

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

POSGRADO EN GEOGRAFÍA



**ANÁLISIS ESPACIAL Y ESPECTRAL DE LAHARES EN EL
VOLCÁN DE COLIMA, MÉXICO.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA**

P R E S E N T A

NORMA ANGÉLICA DÁVILA HERNÁNDEZ

ASESORA

DRA. LUCIA CAPRA PEDOL

2 0 0 7



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

A mi familia

Renata y Pablo

*Nunca imaginamos que tu llegada nos hiciera tan dichosos,
porque el tenerte día a día nos ayuda a ser mejores personas,
pero sobre todo, a ser agradecidos por tener una hija tan maravillosa.
Al sabernos lo afortunados que somos de tenerte, todo resulta más fácil.*

.....te amamos Tucy-pop

AGRADECIMIENTOS

Nunca tendré con que agradecerle todo el conocimiento, tiempo, apoyo y confianza brindado a lo largo de estos años, ya que a pesar de las dificultades siempre encontrabas la forma de hacerte presente para orientarme en la culminación de este trabajo..... mil gracias Dra. Lucia Capra.

A mis sinodales Dr. José Lugo Hubp, Dr. Raúl Aguirre Gómez, Dr. José Luis Arce Saldaña y M. G Juan Carlos Gavilanes Ruíz, por el tiempo dedicado a la revisión de esta tesis, así como sus valiosas observaciones que ayudaron a mejorar este trabajo.

Agradezco los apoyos otorgados por el CONACYT durante el periodo de mis estudios de maestría.

De igual manera un agradecimiento muy especial a M. G. Juan Carlos Gavilanes y su esposa Estela, por todo el apoyo, hospitalidad y amabilidad durante todo el trabajo de campo.

A mis compañeras de cubículo Lizeth Caballero y Lia Carreras por haberme brindado su amistad y ayuda en todo momento, gracias por esas charlas tan amenas y divertidas.

Un profundo agradecimiento a mi esposo Pablito Flores por su cariño, su apoyo incondicional, por sus constantes sugerencias para mejorar este trabajo, por siempre ayudarme a encontrar solución a todo.

A mi familia: mis padres Jorge Dávila y Evangelina Hernández, por su cariño, porque siempre están conmigo, por incluirse y comprometerse de igual manera en todos mis proyectos. A mis hermanas Diana y Pato Dávila por ser las amigas incondicionales de siempre. Un millón de gracias por formar un equipo conmigo y porque sin su ayuda nunca hubiera podido terminar.

INDICE

RESUMEN	1
I. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Objetivo general	4
1.2 Objetivos particulares	5
II. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO	6
2.1 Características generales	6
2.2 Marco tectónico	7
2.3 Marco geológico	9
2.3.1 Volcán El Cántaro	10
2.3.2 Volcán Nevado de Colima	11
2.3.3 Volcán de Colima	12
2.4 Actividad explosiva del Volcán de Colima	14
2.5 Geomorfología	17
III. LOS LAHARES EN EL VOLCÁN DE COLIMA	19
3.1 Definición	19
3.2 Antecedentes en el área de estudio	21

IV. METODOLOGÍA

4.1 Trabajos previos	26
4.2. Síntesis de las etapas metodológicas	29
4.3 Caracterización sedimentológica de los depósitos de lahar	31
4.4 Preprocesamiento de la imagen	32
4.4.1 Correcciones geométricas y radiométricas	32
4.4.2 Imagen Aster	34
4.4.3 Selección del área de estudio	36
4.5 Procesamiento digital a la “Imagen de Satélite Aster 2006”	37
4.5.1 Componentes principales	39
4.5.2 Análisis canónico (Expansión canónica)	40
4.5.3 Transformada Kauth Thomas (KT)	44
4.5.4 Clasificación supervisada	48

V. RESULTADOS

5.1 Resultados del análisis sedimentológico aplicado a depósitos volcánicos superficiales (lahar)	51
5.2 Resultados de las tres transformaciones a la “subimagen-lahar”	59
5.2.1 Tratamiento digital por componentes principales	59
5.2.2 Tratamiento digital por expansión canónica	65
5.2.3 Tratamiento digital por Kauth-Tomas (Tasseled cap)	70
5.3 Dispersogramas derivados de los tres tratamientos digitales (componentes principales, expansión canónica y Tasseled- Cap) aplicados a la imagen original (“subimagen lahar”)	73

5.4 Aplicación de la clasificación supervisada a la imagen sintética resultado ASTER 2006	76
5.4.1 “Imagen resultado ASTER 2006”	76
5.4.2 Mapa temático resultado de una clasificación supervisada aplicada a la “Imagen resultado ASTER 2006”	79
5.4.3 Matriz de confusión y verdad de campo	83
VI. DISCUSIÓN	87
6.1 Realce espectral como herramienta para la identificación de depósitos volcánicos superficiales	87
6.2. Análisis geoespacial de los dispersogramas derivados de los tres tratamientos digitales (componentes principales, expansión canónica y Tasseled- Cap) aplicados a la imagen original (“subimagen lahar”).	89
6.3 Efectividad de la clasificación supervisada (Mapa temático)	94
6.4 Consideraciones finales en la evaluación de peligro por lahares utilizando percepción remota	95
VII. CONCLUSIONES	97
VIII. BIBLIOGRAFÍA	99
APÉNDICE	109

RESUMEN

El constante incremento de la población en los alrededores de áreas volcánicas en el mundo, ha aumentado el riesgo de varias comunidades a ser afectados por la ocurrencia de algún peligro volcánico. La persistente actividad explosiva que distingue al Volcán de Colima durante el siglo pasado y hasta la fecha, ha rellenado las barrancas principales del volcán, modificando la red de drenaje. Debido a las abundantes lluvias que afectan a la zona en determinada época del año el material piroclástico es removilizado en forma de lahar llegando a afectar poblados e infraestructuras en un radio aproximado de 15 km a partir del cráter del volcán.

La aplicación de la percepción remota es una herramienta relativamente nueva y primordial en el manejo de peligro (riesgo y desastre) volcánico, particularmente en la zonificación de depósitos volcánicos superficiales. Para el presente trabajo se utilizó una imagen ASTER del mes de abril del año 2006 del volcán de Colima.

El objetivo del presente trabajo radicó en realizar un realce espectral de los depósitos de lahar (flujos de escombros en ambiente volcánico) con respecto al resto de los objetos o depósitos que conforman el paisaje en el Volcán de Colima. Para ello, se aplicó un tratamiento digital a la imagen el cual consistió en la aplicación de tres transformaciones reversibles: Componentes principales (seleccionando tercera componente principal), expansión canónica y tasseled cap (Kauth-Tomas) (seleccionando componente "humedad"). Como resultado del realce o separación espectral de depósitos superficiales, se obtuvo una imagen sintética de tres bandas, la cual fue utilizada para llevar a cabo una clasificación supervisada mediante el método del paralelepípedo, obteniendo el mapa de distribución de lahares el cual fue dividido en seis categorías o coberturas ("depósitos proximales en pendiente mayor a 19 grados", "Depósitos distales en pendiente menor a 19 grados", "Depósitos de lahar", "Vegetación - Depósitos de avalancha", "Zona de pie de monte volcánico" y "Zona de cultivo"), las cuales fueron denominadas con base en trabajo de campo, así como en análisis morfológico y de textura realizados a la imagen original ASTER.

Como resultado se obtuvo que la componente de expansión canónica y la componente “humedad” presentaron una mayor contribución en el realce espectral de los depósitos volcánicos superficiales (depósitos de lahar). La zonificación de dichos depósitos se limitó al fondo de cauce y desembocadura de las barrancas que configuran la ladera sur del Volcán de Colima: La Lumbre, El Zarco, El Cordobán, San Antonio, Montegrande y La Arena.

De la aplicación de la clasificación supervisada, de acuerdo con su estadística derivada, se obtuvo una exactitud del 85.71%, y un coeficiente Kapa de 0.79, lo que implica que se trabajó con un factor mínimo de azar.

Una de las desventajas de emplear percepción remota para la evaluación de peligro volcánico radica en una cartografía únicamente superficial de los depósitos volcánicos más recientes, por lo que no se podría llevar a cabo una relación estratigráfica de la zona de estudio.

I. INTRODUCCIÓN

México representa una de las regiones volcánicas más importantes en el mundo. En el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT) 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 flujos de escombros durante el Pleistoceno y Holoceno (Macías et al., 1997; Capra y Macías, 2000; Capra y Macías, 2002; Capra et al., 2002).

La actividad eruptiva que ha distinguido al Volcán de Colima durante el siglo pasado y hasta la fecha, se ha caracterizado por la extrusión de domos y coladas de lava, así como la generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Esta actividad explosiva persistente ha rellenado las barrancas principales del volcán, modificando la red de drenaje. Debido a las abundantes lluvias que desde el mes de mayo y hasta el mes de octubre afectan a la zona, el material piroclástico es removilizado en forma de lahar (definido como flujos de escombros en ambiente volcánico, ver prf. 2.6), llegando a afectar poblados e infraestructuras en un radio aproximado de 15 km desde el volcán.

El constante incremento de la población en los alrededores de áreas volcánicas en el mundo ha aumentado el riesgo de estas comunidades a ser afectadas por la ocurrencia de algún evento volcánico. De acuerdo con Smith (2001), los desastres asociados a actividad volcánica representan tan solo el dos por ciento del total de los desastres ocurridos a nivel mundial, sin embargo han causado la muerte de más de 220,000 personas en los últimos doscientos años.

La importancia de evaluar el potencial de peligro que pueden representar los lahares radica tanto en la magnitud erosiva que caracteriza a estos tipos de flujos, como su velocidad de desplazamiento y alcance de impacto, ya que puede afectar a poblaciones consideradas como seguras por situarse a gran distancia del edificio volcánico.

En las últimas décadas se han intensificado los estudios basados en la aplicación de tecnologías que permitan evaluar tanto la probabilidad de ocurrencia como el potencial de impacto o 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.

De esta forma, el potencial de la percepción remota en la aplicación del manejo de la evaluación de riesgo volcánico radica en diversas utilidades, por un lado, la rapidez de adquisición de la toma de una escena facilita la obtención de información relativamente inmediata durante un evento de actividad explosiva, facilitando así la evaluación de la zona ante una situación predesastre; 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 inundación ante la ocurrencia de un lahar. 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 del volcán (Kerle et al.,2002).

El empleo de imágenes de satélite en la generación de mapas de peligro por lahar, como parte de una primera fase en la evaluación de riesgo volcánico en el Volcán de Colima podría ayudar a una mayor eficacia en la toma de decisiones, 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 de vital importancia para la implementación de los planes de protección civil.

1.1 Objetivo General

- El propósito principal del presente estudio es la evaluación de amenaza por la ocurrencia de lahares en las barrancas más activas del Volcán de Colima mediante la elaboración de un mapa de susceptibilidad a partir de imágenes de satélite, que mediante la aplicación de diversos componentes de transformación permitan el realce digital de los depósitos volcánicos recientes. Además, se consideran también los cambios en la morfología como base en la caracterización de la zona de estudio para llevar a cabo una clasificación supervisada.

1.2 Objetivos Particulares

- Descripción del origen y recurrencia de los lahares ocurrido durante la última etapa eruptiva del Volcán de Colima.
- Descripción de las características texturales con base en el muestreo realizado en las barrancas más activas del volcán.
- Evaluación espacial de los lahares más recientes con base en el uso de una imagen de satélite ASTER 2006
- Realce digital y posterior caracterización de los depósitos de lahar que afectan las principales barrancas mediante el empleo de imágenes de satélite ASTER.
- Aplicación de una clasificación supervisada con base en una imagen compuesta de salida en la cual los depósitos volcánicos superficiales se encuentren realzados de forma digital.

II. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1 Características Generales

El Volcán de Colima forma parte del Complejo Volcánico de Colima (CVC), (19.42°N, 103° O) el cual se ubica en la parte oeste del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVC se conforma por tres estratovolcanes de composición andesítica alineados norte-sur: Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1980). Se encuentra ubicado a 120 km al sur de Guadalajara y a 32 km aproximadamente al norte de la ciudad de Colima (*Figura 1*). El Volcán de Colima tiene una altura de 3820 msnm aproximadamente, inició su actividad hace 50 000 años (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).

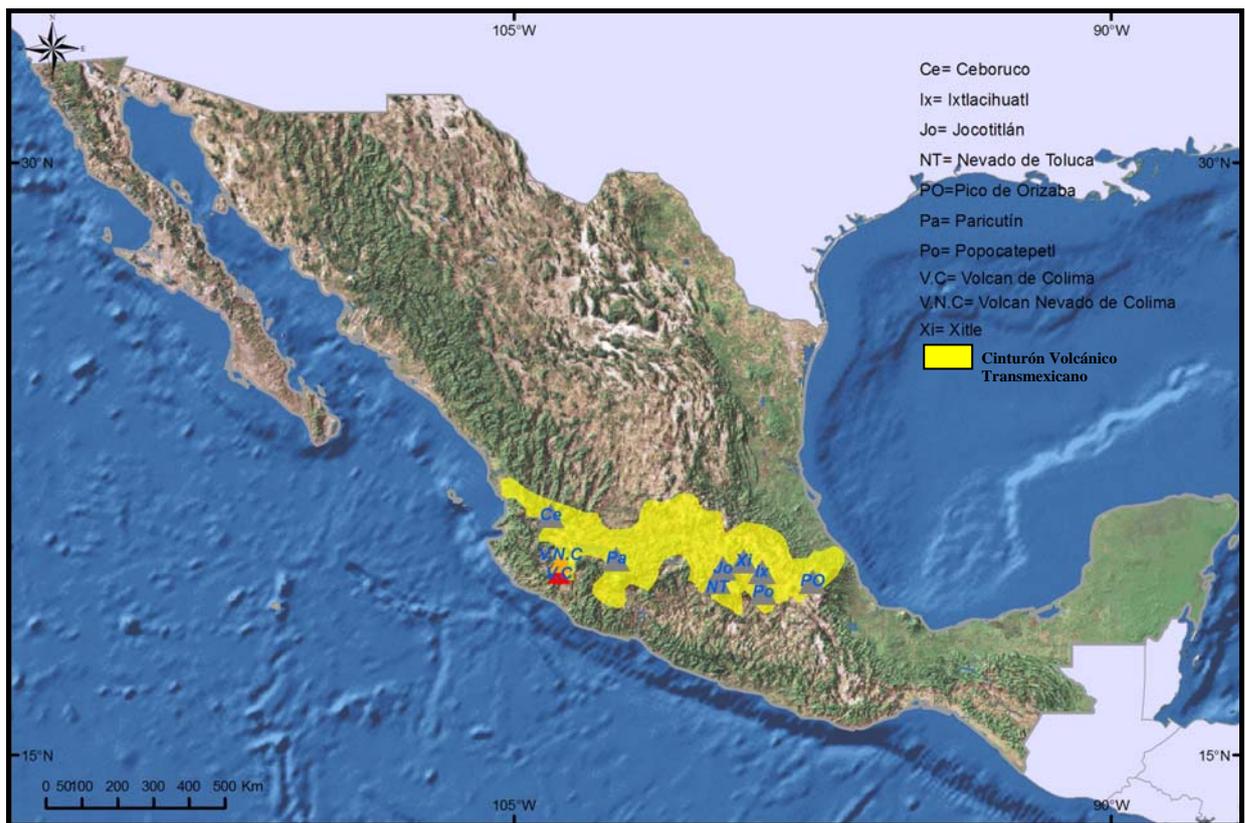


Figura 1. Localización del Complejo Volcánico de Colima

2.2 Marco Tectónico

En un esquema regional la tectónica de la zona de estudio se encuentra definida por la subducción de la placa Rivera bajo la placa Norteamericana, según Demant (1978 y 1979), es la placa Rivera la responsable de la actividad volcánica en la parte occidental del CVT.

De acuerdo con distintos autores (Luhr y Carmichael 1981 y 1990; Nixon 1982, 1987; Allan et al., 1991; Garduño y Tibaldi 1991; Macias et al., 1993; Bandy et al., 1993 y 1995); el CVC se encuentra ubicado en el graben de Colima, estructura tectónica que pertenece al punto triple Chapala-Tepic-Colima y afectado por el graben Atenquique-ALSESECA.

Esta estructura tectónica presenta una longitud aproximada de 90 km y una anchura de 40 km, cuyos límites se encuentran definidos al este por el Río Tuxpan y al oeste por el Río Armería. La litología disectada por este graben pertenece a calizas cretácicas y a abanicos formados por los depósitos volcanoclásticos de los volcanes Nevado de Colima y Paleofuego de Colima (**Figura 2**).

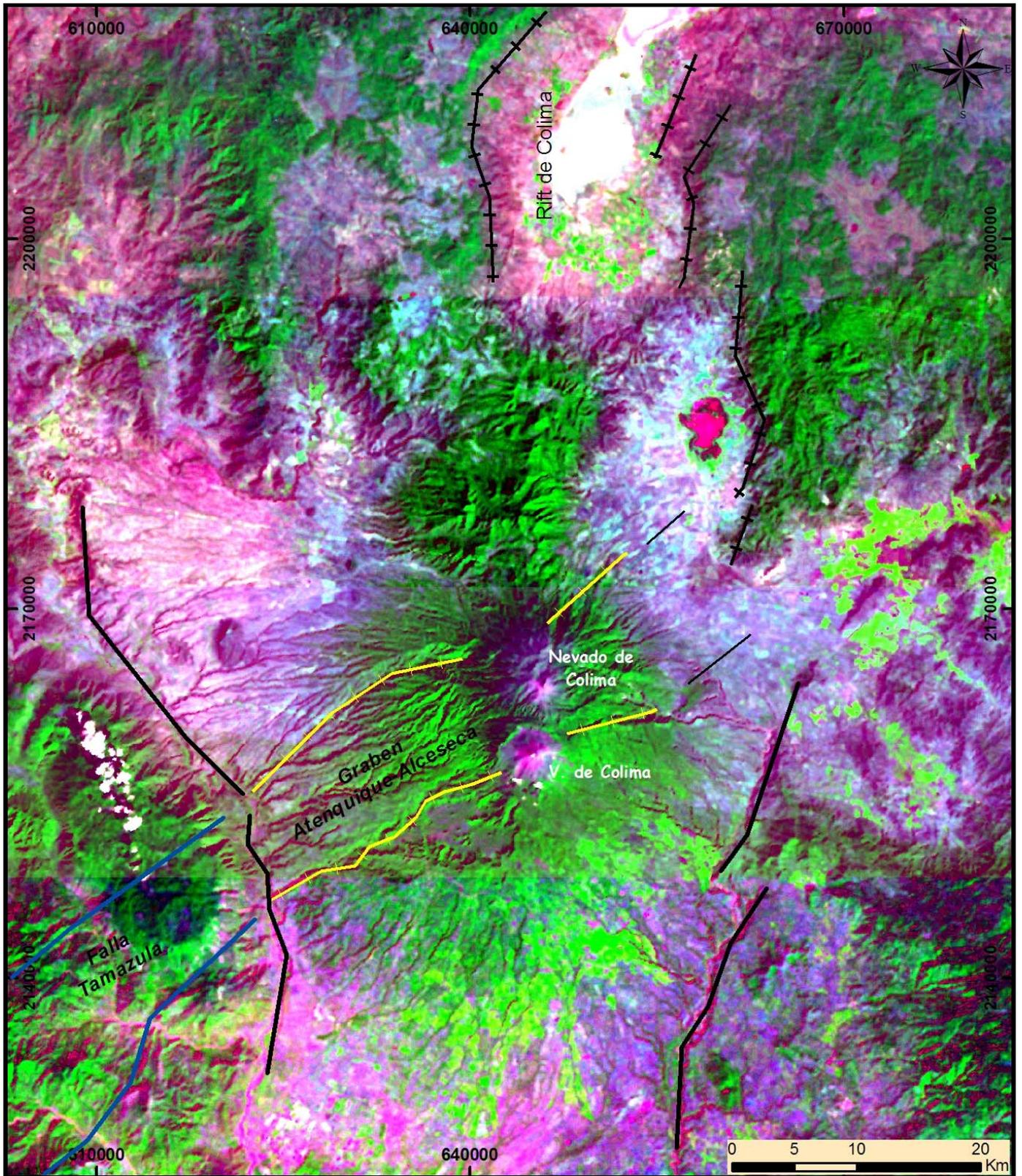


Figura 2. Graben Atenquique Alceseca y Rift de Colima (Imagen de Satélite Landsat, archivo histórico. Compuesto RGB en falso color).

2.3 Marco Geológico

En un marco general la secuencia estratigráfica de la zona de estudio abarca 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).

Con base en el mapa geológico escala 1: 250 000 publicado por Cortés et al., (2005) y la estratigrafía presentada por Rodríguez-Elizarrarás (1995), se puede resumir la evolución geológica regional del Complejo Volcánico de Colima (**Figuras 3 y 4**).

La secuencia de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias marinas mesozoicas se asocia a procesos de arco magmático insular (Pantoja y Estrada, 1986) que tuvieron lugar en el Cretácico temprano.

El Cretácico inferior está conformado por depósitos de la formación Tecaltitlán, la cual se caracteriza por depósitos de flujos de lava de composición riolítica a dacítica, aflorando en la parte oriental del Complejo Volcánico de Colima (CVC).

El Cretácico medio-superior está compuesto por las formaciones Encino y Vallecitos, la primera se divide en dos miembros que en términos generales se componen por depósitos de rocas volcanoclásticas de origen marino de tipo conglomerados, caliza arrecifal, areniscas de color gris verdoso intercaladas con limonitas y lodolitas. La segunda formación se constituye por dos unidades, la primera es de origen volcánico, de flujos piroclásticos de composición riolítica-dacita-andesítica, con un espesor de 170 m aproximadamente, y en una minoría por flujos de lava, unidad caracterizada por depósitos de calizas arrecifales, las cuales sufrieron varios episodios de intrusión batolítica, dichos episodios se identifican por una serie de diques y diversos cuerpos intrusivos de composición granodiorítica-diorítica, con una edad de 70 Ma (millones de años) aproximadamente.

Con base en la estratigrafía que se presenta en la **Figura 3**, se mencionan a continuación las formaciones y las etapas eruptivas más importantes en la conformación del Complejo Volcánico de Colima.

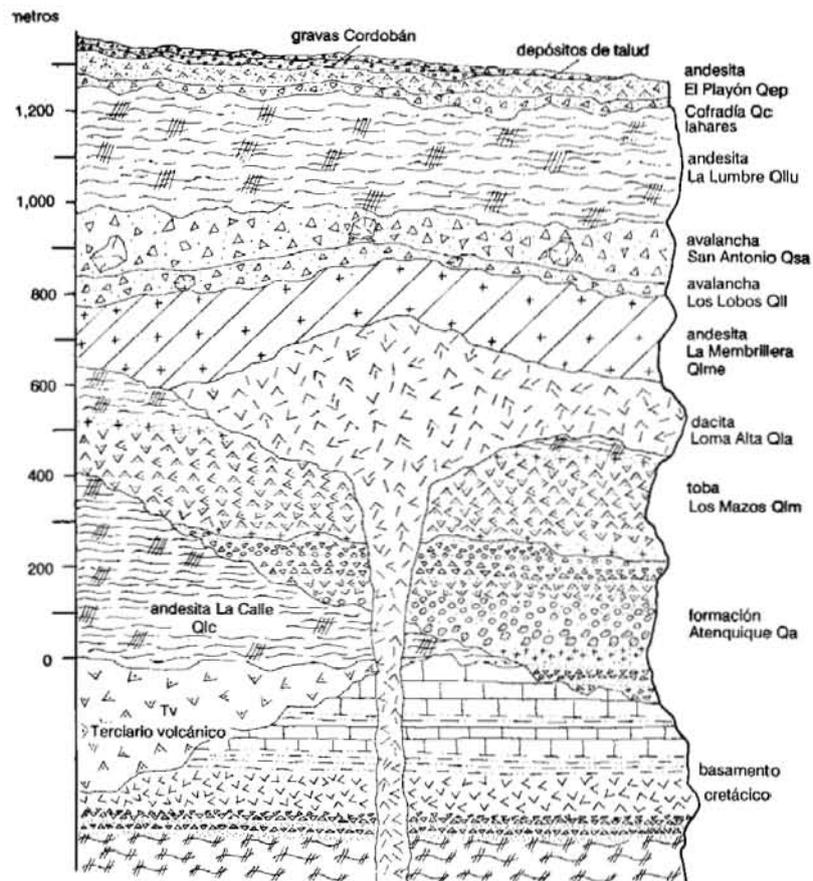


Figura 3. Estratigrafía del Complejo Volcánico de Colima (Tomada de Rodríguez-Elizarrarás, (1995)).

2.3.1 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. En la actualidad no se cuenta con estudios más detallados sobre la historia eruptiva de este volcán

2.3.2 Volcán Nevado de Colima

El Nevado de Colima es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica que, de acuerdo con Robin et al.,(1987) 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, los cuales fueron removilizados dando lugar a lahares encauzados hacia el sector sur, suroeste del volcán sobre la barranca del Río Armería. Ninguna de estas dos fases eruptivas se asocia a depósitos de avalancha de escombros.

En la tercera etapa eruptiva sobre los relictos de los antiguos edificios se originó un nuevo edificio volcánico 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. De manera casi inmediata a este colapso, se reinició la actividad eruptiva dando lugar al cuarto edificio volcánico.

La Formación Atenquique se considera contemporánea de estas primeras fases eruptivas. Esta unidad se caracteriza por una morfología semiplana formada por grandes abanicos fluviales disectados por profundos barrancos.

De acuerdo con Mooser (1961), la Formación Atenquique se conforma por una secuencia sedimentaria de origen volcánico (lahares y conglomerados volcánicos) y fluvio-lacustre que aflora a lo largo del Río Tuxpan- Naranjo y hacia el sector suroeste del Río Armería. En términos generales dentro de la secuencia conformada por depósitos

de lahar y fluviales se encuentran intercalados depósitos de flujos piroclásticos fechados en 0.38 y 0.26 Ma.

El quinto estratovolcán se edificó en la parte central de la estructura caldérica del edificio anterior, presentando la misma secuencia estratigráfica de los anteriores periodos eruptivos. Sin embargo, a diferencia de los eventos de colapso parcial mencionados anteriormente, se registró 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.

Por otro lado, Capra y Macías (2002), consideran que el flujo de avalancha de escombros se detuvo a tan solo 45 km de su fuente, formando un represamiento natural cuya ruptura generó un flujo de escombros que se depositó a lo largo de los ríos Salado y Tuxpan- Naranjo, para alcanzar así la costa del Pacífico.

Finalmente, la última etapa eruptiva asociada al Nevado de Colima se caracterizó por una secuencia de derrames de lava de composición andesítica, derrames piroclásticos y depósitos de caída, estos dos últimos tipos de depósito con espesor de 10 m aproximadamente caracterizaron el emplazamiento del domo central conocido como el Picacho.

2.3.3 Volcán de Colima

El Volcán de Colima, también conocido como Volcán de Fuego, presenta una historia eruptiva muy parecida a la del Volcán Nevado de Colima, con distintos colapsos de su flanco meridional, hasta nueve eventos, según reportan Komorowsky et al., (1997). El cono actual se encuentra ubicado en la caldera del Paleofuego, edificio ancestral cuyo colapso ocurrió hace aproximadamente 10 000 años, aunque la

reconstrucción de los eventos es todavía controversial (Luhr y Prestegard, 1988; Robin et al., 1987).

De acuerdo con el mapa de la **Figura 4** presentado por Cortés et al., (2005), se identificaron tres zonas de depósitos de avalancha asociadas al Volcán de Colima: la zona lejana, la zona intermedia y la tercera zona, cada una asociada a tres eventos distintos.

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. Al igual que la avalancha anterior presenta una morfología abrupta caracterizada por laderas de barrancos casi verticales con 100 m de profundidad aproximadamente, y con grandes montículos o *hummocks*, que ladera abajo se suavizan en forma de pequeños lomeríos.

Finalmente, 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.

A lo largo de sus diferentes periodos de crecimiento el Volcán de Colima ha generado diferentes unidades de depósito incluyendo flujos piroclásticos, los cuales se emplazaron preferentemente a lo largo de la ladera sur del volcán.

La andesita La Lumbre, El Lahar Cofradía y la andesita el Playón constituyen las unidades litoestratigráficas que componen la estructura del cono actual. La andesita La Lumbre conforma la mayor parte de las lavas emitidas por el volcán, la cual aflora en la barranca que lleva el mismo nombre, localizada al suroccidente de la cima del volcán.

El lahar Cofradía comprende una secuencia de lahares producto de flujos piroclásticos retrabajados, y pómez asociada a depósitos de caída. Su distribución se limita a las laderas bajas suroccidentales del volcán cubriendo un área de 45 km² y un volumen de 0.8 km³ con espesor de 20 m en promedio. Finalmente, La Andesita el Playón, con morfología semi-plana, asociada a derrames de lava en bloques emplazados en la ladera norte del volcán; debido a los sucesivos periodos de actividad efusiva del volcán se considera como una zona de depósito continuo.

