ventisette, Ch; Apuani, T; Guerri, L; Fortuny-Guasch, J; Tarchi, D., 2009. Deformation of Stromboli Volcano (Italy) during the 2007 eruption revealed by radar interferometry, numerical modelling and structural geological field data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182, 3-4, 182-200.
- Flynn, L. P; Harris, A. J. L; Wright, R., 2001. Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+: *Remote Sensing Environment*, 78, 180-193.
- Franceschetti, G; Lanari, R., 1999. Synthetic aperture radar processing. by CRC Press LLC, Florida, 295pp.
- Gavilanes-Ruiz, J.C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencia del estado de Colima. Tesis de Maestría, Posgrado en Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México, 165 pp.
- Gens, R; VanGenderen, J. L., 1996. SAR interferometry - Issues, techniques, applications: *International Journal Of Remote Sensing*, 17, 10, 1803-1835.
- Ghiglia, D. C; Pritt, M. D., 1998. Two-dimensional phase unwrapping, Theory, algorithms and software. New York. Wiley.
- Goldstein, R.M; Zebker, H. A., 1987. Interferometric radar measurement of ocean surface currents: *Nature*, 328, 707-709
- Graham, L. C., 1974. Synthetic interferometry radar for topographic mapping: *Proceedings of the IEEE*, 62, 763-768.
- Hanssen, R. F., 2001. Radar Interferometry. Data interpretation and error analysis; Kluwer Academic Publishers. New York. pp 298.

- Henderson, F. M; Lewis, A. J., 1998. Principles and applications of imaging radar; third edition. *American Society of Photogrammetry and Remote Sensing*; John Wiley & Sons. New York.
- Hubbard, Bernard E; Sheridan, Michael F; Carrasco-Núñez, Gerardo; Díaz-Castellón, Rodolfo; Rodríguez, Sergio R., 2007. Comparative lahar hazard mapping at Volcán Citlaltépetl, Mexico using SRTM, ASTER and DTED-1 Digital Topographic Data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160: 99-124.
- Huggel, C; chneider, D; Miranda, J; Delgado Granados, H; Kääb, A., 2008 Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170: 99–110.
- Joyce, K. E; Samsonov, S; Manville, V; Jongens, R; Graettinger, A; Cronin, S. J., 2009. Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: A case study at Mt Ruapehu, New Zealand: *Remote Sensing of Environment*, 113, 1778–1786.
- Kauth, R.J., y Thomas, G.S., 1976. The tasseled cap-A graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by landsat. in *Proc. the Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data*, Purdue University, West Lafayette, Indiana, 4B41-4B51 pp.
- Kerle, N; van Wyk de Vries, B., 2001. The 1998 debris avalanche at Casita Volcano, Nicaragua — investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 1-2, 49-63.
- Kerle, N; Wyk de Vries, V; Oppenheimer, C., 2003. New insight into the factors leading to the 1998 flank collapse and lahar disaster at Casita volcano, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 65, 331–345.
- Komorowsky, J.C., Navarro, C., Cortes, A., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Siebe, C., Espíndola, J.M., Rodríguez-Elizarrarás, S.R., 1997. The Colima Volcanic Complex. Field guide No. 3, IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico.
- Lee, Jong-Sen; Pottier, E., 2008. Polarimetric radar imaging; CRC press, Taylor and Francis group, 440 pp.
- Li, F; Goldstein, R. 1987. Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radar; Proc of IGARS 87 symposium, 1545-1549.
- Lillesand, Thomas. L; Kiefer, R. W., 2001. Remote Sensing and Image Interpretation; fourth edition, John Wiley & Sons, Inc. 724 pp.
- Lira, J., 2002. Introducción al tratamiento digital de imágenes de satélite. Instituto Politécnico Nacional (IPN), Fondo de Cultura Económica (FCE); primera edición, 417 pp.

- Lira, J., 2010. Tratamiento digital de imágenes multiespectrales., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, segunda edición, pp. 597.