2.4 Actividad explosiva 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).

Las erupciones más violentas del volcán ocurrieron en 1818 y 1913, asociadas a columnas eruptivas plinianas y subplinianas. La explosión ocurrida el 15 de Febrero de 1818 ha sido interpretada como la etapa final de un de los ciclos eruptivos del volcán, al igual que la explosión ocurrida el 20 de enero de 1913 (Luhr y Carmichael, 1990), la cual formó una columna pliniana de 21 km, y la generación de flujos piroclásticos que viajaron a 15 km de distancia del cráter, sobre la ladera sur del volcán, registrando espesor de hasta 40 m, con un volumen de 0.9 km² (Saucedo, 1997).

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).

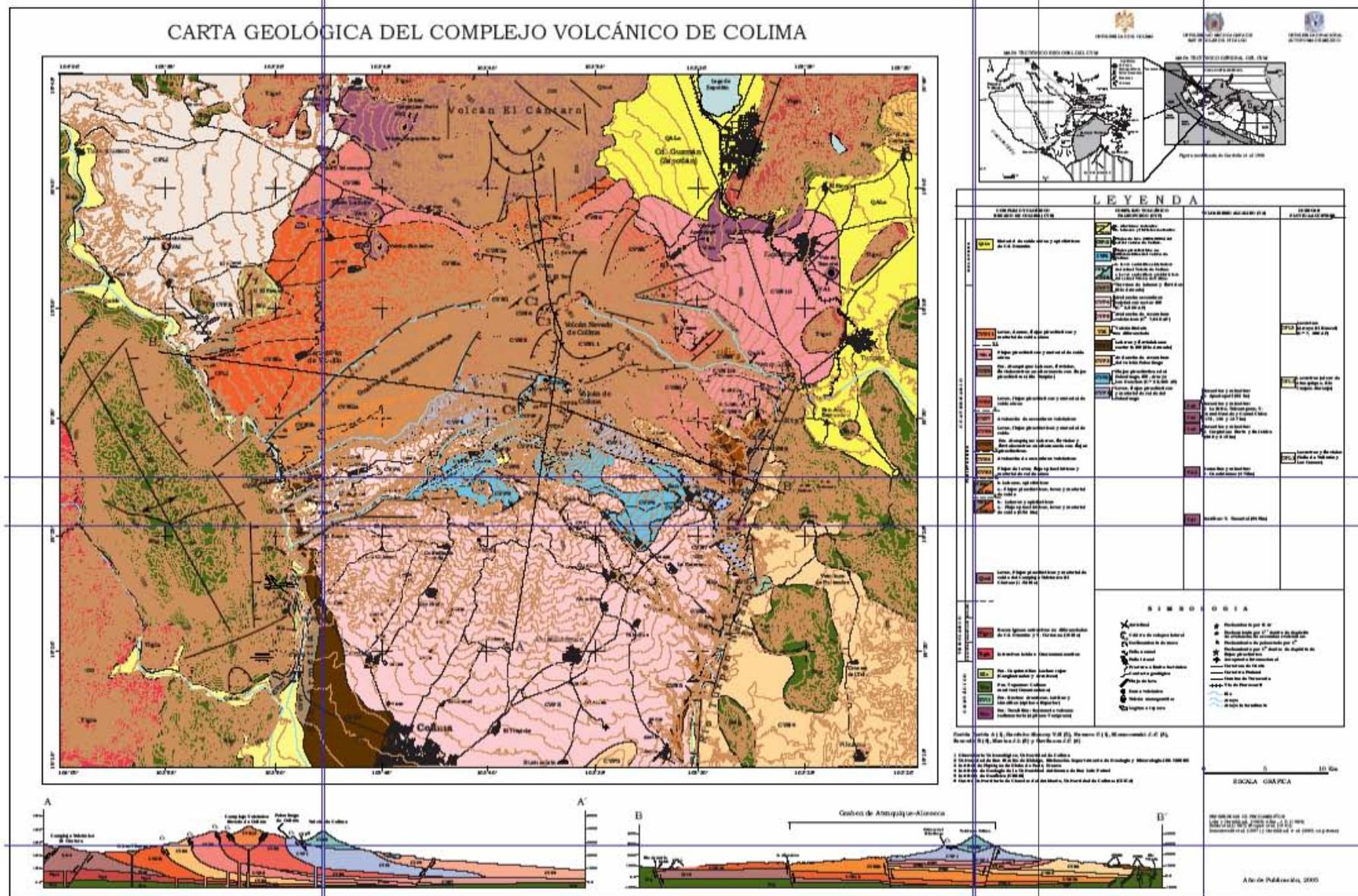


Figura 4. Mapa Geológico del Complejo Volcánico de Colima (Tomado de Cortés et al., 2005)

Los siguientes treinta años dominó una actividad efusiva de derrames de lava intercalados con flujos piroclásticos menores (1961-1962, 1975-1976, 1981-1982, 1991) (Thorpe, 1997; Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991).

A partir de 1998 se presentaron manifestaciones de actividad efusiva y explosiva, con diversos cambios en su estilo eruptivo hasta fechas recientes.

- En noviembre de 1998 inició una fase de actividad efusiva con el emplazamiento de un domo con un volumen de 380 000 m³ que comenzó a rebasar los bordes del cráter (con un diámetro de 135 m), dando lugar a la formación de lava en bloques y flujos piroclásticos de 6 m de espesor emplazados sobre la ladera sur-poniente del volcán, encauzados por la barranca El Cordobán hasta 5 km de la cima.

- La explosión ocurrida en julio de 1999 representó un cambio en el estilo eruptivo del volcán de tipo Merapi a tipo Soufriere, la cual generó una columna eruptiva no sostenida de 10 km de altura, dando lugar a flujos piroclásticos que se encauzaron sobre las barrancas Monte Grande y San Antonio, las cuales rellenó casi por completo en su parte proximal (Saucedo et al., 2002; Saucedo et al., 2005). Además, se generó una lluvia de cenizas que se dispersó por varios kilómetros de distancia del cráter. Debido a esta actividad se presentó una nueva configuración del relieve, con la formación de nuevos sistemas de drenaje. Debido a la removilización de flujos piroclásticos poco consolidados y la ocurrencia de precipitación intermitente se generaron flujos de escombros que ayudaron a la nueva configuración de drenajes fluviales.

- En 2001 un nuevo domo comenzó a formarse en el cráter. Para el año 2003 se originaron seis flujos de lava que se emplazaron sobre las laderas este, sur y oeste del volcán, alcanzando distancias de 1.5 km. La generación de un nuevo domo de lava dentro del cráter en el 2004 ocasionó el desbordamiento para formar flujos lava que se desplazaron sobre la ladera norte-oeste del volcán. Para finales del mismo año la actividad explosiva aumentó generando un flujo

piroclástico que se desplazó a más de 6 km de su fuente, con un volumen estimado en $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Zobin et al., 2002; Gavilanes, 2004; Cortés et al., 2005; Macías et al., 2006).

Hasta la fecha la actividad del Volcán de Colima 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.

2.5 Geomorfología

Una ladera o vertiente se encuentra sometida a múltiples procesos modeladores dependiendo del ambiente natural en el que se encuentra (tectónico, volcánico, climático).

Son pocos los trabajos donde se menciona, por lo menos de manera indirecta la morfología del Volcán de Colima (Rodríguez-Elizarrarás, 1991; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Gavilanes, 2004; Cortés et al., 2005). Sin embargo, el único trabajo especializado en el tema fue el presentado por Lugo et al., (1993), donde realizaron un estudio geomorfológico regional del Complejo Volcánico de Colima. Con base en el tipo de litología y determinación de erosión dominante se construyó el mapa geomorfológico de la zona y el mapa de red de drenaje escala 1:50,000 con la finalidad de identificar zonas de riesgo y condiciones futuras.

De manera general, de acuerdo con la cartografía presentada se identificaron cinco geoformas o unidades principales (Lugo-Hubp et al., 1993): la cima de los volcanes, las laderas, piedemonte volcánico, la planicie del nivel de base y el sistema de valles fluviales. Es de nuestro particular interés las cuatro últimas unidades como factores que dominan la red hidrológica del Volcán de Colima. Por eso, se resume la relación intrínseca de dichas geoformas.

En primer plano se identificaron a los procesos fluviales como el tipo de erosión dominante en el área de estudio, la cual se manifiesta en la alta densidad de red de barrancos cuyas cabeceras se estimaron con una frecuencia de 5 a 15 por km². El avance de las cabeceras o el inicio de disección de barrancos en términos generales tienen su comienzo, en promedio, a partir de la altitud entre 800 y 1000 m.s.n.m, sin embargo en algunos casos el inicio de la erosión remontante o la formación de cabecera fluvial tiene lugar a casi 3700 m.s.n.m, lo que se refleja en la depositación continua de flujos piroclásticos (y su posterior transformación en lahares) sobre las principales barrancas, lo que a su vez se traduce en un alto poder erosivo, debido a la máxima pendiente. Hacia las zonas meridionales menores a los 800 m.s.n.m la disección de barrancos disminuye, al igual que su pendiente, lo que favorece la pérdida de fuerza de los flujos. Por otra parte, los ríos Armería y Tuxpan representan el nivel de base de todo el sistema fluvial del Complejo Volcánico de Colima. Estos drenajes representan el mayor sistema de captación. Con base en ese trabajo se concluyó que la erosión fluvial ha sido más intensa en el sector surponiente del Volcán de Colima, con respecto a la porción suroriental debido a su mayor gradiente topográfico, lo que facilita la disección vertical.

III. LOS LAHARES EN EL VOLCÁN DE COLIMA

3.1 Definición

De acuerdo con diversos autores (Smith y Fritz, 1989; Vallance, 2000) el término de lahar es utilizado para referirse a cualquier tipo de flujo gravitacional originado por la removilización de material en las laderas de un volcán formando una mezcla variable de sedimentos y agua. Bajo esta definición un lahar puede corresponder a distintos tipos de flujos dependiendo de la relación entre material sólido y agua. La clasificación más utilizada se puede observar en el *Cuadro 1.*

	% en peso	% en volumen	Densidad (g/cm ³)	Esfuerzo limite (dyne/cm ²)	reología
Corriente de río	1-40	0.4-20	1.01-1.33	0-100	newtoniano
Flujo hiperconcentrado	40-70	20-47	1.33-1.8	100-400	Newtoniano-viscoplástico
Flujo de escombros	70-90	47-77	1.80-2.30	>400	viscoplástico

Cuadro 1. Clasificación reológica (modificada de Pierson, 1985)

Es importante evidenciar que la diferente proporción entre material sólido y agua, y la proporción de finos (i.e. arcilla) afectan directamente a la reología del flujo. Los flujos de escombros son fluidos viscoplásticos, caracterizados por un esfuerzo límite a la cizalla, el cual es mayor si se trata de flujos de escombros cohesivos, definidos por tener un contenido en arcilla mayor al 3%. Estos flujos son propios de un régimen laminar o hasta masivo, que se ve reflejado en sus características texturales, de masivos o ligeramente gradados y con medias granulométricas muy altas (de bloques a

guijarros). Por el contrario, los flujos hiperconcentrados, al ser más diluidos, pueden variar mucho en su reología, desde pseudoplásticos a newtoniano, influyendo en su transporte que puede ser de laminar a turbulento. Los depósitos son de masivos hasta estratificados, con medias granulométricas alrededor del tamaño de la arena.

En general, para que un lahar se pueda originar se necesita un aporte repentino de agua o una acumulación intensa y prolongada. En el primer caso, el aporte de agua puede estar relacionado con la ruptura de un lago cratérico (Manville et al., 1999) o derretimiento del glaciar por actividad piroclástica (Naranjo et al., 1986). En el segundo caso, lluvias prolongadas se concentran en los drenajes del edificio volcánico, erosionando el material incoherente (ya sea en el cauce del río o en la superficie de depósitos piroclásticos recientes), para formar al principio flujos hiperconcentrados que aumentan su contenido de material clástico, hasta convertirse en flujos de escombros. La sedimentación gradual de material clástico, el flujo de escombros se diluye y se transforma nuevamente en un flujo hiperconcentrado que finalmente se desvanecerá en una corriente fluvial (Scott, 1988). La formación de un lahar puede ser sinérgica u ocurrir tiempo después de la actividad volcánica. Por ejemplo, la erupción de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas) generó grandes volúmenes de flujos piroclásticos que desde entonces durante las temporadas de monzones se remobilizan como lahares (López et al., 1998). Este aspecto es muy importante debido a que pone en evidencia que los lahares pueden representar una amenaza hasta tiempo después de la actividad explosiva de un volcán (Rodolfo y Arguden, 1991).

Por el contrario, los flujos de escombros cohesivos tienen un origen muy peculiar ya que generalmente se originan por el colapso gravitacional de un sector de un edificio volcánico altamente alterado y saturado en agua. La alteración del edificio está asociada a la presencia de un sistema hidrotermal, acoplado a la presencia de un casquete glaciar que asegura abundante circulación de fluidos. Al colapsar, esta masa alterada se fragmenta y el material arcilloso se mezcla con el agua dando origen a un fluido altamente cohesivo que puede transportar grandes bloques sobre grandes distancias, sin diluirse.

Por otra parte, siendo los flujos de escombros fluidos gravitacionales, la morfología de las barrancas, como su pendiente y anchura, pueden determinar cambios en el transporte de estos flujos. Cambios repentinos en la pendiente topográfica pueden detener o aumentar la corriente de estos flujos, y por lo consiguiente, cambiar la concentración del material en suspensión. Es por eso que a paridad de volumen, un lahar

se comportará de manera distinta dependiendo de las características morfológicas del área, en particular regulando su máxima extensión, lateral y longitudinal.

La morfología superficial de un lahar se caracteriza en términos generales por presentar superficies planas, compactas, con *levees* laterales y hacia el frente del flujo. Es frecuente la acumulación de clastos de mayor tamaño, ocasionados por cambios repentinos en la anchura del drenaje.

La identificación de este tipo de morfología superficial puede ser de importancia considerable al asociarla con la aplicación de herramientas como la percepción remota, ya que al tratar de definir cualquier tipo de depósito volcánico se hace con base en la morfología y textura que caracteriza al mismo.

3.2 Antecedentes en el área de estudio

La elevada recurrencia de flujos de escombros representa una de las principales amenazas para las comunidades más cercanas al Volcán de Colima (Gavilanes, 2004). El citado trabajo resulta de gran relevancia como material de apoyo para la presente tesis, ya que con base en los resultados arrojados en las simulaciones y la recopilación de ocurrencia de lahares, se identificaron las barrancas más activas y los máximos alcances de depositación de los flujos, lo cual deberá tener una alta correspondencia con respecto a la identificación espectral de los lahares en las imágenes de satélite utilizadas en el presente análisis.

En resumen, con base en el **Cuadro 2** de registro de lahares (periodo 1913-2003) las barrancas más activas son: Monte Grande, Cordobán, La Lumbre, La Arena y San Antonio. Se manejaron diversos rangos de volúmenes llegando a las siguientes estimaciones: los lahares con volúmenes de $500,000 \text{ m}^3$ tuvieron un alcance mínimo, el cual osciló entre los 10 km y 12 km, cubriendo así un área total de $1,160,381 \text{ m}^2$, mientras que los lahares con volúmenes de $5,000,000 \text{ m}^3$ presentaron el máximo alcance, el cual fluctuó entre los 15 km y 20 km aproximadamente, con un área total estimada en $5,386,003 \text{ m}^2$.

De acuerdo con los cálculos de probabilidad para los últimos treinta años (1975-2005) resultó que la probabilidad de ocurrencia de un evento para un año, y con el volumen mínimo, es del 35%, mientras que la ocurrencia de un lahar con volúmenes

máximos resulta difícil de estimar, ya que su recurrencia se asocia directamente con las erupciones de tipo plinianas, por lo cual se estimó con una recurrencia de 100 años.

Cuadro 2. Registro de ocurrencia de Lahares en el Volcán de Colima para el periodo 1913-2003. (Tomado de Gavilanes, 2004).

AÑO	BARRANCAS	OBSERVACIONES	VOLUMEN (M³)	FUENTE
1913 - 1916	La Lumbre/El Remate/Armería	Se asume que el volumen fue superior al de los lahares de junio del 2000 (alcance mínimo al Río Armería). Mancilla menciona que los lahares de material de 1913 ocurrieron al menos hasta 1916.	Mínimo de 5,000,000 El modelo LaharZ indica a este volumen como el necesario para alcanzar el Río Armería.	Juan Mancilla (en Saucedo, 1997).
1913 - 1916	El Cordobán/El Remate/Armería			
1913 - 1916	El Zarco/El Remate/Armería			
1913 - 1916	San Antonio/El Remate/Armería			
1913 - 1916	Monte Grande/Los Lobos/Tuxpan	Alcance hasta Río Tuxpan	Mínimo de 1,500,000 El modelo de LaharZ requiere este volumen como mínimo para llegar al río Tuxpan	
1913 - 1916	El Muerto/Tuxpan			
1913 - 1916	La Tuna/Tuxpan			
1913 - 1916	Santa Ana/El Rosario/Tuxpan		Mínimo de 3,000,000 El modelo de LaharZ requiere este volumen como mínimo para llegar al Río Tuxpan	

1913 - 1916	El Cafecito/La Arena/Tuxpan	La mezcla llevaba flotando bloques de gran tonelaje, llegando hasta el Río Tuxpan a 17 km de distancia repitiéndose por los siguientes tres años. Muerte probable del señor Demesio Macías.		
1913 - 1916	Beltrán/Los Cañones/Tuxpan	Llegó al río Tuxpan.		
1976 ?	Beltrán/El Cafecito/ La Arena/La Lumbre?	Posiblemente a partir del material de la erupción de 1975-1976, cuyo volumen fue superior a la presentada en el periodo 1998-1999.	3,000,000? (por ser un volumen similar al del lahar post-erupción 1998-1999)	Autor
1982 ?	El Muerto/La Tuna/Santa Ana	Posiblemente a partir de material de la erupción de 1981-1982, cuyo volumen fue inferior a la presentada en 1991.	200,000	Autor
1988 ?	Beltrán/El Cafecito/La Arena	Posiblemente a partir del material de la explosión ocurrida en 1987(posible volumen de depósito de flujo piroclástico similar al de 1994).	1,500,000 ?	Autor
1991	El Cordobán	A partir del DFBC de 1991. Mató por lo menos 20 vacas. Afectó el rancho el Jabalí. Pasó por La Becerrera y San Antonio. Alcanzó una trayectoria de 9.9 km desde la cima.	500,000	BGVN 17:06 por personal del CICT Komorowski et al., 1997
1992	Monte grande	Alcanzó 7 km desde la cima (a 4 km de Qusería). Las fuentes coinciden en que los lahares ocurren frecuentemente en la temporada de lluvias, variando en magnitud.	830,000	BGVN 18:08 (08/93) Cortés y Navarro) Komorowski et al., 1997
1993	La Lumbre/El Cordobán	Pasó a un lado de la vivienda de Rancho Schulte.	160,000	Abel Cortés: conversación personal

1994	S. Antonio/Cordobán/Oriental	A partir del material del DFBC (450,000 m3) del 21 de julio de 1994.	546,000	Saucedo et al., 1995 Gavilanes et al., 1996 Komorowski et al., 1997
1994-oct 07	Santa Cruz/Cordobán	Cubrió una cerca.	500,000 (según LaharZ aplicado al alcance distal)	Saucedo et al., 1995 Komorowski et al., 1997
1994	La Arena	Marcas en los árboles a aproximadamente 2 m de altura en la cota 1800-1900m.	100,000 – 500,000	Komorowski et al., 1997
1997-1998	Santa Cruz/Cordobán	Destruyó cercas del Rancho El Jabalí.	2,000,000	Ursúa y Gavilanes, com.per.
2000	El Zarco/El Remate/La Lumbre	Sepultó una casa. El frente del flujo quedó emplazado muy cerca del Río Armería.	1,500,000 solamente para El Zarco/El Remate 600,000 solamente para La Lumbre hasta la Becerrera	Cortés y Navarro, com.per.
1999	Monte grande	Destruyó una torre de línea de conducción eléctrica de alta tensión.	Zona de terrazas donde inicia la cañada 300,000 de sedimento. Abanico: 630,000 de sedimento	Cortés, Navarro y Sarochi, com.per.
2000 (24 de agosto)	Cordobán, La Lumbre, El Zarco	Flujo hiperconcentrado.		Carlos Navarro, en http://www.ucol.mx/volcan_ultimos_datos

2003	Monte grande/ San Antonio	14 lahares localizándolos mediante registros sísmicos. Uno alcanzó 12.5 km desde la cima, muy cerca de la comunidad de Quesería.	Lahares pequeños: 48,000 Lahar de máximo alcance: 2,700, 000	Cortés y Navarro, 2003 Nick Varley. Com. per Autor
------	------------------------------	--	---	--

IV. METODOLOGÍA.

4.1 Trabajos previos

Se han llevado a cabo numerosos trabajos en sensores remotos en diversas zonas volcánicas activas alrededor del mundo referentes al monitoreo de actividad volcánica, como la variación termal, actividad fumarólica, avance de flujos de lava e intrusión dómica (Oppenheimer, 1991; Rothery et al., 1992; Oppenheimer, 1997; Wooster y Rothery, 1997; Flynn et al., 1994; Wooster et al., 2000; Flynn et al., 2001). Otros trabajos se han enfocado al reconocimiento de depósitos volcánicos o mapeo litológico de depósitos superficiales con base en 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; Rowan et al., 2005; Watson et al., 2004).

Además se puede hacer énfasis en la utilidad de sensores como SPOT y ASTER para el mapeo de topografía volcánica, mediante el empleo de pares estereoscópicos para la generación de modelos digitales de elevación, permitiendo así tener una aproximación del relieve en zonas de difícil acceso o de máximo riesgo (Stevens et al., 2004).

El volcán Pinatubo (Filipinas) es uno de los principales edificios volcánicos donde más se ha utilizado la percepción remota como principal herramienta en la evaluación y manejo de peligro y riesgo volcánico a partir de la explosión ocurrida en 1991, cuyos depósitos piroclásticos cubrieron un área cercana a los 4000 km² los cuales generaron lahares en los siguientes seis meses involucrando un volumen cercano a los 0.075 km³ en un radio de 12 km (Chorowicz et al., 1997; Torres et al., 1996; Torres et al., 2004).

Chorowicz et al.,(1997), identificaron 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.

López et al.,(1998) realizaron los primeros mapas de peligro por lahares en el Pinatubo, con base en imágenes SAR (Radar de Apertura Sintética) con el objeto de monitorear el cambio de movimiento de los lahares en relación con la infraestructura y centros de población.

De igual manera, Torres et al.,(2004) realizaron un estudio multitemporal utilizando de una década de imágenes de satélite de distintos sensores (SPOT, ERS, SAR, RADARSAT,

LANDSAT 7 ETM y ASTER) a partir de la actividad volcánica de 1991 hasta 2001 en el volcán Pinatubo, con el objeto de mapear la depositación secuencial y la evolución topográfica sobre el abanico Pasing-Potrero en el flanco este del volcán, identificando así áreas vulnerables que resultan de difícil acceso, y analizando los cambios en el paisaje a gran escala. Comparando la utilidad de las distintas imágenes determinaron que los sensores SPOT, LANDSAT 7 TM y ASTER resultaron útiles para la delimitación del abanico sin cubierta vegetal, haciendo énfasis en el rango del infrarrojo cercano, sin embargo, los rangos de las bandas visibles no fueron capaces de discriminar depósitos de flujo jóvenes con respecto a los viejos. Las imágenes SPOT guardaron una correspondencia con las observaciones en campo, ya que los valores altos de brillantez registrados en la imagen correspondían a porciones del abanico encajadas en canales activos con cierta concentración de humedad, cuyo espesor oscilaba entre los 2 y 3 metros, mientras que áreas del flujo con bajos valores de brillantez fueron definidas en campo como terrazas o canales abandonados.

Otro de los volcanes más estudiados a partir de la percepción remota ha sido el volcán 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 viajó a más de 20 km de su fuente afectando las poblaciones Porvenir y Rolando Rodríguez, ocasionando así la muerte de 2500 personas (Van Wyk and Kerle, 2000). Dentro de los estudios más recientes 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), por un lado, las imágenes SPOT resultaron útiles para el delineamiento de los flujos, así como para estimar su estructura y morfología, mientras que las imágenes de radar resultaron ser las más idóneas para diferenciar los diversos materiales volcánicos o cambios sedimentológicos superficiales del lahar ladera abajo. Se demostró que utilizando la banda C se obtenía una mayor separabilidad visual de los distintos tamaños del material volcánico superficial, en especial con RADARSAT por tener un mayor ángulo de incidencia hacia la parte central de la escena. Una de las grandes ventajas en este análisis fue la adquisición de imágenes, tan solo un día después del fenómeno, lo que facilitó su pronta caracterización, así como la estimación del daño causado.

Por otra parte, hasta el momento existen en México pocos trabajos relacionados con la aplicación de sensores remotos y su tratamiento digital en ambientes volcánicos (Goff et al., 2001; Wright et al., 2003). Uno de los primeros trabajos se realizó en el Volcán de Colima

por Abrams et al.,(1991), en el cual emplean imágenes del satélite Landsat TM (Thematic Mapper) de dos periodos 1985 y 1986 para determinar áreas de temperatura superficial con base en los píxeles que registran puntos de mayor irradiación, asociados a los máximos picos de actividad volcánica. Galindo et al., (2002) utilizaron imágenes AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) para la observación remota de anomalías termales en la cima del volcán; a su vez, hacen énfasis en la adquisición de imágenes en tiempo real, como una ventaja para la estimación de probables escenarios eruptivos que permitan la mitigación del riesgo.

Sin embargo, no se ha aplicado la percepción remota como una herramienta en estudios referentes a la estimación de amenaza por la ocurrencia de lahares o flujos de escombros en el Volcán de Colima. La ausencia de trabajos basados en la aplicación de tratamientos digitales a imágenes de satélite en ambientes volcánicos, brinda la oportunidad de crear nuevas propuestas en la evaluación y control de amenaza volcánica en nuestro país.

Por el contrario, en el caso del Volcán de Colima, diversos autores han aplicado otras técnicas para el estudio de lahares, entre los que destacan Paul y Sheridan (1998), Sheridan et al., (1999), en donde identificaron los principales drenajes afectados por flujos de escombros (Río Tuxpan y Río Armería) delimitando longitudes máximas y estimando sus volúmenes con base en el modelo de inundación LAHARZ presentado por Iverson et al.,(1998), lo que arrojó valores aproximados de 10^5 y 10^8 m³; Martín del Pozo et al., (1995) realizaron el primer mapa de peligros en el Volcán de Colima identificando así las barrancas más activas por la ocurrencia de lahares; Suárez-Plasencia et al., (2000) realizaron un mapa de vulnerabilidad por lahares considerando zonas de alta y moderada vulnerabilidad en función de la concentración de materiales emitidos durante las etapas eruptivas máximas (1999-2002) las cuales guardan una estrecha relación con las áreas de mayor precipitación; por su parte Cortés (2002), caracterizó los flujos de escombros asociados a los depósitos de avalancha originados por el colapso de la porción suroeste del volcán, identificando así sus variaciones texturales, estratigráficas y morfológicas a lo largo del Río Armería y estimando una longitud máxima de 17.5 km. Finalmente Gavilanes (2004) realizó mapas de peligro para diferentes depósitos: flujos piroclásticos, avalancha de escombros, lluvia de ceniza y proyectiles balísticos, flujos de lava y flujos de escombros, haciendo especial énfasis en este último tipo de peligro. En particular determinó áreas de inundación con la ayuda de simulaciones generadas con LAHARZ considerando volúmenes de eventos laháricos previos (los cuales oscilan entre los 500, 000 y 5 000 000m³). Además, identificó las variaciones o la generación de nuevos sistemas de drenaje de confinamiento de lahares.

4.2. Síntesis de las etapas metodológicas

Para el propósito de este trabajo, se utilizó una imagen de satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer*), la cual fue seleccionada en función de su menor cobertura de nubes, y por este motivo no fue posible seleccionar la imagen con base en alguna determinada época del año (como por ejemplo, época de lluvias). Para su procesamiento se utilizó el *software* ERDAS IMAGINE 9.0; para el preprocesamiento de ortorectificación de la escena ASTER se ocupó el *software* SILCAST (Sensor Information Laboratory Corp) desarrollado por ASTER.

En el siguiente apartado se explica la metodología empleada para la identificación espectral y evaluación espacial de los lahares, siguiendo el diagrama de flujo de la **Figura 5**.

Se puede distinguir cuatro etapas metodológicas:

- La primera etapa se refiere a la toma de puntos de control en campo y toma de muestra sedimentológica únicamente de los depósitos de lahar para su caracterización
- En la segunda etapa se tiene el preprocesamiento del sensor utilizado
- Como tercera etapa se considera el procesamiento digital que involucra la aplicación de técnicas de transformación y realce a las imágenes para la identificación de los flujos de escombros (lahares).
- Finalmente la cuarta etapa trata de la integración de los resultados obtenidos en la segmentación digital de los flujos con el objeto de llevar a cabo la evaluación de peligro por flujos de escombros, mediante la elaboración de un mapa de susceptibilidad por lahares, así como la estadística asociada, sin embargo esta última fase será analizada en el siguiente capítulo referente a resultados.

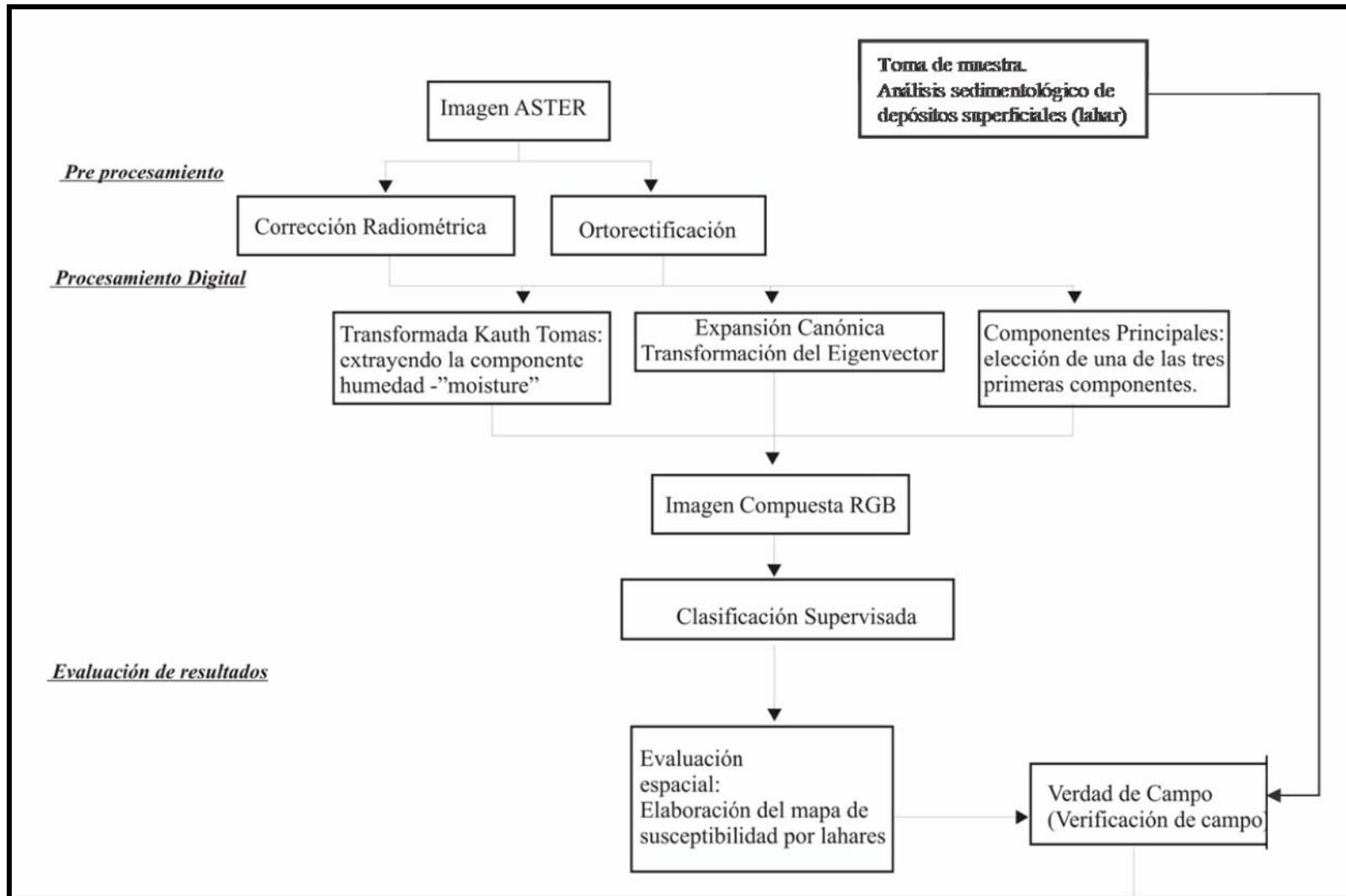


Figura 5. Cuadro metodológico para la evaluación espacial y espectral de los lahares en el Volcán de Colima.

4.3 Caracterización sedimentológica de los depósitos de lahar

Se tomaron 17 muestras de depósitos de lahar en las tres principales barrancas de la ladera sur del volcán: La Lumbre, Montegrande y La Arena. La toma de muestra se limitó a depósitos superficiales emplazados a lo largo del cauce de los ríos.

La decisión de tomar muestras superficiales sin obedecer a ningún tipo de control estratigráfico de los distintos depósitos, radica en el objetivo de este trabajo el cual se puede simplificar en la caracterización espectral de los depósitos de lahar, es decir, únicamente “los depósitos superficiales que son captados por imagen de satélite ASTER”. Además de los puntos en donde fue recolectada la muestra se indican en apartados siguientes, los puntos de control utilizados en un segundo tiempo como puntos de control dentro de lo que se conoce como “verdad de campo”, la cual es una etapa de análisis para llevar a cabo una “clasificación supervisada” y la posterior construcción de su “matriz de confusión”. Esta terminología se explicará en los siguientes capítulos.

Para realizar una toma de muestra sedimentológica se cumplió con tres parámetros:

- El sitio muestreado estaría desprovisto de cualquier cobertura vegetal aparente, aunque en algunos casos no fue posible, ya que pueden crecer pequeños arbustos en cuestión de meses.
- Se trataron de tomar muestras en zonas proximales (< 4 km) intermedia (hasta 7 km) y en las zonas distales, en las desembocaduras de las barrancas donde se forman los abanicos de acumulación.
- En función de la resolución espacial de la imagen (15 x 15m) fue necesario muestrear puntos en donde el ancho de la barranca o cauce tuviera como

mínimo un ancho de 30m, con la finalidad de obtener puntos representativos en la imagen.

El análisis granulométrico se realizó por tamizado en seco para tamaños de partícula entre -4ϕ (16 mm) y 4ϕ (0.0625) que en términos granulométricos equivale a gravajarro (-4 a -2ϕ) y arena (-1 a 4ϕ). El análisis para partícula más finas de 5ϕ (0.031 mm) a 9ϕ (0.002) equivalentes a limo y arcilla, se realizó por vía húmeda utilizando el *Analysette 20-Sedimentography (FRITZCH)*.

4.4 Preprocesamiento de la imagen

4.4.1 Correcciones Geométricas y Radiométricas

Las correcciones aplicadas a una imagen tienen por objetivo corregir las distorsiones originadas en el momento de toma de la imagen para obtener datos de toma más fidedignos de una escena. Las correcciones geométricas (ortorectificación) y radiométricas son las más usuales o genéricas, aunque estas pueden aplicarse o no dependiendo del nivel de preprocesamiento con el que se adquiere la imagen o de las características específicas de cada uno de los sensores utilizados. Regularmente, al indicar el grado de preprocesamiento de los datos, se refiere a coeficientes radiométricos y geométricos u otro tipo de datos auxiliares, pero sin haber sido aplicados a la escena, es decir, la imagen conserva sus valores originales pero va acompañada por un metadato formato HDF (*Hierarchical Data Format*), el cual contiene todas las referencias espaciales y de toma para la correcta calibración de la imagen.

La corrección geométrica es aplicada para compensar las distorsiones causadas por la curvatura de la Tierra en el momento de toma de la escena, por factores sistemáticos del sensor o por movimiento aparente del relieve; debido a la rotación de la Tierra, de esta forma se refiere la imagen a un sistema de coordenadas para que pueda ser representada en un plano de acuerdo a un tipo de proyección. La ortorectificación es una forma especial de rectificación de la imagen (rectificación geométrica) en donde

mediante una modelación matemática se reducen los errores geométricos en la imagen, en específico, el desplazamiento debido al relieve, el cual es modelado y corregido con la ayuda de un modelo digital de elevación (DEM).

Por otra parte, las correcciones radiométricas se realizan debido a un error que interviene en el valor radiométrico (radianza) de cada uno de los píxeles que conforma una escena. Dentro de los factores que alteran el valor de radianza se pueden considerar: las condiciones atmosféricas, ya que la señal viaja a través de este medio; la iluminación del sol (ángulo solar) afecta los valores radiométricos o brillantez de cada uno de los píxeles, cambios estacionales a lo largo del año, errores sistemáticos del sensor o debido a la rugosidad o morfología del relieve en la zona de toma de la escena (Chuvieco, 1995).

Con respecto a las condiciones de iluminación solar podemos distinguir dos tipos de correcciones: corrección de altura solar (ángulo solar) y corrección de la distancia Tierra-Sol.

En el primer caso, la corrección de elevación solar varía de acuerdo con la posición estacional relativa del Sol con respecto a la Tierra (fecha de adquisición de la escena), de esta forma, los datos adquiridos en la imagen tendrán diferentes ángulos de iluminación, los cuales tendrán que ser normalizados, es decir, se calcularán valores de brillantez considerando al Sol en su zenit (90°), por lo tanto, la corrección se aplica dividiendo el valor de cada píxel en una escena entre el seno del ángulo de elevación solar (con respecto a la fecha de la toma o la posición estacional relativa del sol):

$$DN' = DN / \text{SEN}(\alpha), \text{ donde } DN = \text{número digital de píxel.}$$

En el segundo caso, la corrección de distancia Tierra-Sol se normaliza de acuerdo con su cambio con respecto a la época del año, la radiación del Sol disminuye con el cuadrado de la distancia.

En cuanto a las condiciones atmosféricas, los fenómenos de dispersión y absorción son el resultado más común, debido a la interacción de la señal (longitud de onda) con la atmósfera. En el caso de la dispersión puede ser selectiva o no selectiva (independiente de la longitud de onda); dentro de la dispersión selectiva se encuentra el efecto Rayleigh, el cual se caracteriza por el hecho de que su intensidad es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda, a longitud de onda más corta, mayor dispersión. Por otro lado se tiene la dispersión de Mie, la cual ocurre cuando la longitud de onda de la radiación entrante es del orden de magnitud

que las partículas de la atmósfera, como polvo y vapor de agua, este tipo de efecto se encuentra restringido a la baja atmósfera, donde las partículas grandes son abundantes. En la dispersión no selectiva todas las longitudes de onda son en la misma intensidad, interactúa con todas las partículas de diámetro mayores a la longitud de onda de la luz (Richards, 1986).

4.4.2 Imagen Aster

Se adquirió una imagen ASTER (*Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer*) con fecha 20 de abril de 2006 (**Figura 6**). Las características técnicas de adquisición de la imagen se muestra en el **Cuadro 3**.

Cuadro 3. Características de adquisición de imágenes ASTER (*Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer*).

Tipo de satélite	ASTER (<i>Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer</i>)		
Fecha de Toma	20-04-06		
Nivel de Adquisición	L1A Data		
Bandas	Subsistema		
	VNIR		
	No. Banda	Longitud onda (μm)	Resolución espacial (m)
	1	0.52-0.60	15
	2	0.63-0.69	15
	3	0.78-0.86	15
	SWIR		
	No. Banda	Longitud onda (μm)	Resolución espacial (m)
	4	1.600-1.700	30
	5	2.145-2.185	30
	6	2.185-2.225	30
	7	2.235-2.285	30
	8	2.295-2.365	30
	9	2.360-2.430	30
	TIR		
	No. Banda	Longitud onda (μm)	Resolución espacial (m)
	10	8.125-8.475	90
	11	8.475-8.825	90
	12	8.925-9.275	90
	13	10.250-10.950	90
	14	10.950-11.650	90
Tipo de Correcciones			

	Geométrica (Ortorectificación utilizando SILCAST)
	Radiométrica
Path	5559
Row	4860
Angulo de Elevación Solar	67.870000000006
Angulo Solar (Azimuth)	115.801733
Tipo de Proyección	Universal Transversa de Mercator- Zona 13
Datum	WGS84
Esferoide	WGS84

Para las correcciones radiométricas y de ortorectificación se utilizó el *software* SILCAST (*Sensor Information Laboratory Corp-2006*) *versión 1.4*, desarrollado exclusivamente para imágenes ASTER. Dentro de su función principal se encuentra la extracción de un modelo digital de elevación para poder llevar a cabo el proceso de ortorectificación, a partir de una imagen con nivel de adquisición “*Level-1A*” (la imagen es adquirida en datos crudos, sin ningún tipo de corrección), y de forma simultánea realiza las correcciones radiométricas. Para la generación del modelo no requiere ingresar puntos de control, dado que cuenta con una banda 3 de cubrimiento estéreo a lo largo de su patrón de ruta, con tomas ópticas en nadir (banda 3N) y posterior (3B), de 15 m de resolución espacial. El modelo generado tiene una resolución espacial de 30 m, valor que se interpola posteriormente a 15, 30 y 90 metros para la ortorectificación de los subsistemas VNIR, SWIR y TIR respectivamente. Cabe señalar que en el proceso de remuestreo (*resampling*) para los dos tipos de correcciones usa la interpolación bilineal como único método. Sin embargo, la aplicación de este tipo de algoritmo exige una mayor transformación en los valores de radianza de la imagen.

4.4.3 Selección del área de estudio

Antes de demarcar el área de estudio para la escena ASTER, se realizó un remuestreo (*resampling*) para homologar la resolución de pixel de los subsistemas VNIR (15 metros), SWIR (30 metros) y TIR (90 metros), utilizando el algoritmo del vecino mas cercano (*nearest neighbour*), el cual consiste en asignar a cada pixel “desconocido o reevaluado” de la imagen el atributo del pixel referenciado más “similar”, los términos de similaridad o cercanía son dados por la distancia euclidiana (en el caso del presente trabajo) entre los valores de radianza de los pixeles. Para dicha operación se definió la mínima resolución espacial de los subsistemas utilizados para el cambio de tamaño de pixel, considerando así el valor de 15 x 15 metros correspondiente al subsistema VNIR como la unidad mínima de estudio. Sin esta interpolación sería imposible la sobreposición de las 14 bandas que conforman una escena, lo cual es indispensable para la aplicación de las subsecuentes etapas de tratamiento de las imágenes. Sin embargo, considerando que la identificación de depósitos de lahar se limita generalmente a las zona de barrancas, las cuales presentan un ancho menor a 90 m, se optó por no utilizar las bandas que componen el subsistema TIR (resolución de pixel de 90 m), ya que no aportaría información mínima o confiable en la identificación espectral de flujos de escombros, por tanto, la resolución de las bandas que componen este subsistema resulta mayor al área mínima de estudio.

Debido a las dimensiones de cobertura de este tipo de sensor (60 x 60 km) se efectuó un corte a la imagen para limitar el área de estudio únicamente al Volcán de Colima y sus inmediaciones, en un radio de 20 km aproximadamente, quedando la imagen conformada por 2014 columnas y 1136 renglones cubriendo un área de 343.18 km², la cual se denominó “subimagen-lahar” (**Figura 6**).

4.5 Procesamiento Digital a la “Imagen de Satélite Aster 2006”

El objetivo principal en el tratamiento de imágenes radica en el realce, tanto visual como radiométrico (digital), de los patrones u objetos que conforman una escena y que son de especial interés para un estudio. De acuerdo con Lira (2000) existen diversos grupos de métodos de transformación de la imagen, entre los cuales son de nuestro especial interés las transformaciones reversibles, los tratamientos que las incluyen cuentan con un operador inverso que permite rescatar la imagen original a partir de una imagen transformada. Las transformaciones reversibles se conocen también como realces no selectivos o generales, ya que se lleva a cabo un realce global a toda la escena sin discriminar o realzar un patrón con respecto a otro, por ejemplo, si en una imagen original distinguimos de forma visual a la cobertura vegetal como el patrón que guarda una mayor distribución espacial, seguida por los usos de suelo agrícola y urbano, al aplicar una transformación reversible, el realce resultado se lleva a cabo tomando en cuenta todos los componentes que caracterizan a la banda o bandas que conforman la imagen, y no se asigna un factor de peso que llegase a ponderar un patrón a pesar de otro solo por el hecho de tener una mayor cobertura espacial en la imagen. Se busca como resultado el realce a una imagen multiespectral refiriéndola a un espacio más adecuado para enfatizar objetos o caracteres de interés, obteniendo así una imagen de mejor calidad.

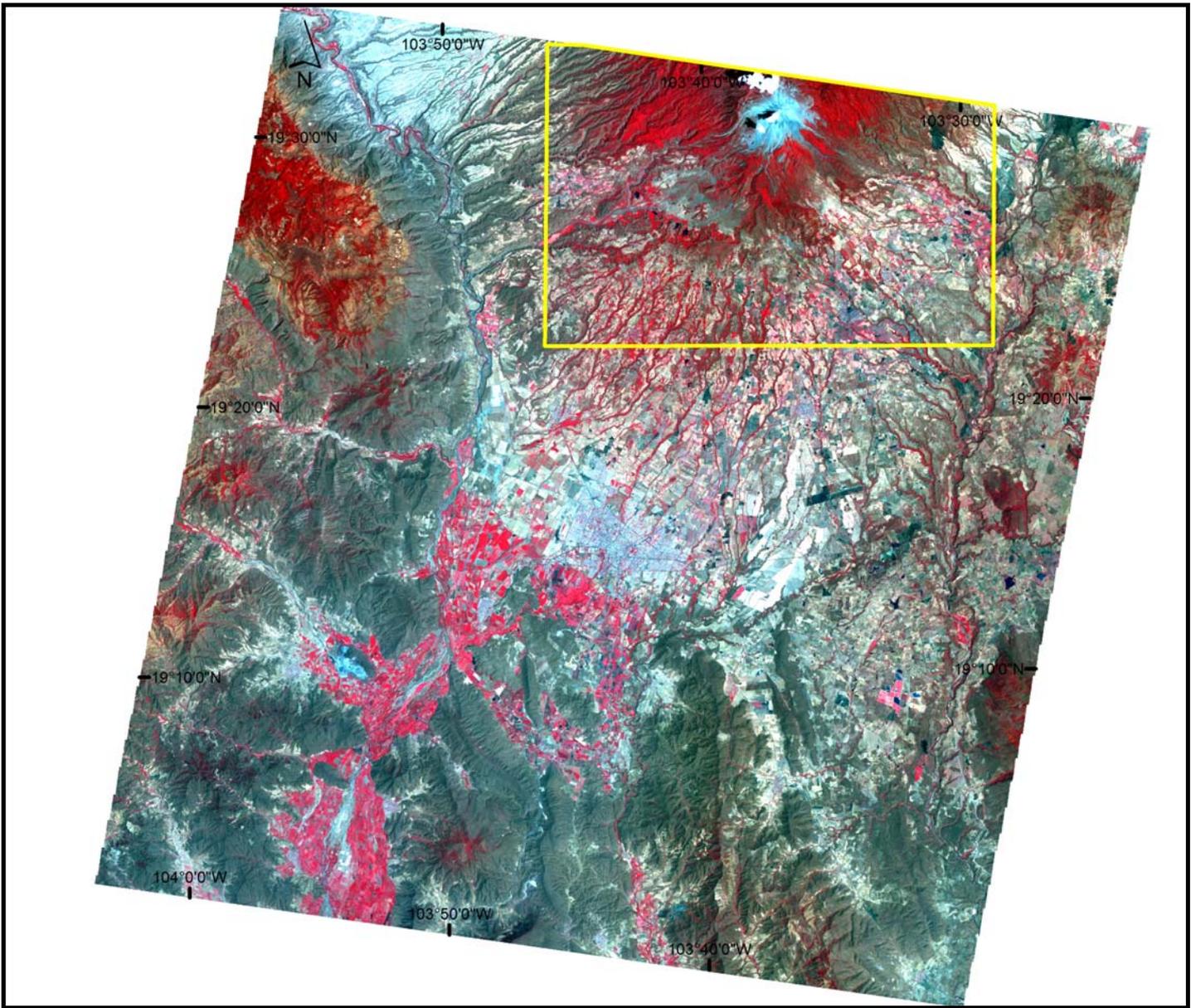


Figura 6. Imagen ASTER del 20 de abril de 2006. Composición en falso color RGB: 3, 2, 1. El recuadro en amarillo representa la selección del área de estudio.

4.5.1 Componentes Principales

La descomposición en componentes principales, la Transformada Kauth Thomas y la expansión canónica (variantes de la transformación karhunen-loeve) forman parte de dichas transformaciones reversibles a la imagen. La descomposición en componentes principales es un método estadístico, que para el caso de percepción remota, ayuda a excluir la correlación de información espectral existente entre las bandas que conforman una imagen multiespectral. Para la obtención de un sistema de variables (o bandas) no correlacionadas, y así evitar la redundancia de información, se realiza un cambio en los ejes de referencia que conforman la imagen generando un nuevo sistema de ejes ortogonales, maximizando la varianza hacia los primeros ejes ortogonales o componentes principales, esto implica que la información de la imagen de entrada es resignada de forma tal que la mayor parte de la información es concentrada hacia las primeras componentes permitiendo así una reducción en la dimensionalidad de la información.

En la **Figura 7** se explica desde una perspectiva geométrica, la generación de componentes principales. La relación 0-1 significa la primera componente y 0-2 representa la segunda componente, comparándolas se observa que la proyección de los datos sobre 0-1 expresa mayor información de la estructura espacial de los datos que la proyección de los mismos sobre 0-2, por tanto, la proyección de agrupamiento de datos sobre este nuevo eje coordenado guarda la máxima varianza con respecto a la generación de nuevos ejes ortogonales.

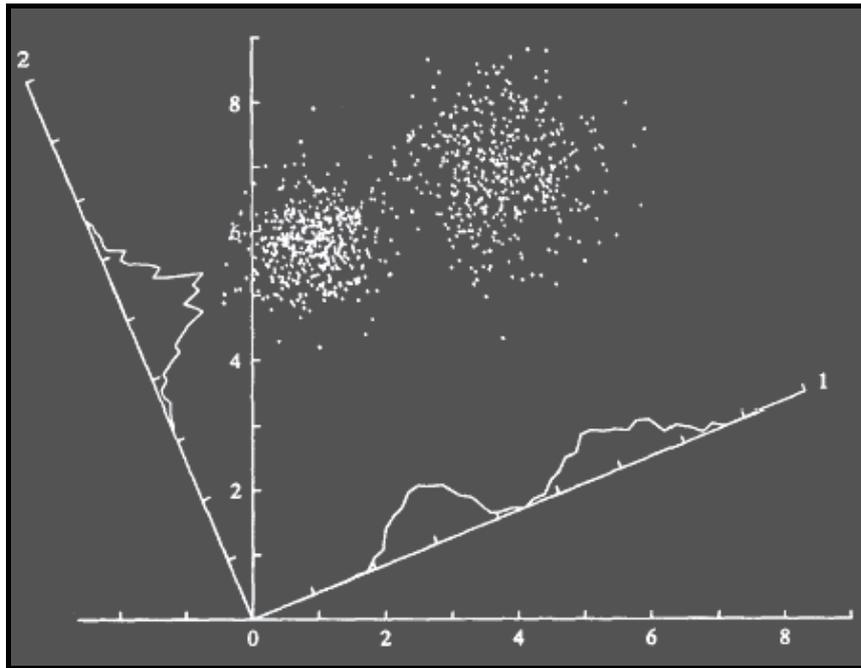


Figura 7. Representación gráfica de componentes principales. (Tomada de Arizpe et al., 2007).

En el análisis de componentes principales (ACP), la k -ésima dirección de la componente principal está relacionada con la dirección del eigenvector, que a su vez está vinculado con el k -ésimo eigenvalor de la matriz de covarianza de los datos originales. De esta forma, el eigenvalor representa la longitud de cada una de las componentes o nuevas variables que a su vez expresa la distribución de la varianza total del nuevo sistema, mientras que el eigenvector proporciona el sentido de cada una de las componentes y expresa los factores de peso (que pueden ser positivos o negativos) de cada una de las variables originales o bandas de entrada, en el cálculo de una componente principal (Chuvieco, 1990).

Para el presente trabajo, este tipo de realce se realizó de forma simultánea a las bandas que componen la imagen ASTER dentro de los subsistemas VNIR (4 bandas) y SWIR (6 bandas), sin llevarlo a cabo para el subsistema TIR.

4.5.2 Análisis Canónico (Expansión Canónica)

El análisis canónico es una variante de la transformada Karhunen-Loeve (componentes principales), el cual proporciona información del comportamiento estadístico de las coberturas que constituyen una imagen multiespectral, por lo que requiere información previa de la misma (Lira, 2002). A diferencia del resto de las

transformaciones reversibles tiene la utilidad de resaltar o separar una clase o cobertura de interés del resto de la imagen, de tal forma que se genera un nuevo espacio donde la dimensionalidad de las características espectrales se encuentran reducidas y distribuidas en función de la máxima varianza (Richards, 1986; Chuvieco, 1995; Lira, 2002). En la *Figura 8* se muestra la separación clases, la cual debe cumplir las condiciones de mínima dispersión de nube de datos de cada una de las coberturas consideradas y su máxima separación entre ellas. Se tiene tres coberturas **a**, **b** y **c** sobre dos bandas **b1** y **b2**, dichas clases no pueden ser separadas en este sistema, al elegir un nuevo eje ordenado donde una nueva banda pueda ser proyectada **b1'** en una dirección que las clases **a**, **b** y **c** encuentren su máxima separación.

El análisis de expansión canónica fue desarrollado por García (2000); Campos (2004) y Lira (2006). En García (2000) se utilizó variables canónicas como componentes principales, índice de vegetación normalizado y la transformada Kauth-Thomas para la identificación de coberturas de vegetación en la zona central del estado de Michoacán, para la identificación de distintas clases vegetales con base en la decorrelación presentada por estas tres variables. Por su parte, Campos (2004) lo utilizó para el reconocimiento de cuerpos de agua superficiales con el objeto obtener una mayor discriminación o separabilidad entre los componentes para llevar a cabo una estimación de la calidad del agua en la zona. Finalmente Lira (2006), realizó una segmentación de coberturas para distintos cuerpos de agua en México: Lago de Chapala, los pantanos del Centlá y cuerpos de el ex – lago de Texcoco, con base en imágenes Landsat y Aster. El éxito de dicha segmentación se debió a la aplicación de expansión canónica, ya que se obtiene mejores resultados cuando solo se desea obtener la máxima separabilidad de una sola cobertura (que para este caso fueron los cuerpos de agua) del resto de las coberturas que componen la imagen. De acuerdo con el autor, la variante de componentes principales se resume de la forma:

$f(r)$ es la imagen multiespectral de **n** bandas. Componentes principales se define como:

$$g(r) = Af(r) \dots \dots \dots (a)$$

donde **A** es el kernel de transformación formado por lo eigenvectores de la matriz de covarianza de la imagen $f(r)$, y **r** es un vector que define la posición de un pixel en la imagen. La matriz de covarianza es definida por K_f , la posición de los eigenvectores es

ortogonal al sistema coordinado en términos de la imagen $f(r)$. los eigenvectores \hat{e}_i se obtienen resolviendo la ecuación del vector:

$$[K_f - l_i I] \hat{e}_i = \mathbf{0} \dots \dots \dots (b)$$

donde I es la matriz identidad y l_i es el eigenvalor, la matriz de covarianza K_f es calculada considerando todos los píxeles de la imagen $f(r)$.

Una variante a esta ecuación (b) se realiza cuando se introduce una clase espectral específica extrayendo un grupo de píxeles de la imagen original $f(r)$ y la matriz de covarianza se genera a partir de esta cobertura. Por tanto la K_w será la matriz de covarianza de los nuevos píxeles y A' será el nuevo kernel de los eigenvectores de K_w . Para la construcción del kernel al momento de aplicar los coeficientes de transformación sobre $f(r)$, de acuerdo a la matriz de eigenvectores, la combinación lineal debe aplicarse con los eigenvectores ordenados de manera horizontal. La nueva ecuación del vector queda de la forma:

$$[K_w - l_w I] \hat{e}_i^w = \mathbf{0} \dots \dots \dots (c)$$

y la variante de componentes principales queda

$$g'(r) = A' f(r) \dots \dots \dots (d)$$

De esta forma, cuando la ecuación (d) es aplicada a una sola cobertura o clase, es decir, cumple la función de la ecuación (a), se obtiene como resultado una separación espectral del grupo de píxeles extraídos (o cobertura seleccionada) del resto de los píxeles que conforman la imagen.