- Lombardo, V; Buongiorno, M. F., 2006. Lava flow thermal analysis using three infrared bands of remote-sensing imagery: A study case from Mount Etna 2001 eruption: *Remote Sensing of Environment*, 101, 141-149.
- López, G. P., 2005. Modelación morfológica de sitios arqueológicos del área Maya empleando imágenes de radar de alta resolución: Instituto de Geofísica, UNAM. Tesis de doctorado, pp. 217.
- Lugo-Hubp, J; Martín del Pozzo, A.L; Vázquez. S. L., 1993. Estudio Geomorfológico del Complejo Volcánico de Colima. *Geofísica Internacional*: 32, 4, 633-641.
- Luhr, J.F; Carmichael, I.S.E., 1981. The Colima volcanic complex, Mexico; II, Late quaternary conder cones: contributions to mineralogy and petrology, 76, 127-147.
- Luhr, J. F., Prestegard, K. L., 1988. Caldera formation at Volcan de Colima, México, by large Holocene volcanic debris avalanche: *Journal of Volcanology and Geothermal Reseach*: 35, 335-348.
- Luhr, J.F; Carmichael, I.S.E., 1990. Petrological monitoring of cyclic eruptive activity at Volcán de Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 235-260.
- Macías, J.L; García, P. A; Arce, J.L; Siebe, C; Espíndola, J.M; Komorowski, J.C; Scott, K., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico, in Link, K.P; Kowallis, B.J. (eds.), Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics and volcanology, UTAH, Nevada, southern Idaho and Central Mexico. Brigham.
- Macías, J.L., Saucedo, R., Gavilanes, J.C., Varley, N., Velasco Garcia, S., Bursik, M.I., Vargas Gutierrez, V; Cortes, A., 2006. Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del volcán de Colima y perspectivas futuras: *GEOS*, 25(3): 340-351.
- Martinez-Esplá, J. J; Martinez-Marin, T; Lopez-Sanchez, J. M., 2009. A particle filter approach for inSAR phase filtering and unwrapping: *IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing.*, 47, 4.
- Massonnet. D; Feigi, K; Rossi. M; Adragna. F., 1999. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake: *Nature*, 369, 227-230pp.
- Massonnet. D; Rossi, M; Carmona, C; Adragna, F; Peltzer, G; Feigi. K; Tabaute, T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry: *Nature*, 364, 138-142.
- Matthews, J. P., Kamata, H; Okuyama, S; Yusa; Shimizu, H., 2003. Surface height adjustments in pyroclastic-flow deposits observed at Unzen volcano by JERS-1 SAR interferometry: *Journal of Volcanol and Geothermal Research*, 125, 247-270.

- Moran, S. C; Kwoun, O; Masterlark, T; Lu, Z., 2006. On the absence of InSAR detected volcano deformation spanning the 1995–1996 and 1999 eruptions of Shishaldin, Alaska: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 1-3, 119-131.
- Mouginis-Mark, J; Rowland, K. S; Garbeil. H; Amelung. F., 2001. Topographic change on volcanoes from SRTM and other interferometric radars: *IEE*, 7, 7803.
- Novak, M. M; Watson, I. M; Delgado-Granados, H; Rose, W.I; Cárdenas-González, I; Realmuto, V. J., 2008. Volcanic emissions from Popocatepetl Volcano Mexico, quantified using moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) infrared data: a case study of the december 2000–january 2001 emissions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 1-2, 76-85.
- Oliver, C; Quegan, S., 1998. Understanding Synthetic Aperture Radar Images; Artech House. 310 pp.
- Oppenheimer, C., 1991. Lava flow cooling estimated from Landsat Thematic Mapper infrared data: the Lonquimay eruption (Chile, 1989): *Journal of Geophysical Research*, 96, 21865– 21878.
- Pantoja-Alor, J; Estrada-Barraza, S., 1986. Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro de El Encino, Jalisco: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47, 1-15.