En el presente trabajo, con base en la metodología reportada, para conocer el comportamiento estadístico de la cobertura a resaltar, se realizó un corte a la imagen original denominada “subimagen-lahar”, donde se limitó únicamente el área de la clase que se desea separar del resto de la imagen, que para el caso es un depósito superficial de lahar, mismo que se limita a las barrancas y algunos depósitos de abanico ladera abajo. En particular se seleccionó el depósito superficial más extenso observado en la

imagen de satélite ASTER 2006, que como se demostrará más adelante, corresponde con el abanico aluvial en la desembocadura de la Barranca Montegrande. Posteriormente se aplicó a esta subárea la transformación de componentes principales para estimar los eigenvalores y eigenvectores a partir de la matriz de covarianza de la clase seleccionada (depósito superficial de lahar), ya que proporcionan la medida de dispersión y separación de la nube de datos existente entre la clase seleccionada y el resto de las coberturas que constituyen la imagen original.

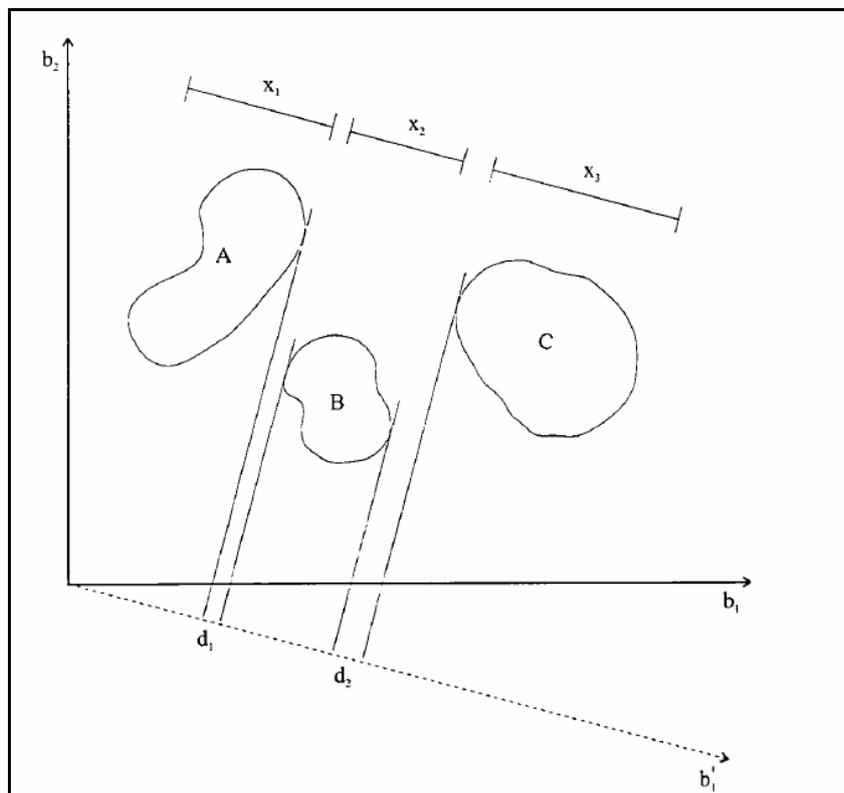


Figura 8. Ejemplo de una imagen de dos bandas señalando la máxima separación entre tres clases, con respecto a un nuevo espacio (eje b_2 b'_1). (Fuente: Lira, 2002).

A partir de la obtención de los eigenvectores de la primera componente se genera el Kernel de transformación de la subimagen, donde se resalta únicamente los depósitos de lahar. Posteriormente, dicho Kernel es aplicado a la imagen multispectral original para resaltar y separar los depósitos de lahar del resto de los depósitos volcánicos u objetos que conforman el paisaje. Para la aplicación de este análisis se utilizó el módulo “Spatial Modeler” de *ERDAS Image 9.0* el cual permite ejecutar operaciones específicas a la imagen mediante modelos gráficos de fácil creación o sobre línea de comando.

4.5.3 Transformada Kauth Thomas (KT)

En términos generales la transformada KT también conocida como transformada Tasseled Cap (TC) es un realce para cualquier tipo de cobertura vegetal, haciendo especial énfasis en el proceso evolutivo de la misma con base en una sola imagen: en una primera fase se considera al suelo sin ningún tipo de crecimiento vegetal sobre su superficie definiéndolo así como un suelo brillante, en una segunda etapa evolutiva cuando la vegetación comienza a crecer su respuesta espectral comienza a dominar sobre la cobertura de suelo u otros elementos secundarios (verdor de la cobertura vegetal), por último las plantas comienzan una etapa de madurez o marchitez (humedad), lo que digitalmente se traduce en la generación de un nuevo espacio tridimensional donde la mayor parte de la varianza se encuentra concentrada en las tres primeras bandas o componentes de salida (brillo verdor y humedad), por tanto esta generación de componentes (nuevos ejes coordenados) obedecen a una serie de cocientes previamente estudiados e independientes a las condiciones espectrales de una imagen dada (Lira, 2002). Con esta transformación al igual que componentes principales se obtiene una reducción en la dimensión de la imagen original.

Para la elaboración del presente trabajo y de acuerdo al análisis visual de las componentes resultado y trabajo de campo, se optó por utilizar únicamente la componente de humedad (tercera componente), esta elección podría prestarse a confusión ya que en primera instancia se podría fundamentar en el comportamiento espectral de un suelo desnudo (componente “brillantez”), lo cual puede vincularse al comportamiento espectral de un depósito de lahar, ya que debido a la alta recurrencia en época de lluvias difícilmente permite el crecimiento de vegetación sobre la superficie del depósito, sin embargo, debido a la fecha de adquisición de la imagen (temporada de secas) y a la característica física referente a la concentración de humedad contenida en el depósito de lahar, permite el rápido crecimiento de arbustos, dando por resultado una mayor respuesta hacia la componente “humedad”. Por otra parte al no utilizar las otras dos componentes referentes al vigor de la vegetación y brillantez se está disminuyendo en gran medida la alta reflectancia de la cobertura vegetal en la zona de estudio, ya que

la mayoría del resto de los depósitos volcánicos que conforman las imágenes utilizadas se encuentran cubiertos por vegetación.

Desde un principio la Transformada Kauth Thomas (KT), (Kauth y Thomas, 1976) es aplicada particularmente para imágenes LANDSAT: MSS, TM4 y TM5 por lo que en la mayoría de los “software” comerciales este algoritmo solo puede ser utilizado para dicho sensor, por lo que dicho operador de transformación no puede ser aplicada de manera directa al sensor ASTER ya que, como se puede observar en el **Cuadro 4** al hacer un comparativo entre los dos sensores respecto al número de bandas, ancho de banda y longitud de onda que comprende cada una de ellas, se puede observar que el sensor ASTER es mas fino que LANDSAT TM al contar con un mayor número de bandas y no presenta la misma cobertura espectral para cada una de las bandas, con excepción de la número uno para cada respectivo sensor.

Cuadro 4. Comparación de bandas (rangos espectrales) entre LANDSAT TM5 y ASTER para la aplicación de la Transformada Kauth-Thomas.

<i>Bandas LANDSAT</i>	<i>Resolución espectral Sensor LANDSAT TM5</i>	<i>Resolución espacial LANDSAT</i>	<i>Bandas ASTER</i>	<i>Resolución espectral Sensor ASTER</i>	<i>Resolución espacial ASTER</i>	<i>Subsistema ASTER</i>
Banda 1	0.45-0.52 μm	30m	Banda 1	0.52-0.60 μm	15 m	VNIR
Banda 2	0.52-0.60 μm	30m	Banda 2	0.63-0.69 μm	15 m	VNIR
Banda 3	0.63-0.69 μm	30m	Banda 3	0.78-0.86 μm	15 m	VNIR
Banda 4	0.76-0.90 μm	30m	Banda 4	1.6-1.7 μm	30 m	SWIR
Banda 5	1.55-1.75 μm	30m	Banda 5	2.145-2.185 μm	30 m	SWIR
Banda 7	2.08-2.35 μm	30m	Banda 6	2.185-2.225 μm	30 m	SWIR
Banda 6	10.4-12.5 μm	30m	Banda 7	2.235-2.285 μm	30 m	SWIR
			Banda 8	2.295-2.365 μm	30 m	SWIR
			Banda 9	2.360-2.430 μm	30 m	SWIR
			Banda 10	8.125-8.475 μm	90 m	TIR
			Banda 11	8.475-8.825 μm	90 m	TIR

				μm		
			Banda 12	8.925-9.275	90 m	TIR
				μm		
			Banda 13	10.250-10.950	90 m	TIR
				μm		
			Banda 14	10.950-11.650	90 m	TIR
				μm		

Por consiguiente se utilizó una aproximación a la transformada Tasseled Cap para ASTER, con base en el método *Gramm-Schmidt*, elaborada por (Wang y Sun, 2005). De acuerdo con el cuadro metodológico, para estimar la transformada se emplearon las primeras nueve bandas que componen los subsistemas VNIR y SWIR de ASTER, utilizando la técnica de ortogonalización *Gramm-Schmidt* para calcular los coeficientes de “verdor”, “brillantez” y “humedad”. El método sintetiza la información contenida en bandas discretas, lo que es asociado a las características físicas de las clases de una escena. Los coeficientes de transformación fueron calculados utilizando la técnica de ortogonalización de *Gramm-Schmidt*. Como primer paso se parte de la selección de un punto dentro del espacio vectorial \mathbf{R}^n de la imagen original que funciona como el origen de un nuevo sistema, dicho vector es denominado r y garantiza que la transformación será capaz de identificar la estructura de los datos construyendo así un nuevo conjunto ortogonal de píxeles que genere el mismo espacio que los píxeles originales. Se crea un nuevo eje seleccionando un vector \mathbf{x}_1 en \mathbf{R}^n el cual será ajustado por r y dividido por su longitud, obteniendo así el coeficiente de transformación (\mathbf{s}_1):

$$s_1 = \frac{x_1 - r}{\|x_1 - r\|}$$

Como paso se genera un nuevo vector que sea ortogonal a \mathbf{s}_1 , definiendo una nueva dimensión de \mathbf{R}^n . El segundo eje es construido proyectando \mathbf{x}_2 dentro del subespacio definido por \mathbf{s}_1 , el vector resultante es:

$$P_{(x_2-r) \rightarrow s_1} = ((x_2 - r) \cdot s_1) s_1$$

Esta proyección es simplificada gracias a que \mathbf{s}_1 es un vector unitario. De tal forma que si es sustraído de \mathbf{x}_2 el vector resultante es ortogonal a \mathbf{s}_1 . Este vector ortogonal asociado a \mathbf{x}_2 es denotado como \mathbf{w}_2 , normalizado al dividirlo por su longitud, se obtiene el segundo coeficiente de transformación:

$$w_2 = x_2 - P_{(x_2-r) \rightarrow s_1}$$

$$s_2 = w_2 / \|w_2\|$$

Siguiendo estos pasos puede obtenerse la tercera componente de transformación, el vector seleccionado (\mathbf{x}_3), y el resultado es sustraído del vector original y normalizado:

$$w_3 = x_3 - P_{(x_3-r) \rightarrow s_1} - P_{(x_3-r) \rightarrow s_2}$$

$$s_3 = w_3 / \|w_3\|$$

Es importante señalar que los coeficientes de transformación resultantes para la aproximación a la Transformada Tasseled Cap utilizando el método *Gramm-Schmidt*, son valores estándar que pueden ser aplicados a cualquier imagen ASTER. Estos coeficientes se muestran en el *Cuadro 5*.

Cuadro 5. Coeficientes estándar de transformación para Tasseled Cap utilizando el método *Gramm-Schmidt* para imágenes ASTER.

Tasseled Cap	<i>B1</i>	<i>B2</i>	<i>B3</i>	<i>B4</i>	<i>B5</i>	<i>B6</i>	<i>B7</i>	<i>B8</i>	<i>B9</i>
Coeficiente Brillantez	0.3909	0.5224	0.1184	0.3233	0.305	0.3571	0.3347	0.3169	0.151
Coeficiente Verdor	-0.0318	-0.1031	0.9422	0.2512	-0.0737	-0.069	-0.0957	-0.1195	-0.0625
Coeficiente Humedad	0.4571	0.4262	-0.1568	0.2808	-0.2417	-0.3269	-0.4077	-0.3731	-0.1877

Donde solo se aplica la tercer componente, ya que es de interés único la transformada de humedad. Para llevar a cabo la aplicación de este análisis se utilizó el módulo “Image Interpreter” del *software* ERDAS IMAGE versión 9.0, para aplicar la equivalencia entre imágenes LANDSAT TM5 y ASTER.

4.5.4 Clasificación Supervisada

La naturaleza de una clasificación radica en el agrupamiento de píxeles con base en el reconocimiento de sus distintos patrones espectrales, resultado de los valores de los píxeles (valores de cuantificación de radianza) que constituyen una imagen, y se obtiene como producto final un mapa temático, donde segmenta de manera digital las distintas coberturas o clases obtenidas en la clasificación, cabe señalar que la asociación o distinción entre coberturas depende de la morfología o dinámica del paisaje, observada en una imagen multiespectral (Sabins, 1997).

Una clasificación supervisada implica conocimiento previo de la zona de estudio para la definición de clases de acuerdo al objeto de análisis. De acuerdo con Lillesand (2001), la generación de esta clasificación se resume en tres pasos.

- En una primera etapa los “campos de entrenamiento” deben ser definidos por parte del especialista en percepción remota, además debe tener conocimiento previo de la zona de estudio; estos campos implican el análisis espacial de la imagen para la identificación de pequeñas áreas de unidades representativas y homogéneas de acuerdo al objetivo de estudio, considerando así los atributos espectrales de los patrones que distinguen a las unidades. Cabe señalar que al hacer referencia al término “patrón” implica la medida de radianza obtenida en la longitud de onda de las bandas para cada pixel.
- En una segunda etapa, ya definidas las unidades representativas en clases por parte del especialista, se prosigue a la evaluación digital de las mismas, categorizando así todos los píxeles en la imagen con base en la relación espacial de los mismos con respecto a su entorno, el proceso de asignación sigue diversas reglas estadísticas dependiendo del algoritmo o clasificador

utilizado para correr la clasificación. Cabe mencionar que en la clasificación supervisada (al igual que en la no supervisada) se trabaja con una imagen en composición a color RGB, de acuerdo con las bandas que mejor caracterizan el fenómeno a analizar.

- En la tercera etapa se obtiene el producto de salida que puede ser un mapa temático asociado a diversas tablas y matrices que explican el comportamiento estadístico de cada una de las clases definidas. Este mapa debe ser verificado con puntos de control en campo para conocer el nivel de error o de acierto con el que se está trabajando.

Existen diversos clasificadores, entre los que destacan: mínima distancia (CMD), máxima verosimilitud (CMV) y paralelepípedo (CP) (*Figura 9*). En el primer caso de acuerdo a los valores espectrales de las bandas consideradas, se estima el vector medio para cada categoría, por lo que un pixel dado será asignado dependiendo de su distancia media con respecto a cada una de las categorías, eligiendo así la más cercana, su limitación se encuentra en su incapacidad para diferenciar grados de varianza dentro de una clase, por lo que este algoritmo no brinda buenos resultados en clases donde su respuesta espectral es muy cercana. En el segundo caso supone que cada clase derivada de un campo de entrenamiento tiene una distribución Gaussiana, con base en ello calcula un valor de probabilidad de pertenencia para cada clase, por lo que este cálculo proporciona el nivel de precisión de clasificación más alto. El CP considera una variedad de valores dentro de cada categoría de conjunto de entrenamiento denotando el valor máximo y el valor mínimo, sus límites se encuentran definidos por un paralelepípedo, a diferencia del CMD, el CP es más sensible a la varianza dentro de una clase.

Es importante señalar que se utilizaron los tres algoritmos para definir de manera digital las clases deseadas a partir de diversas clasificaciones supervisadas de prueba, como resultado se seleccionó el método del paralelepípedo para correr la clasificación final, debido a que se obtuvo la mejor definición de clases. El procedimiento de clasificación supervisada se corrió en el software *ERDAS 9.0* con el módulo *Classifier*.

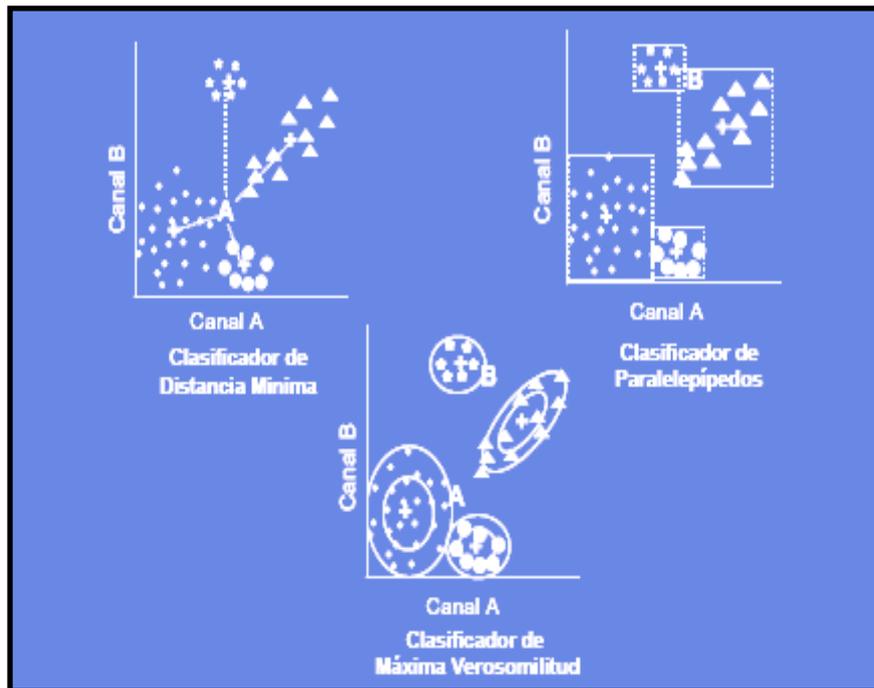


FIGURA 9. Representación gráfica de los clasificadores Mínima distancia, Paralelepípedos y Máxima verosimilitud.

V. RESULTADOS

5.1 Resultados del análisis sedimentológico aplicado a depósitos volcánicos superficiales (lahar)

Los resultados completos de los análisis obtenidos se presentan en el **Cuadro 6**, en el cual se enlistan todas las muestras examinadas, las cuales son referenciadas en el mapa de la **Figura 10**. Cabe mencionar que debido a que el nombre la muestra es demasiado grande para escribirlo en el mapa, se generó en el **Cuadro 6** una columna que indica el número identificador en el mapa de la **Figura 10**, con el objeto de que cada una de las muestras fuesen fácilmente referenciadas e identificadas numéricamente sobre el mapa. Cabe mencionar que los puntos de control que no fueron muestreados, pero si utilizados en un segundo tiempo como puntos de control dentro de lo que se conoce como “verdad de campo”, que a su vez empleados en las etapas de “clasificación supervisada” y “matriz de confusión”, son ubicados en el mapa de la **Figura 10**.

- Para el análisis granulométrico de los depósitos superficiales encauzados a lo largo de la Barranca La Lumbre se tomaron cinco muestras. De acuerdo a la **Figura 11**, el afloramiento más próximo denominado **COL0501** con base en el **Cuadro 6**, consiste de un depósito de 3 m de espesor aproximadamente, de color gris, conformado por una matriz arenosa con clastos de hasta 35 cm hacia la porción intermedia del horizonte, los cuales varían de angulosos a sub-angulosos; de acuerdo con el histograma de frecuencia, se distingue un intervalo modal de los datos de 0ϕ a 2ϕ , y consiste en 25.7% de grava, 70% de arena y 3.8 % de limo. En zona distal, punto **COL0514** se muestreó un depósito de 3.5 m de espesor aproximadamente, con clastos subangulosos de hasta 1 m hacia el techo y clastos centimétricos y subredondeados hacia la base. Desde un punto de vista geomorfológico, la zona corresponde a una secuencia de terrazas de crecimiento de poca altura que han sido abandonadas debido a la dinámica de erosión y acumulación fluvial (abanico aluvial) (**Figuras 12**, y **13**). De acuerdo con su granulometría, el depósito presenta una media moda en -4ϕ y un grupo modal de datos de 0ϕ a 3ϕ , contiene 28.1 % de grava, 64.9% de arena, 5.5% de limo y 1% de arcilla.

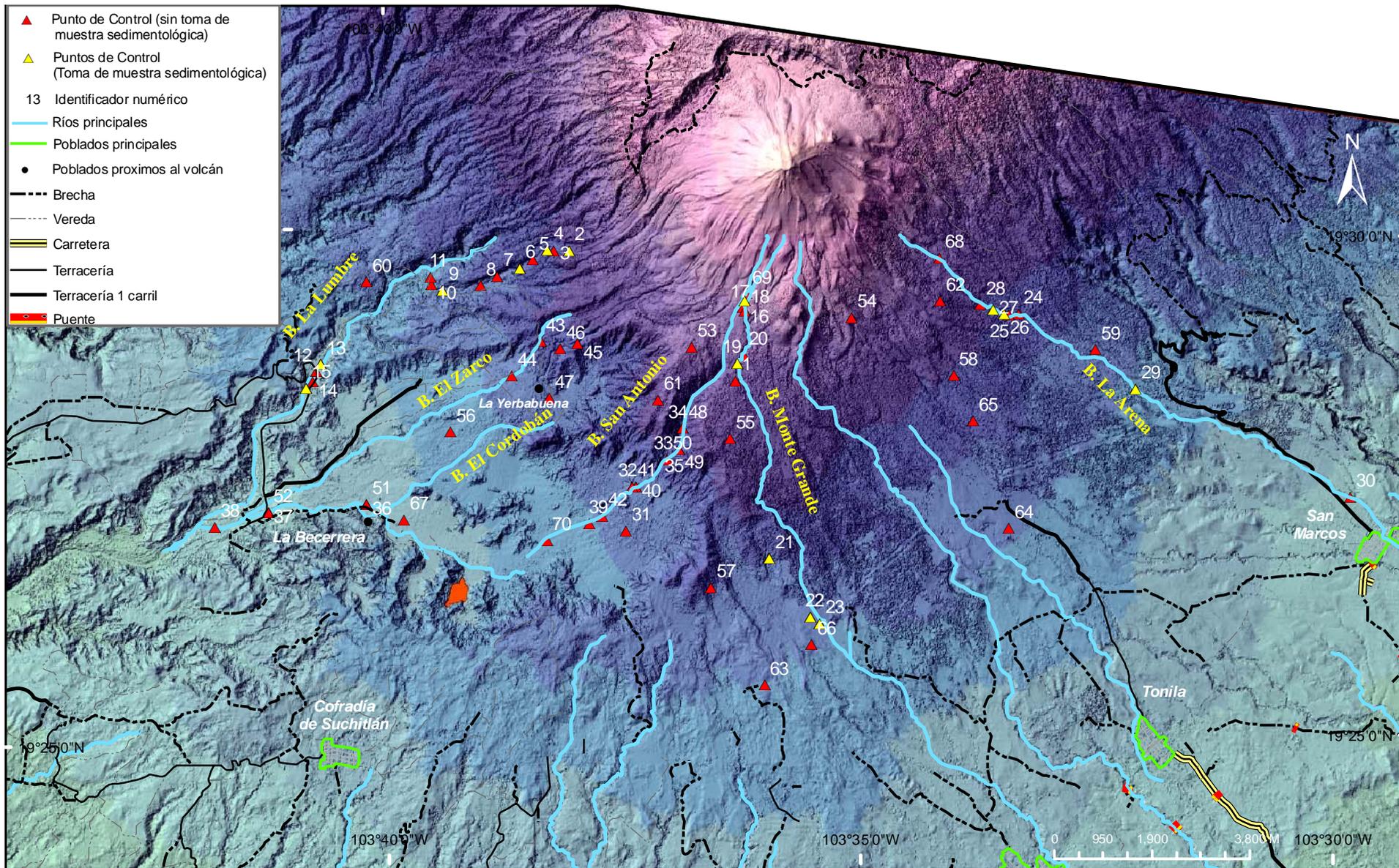


Figura 10. Puntos de muestreo sedimentológico y puntos de control sobre un modelo digital del terreno (MDT) derivado de LIDAR

Id. Mapa	No. Muestra	Grava			Arena						Limo				Arcilla	Total
		-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8		
2	COL0301	9.41	7.96	8.33	9.37	13.03	14.09	14.19	11.66	7.68	1.70	1.22	0.64	0.32	0.32	99.93
3	COL0303	0.45	5.24	9.33	12.78	15.19	15.53	15.41	11.41	3.17	4.14	3.66	2.19	0.96	0.55	100.00
5	COL0505	1.21	5.38	7.19	10.64	14.29	15.72	15.93	12.91	8.17	0.62	2.80	2.63	1.53	0.98	100.00
8	COL0308	13.22	5.86	6.22	9.23	13.02	14.71	14.55	10.98	6.64	1.94	1.55	0.91	0.57	0.35	99.96
12	COL0512 S	2.68	0.56	0.89	2.37	8.12	19.23	28.47	20.91	9.68	2.65	1.94	1.15	0.71	0.62	99.99
14	COL0514 P	2.68	0.56	0.89	2.37	8.12	19.23	28.47	20.91	9.68	2.65	1.94	1.15	0.71	0.62	99.99
15	COL0515 S	8.40	6.92	7.44	8.70	11.02	13.76	16.21	12.88	5.04	3.92	2.78	1.64	0.81	0.50	100.00
15	COL0515 CL	2.68	0.56	0.89	2.37	8.12	19.23	28.47	20.91	9.68	2.65	1.94	1.15	0.71	0.62	99.99
18	COL0518	5.75	7.35	7.16	8.06	11.45	13.76	14.72	12.56	9.59	3.55	2.26	2.07	0.80	0.90	99.99
20	COL0520	2.68	0.56	0.89	2.37	8.12	19.23	28.47	20.91	9.68	2.65	1.94	1.15	0.71	0.62	99.99
21	COL0322	16.95	7.51	6.15	7.93	11.02	13.17	14.19	11.40	3.05	4.04	3.16	2.07	1.07	0.77	102.46
22	COL0323	4.78	10.05	9.72	12.48	28.74	17.52	12.42	6.33	1.15	0.71	0.39	0.18	0.10	0.08	104.67
25	COL0626 A	9.87	4.97	6.28	9.09	12.41	14.92	15.94	13.01	4.33	3.74	3.07	1.69	0.87	0.40	99.90
25	COL0626 BP	2.68	0.56	0.89	2.37	8.12	19.23	28.47	20.91	9.68	2.65	1.94	1.15	0.71	0.62	99.99
26	COL0628 P	7.28	10.69	9.36	9.77	11.31	12.79	13.78	11.53	7.45	2.39	1.56	0.90	0.61	0.59	100.00
28	COL0329 P	6.25	4.12	5.50	9.27	13.91	15.50	16.34	13.41	8.19	2.87	2.08	1.18	0.72	0.65	100.00
28	COL0329 S	0.62	9.11	8.30	12.48	13.87	14.38	14.78	11.66	5.73	4.18	2.62	1.20	0.47	0.51	99.90

Cuadro 6. Resultados granulométricos reportados en % en peso de muestras colectadas en distintos puntos. La columna “identificador mapa” deberá ser comparada con el mapa de la Figura 10 para su correcta lectura.

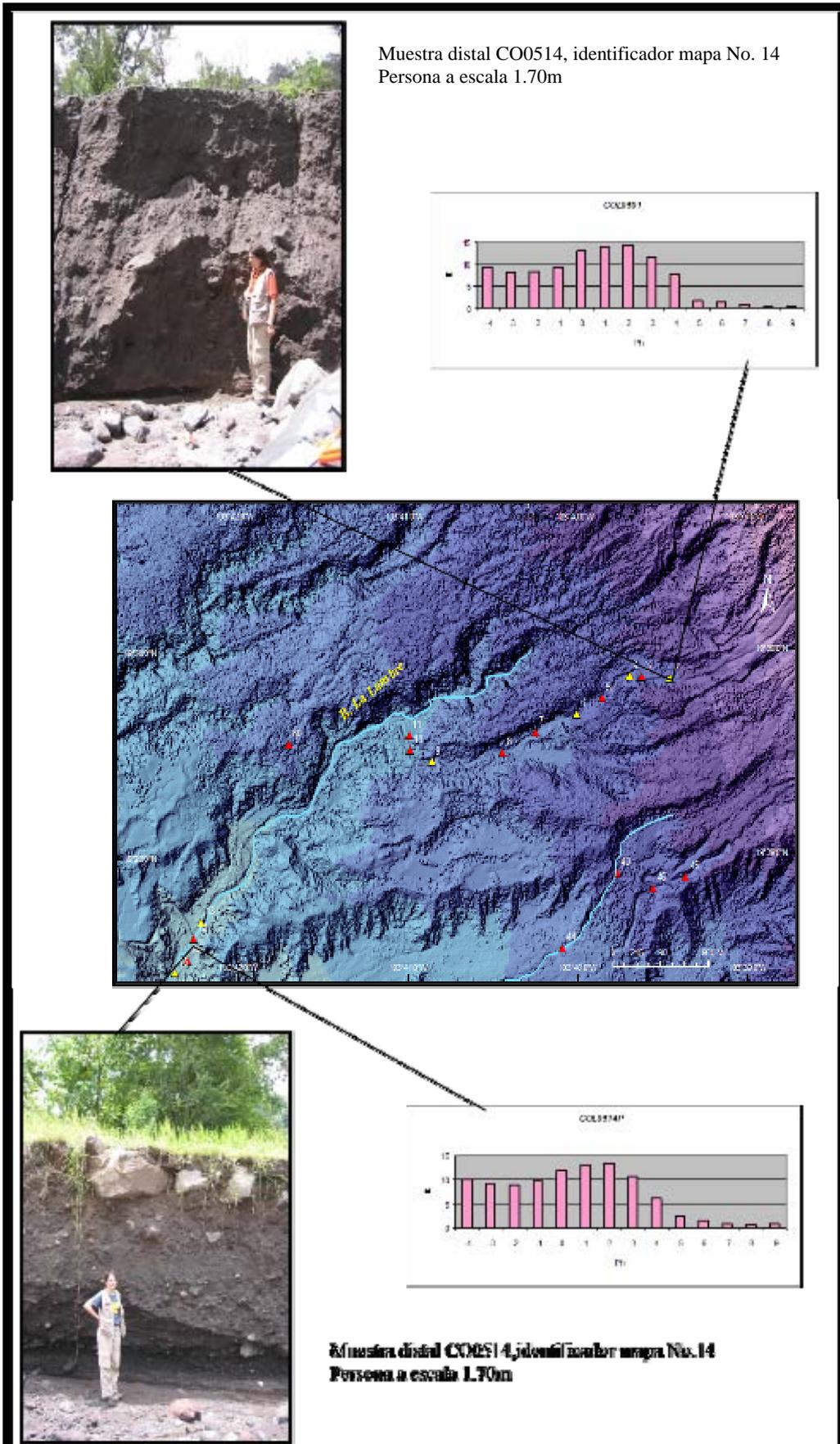


Figura 11. Muestras sedimentológicas proximal y distal sobre la barranca La Lumbre.



Figura 12. Secuencia de crecimiento de terrazas relacionadas a una constante acumulación fluvial (depósitos de lahar).



Figura 13. Puente afectado por las constantes avenidas de inundación sobre la barranca La Lumbre. Nótese en la foto izquierda las protecciones construidas hacia la base de los pilares que sostienen el puente de mas de 100 m de longitud, debido a los altos niveles de sedimentación de los flujos. Foto derecha: marcas de flujos de escombros (estatura de la persona: 1.70 m).

- Para la Barranca Montegrande se analizaron cinco muestras. De acuerdo a la **Figura 14**, hacia el punto proximal COL0515S se muestreó un depósito de color gris de 1 m de espesor aproximadamente, con clastos angulosos de dimensiones centimétricas inmersos en una matriz arenosa. De acuerdo a su granulometría presenta un grupo modal de -3ϕ a 3ϕ destacando dentro de este grupo de datos un máximo en 0ϕ , este depósito se encuentra constituido por 24.7% de grava, 70.2% de arena, 4% de limo y 0.2% de arcilla. Desde un punto de vista morfológico, el área muestreada representa una zona de relleno y removilización constante por procesos fluviales erosivos verticales y remontante. El punto muestreado en zona distal nombrado COL0522 es un depósito de 1.70m de espesor aproximadamente, de color café claro, clastos centimétricos de subangulosos a subredondeados, matriz limosa. Las tendencias granulométricas muestran un máximo en -4ϕ (que también puede ser interpretado como la mitad de una moda) y un grupo modal de datos de 0ϕ a 3ϕ , dicho depósito esta conformado por 29.8% en grava, 62% en arena, 7.7% en limo y 0.8% en arcilla. Este punto corresponde al área en donde en 1999 un lahar derrumbó una torre de conducción eléctrica (Cortés, 2002). La constante acumulación de material en esta zona facilita la formación de abanicos aluviales que cubren un área aproximada de 0.76 km^2 con distancias máximas de hasta 3 km en longitud y 650 m en anchura. Cabe señalar que la zona descrita es de fundamental importancia para el reconocimiento espectral y clasificación de los depósitos de lahar ya que corresponde con un área donde los pixeles tienen una mayor continuidad o vecindad en comparación con los pixeles que puedan ser representativos de un flujo de escombros a lo largo de una barranca, las cuales para la escala a la que se está trabajando son de reducidas dimensiones.

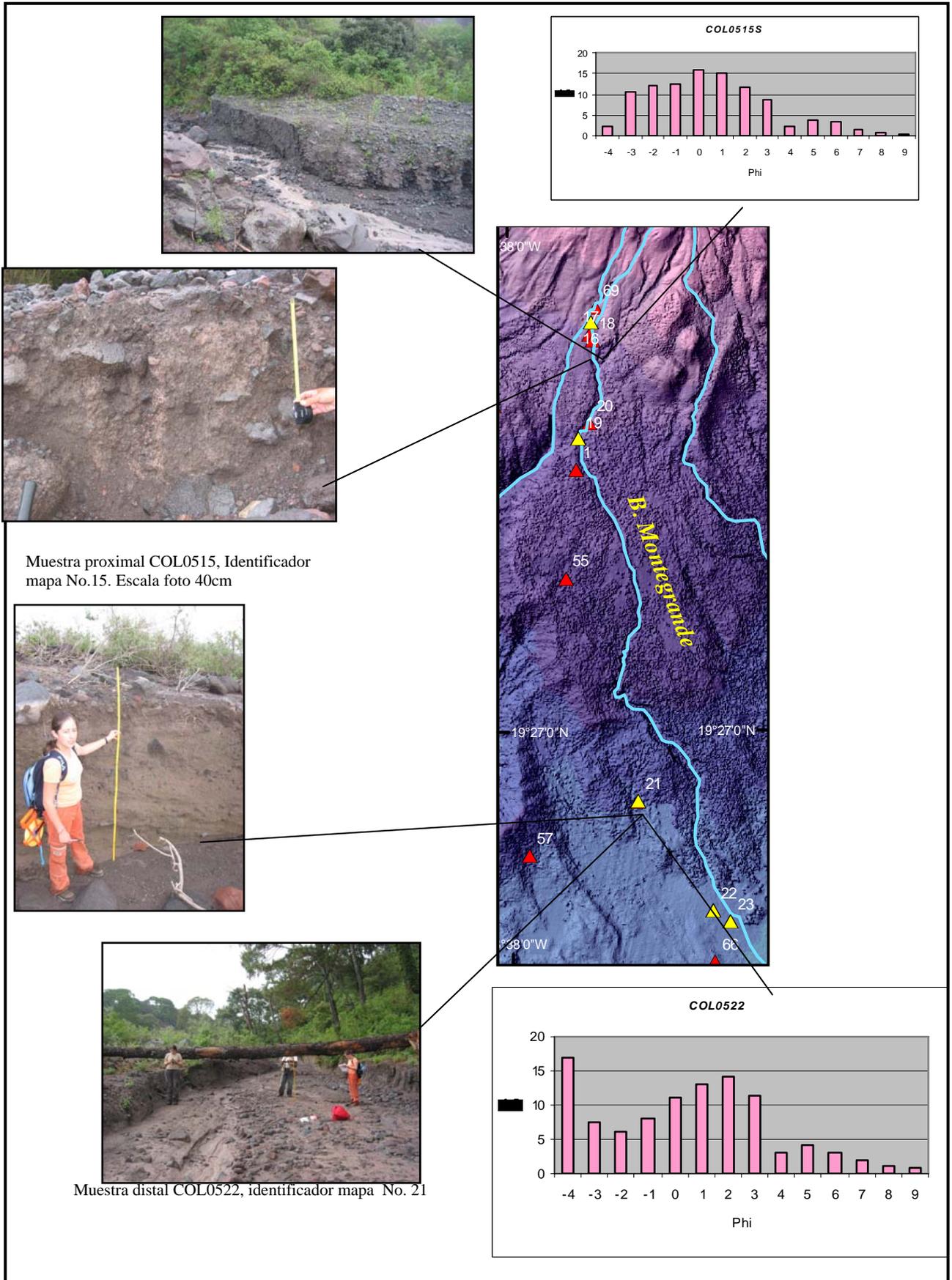


Figura 14. Muestras sedimentológicas proximal y distal sobre la barranca Montegrande.

- Finalmente para el análisis granulométrico en la Barranca La Arena situada al sureste del volcán, se tomaron tres muestras (**Figura 15**). El depósito analizado COL0526B-P tiene un espesor de 90 cm aproximadamente, de color gris, constituido por dos horizontes principales. En la base consiste en un depósito masivo, con escasa matriz y clastos subangulares de hasta 30 cm de diámetro. El horizonte superior es masivo con abundante matriz y clastos centimétricos. Para el propósito del presente trabajo se tomó muestra solamente del horizonte superior, el cual presenta la mitad de una moda en -4ϕ y un grupo modal de datos de 1ϕ a 4ϕ en el cual no se distingue el valor máximo, con un contenido de grava del 46.1%, arena 48.3%, limo 4.5% y arcilla de 0.5%.

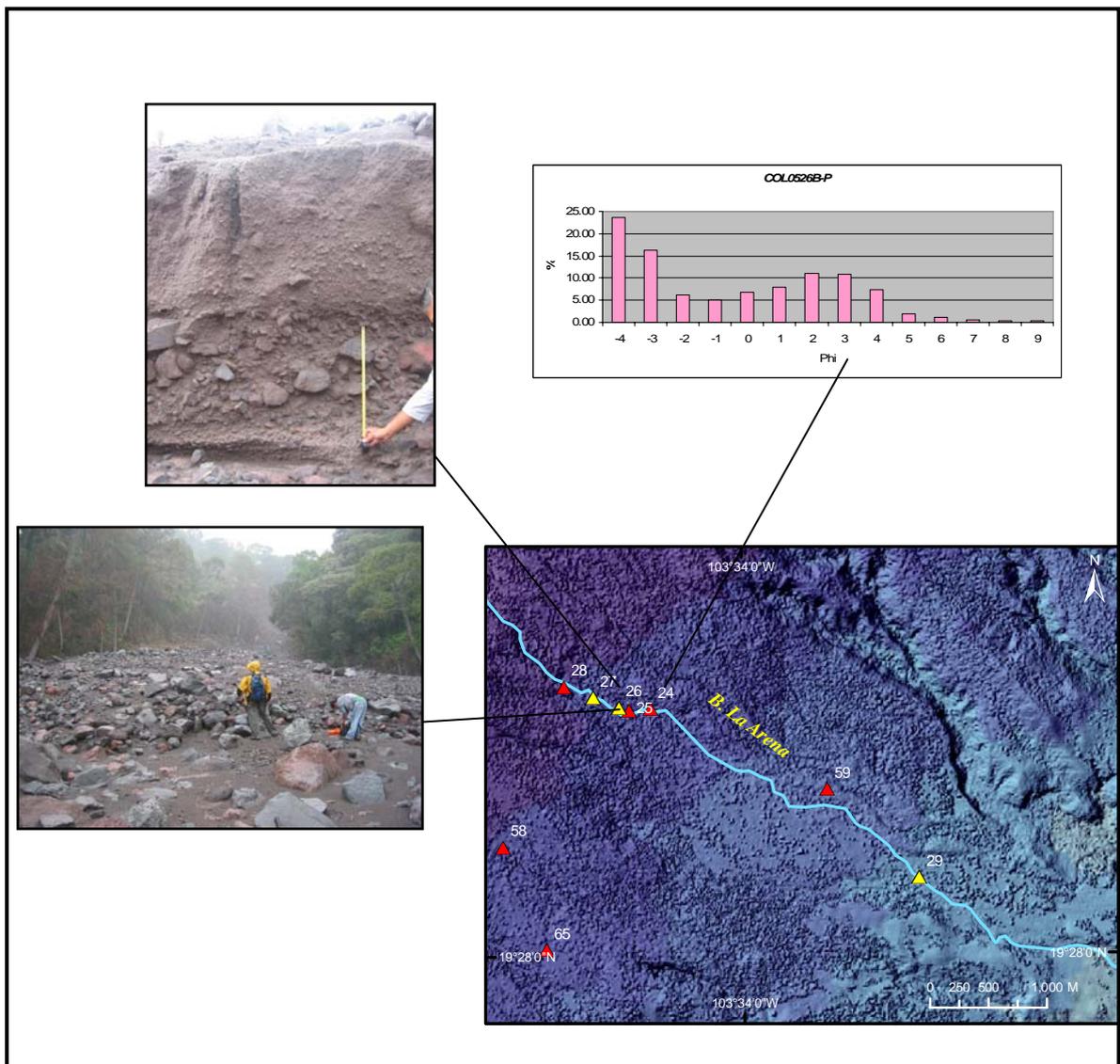


Figura 15. Muestras sedimentológicas media-distal sobre la barranca La Arena. Escala foto 30 cm. Depósito analizado COL0526B-P, identificador mapa No. 25

5.2 Resultados de las tres transformaciones a la “subimagen-lahar”

5.2.1 Tratamiento Digital por Componentes Principales

Como fue explicado en la metodología, en la imagen de entrada se seleccionaron las nueve primeras bandas del sensor ASTER (Subsistemas VNIR y SWIR) para obtener una salida de nueve componentes o bandas de salida (*Figura 16*).

Para generar componentes principales (CP) se necesita conocer información de la relación existente entre las variables (bandas de la imagen multiespectral de entrada). La matriz de covarianza es la primera que se utiliza para crear CP, la cual indica la varianza en cuanto a información de una banda en relación a otra. De acuerdo a la matriz del *Cuadro 7* se observa de manera general un incremento en la relación de la banda 2 con respecto a todas las bandas con excepción de la banda 3, se distingue una relación mayor entre la banda 2 y 1 seguida por la bandas 4 y 2.

Cuadro 7. Matriz de covarianza

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9
B1	385.3246	435.3364	144.0463	230.6792	193.6817	234.2749	216.4906	233.0223	183.5558
B2	435.3364	522.5497	162.6651	305.3950	246.2060	297.9409	270.2783	286.3210	222.1850
B3	144.0463	162.6651	183.2946	109.4851	66.7082	81.6906	71.7722	72.5774	55.3384
B4	230.6792	305.3950	109.4851	264.9895	195.2248	233.8228	203.2266	204.0796	150.5336
B5	193.6817	246.2060	66.7082	195.2248	155.3903	184.7510	163.8657	168.1046	126.3769
B6	234.2749	297.9409	81.6906	233.8228	184.7510	222.2338	196.5531	202.3986	152.1338
B7	216.4906	270.2783	71.7722	203.2266	163.8657	196.5531	177.1518	183.3907	138.6707
B8	233.0223	286.3210	72.5774	204.0796	168.1046	202.3986	183.3907	193.5383	147.5514
B9	183.5558	222.1850	55.3384	150.5336	126.3769	152.1338	138.6707	147.5514	115.8744

Para eliminar la dependencia o redundancia de información entre bandas se genera la matriz de correlación, que se caracteriza por ser una matriz diagonal. Los coeficientes de correlación pueden variar entre -1 y 1, donde un valor negativo indica una relación negativa, un valor positivo indica una relación positiva y un valor 0 indica una ausencia de relación. Se considera que existe correlación cuando los valores de una de las variables o bandas varían sistemáticamente con respecto a los valores de la otra, por lo que se espera que entre bandas contiguas exista una alta correlación. (Stein, 1999). En el *Cuadro 8* se muestra la interrelación que existe entre una o más bandas, se pueden distinguir fácilmente dos grupos con alta correlación, en el visible destacan la banda 1 y 2 donde sus factores normalizados en porcentaje indican un 97%; en un segundos grupo

destacan las bandas 4 a la 8 que correspondientes al infrarrojo medio y lejano, presentaron las siguientes relaciones: bandas 6 y 4 con 96%, bandas 6 y 5 con 99%, bandas 7 y 6 con 99%, bandas 8 y 7 con 99% y bandas 9 y 8 con 98%.

Cuadro 8. Matriz de correlación

	B1	B2	B3	B 4	B5	B6	B7	B8	B9
B1	1.00000	0.97017	0.54202	0.72191	0.79152	0.80058	0.82862	0.85330	0.86868
B2	0.97017	1.00000	0.52560	0.82070	0.86402	0.87430	0.88833	0.90034	0.90294
B3	0.54202	0.52560	1.00000	0.49678	0.39527	0.40475	0.39830	0.38534	0.37972
B4	0.72191	0.82070	0.49678	1.00000	0.96207	0.96354	0.93798	0.90116	0.85906
B5	0.79152	0.86402	0.39527	0.96207	1.00000	0.99419	0.98765	0.96936	0.94181
B6	0.80058	0.87430	0.40475	0.96354	0.99419	1.00000	0.99061	0.97593	0.94804
B7	0.82862	0.88833	0.39830	0.93798	0.98765	0.99061	1.00000	0.99042	0.96787
B8	0.85330	0.90034	0.38534	0.90116	0.96936	0.97593	0.99042	1.00000	0.98529
B9	0.86868	0.90294	0.37972	0.85906	0.94181	0.94804	0.96787	0.98529	1.00000

Por otro lado, es a partir de los eigenvalores que se construye la descomposición de componentes principales cuyo eje de transformación u origen de cada una de ellas se encuentra formado por los eigenvectores Debido al orden de los eigenvalores la información se concentra hacia las primeras componentes de la imagen multiespectral de salida. De esta forma, por un lado se obtuvo la normalización porcentual de información asociada a cada una de las nueve componentes de salida, resultantes a partir de los eigenvalores de la matriz de covarianza. En el *Cuadro 9* puede observar que las primeras tres componentes contienen la mayor cantidad de información con 85.4%, 7.8% y 5.2% respectivamente.

Cuadro 9. Eigenvalores su normalización porcentual de información asociada a cada componente principal

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9
Eigenvalor	1897.4912	173.9378	116.5769	20.8474	6.2702	2.1226	1.5444	0.9472	0.6094
%	85.4592	7.8338	5.2504	0.9389	0.2824	0.0956	0.0696	0.0427	0.0274

Por otro lado se obtuvo los eigenvectores de la matriz de covarianza, donde se observa la ponderación que debe asociarse a cada una de las bandas originales para obtener su respectiva componente principal (*Cuadro 10*).

Cuadro 10. Matriz de eigenvectores.

E1	0.4189	-0.4004	-0.4272	0.1303	-0.6640	0.1324	0.0728	-0.0319	-0.0029
E2	0.5089	-0.2655	-0.3213	-0.4824	0.5574	-0.1353	-0.0662	0.0331	0.0023
E3	0.1647	-0.6677	0.6746	0.2328	0.0984	-0.0762	-0.0466	-0.0094	0.0042
E4	0.3424	0.2648	0.4563	-0.5010	-0.2175	0.4630	0.2757	0.0996	-0.0765
E5	0.2728	0.2493	0.1314	0.0217	-0.2054	-0.2830	-0.6764	0.3715	-0.3577
E6	0.3285	0.2836	0.1499	0.0315	-0.0845	-0.2390	-0.1789	-0.7901	0.2603
E7	0.2955	0.2287	0.0615	0.2268	-0.0075	-0.3445	0.2991	0.4660	0.6163
E8	0.3091	0.2066	-0.0285	0.4319	0.2082	-0.1226	0.4783	-0.0823	-0.6169
E9	0.2367	0.1251	-0.0816	0.4535	0.3142	0.6879	-0.3231	0.0417	0.1950

Se analizó únicamente las tres primeras componentes para seleccionar la componente que formara parte de la imagen RGB compuesta final. El hecho que solo se analizaran las primeras tres bandas de salida se deriva del **Cuadro 9**, en donde se observa que la mayor cantidad de la información se concentra hacia las primeras tres componentes de salida con el 98.53%, de acuerdo a los eigenvalores ordenados en forma decreciente, hacia el resto de las seis componentes solo se conserva el 1.47% de la varianza. En la **Figura 16** se presenta las 9 componentes de salida, resulta evidente en las primeras tres componentes el realce de diversas unidades o coberturas, a diferencia de las componentes 4 a la 9, donde la presencia de ruido se hace evidente y acumulativa, distorsionando por completo a la imagen a medida que nos acercamos hacia las últimas componentes. Hacia la componente 1 resalta las distintas tonalidades en gris que distinguen a la cobertura vegetal en tonos mas oscuros con respecto a los depósitos volcánicos recientes en tonos más brillantes. Hacia la componente dos resaltan en mayor medida las unidades de cultivo hacia la parte baja del volcán. Por su parte la componente tres resulta de gran interés para este trabajo, debido a que logra diferenciar en mayor medida los depósitos volcánicos superficiales de las otras unidades, en comparación con el resto de las componentes, dicho depósitos se observan en tonalidad oscura y el resto de las unidades que caracterizan el paisaje de la imagen se presentan en tonalidades más brillantes, por lo que se decidió utilizar la componente 3 (**Figura 17**) como la primer banda para generar la “imagen resultado ASTER 2006”. A pesar que estadísticamente esta componente solo guarda el 5.25% de la varianza total, espacialmente brinda información valiosa para el realce de depósitos volcánicos superficiales.

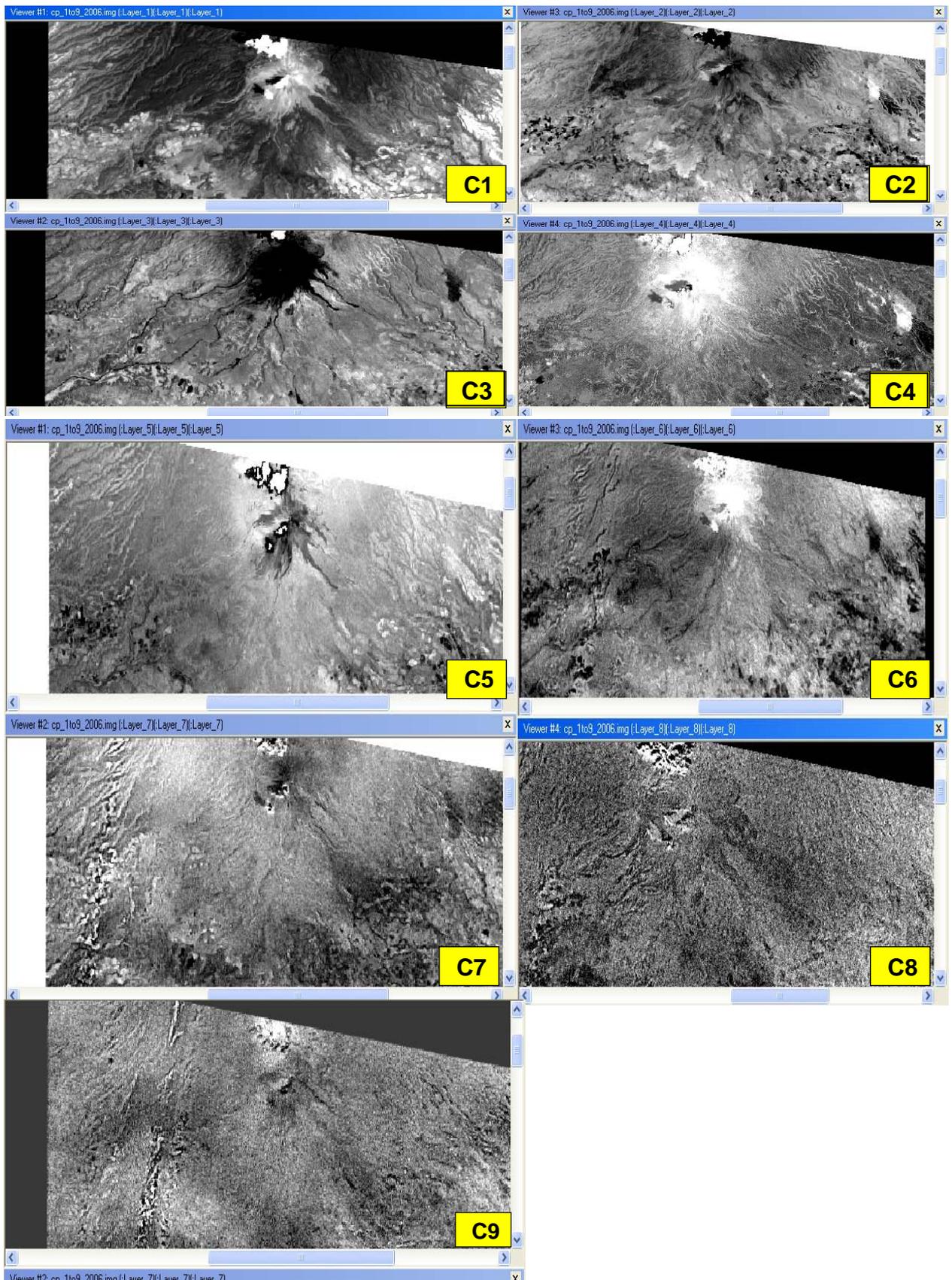


Figura 16. Componentes principales. Debido al arreglo decreciente de los eigenvalores, la mayor cantidad de información se concentra hacia las primeras tres componentes, presentando así una mayor degradación de la imagen (ruido) hacia las componentes restantes.

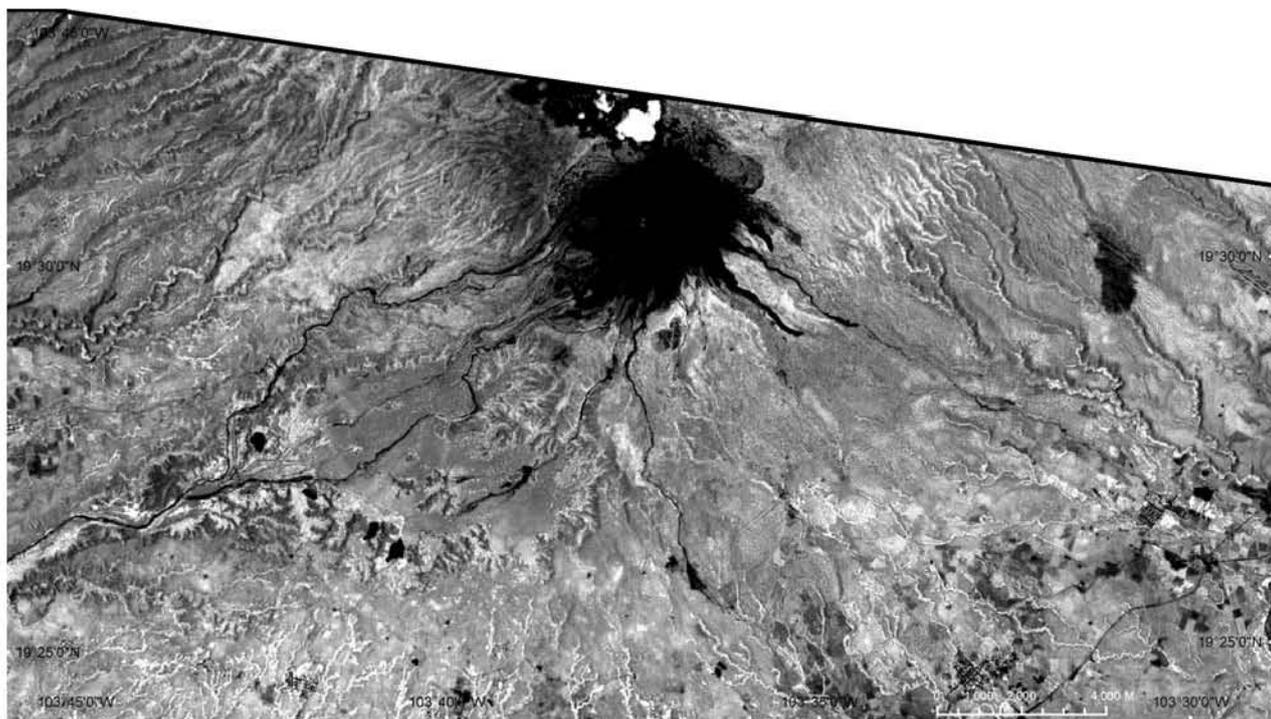


Figura 17. Tercera componente principal utilizada para generar la primer banda de la "imagen resultado ASTER 2006".