- Parks, M. M; Biggs, J; Mather, T. A; Pyle, D.M; Amelung, F; Monsalve, M. L; Narváez Medina, L; 2011. Co-eruptive subsidence at Galeras identified during an InSAR survey of Colombian volcanoes (2006–2009): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202, 3-4, 228-240.
- Parul, P; Hari, S. S; Ranganath, R. N., 2009. Use of synthetic aperture radar polarimetry to characterize wetland targets of Keoladeo National Park, Bharatpur, India: *Science*, 97, 4.
- Peltzer, G; Rosen, P., 1995. Surface deformation associated with the may 17, 1993 Eureka Valley, California earthquake observed by SAR interferometry: *Science*, 268, 1333-1336.
- R. Saucedo, J.L. Macías; M. Bursik., 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 66: 291-306.
- Rabelo, T. N; Paradella, W. R; Santos, A. R; Renno, C. D; Galva, L. S; Mura, J. C; Knust, S. S. A., 2007. Evaluating the discrimination of Cu-mineralized rock alteration products from simulated MAPSAR Images in the Curac,a' Valley, Brazil: *International Journal of Remote Sensing*, 28, 20, 4701–4708.
- Reintjes, J. F; G.T. Coate., 1952. Principles of Radar; Technology Press; Third edition; Cambridge, MA, 985 pp.

- Richards, J. A., 1986. Remote Sensing Digital Image Analysis, an introduction, Springer-Verlag, Berlín, pp.330.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.M., Gorgaud., Vincent, P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 31, 99-113.
- Rodgers, A.E.E; Ingalls, R.P., 1969. Venus: Mapping the surface reflectivity by radar interferometry: *Science*, 165, 797-799.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R; Siebe, C; Komorowski, J.C; Espíndola, J.M; Saucedo, R., 1991. Field observation of pristine block-and-ash-flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcan de Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 48, 399-412.
- Romeiser, R; Thompson, D.R., 2000. Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents: *IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing*: 38-II, 446-458.
- Rowan, L. C; Simpson, C. J; Mars, J. C., 2004. Hyperspectral analysis of the ultramafic complex and adjacent lithologies at Mordor, NT, Australia: *Remote Sensing of Environment*, 91, 419-431.
- Rowan, L. C; Wetlaufer, P. H; Goetz, A. F. H; Billingsley, F. C; Stewart, J. H., 1974. Discrimination of rock types and altered areas in Nevada by the use of ERTS images. U.S. Geological Survey Professional Paper, 883, 35 pp.
- Rowan, L. C; y Mars, J. C., 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data: *Remote Sensing of Environment*, 84, 350-366.
- Roy, D; Boschettii, L; Trigo, N., 2006. Remote sensing of fire security: assessing the performance of the normalized Burn Ratio: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 3, 112 - 116.
- Ruch, J; Anderssohn, J; Walter, T.R; M. Motagh., 2008. Caldera-scale inflation of the Lazufre volcanic area, South America: Evidence from InSAR: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174, 4, 337-344.
- Palano, M. Puglisi, G; Gresta, S., 2008. Ground deformation patterns at Mt. Etna from 1993 to 2000 from joint use of InSAR and GPS techniques: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169, 3-4, 99-120.
- Ryle, M; Vonberg, D. D., 1946. Solar radiation on 75 Mc/s: *Nature*. No. 158. pp 339-340.
- Saepuloh, A; Koike, K., 2010. Detailed Mapping of Pyroclastic Flow Deposits by SAR Data Processing for an Active Volcano in the Torrid Zone: *International Journal of Engineering and Applied Sciences* ,6, 1.

- Saucedo, R., 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 del volcán de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría en Ciencias. 185 pp.
- Saucedo, R; Macías, J.L; Bursik, M. I., 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology*, 66, 291-306.
- Saucedo, R; Macías, J.L; Bursik, M. I; Mora, J.C; Gavilanes, J. C; Cortés. A., 2002. Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of volcán de Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 177, 129-153.