El comportamiento de esta componente puede derivarse a partir de la matriz de carga, en la cual podemos analizar la contribución o el factor de peso positivo o negativo que presentan cada una de las bandas para caracterizar cada una de las componentes principales de salida, en la **Figura 18** se graficó la matriz de carga de las primeras tres componentes, en la primera se observa un factor de peso positivo y constante de todas las bandas, a diferencia de la componente dos donde se observa variaciones de la banda 1 a la 4, presentando aportaciones positivas en la banda 1 (correspondiente al visible de longitud de onda 0.52-0,60 μm) y en mayor medida en la banda 3 (correspondiente al infrarrojo cercano de longitud de onda 0.78-0.86 μm) y a partir de la banda cuatro presentó factores de peso negativos. Finalmente en la componente 3 es muy evidente la diferencia en el aporte de las bandas del visible con respecto a las bandas infrarrojas, hacia las dos primeras, se presenta un factor de peso positivo enfatizándose este en la banda 2 que corresponde al rojo-visible con longitud de onda 0.62 -0.69 μm . Posteriormente se presenta un decremento importante hacia la banda tres mostrando factores de peso negativo en todas las bandas infrarrojas con excepción de las bandas 8 y 9 donde el aumento del factor de peso es mínimo.

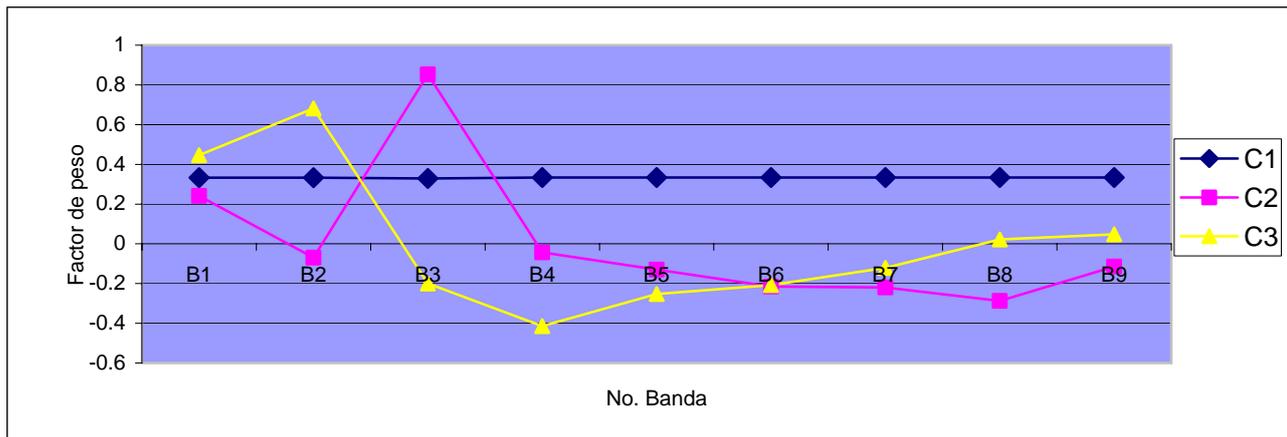


Figura 18. Gráfica de la matriz de carga de las primeras tres componentes principales de salida

Con el objeto de relacionar el comportamiento o aporte de la componente tres con respecto al realce de los depósitos superficiales, se estimó la firma espectral para 5 unidades distintas de depósitos volcánicos superficiales, dos de ellas corresponden a depósitos recientes de lahar. En términos generales, de acuerdo a la **Figura 19** estos depósitos no presentan valores bajos de reflectancia pero si diversas fluctuaciones entre las nueve bandas. En el rango del espectro visible, todos los depósitos presentan una alta reflectancia hacia la banda 1. Para el caso de los primeros tres depósitos superficiales se observa un decremento hacia las bandas 3, 4 y 5 que corresponden al infrarrojo cercano y medio, posteriormente aumenta la reflectancia en la banda 6 que corresponde al infrarrojo medio, hacia las últimas dos bandas presentan un comportamiento constante. En el caso de los dos depósitos de lahar (Dep. Lahar 1 y 2) su comportamiento espectral es prácticamente el mismo en comparación con el resto de los depósitos volcánicos superficiales, con la única diferencia que presenta mayor reflectancia en los rangos del infrarrojo cercano y medio (bandas de la 3 a la 6).

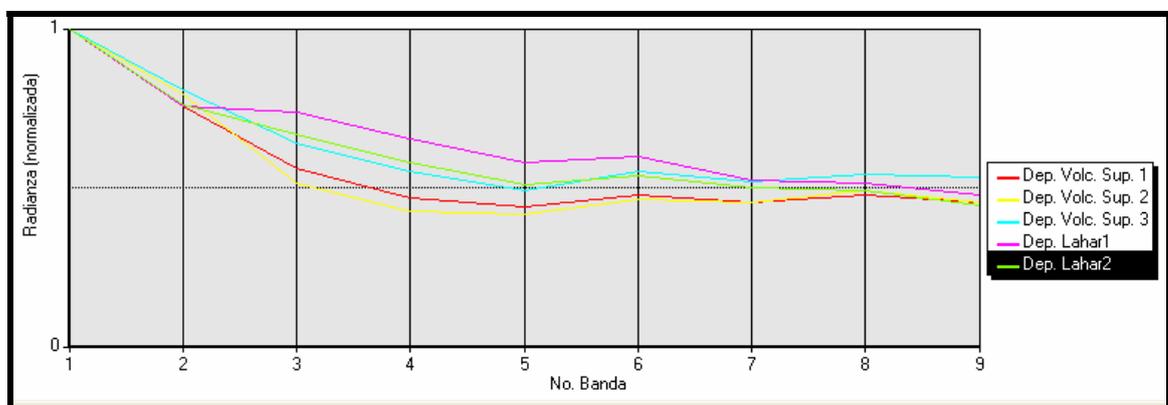


Figura 19. Firmas espectrales de cinco depósitos volcánicos superficiales.

Si comparamos la componente 3 (*Figura 18*) con las firmas espectrales (*Figura 19*), se observa que las primeras dos bandas representan un factor de peso positivo en la componente 3 lo que en las firmas se asocia a la mayor reflectancia, de igual manera el decremento presentado como factores de peso negativos de las bandas infrarrojas en comparación con las bandas visibles de la componente, puede ser asociado a la abrupta pendiente presentada entre las bandas visibles e infrarrojas de las firmas espectrales. Por tanto se observó una coherencia propia entre la componente 3 que separa de manera eficiente los depósitos volcánicos superficiales y sus respectivas firmas espectrales, encontrando que las bandas que presentaron un mayor aporte al realce de dichos depósitos fueron la banda 1(verde- visible), banda 3 (infrarrojo cercano), banda 4 (Infrarrojo medio), y banda 6 (infrarrojo medio).

5.2.2 Tratamiento Digital por Expansión Canónica

Con base en la metodología de Lira (2006) antes descrita, así como los pasos técnicos presentados por García (2000) se muestra a continuación las etapas de resultado de la aplicación de expansión canónica a la imagen ASTER.

- Para separar espectralmente los lahares del resto de las coberturas u objetos que caracterizan la imagen, se requirió obtener la dirección de los nuevos eigenvectores. Para esto fue necesario llevar a cabo un corte a la “subimagen lahar” (derivada de la imagen original multiespectral ASTER 2006) para obtener un conjunto de píxeles que caractericen únicamente de la “cobertura lahar”, es decir, donde únicamente predominen superficies cubiertas por lahares (*Figura 20*), esto corresponde con el lineamiento de las barrancas, y con zonas donde el flujo de escombros se extiende en forma de abanico, para contar con una superficie espectralmente vasta. La desembocadura de la barranca Montegrando resultó la más idónea. De esta forma se obtuvo una subimagen multiespectral de 19600 píxeles para cada una de las nueve bandas.

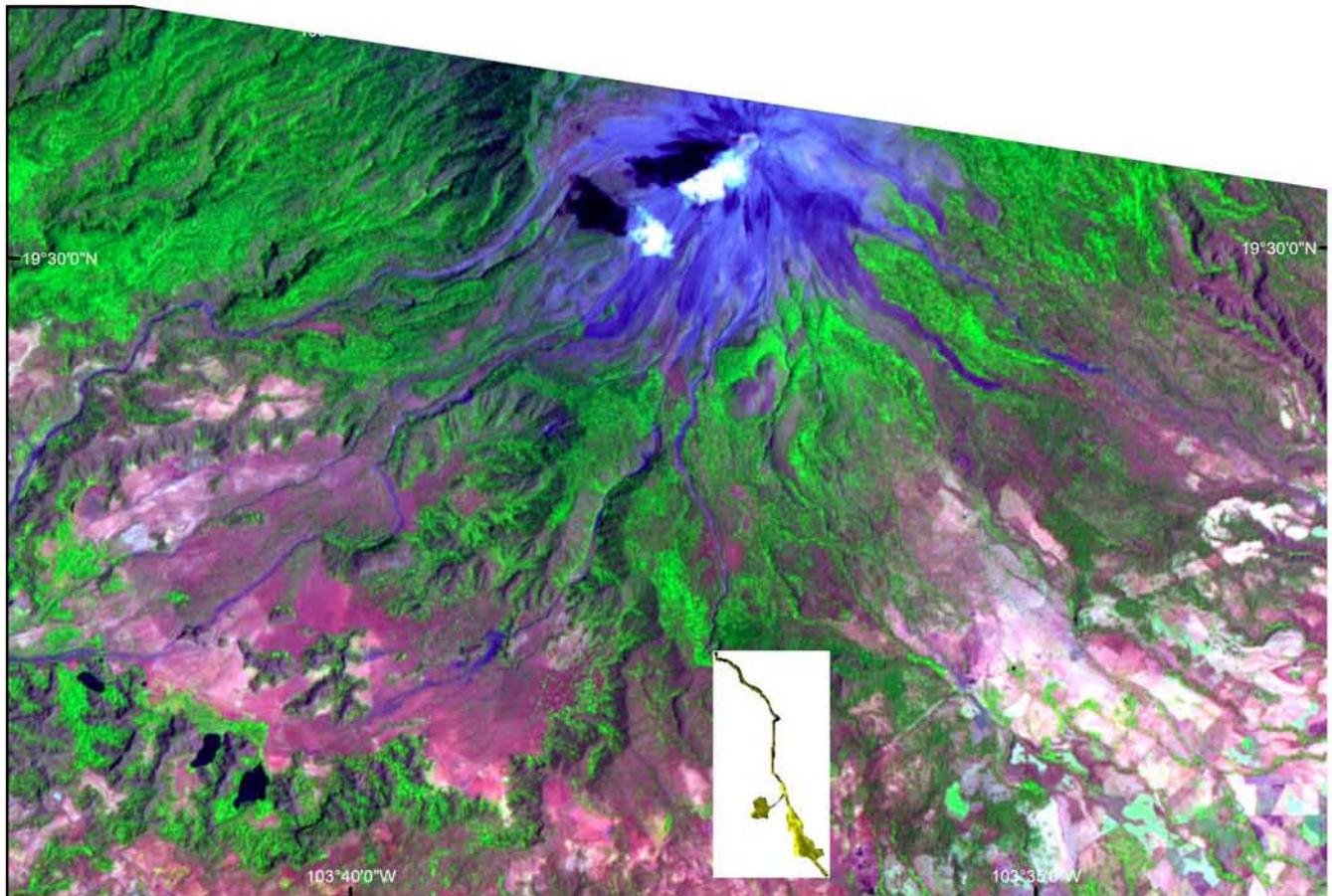


Figura 20. Corte de la “subimagen lahar” (original) multispectral para obtener un corte de imagen donde únicamente predomina la “cobertura de lahar” (el corte de lahar se encuentra delimitado por un rectángulo en blanco).

- Se aplicó componentes principales a la “subimagen lahar” para obtener como imagen de salida nueve componentes. Se analizaron las matrices resultantes de dicha transformación para el análisis estadístico y la toma de decisiones: Matriz de covarianza (**Cuadro 11**), eigenvalores (**Cuadro 12**) y matriz de los eigenvectores (**Cuadro 13**) de la matriz de covarianza. En la matriz de covarianza se observa una relación mayor entre las dos primeras bandas con respecto al resto de las bandas que componen la imagen (**Cuadro 11**), de igual manera se observa una relación de información entre las bandas infrarrojas, de forma particular a partir de la banda 5 a la 9.

Cuadro 11. Matriz de covarianza de la sub-imagen “lahar”

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9
B1	188.04694	170.50379	21.293246	34.2174	60.837635	69.577229	71.935145	83.65324	61.653374
B2	170.50379	157.60268	21.320064	34.590098	56.832676	65.236779	66.73798	77.114358	56.825502
B3	21.293246	21.320064	21.860326	12.99458	8.4527198	11.052221	9.4586308	10.35161	7.0864871
B4	34.2174	34.590098	12.99458	25.275378	20.685466	24.971792	22.143644	23.533993	17.146772
B5	60.837635	56.832676	8.4527198	20.685466	30.761869	34.313173	34.044546	37.91742	28.137928
B6	69.577229	65.236779	11.052221	24.971792	34.313173	39.630884	38.707411	43.08876	31.848435
B7	71.935145	66.73798	9.4586308	22.143644	34.044546	38.707411	39.317314	43.68949	32.267415
B8	83.65324	77.114358	10.35161	23.533993	37.91742	43.08876	43.68949	49.930323	36.563277
B9	61.653374	56.825502	7.0864871	17.146772	28.137928	31.848435	32.267415	36.563277	27.387489

Con base en los eigenvalores generados a partir de la matriz de covarianza (**Cuadro 12**) y normalizado en porcentaje, se obtuvo la varianza de información con respecto a cada componente principal. De acuerdo con su orden decreciente, se tiene que las cuatro primeras componentes principales guardan el 99.4% de la información total, de las cuales el 87% de la información se encuentra concentrada hacia la primera componente, seguida por la segunda componente con el 7% de la información.

Cuadro 12. Eigenvalores y su normalización en porcentaje

	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9
Eigenvalores.	504.6123	42.7974	22.6126	6.4626	1.2698	0.8249	0.4922	0.3977	0.3437
%	87.0301	7.3812	3.9000	1.1146	0.2190	0.1423	0.0849	0.0686	0.0593

- Con base en la relación estadística descrita en el párrafo anterior, se obtiene la dirección de cada uno de los eigenvectores o componentes principales, y como el orden de los eigenvectores (**Cuadro 13**) está en función de los eigenvalores, se dice que el primer eigenvector es el que concentra la mayor varianza de la información. Y como en nuestra “cobertura lahar” solo predomina cobertura depósitos de lahar, entonces nuestro primer eigenvector concentrará la mayor cantidad de información espectral que caracteriza a los lahares y por ende se obtiene su realce.

Cuadro 13. Eigenvectores de la matriz de covarianza.

E1	0.595171954	-0.45141661	0.0347159	0.00080868	-0.64788957	-0.14058165	0.03506025	0.00580046	-0.00076016
E2	0.547982183	-0.33285297	0.12900219	-0.21345984	0.71719103	0.10832804	-0.02295984	-0.0029743	-0.00915489
E3	0.078715279	0.1553177	0.84184486	0.50894776	0.01765431	-0.03758863	-0.00504523	-0.0056203	0.01296526
E4	0.141572484	0.45168432	0.35646498	-0.73194672	-0.20658518	0.17159619	-0.07356512	0.13953277	0.12696974
E5	0.223697042	0.32160471	-0.14492114	0.04938402	0.12366475	-0.75519022	-0.31857794	0.36320129	-0.06384986
E6	0.25606653	0.37674513	-0.08055709	-0.02856189	0.00647958	-0.1542356	0.19913991	-0.74087644	-0.41569533
E7	0.259697427	0.30466534	-0.18161648	0.17572508	0.04737121	0.0657412	0.78093881	0.32118084	0.23724236
E8	0.29704444	0.27814202	-0.22246435	0.29179012	-0.07282559	0.57152671	-0.35568497	0.27151892	-0.40937648
E9	0.218994114	0.20430171	-0.19083153	0.20096039	0.00211202	0.11215216	-0.33952985	-0.35037666	0.76346169

- Se generó el Kernel de transformación de dimensiones 1x9 con base en los coeficientes del eigenvector que caracterizan a la vegetación

E1	0.595171954	-0.45141661	0.0347159	0.00080868	-0.64788957	-0.14058165	0.03506025	0.00580046	-0.00076016
-----------	-------------	-------------	-----------	------------	-------------	-------------	------------	------------	-------------

De esta forma, al obtener la primera componente principal se obtiene el realce de los depósitos de lahar y se genera aplicando una combinación lineal entre los factores de transformación del Kernel con las nueve bandas de la imagen original ASTER.

La combinación lineal se expresa de la siguiente forma:

$$\begin{pmatrix} \text{CP 1} \\ \text{CP 2} \\ \text{CP n} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_{11} E_{12} E_{13} E_{14} \dots E_{ij} \\ E_{21} E_{22} E_{23} E_{24} \dots E_{ij} \\ E_{n1} E_{n2} E_{n3} E_{n4} \dots E_{ij} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \text{B 1} \\ \text{B 2} \\ \text{B n} \end{pmatrix}$$

donde **CPn** es la componente principal, **E_{ij}** es el vector: **i** del renglón, **j** de la columna; **Bn** banda de la imagen multiespectral original.

Por tanto, el kernel de la primera componente principal es:

$$CP1 = E_{11} B1 + E_{12} B2 + E_{13} B3 + \dots + E_{ij} Bn$$

realizando así la siguiente operación de álgebra de bandas en el módulo “Modeler” de ERDAS:

$$\begin{aligned} \text{Exp_Canónica} &= (\text{Banda 1}) * (0.5951719538231428) + (\text{Banda 2}) * (-0.4514166137089459) \\ &+ (\text{Banda 3}) * (0.03471590315308914) + (\text{Banda 4}) * (0.0008086756333435113) \\ &+ (\text{Banda 5}) * (-0.6478895687131482) + (\text{Banda 6}) * (-0.140581651388222) \\ &+ (\text{Banda 7}) * (0.03506025082098653) + (\text{Banda 8}) * (0.005800463846384774) \\ &+ (\text{Banda 9}) * (-0.0007601567712822748) \end{aligned}$$

Como producto final de esta operación lineal se obtuvo la primer componente principal donde el depósito superficial de lahar ha sido separado y realzado del resto de las unidades de la imagen con base en una expansión canónica. La imagen resultado se muestra en la **Figura 21**.

De esta forma, la componente de expansión canónica se utilizó para formar parte de la “imagen resultado ASTER 2006”, como una imagen compuesta RGB.

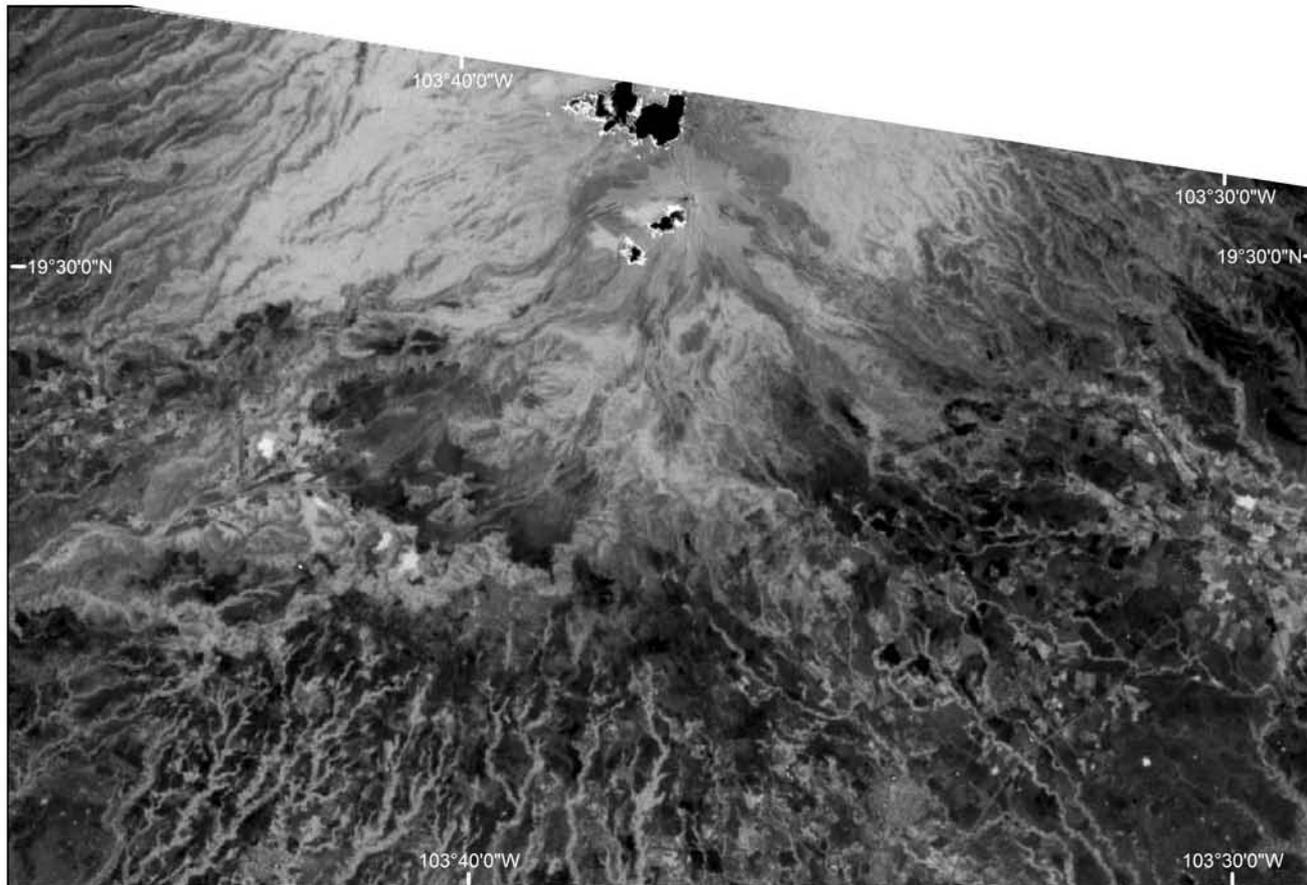


Figura 21. Imagen resultado (“subimagen lahar”) de la aplicación de expansión canónica: separación espectral de lahares con respecto al resto de objetos o coberturas que caracterizan la imagen.

5.2.3 Tratamiento Digital por Kauth-Tomas (Tasseled Cap)

En este apartado se muestra el resultado de la aplicación en la aproximación a la transformada Tasseled Cap (Kauth-Tomas) para el sensor ASTER presentada por Wang y Sun (2005).

De acuerdo con el modulo “*Modeler*” de Erdas, por medio de un función “*Linearcomb*” se realizó una combinación lineal de cada una de las bandas de entrada con respecto a una matriz de transformación (**Figura 22**).

Como se mencionó en párrafos anteriores, se escogió la componente de transformación “humedad” para la elaboración de una clasificación supervisada, sin embargo, de acuerdo con las **Figuras 23, 24 y 25**, se muestran las tres imágenes de salida de las componentes de transformación “verdor” “brillantez” y “humedad”.

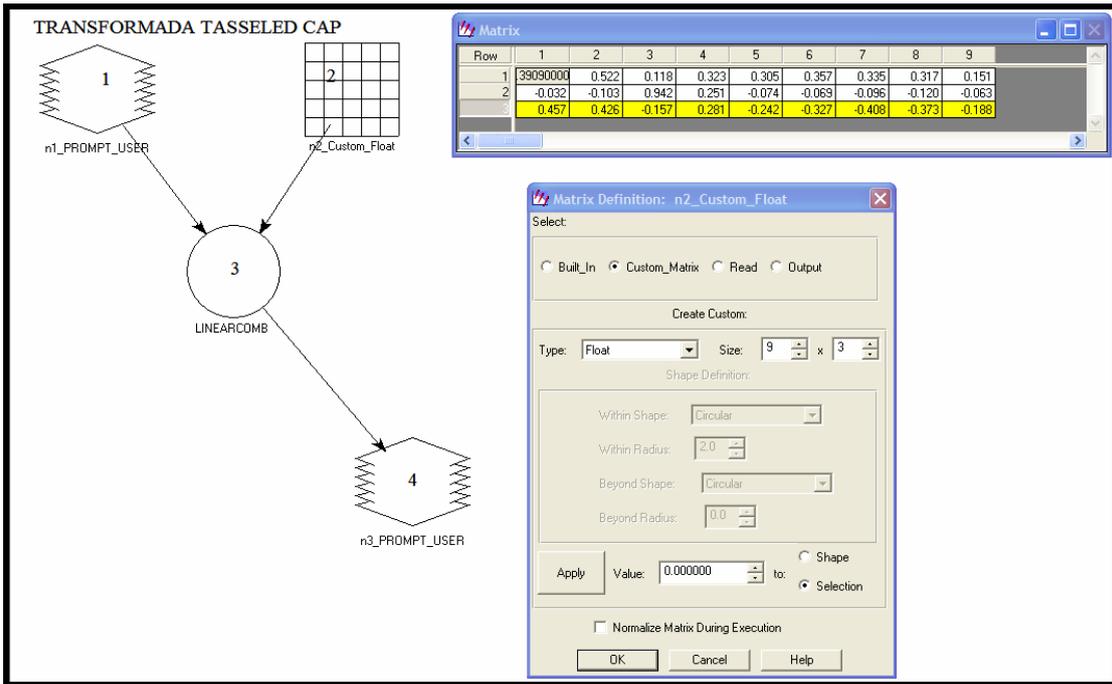


Figura 22.. Procedimiento para obtener la transformada Tasseled Cap (componente de humedad): 1) Imagen de entrada 9 bandas ASTER, 2) Matriz de transformación la cual debe guardar las mismas dimensiones que la imagen de entrada 9x3 (verdor, brillantez y humedad), 3) aplicación del comando linear “Linearcomb”, 4) Imagen de salida en tres componentes o dimensiones (verdor, brillantez y humedad).

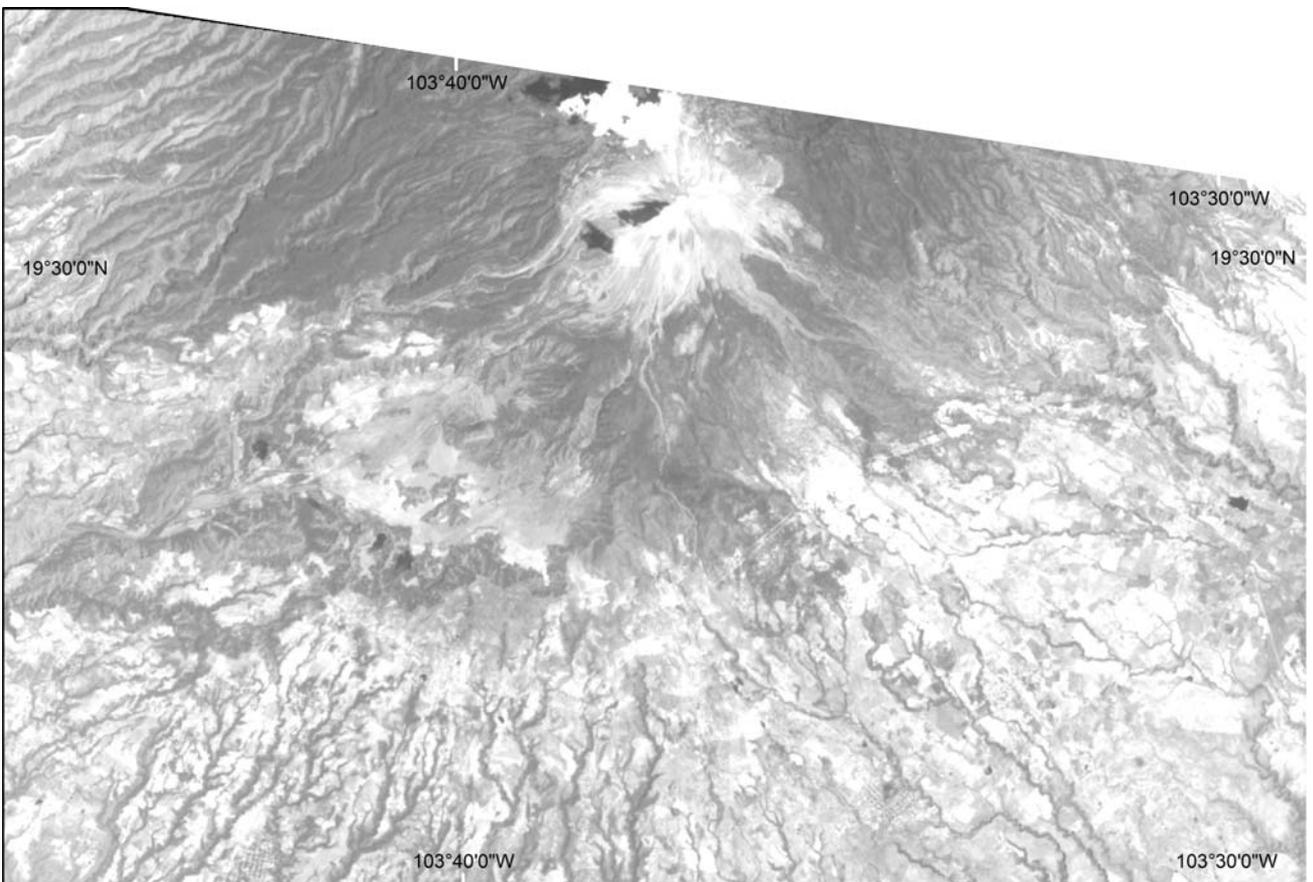


Figura 23. Primera componente de transformación Kauth-Tomas “verdor”.

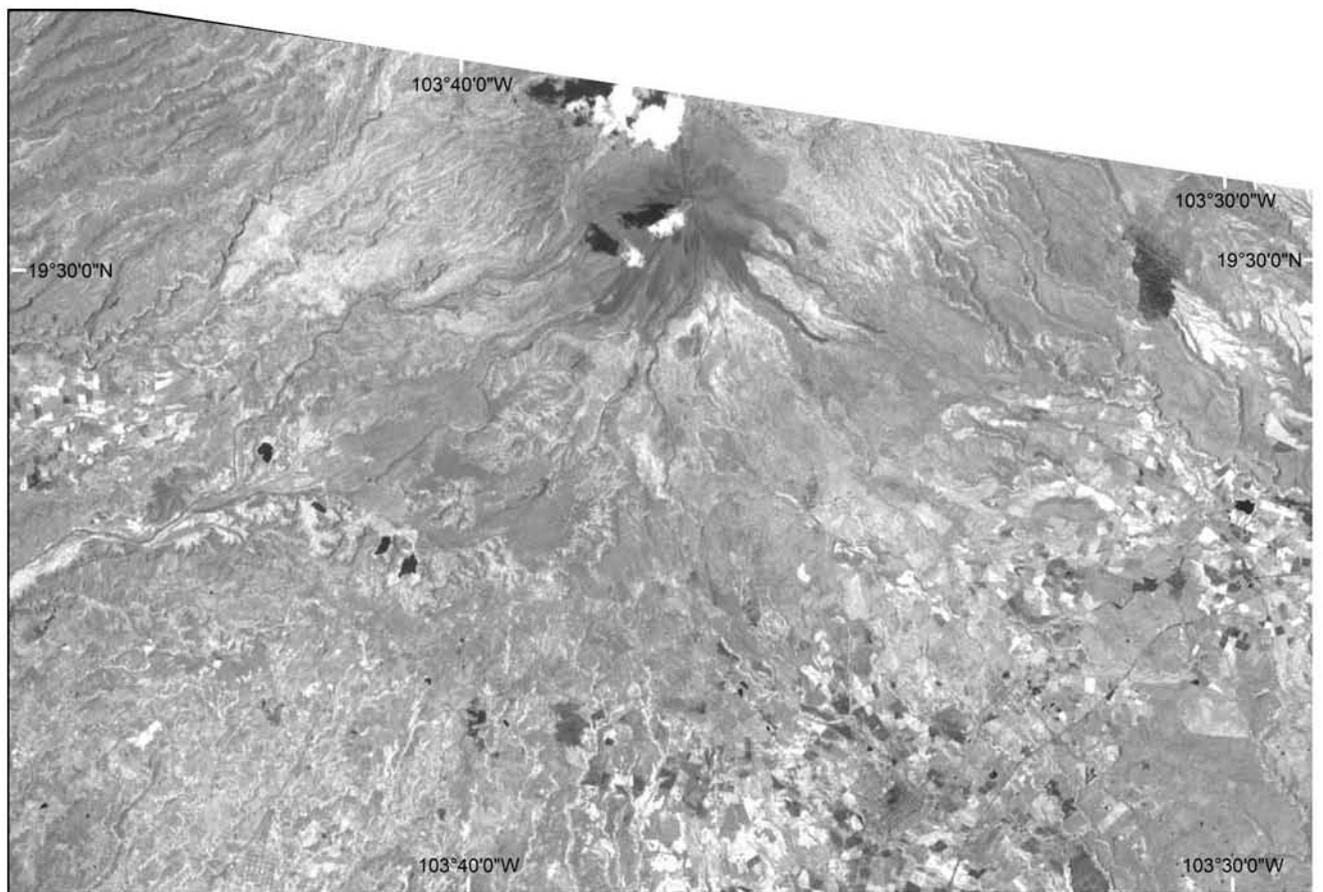


Figura 24. Segunda componente de transformación Kauth-Tomas "brillantez"

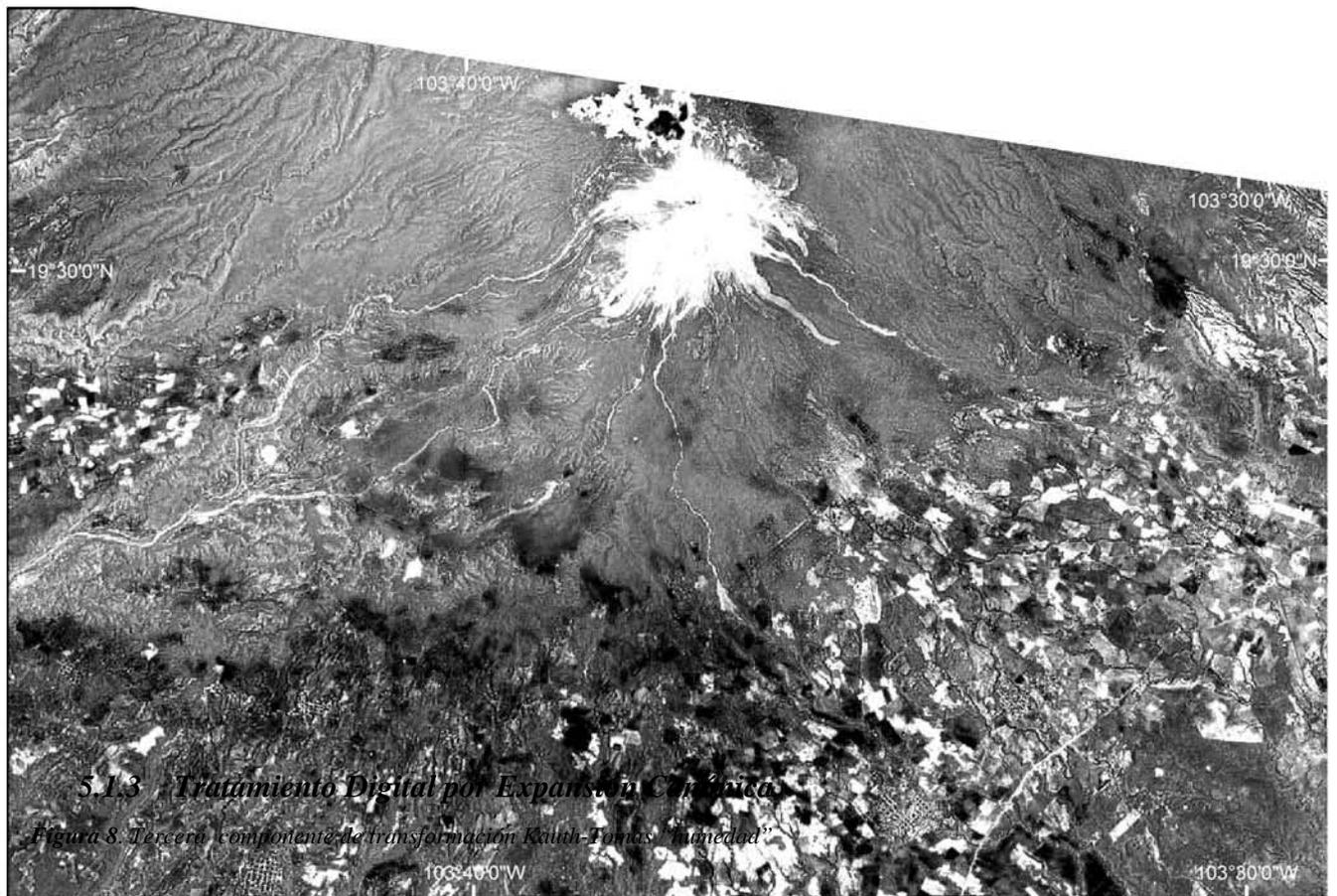


Figura 25. Tercera componente de transformación Kauth-Tomas "Humedad"

5.1.3 Tratamiento Digital por Expansión Conónica

Figura 8. Tercera componente de transformación Kauth-Tomas "Humedad"

De igual manera se calculó la matriz de correlación de las tres componentes de transformación (**Cuadro 14**), en la cual se observa que la componente C1 (verdor) guarda una correlación del 93.7% con respecto a la C2 (brillantez). Caso contrario de la C3 (humedad) la cual presenta porcentajes de correlación muy bajos con respecto a las dos componentes restantes: 27.3% con la C1 y 34% con la C2. Esta correlación es muy evidente al observar las tres imágenes, siendo la componente “humedad” la que mejor resalta los lahares en las barrancas principales.

	C1	C2	C3
C1	1	0.93764593	0.27347608
C2	0.9376459	1	0.34079455
C3	0.2734761	0.34079455	1

Cuadro 14. Matriz de correlación de las transformada Kauth-Tomas

Por lo tanto, la componente de “humedad” se utilizó para conformar la “imagen resultado ASTER 2006”, compuesta RGB para la obtención de una clasificación supervisada.

5.3 Dispersogramas derivados de los tres tratamientos digitales (componentes principales, expansión canónica y Tasseled- Cap) aplicados a la imagen original (“subimagen lahar”).

En un primer término, se estimó la matriz de correlación a partir de la matriz de covarianza de las tres componentes de salida que conforman la “Imagen resultado ASTER 2006”. En el **Cuadro 15** se observa que C2 y C3 presentan la mayor similitud en información con 0.29, sin embargo en términos generales esta matriz presenta valores bajos, que indica que nuestras tres componentes de salida están decorrelacionadas, es decir, la información no se repite entre ellas. Lo que indica que cada una de las componentes cumple el objetivo de resaltar distintos factores que en conjunto facilitan el realce de los depósitos volcánicos superficiales.

	C1	C2	C3
C1	1.00000000	-0.24542192	-0.58646614
C2	-0.24542192	1.00000000	0.29512423
C3	-0.58646614	0.29512423	1.00000000

Cuadro 15. Matriz de correlación de las componentes de salida que conforman la “Imagen resultado ASTER 2006”.

Por otra parte, se elaboraron dispersogramas de las tres componentes resultado, en el que se consideró una área de píxeles más pequeña, en la cual destacaran tanto los depósitos superficiales volcánicos como en otro tipo de coberturas características del paisaje de la “imagen resultado ASTER 2006”; dicha área se muestra en párrafos posteriores. Esto con el objeto de analizar el aporte o relación de cada una de las componentes resultado en el comportamiento espectral (*DN-digital number*) de los objetos. En términos generales se esperaría un comportamiento lineal entre las tres componentes o bandas de salida, debido a que los tratamientos aplicados a cada una de las componentes fueron realizados con el objetivo de realzar de forma digital los depósitos volcánicos superficiales, sin embargo, como se demostró en el **Cuadro 15** la decorrelación de información en las tres componentes se hace evidente. Por tanto, se espera que dichas componentes presenten diferencias en cuanto a la separación espectral de los objetos.

Los dispersogramas mencionados a continuación presentan tonalidades en rosa al rojo (pasando por azul, verde y amarillo), lo que únicamente indica una mayor concentración de píxeles del área seleccionada para la elaboración de dicha gráfica.

El dispersograma de la **Figura 26** contrapone la C1 (componente principal 3) y C3 (componente “humedad” de la transformada Tasseled Cap) y muestra una distribución lineal aunque se observan pequeñas concentraciones de píxeles hacia la base y punta del dispersograma en tonalidades azul, lo que en términos generales indica que la combinación entre C1 y C3 no aporta diferencias significativas en cuanto al valor DN en el área de píxeles seleccionados, lo que no quiere decir que entre las coberturas que conforman la imagen no exista una separación espectral.

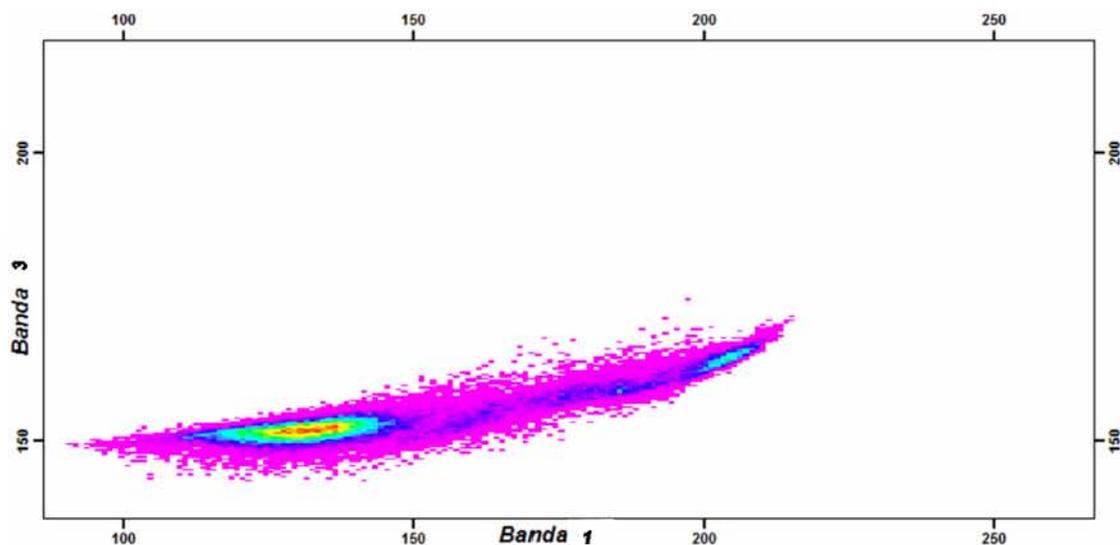


Figura 26. Dispersograma entre las componentes de salida 1 y 3.

Por el contrario, en el dispersograma entre C1 y C2 (*Figura 27*) se observa una ligera separación en dos grupos de píxeles hacia la parte media de la gráfica por lo que su relación se considera como no lineal. Además, hacia la punta del dispersograma se observa cómo el conjunto de datos se adelgaza indicando un grupo reducido de píxeles que presentan un comportamiento medianamente distinto del resto de la población. Por lo tanto, al comparar las dos gráficas (*Figuras 26 y 27*) se observa que la C2 es la que causa o representa una separación entre los datos, lo que se traduce como una relación o aporte distinto con respecto a la C1.

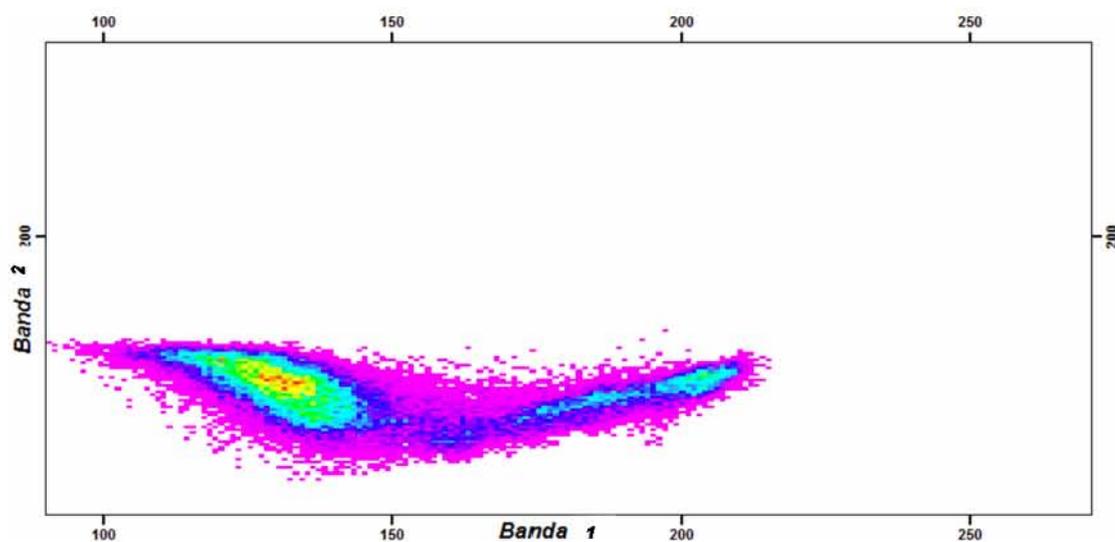


Figura 27. Dispersograma entre las componentes de salida 1 y 2.

Finalmente al comparar C2 con respecto a C3 en la **Figura 28**, se observa una evidente separación y formación de dos grupos de píxeles, en el que hay una mayor densidad con tendencia hacia la C2, indicando un mayor contraste entre estas dos bandas, lo que implica una separación en la respuesta espectral de los píxeles involucrados o valores DN.

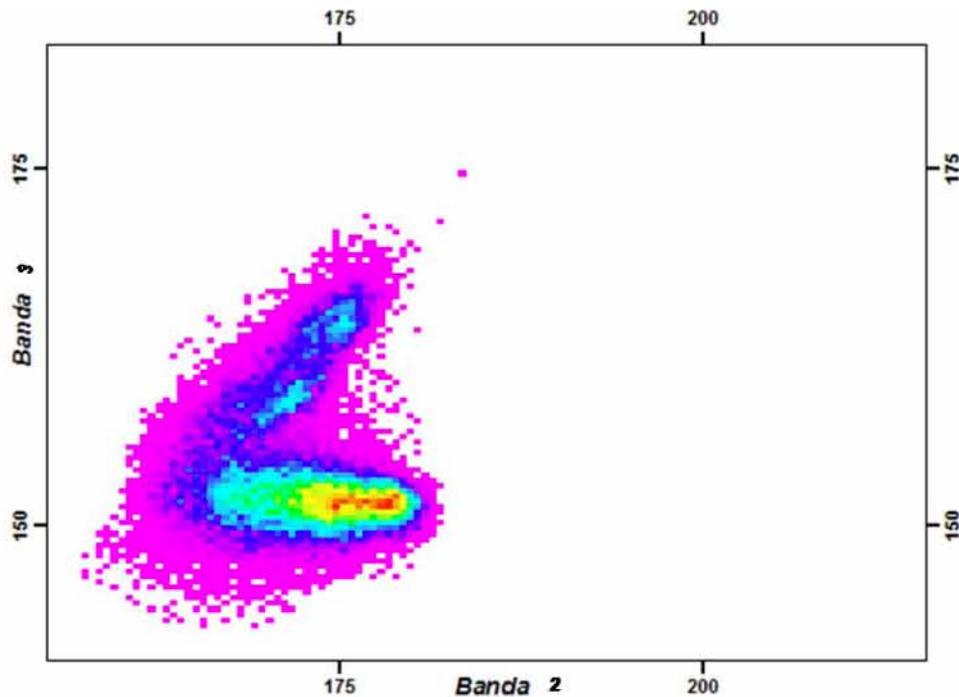


Figura 28. Dispersograma entre las componentes de salida 2 y 3.

Cabe señalar que los resultados obtenidos a partir de los tres dispersogramas presentan un mayor sentido al asociarlos con sus características geoespaciales, como se analizará en el siguiente capítulo.

5.4 Aplicación de la Clasificación Supervisada a la “imagen sintética resultado ASTER 2006.”

5.4.1 “Imagen resultado ASTER 2006”

Con base en los tres tratamientos digitales (componentes principales, expansión canónica y transformada Taselled Cap o Kauth Thomas) aplicados a la “subimagen lahar” se obtuvo una imagen sintética (“imagen resultado ASTER 2006”) conformada por las siguientes tres componentes de transformación, las cuales fueron asignadas a los siguientes canales:

R (red): tercera componente principal
G (green): componente de expansión canónica
B (blue): componente “humedad” de la transformada Tassel
Cap

La “imagen resultado ASTER 2006” se muestra en la **Figura 29**. Cabe mencionar que existen dos áreas (delimitadas por recuadros blancos) donde la aplicación del tratamiento digital y la clasificación supervisada no son válidas, debido a la existencia de agrupamiento de nubes hacia la zona norte y pequeñas manchas de bruma hacia el noreste de la imagen, por lo que la respuesta espectral de dichas áreas resultan erróneas al aplicarles cualquier tipo de tratamiento.

Desde una perspectiva descriptiva, de acuerdo con el compuesto RGB, es importante puntualizar en el realce visual que sufren las unidades más proximales al cono volcánico, así como los depósitos superficiales encauzados en las principales barrancas, representados por tonos rosa. Dicho realce resulta mayor en comparación con el resto de los objetos que caracterizan la zona de estudio, como son los cultivos, representados por tonos azul y cuerpos de vegetación caracterizados en tonos verde. De igual manera, si se compara la “imagen resultado ASTER 2006” con la imagen ASTER original (**Figura 6**), el realce visual se vuelve a hacer presente.

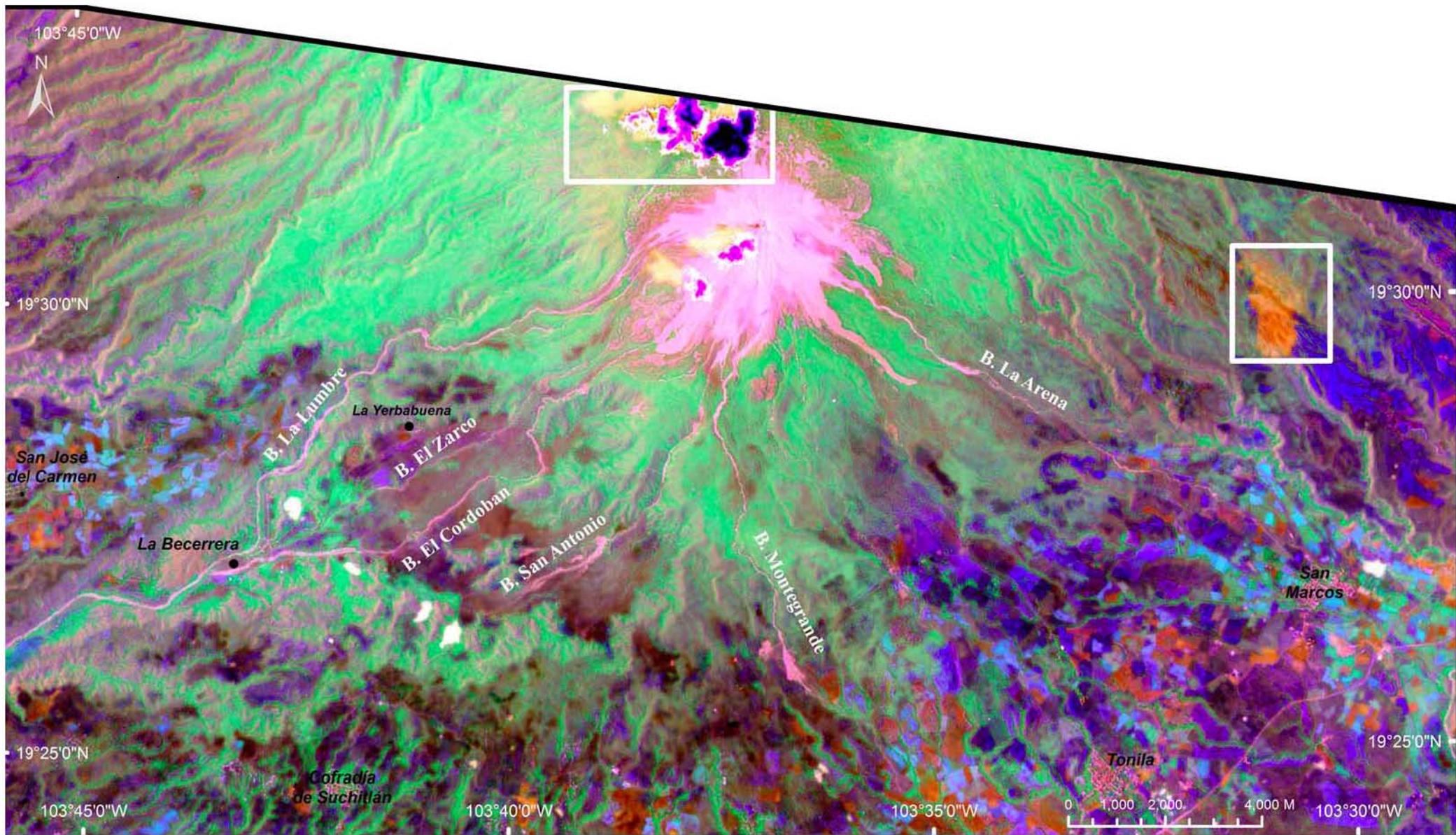


Figura 29. "Imagen resultado ASTER 2006" en falso color R G B: tercera componente principal, componente de expansión canónica y componente de la transformada TC "Humedad"

5.4.2 Mapa temático resultado de una clasificación supervisada aplicada a la “imagen resultado ASTER 2006”.

Como se mencionó en el apartado de metodología, la condición para aplicar una clasificación supervisada radica en el trabajo de campo llevado a cabo antes y después de aplicar este tipo de clasificación.

Por consiguiente, se establecieron seis tipos de clases o coberturas para correr la clasificación:

Clase 1	Depósitos proximales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída) en pendientes mayores a los 19 grados
Clase 2	Depósitos distales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída) en pendientes menores a los 19 grados
Clase 3	Depósitos de lahar (flujo de escombros)
Clase 4	Vegetación (depósitos de avalancha)
Clase 5	Zona de pie de monte volcánico
Clase 6	Zona de cultivo

Cabe destacar que la asignación de cada una de las coberturas se hizo con base en trabajo de campo y en características morfológicas y de textura superficial de la imagen de satélite ASTER 2006, ya que los dos últimos parámetros caracterizan la dinámica del paisaje y espectral de la imagen. En la **Figura 30** se presenta el mapa temático, resultado donde se muestra la distribución espacial de cada una de las seis clases. Es importante mencionar que la diferenciación entre las clases 1 y 2 es con base en un cambio de pendiente en el cono. Esto no es casual, como se explicará más adelante, la clase 2 representa una zona de transición relativa a la formación de los lahares.

Por otra parte, en el **Cuadro 16** se realizó un comparativo entre las clases empleadas en el presente trabajo y el “mapa geológico del Complejo Volcánico de Colima” (Cortés et al., 2005) (**Figura 4**), esto con el objeto de tener un punto de referencia en cuanto a la definición de unidades volcánicas superficiales. En específico, es de interés el comparativo en cuanto al delineamiento y número de unidades identificadas como lahar. Considerando el manejo de escalas entre los dos mapas, el cual puede ser relativo al estar trabajando con imágenes de satélite, resulta difícil aplicar una correlación propia entre los dos mapas. Observando la tabla se puede deducir fácilmente el mayor detalle que presenta el mapa geológico de Cortés et al., (2005), ya que varias unidades de depósitos son suprimidas o fusionadas al intentar homologar su leyenda a las clases asignadas con la Imagen ASTER. Sin embargo, el mapa temático derivado de la imagen ASTER logra delimitar unidades de lahar distales al cono no reconocidas por Cortés et al., (2002).

Cuadro 16. Tabla de relación entre las coberturas asignadas para aplicar una clasificación supervisada a la “imagen resultado ASTER 2006” y su correlación espacial con las unidades del “mapa geológico del complejo volcánico de Colima” (Cortés et al., 2005).