- Saucedo, R; Macías, J.L; Sheridan, M. F; Bursik, M.I; y Komorowski, J-C., 2005. Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico, implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 103-115.
- Sheridan, M.F; Macías, J.L., 1995. Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcan Colima, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, .66, 251-256.
- Sikioto, O; Kontoes, C. C; Elias, P., 2003. Ground deformation at Nisyros volcano (Greece) detected by ERS-2 SAR differential interferometry. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 1, 183-188.
- Sowter, A., 2010. Orthorectification and interpretation of differential InSAR data over mountainous areas: a case study of May 2008 Wenchuan Earthquake: *International Journal of Remote Sensing*, 31, 13, 3435-3448.
- Stebler, O; Meier, E; Nüesch, D., 2002. Multi-baseline polarimetric SAR interferometry-first experimental spaceborne and airborne results: *Photogrammetry and Remote Sensing*, 56, 149-166.
- Stevens, F; Wadge, G; William, C. A., 2001. Post-emplacement lava subsidence and the accuracy of ERS InSAR digital elevation models of volcanoes. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 5, 819-828.
- Stevens, F; Garbeil, H; Mouginiis-Mark, P. J., 2004. NASA EOS. Terra ASTER : Volcanic topographic mapping and capability: *Remote Sensing Environment*, 90, 405-414.
- Stokes, G. G., 1852. On the composition and resolution of streams of polarized light from different sources: *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 9, 399-416.
- Stoopes, G.R; Sheridan, M.F., 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: Implication for long-runout landslides (>100km): *Geology*, 20: 299-302.
- Thouret, J. C; Gupta, A; Lube, G; Chin Liew, S; Cronin, S. J, Surono., 2010. The 2006 pyroclastic deposits of Merapi Volcano, Java, Indonesia: High-spatial resolution IKONOS images and complementary ground based observations: *Remote Sensing of Environment*, 114, 1949-1967.

- Tilton, J.C., Lawrence, W. T., Plaza, A. J., 2006, Utilizing hierarchical segmentation to generate water and snow masks to facilitate monitoring change with remotely sensed image data: *GIS science and Remote Sensing*, 43, 39-66.
- Torres. R; Mark-Mouginis. P; Self. S; Garbeil. H; Kallianpur. K; y Quiambao. R., 2004. Monitoring the evolution of the Pasig–Potrero alluvial fan, Pinatubo Volcano, using a decade of remote sensing data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138 , 371 – 392.
- Van Wyk de Vries B; Kerle N; y Petley D., 2000. Sector Collapse forming at Casita Volcano, Nicaragua: *Geology*, 28 (2), 167-170.
- Verstraete, M., 1996. Designing optimal spectral indexes for remote sensing applications: *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 3, 1254- 1265.
- Wang, Y; Sun, D., 2005. The ASTER tasseled cap interactive transformation using Gram-Schmidt method. Proc. SPIE, 6043, 60430R.
- Watson, I. M; Realmuto, V. J; Rose, W. I; Prata, A.J; Bluth, G. J. S; Gu, Y; Bader, C. E; Yu. T., 2004. Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate resolution imaging spectroradiometer: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135, 1-2, 75-89.
- Yun, S; Segall, P; Zebker, H., 2006. Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra Volcano, Galápagos Islands, based on InSAR observations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150, 1-3, 232-243.
- Zebker, H.A; Rosen, P; Goldstein, R.M; Gabriel, A; et Werner, C.L., 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake: *Journal of Geophysics*, 99, 19617-19634.
- Zhong, L; Fielding, E; Patrick, M. R; Trautwein, C. M., 2003. Estimating Lava Volume by Precision Combination of Multiple Baseline Spaceborne and Airborne Interferometric Synthetic Aperture Radar: The 1997 Eruption of Okmok Volcano, Alaska: *IEEE Transactions on Geoscience ann Remote Sensing*, 41, 6.
- Zisk, S. H., 1972. A new-Earth based radar technique for the measurement of lunar topographic, moon, 4, 286-306.