Asignación de clases o coberturas-Imagen ASTER	Correlación con "Mapa Geológico del Complejo Volcánico de Colima"	Clave Mapa
Depósitos proximales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída)	Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados	CVP9
	B. Lavas andesíticas históricas del actual Volcán de Colima	CVP8b
	A. Lavas andesíticas prehistóricas del actual Volcán de Colima	CVP8a
Depósitos distales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída)	Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados	CVP9
	B. Lavas andesíticas históricas del actual Volcán de Colima	CVP8b
	A. Lavas andesíticas prehistóricas del actual Volcán de Colima	CVP8a
	Lavas flujos piroclásticos y material de caída aérea del antiguo paleofuego	CVP1

Depósitos de lahar (flujo de escombros)	A. Depósitos fluviales y lahares recientes	Qaira
	B. Depósitos aluviales recientes	Qairb
Vegetación (depósitos de avalancha)	Depósitos de avalancha de escombros volcánicos (3,600 años)	CVP6
	Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados	CVP9
Zona de pie de monte volcánico	Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados	CVP10
Zona de cultivo	Depósitos de flujos piroclásticos del Volcán de Colima no diferenciados	CVP11

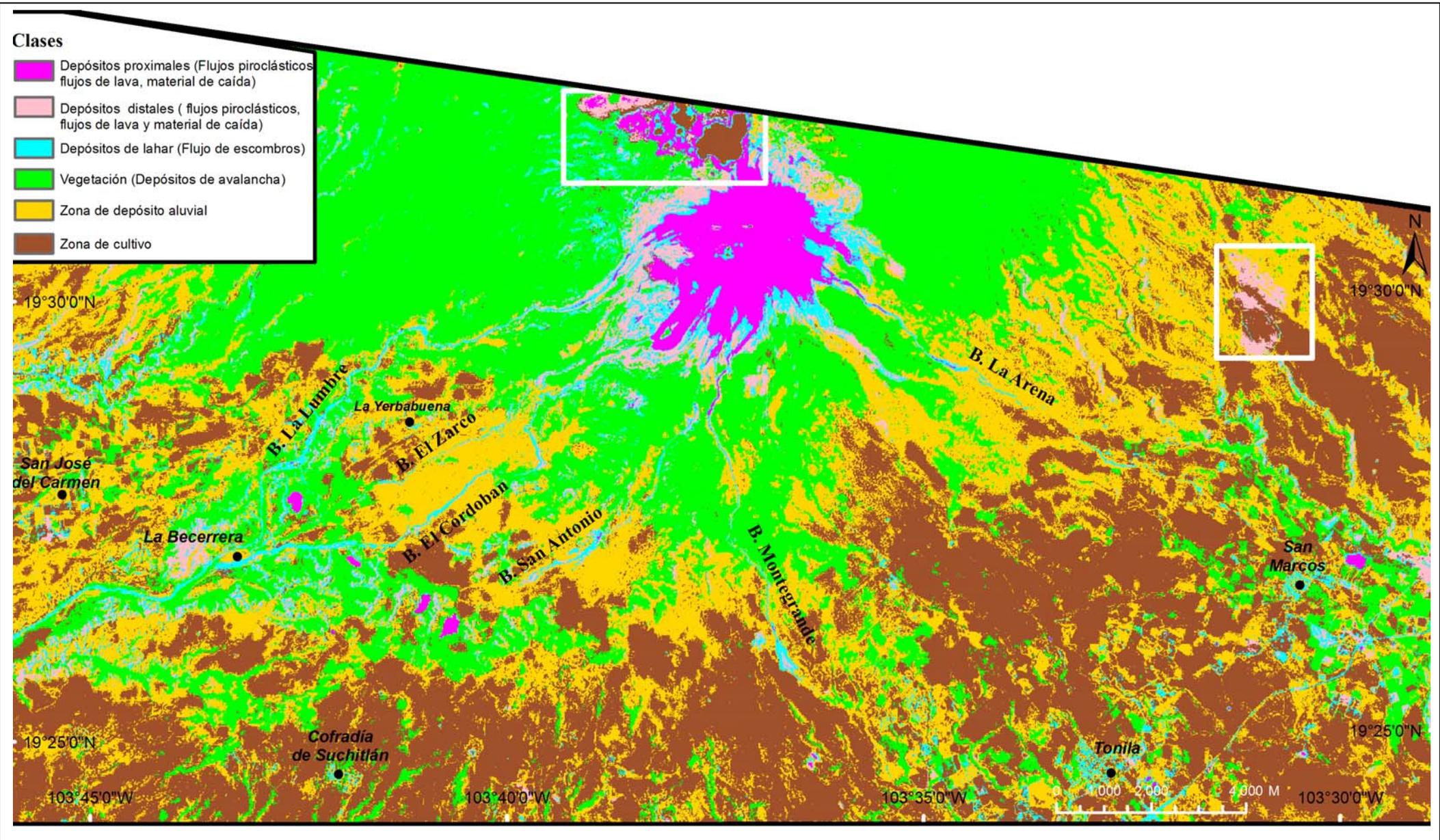


Figura 30. Mapa temático resultado de la aplicación de una Clasificación Supervisada a la "Imagen resultado ASTER 2006".

Por otra parte, para el mapa temático derivado de la “Imagen resultado ASTER 2006”, se estimó el área para cada una de las clases (**Figura 31**), en donde destaca la clase cultivo por abarcar la mayor extensión en el mapa temático (casi 100 km²), seguida por la “zona de pie de monte volcánico” y “vegetación”, estimadas en 88% y 87% respectivamente. Por otro lado, las clases que son de mayor interés para este trabajo presentaron la menor superficie en comparación con el resto de las coberturas, sumando un total de 32 km² lo que a su vez representa el 10.8% de las clases totales que conforman el mapa temático.

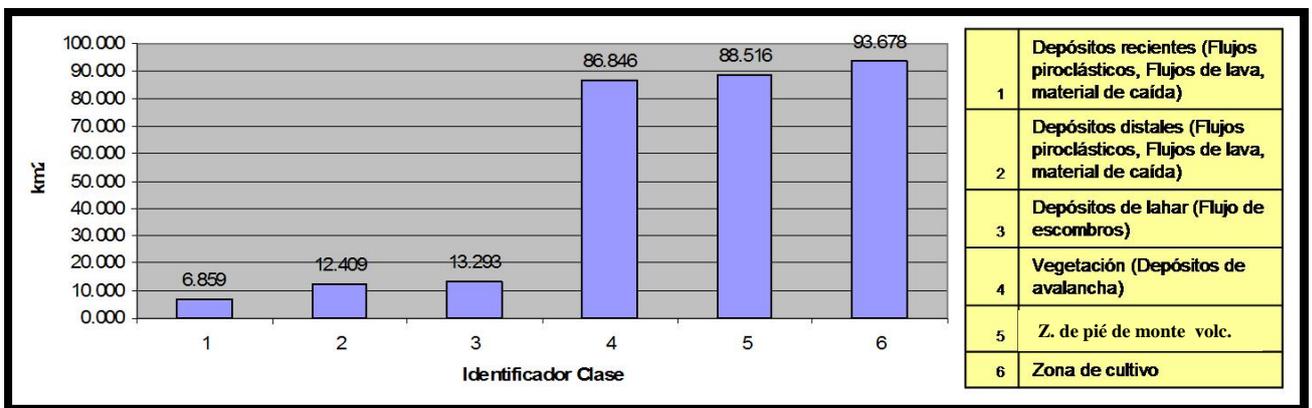


Figura 31. Superficies estimadas del Mapa temático resultado con base en las seis coberturas o clases identificadas.

5.4.3 Matriz de confusión y verdad de campo

En aplicaciones de sensores remotos y sistemas de información geográfica (SIG), la matriz de confusión representa una medida de comparación entre dos mapas temáticos: por un lado el mapa referenciado con puntos de control o “verdad de campo” y el mapa temático resultado de una clasificación supervisada. Esta matriz permite estimar la exactitud de una clasificación supervisada con respecto a la “verdad de campo”. En términos prácticos, para generar la matriz de error, una muestra simple de píxeles es desplegada con la misma georeferencia y cubriendo así la misma área sobre los dos mapas temáticos ya mencionados, de tal forma que estos píxeles serán calibrados con base en el mapa referenciado o “verdad de campo” y validados en el mapa temático derivado de la clasificación supervisada.

Por otra parte, el trabajo de campo o “verdad de campo” es primordial para llevar a cabo una clasificación supervisada debido a dos aspectos: en primer lugar, la selección

de los “polígonos de entrenamiento” está en función del trabajo de campo previo y de la experiencia del individuo; en segundo término, para corroborar la fiabilidad de la información obtenida de una clasificación supervisada se requiere de la información de campo que se considera como “verdadera”.

Estadísticamente, la matriz de confusión forma parte del análisis discriminante, el cual parte de un análisis de regresión, donde la variable dependiente es categórica (se encuentra clasificada en grupos) y las variables independientes (verdad de campo) son continuas y determina a que grupo pertenece cada objeto. De tal manera, se espera encontrar relaciones lineales entre las variables continuas que mejor discriminen a los grupos que caracterizan a los objetos (Fleiss, 2000.). Dicha función se simplifica de la siguiente manera:

a partir de q grupos (asignados a un conjunto de objetos) y de p variables medidas sobre ellos (x_1, \dots, x_p) se espera obtener para cada objeto una serie de puntuaciones que indiquen al grupo al que pertenecen (y_1, \dots, y_m), de manera que sean funciones lineales de x_1, \dots, x_p

$$y_1 = a_{11}x_1 + \dots + a_{1p}x_p + a_{10}$$

$$y_m = a_{m1}x_1 + \dots + a_{mp}x_p + a_{m0}$$

donde tal función discriminante separe al máximo los q grupos.

Por lo tanto, la matriz de confusión da una idea de la tasa o porcentaje de grupos o categorías que se encuentran clasificadas de manera errónea, por lo que es un indicador ideal para evaluar la veracidad de una clasificación.

Por consiguiente, la matriz de confusión resultado se muestra en el **Cuadro 17**: los valores se presentan de forma matricial, en los renglones se ubica la información referente a clasificación y en las columnas se encuentra información correspondiente a la verdad de campo; finalmente, hacia la diagonal se muestran los valores que fueron clasificados correctamente, y los valores que salen de la diagonal representan los puntos mal clasificados. De acuerdo con lo descrito se puede observar que las únicas clases que presentaron un comportamiento lineal son las número 5 y 6 que corresponden a las zonas de pie de monte volcánico y de cultivo respectivamente.

Cuadro 17. Matriz de confusión

	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4	Clase 5	Clase 6
Clase 1	2	0	1	0	0	0
Clase 2	0	7	2	3	0	0
Clase 3	0	2	9	0	0	1
Clase 4	0	0	0	31	1	0
Clase 5	0	0	0	0	6	0
Clase 6	0	0	0	0	0	5
Total por columna	2	9	12	34	7	6

De igual forma, en el **Cuadro 18** se muestra los resultados de aproximación de toda la evaluación estadística derivada de la matriz de confusión: la primer columna muestra el número de clase, la segunda muestra los puntos de control o información verdadera que fueron vinculados a una clase determinada, pero que no necesariamente implica una correcta asignación (error de comisión), la tercer columna muestra los puntos de control o información verdadera que fue correctamente clasificado en función de una determinada clase, la cuarta columna indica el porcentaje de éxito que se obtuvo en la clasificación para una clase determinada, la quinta columna muestra el error de comisión en porcentaje y finalmente la sexta columna representa el porcentaje de los píxeles excluidos erróneamente de una clase particular.

Cuadro 18. Resultados de aproximación derivados de la matriz de confusión.

No. Clase	Puntos de muestreo clasificados o vinculados a esa clase	Puntos de muestreo clasificados correctamente	Éxito	Error de Comisión	Error de Omisión
Clase 1	3	2	66.67%	33.33%	0.00%
Clase 2	12	7	58.33%	41.67%	22.22%
Clase 3	12	9	75.00%	25%	25%
Clase 4	32	31	96.88%	3.12%	8.82%
Clase 5	6	6	100.00%	0.00%	14.29%
Clase 6	5	5	100.00%	0.00%	16.77%
Total	70	60			
Exactitud promedio de la clasificación = 85.71%					

Por lo tanto, de acuerdo con los valores de la tabla, se puede afirmar que las coberturas que presentaron 100% de confiabilidad fueron las clases 5 y 6 que corresponden a las “zonas de depósito aluvial y de cultivo” respectivamente.

Finalmente, en el **Cuadro 19** se muestra el coeficiente KAPA para cada categoría y para la clasificación completa. El coeficiente Kapa se puede definir como un coeficiente estadístico que se utiliza para cuantificar el grado de confiabilidad entre los observadores (puntos de verdad de campo), es un análisis de fiabilidad por equivalencia o concordancia entre observadores, de otra forma, estima el factor azar. El factor Kapa varía de 0 a 1, cuanto más se acerca al 0 significa que se trabajó con mayor grado de azar. Además, dicho coeficiente toma en cuenta los errores de omisión y comisión.

Cuadro 19. Coeficiente KAPA

Coeficiente KAPA para cada categoría	
Clase 1	0.6569
Clase 2	0.5219
Clase 3	0.6983
Clase 4	0.9392
Clase 5	1
Clase 6	1
Coeficiente KAPA clasificación = 0.7990	

Por lo tanto, se puede decir que en la clase 2 que corresponde a “Depósitos distales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída)” fue estimada con un mayor factor de azar que el resto de las coberturas, de modo contrario la clase 5 y 6 que corresponden a “zonas de depósito aluvial y de cultivo” respectivamente se trabajaron sin ningún grado de azar.

VI. DISCUSIÓN

6.1 Realce espectral como herramienta para la identificación de depósitos volcánicos superficiales.

Desde el punto de vista cualitativo, la “Imagen resultado ASTER 2006” realizó en mayor grado los depósitos volcánicos superficiales identificados (en coloración rosa), con respecto al resto de los objetos que caracterizan la zona de estudio (*Figura 29*). De igual manera, como se puede observar en la *Figura 32* al hacer un acercamiento a un depósito de lahar sobre la Barranca Montegrande, con el objeto de comparar la imagen original con la imagen sintética resultado, se puede identificar fácilmente diferencias en cuanto a bordes o lineamientos de lahares, que difícilmente podrían ser reconocidos en la imagen original.

De esta forma, la “Imagen resultado ASTER 2006” realizó las superficies que corresponden a las barrancas más afectadas por la ocurrencia de lahares: Monte Grande, Cordobán, La Lumbre, La Arena y San Antonio.

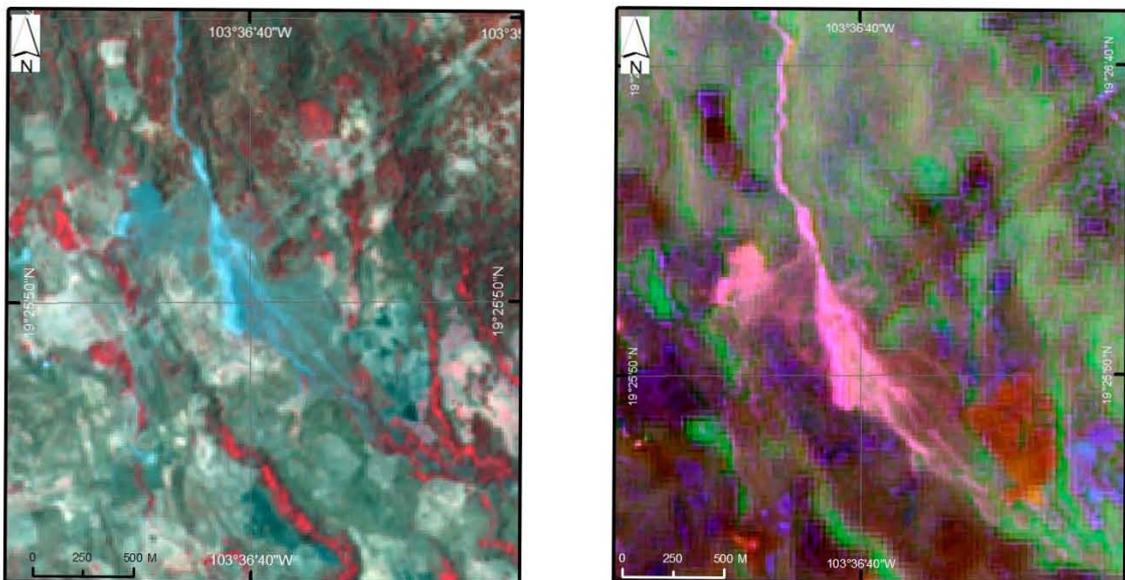


Figura 32. Comparativo de realce visual entre la imagen original (izquierda-combinación RGB: 3,2,1) con la “imagen resultado ASTER 2006” (derecha-Combinación RGB: Componente Principal 3, Componente expansión canónica, componente “humedad” de la transformada Tassel Cap). Obsérvese en ambas imágenes el abanico aluvial formado por la inundación recurrente y depositación de lahares en la desembocadura de la barranca Montegrande. En la imagen original el depósito se encuentra representado por coloración magenta, los límites distales del abanico no se observan

definidos; en la imagen resultado, el depósito se encuentra definido por coloraciones rosa y se puede identificar en mayor grado la definición de bordes y superficie del abanico, identificando así un brazo de depósito en la margen izquierda del abanico, el cual no se encuentra definido en la imagen original.

Nota: las dos líneas paralelas y perpendiculares a la orientación del depósito corresponden a cables de alta tensión.

Por otra parte, se lograron diferencias significativas a partir del análisis espectral realizado a la componente principal tres (C1), expansión canónica (C2) y componente “humedad” de la transformada Tasselled Cap (C3).

Por un lado, si hacemos un comparativo de los histogramas de las tres componentes resultado (*Figuras 33, 34 y 35*). Se puede observar en términos generales, que presentan un contraste medio en las componentes de salida 1 y 3, siendo mayo en la componente de salida 2. En términos de brillantez, los valores más altos los presenta la componente 2 con una media en su DN (digital number) de 164, seguido por la componente tres con 152 y la componente 1 con 137. De esta forma partiendo de la premisa que a partir de una imagen con un buen contraste y alta brillantez se puede obtener mayor información que una imagen con poco contraste y brillantez, y considerando el comparativo de histogramas realizado, se puede establecer que las componentes 2 y 3 podrían tener un mayor aporte en el reconocimiento y separación espectral de los depósitos de lahar. Dicha proposición se asocia con la siguiente demostración.

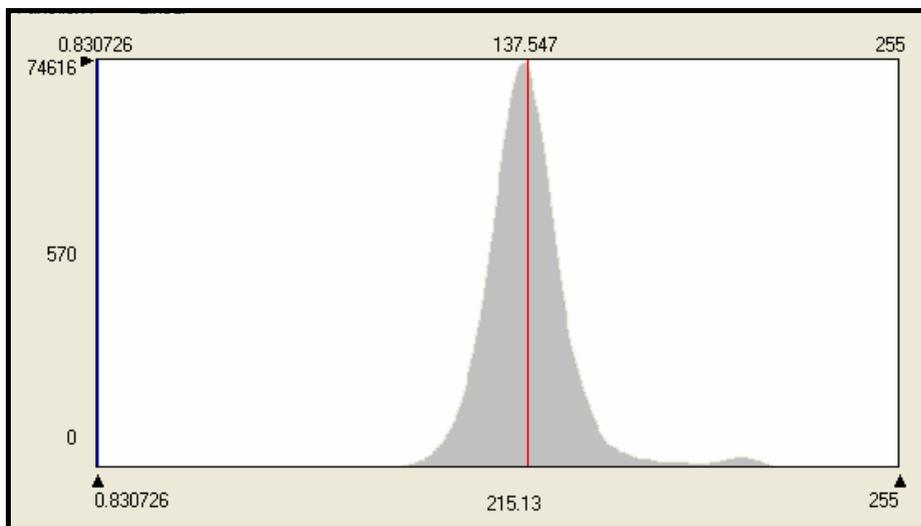


Figura 33. Histograma de la primera componente de salida “componente principal tres”

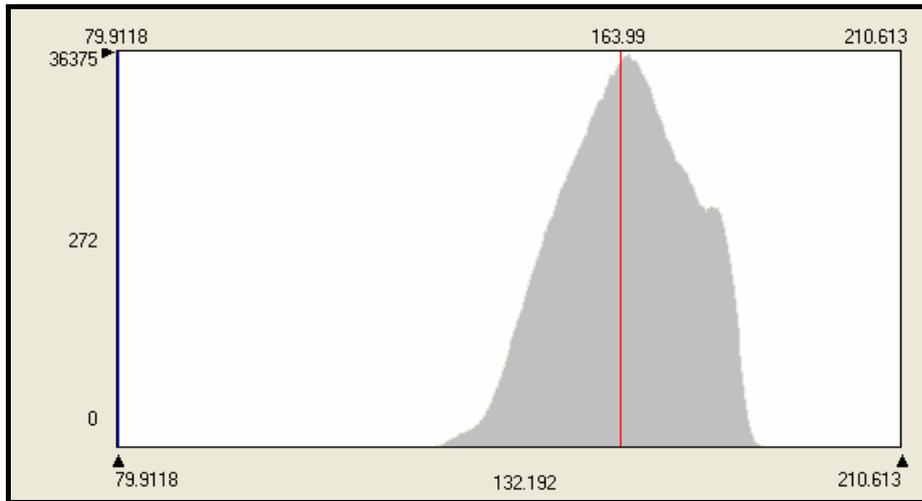


Figura 34. Histograma de la segunda componente resultado “expansión canónica”.

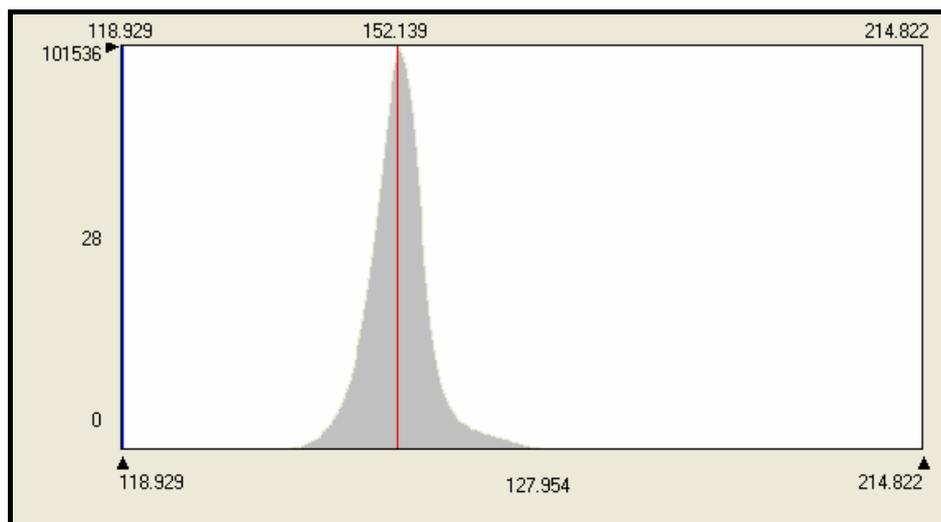


Figura 35. Histograma de la tercera componente de salida componente “humedad” de la transformada Tasseled Cap (Kauth Thomas).

6.2. Análisis geoespacial de los dispersogramas derivados de los tres tratamientos digitales (componentes principales, expansión canónica y Tasseled-Cap) aplicados a la imagen original (“subimagen lahar”).

Al relacionar estos tres dispersogramas de manera geoespacial (**Figuras 26, 27 y 28**), es decir, la ubicación de estos píxeles en la “Imagen resultado ASTER 2006”,

cobran un mayor sentido. Y mejor aun cuando se realiza el comparativo entre la imagen compuesta original y la imagen compuesta ya tratada de forma digital.

Para ello, se seleccionó tres bandas de la imagen multiespectral original, que realzaran los depósitos volcánicos superficiales, con base en su firma espectral analizada en párrafos anteriores, fueron: R:4, G:6, B: 1. Posteriormente se generaron dispersogramas de la combinación de estas tres bandas originales de un área en específico, donde las coberturas que caracterizan la imagen estuvieran presentes de manera homogénea. Por último, se asoció este grupo de píxeles en el dispersograma con su ubicación espacial en la imagen multiespectral original (“*subimagen lahar*”) para el área seleccionada. El mismo procedimiento se realizó para la “Imagen resultado ASTER 2006”.

En las **Figuras 36 y 37** se muestra el ejercicio aplicado a la imagen compuesta original. Por un lado, de acuerdo a la imagen de satélite mostrada en la **Figura 36**, la intersección del cursor rojo indica el pixel seleccionado dentro de un área determinada señalada en un recuadro blanco, este pixel se encuentra indicado de manera espacial en los tres dispersogramas A, B y C. De esta forma se puede relacionar de forma espacial y espectral pixeles agrupados en una determinada área (recuadro blanco en la imagen de satélite), lo cual es muy útil para conocer la separación espectral de pixeles que pertenecen a distintas unidades o coberturas que conforman la imagen. Para este caso, se seleccionó un pixel que pertenece a la cobertura de depósitos volcánicos superficiales (que de acuerdo a la clasificación supervisada fueron clasificados como “depósitos proximales”, “depósitos distales” y “depósitos de lahar”), y su ubicación en los tres dispersogramas se considera en la parte media. Si hacemos el comparativo con la **Figura 37**, donde los dispersogramas A', B' y C' pertenecen a la misma imagen de satélite de la **Figura 36** con la única diferencia que el pixel seleccionado pertenece a la cobertura de vegetación, se observa que este pixel se ubica hacia la margen izquierda de los dispersogramas A' y B'. Por tanto se puede identificar la distancia espectral entre estas dos coberturas (vegetación y depósitos superficiales), la cual se hace evidente debido a que el pixel que representa los depósitos volcánicos se ubica hacia la parte media de la nube de datos, mientras que el pixel que caracteriza a la vegetación se ubica hacia la izquierda.

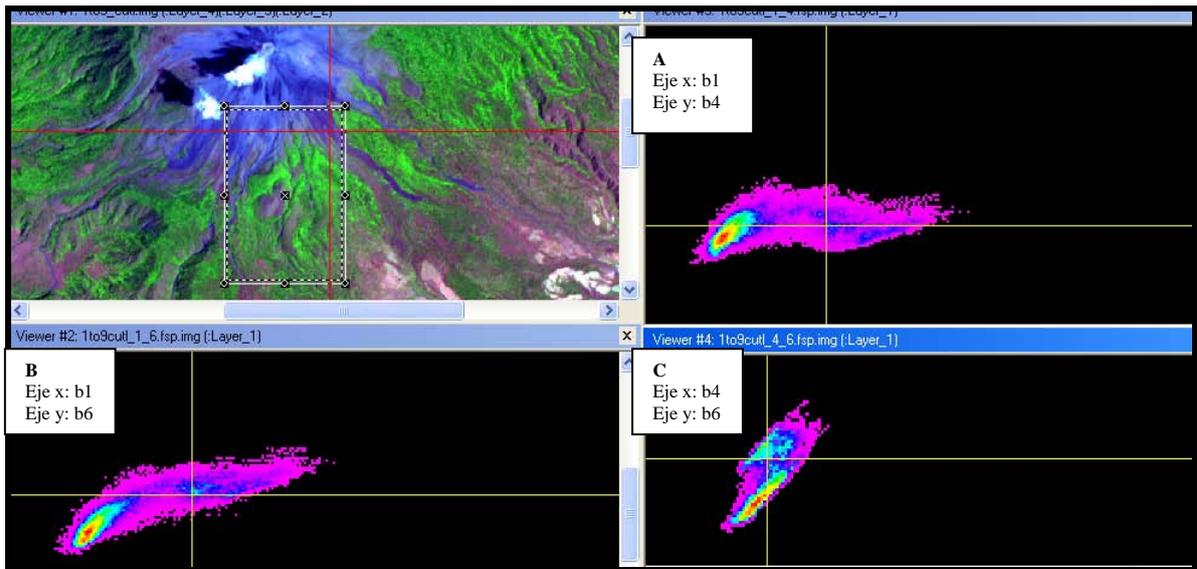


Figura 36. Ubicación espacial de los dispersogramas en la imagen original ASTER. Haciendo énfasis en un pixel que caracteriza a los depósitos volcánicos superficiales, la intersección del cursor en rojo en la imagen de satélite representa la ubicación espacial del pixel seleccionado (cobertura de vegetación), el cual es también ubicado en los dispersogramas A, B y C. Bandas R:4, G:6 Y B:1 de la imagen original ASTER. Nota: el recuadro de color blanco representado en la imagen original representa el área del grupo de pixeles que fueron graficados en los dispersogramas.

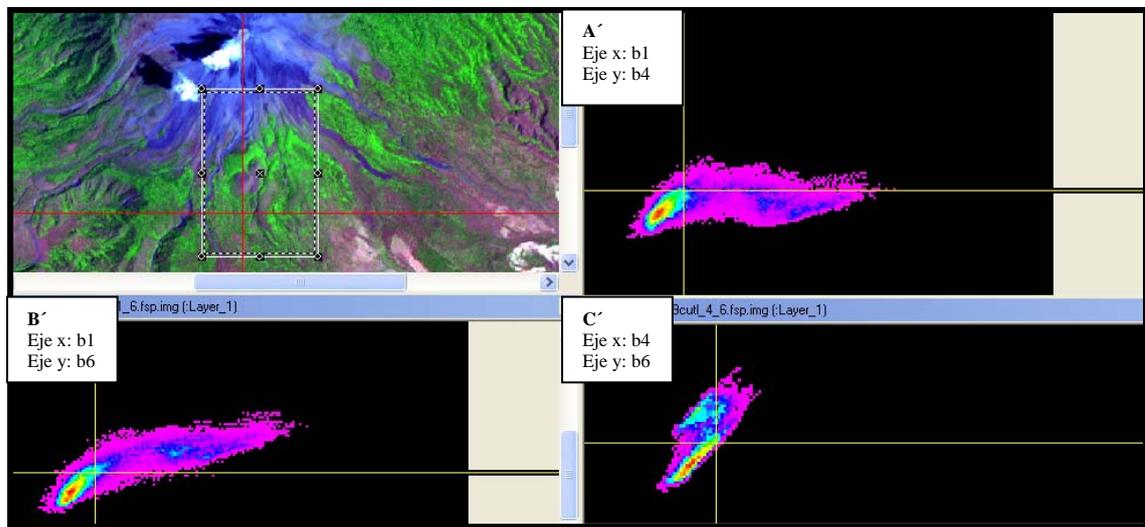


Figura 37. Ubicación espacial de los dispersogramas en la imagen original ASTER, seleccionando el pixel que caracteriza a la cobertura de vegetación.

Aun cuando la distancia espectral es evidente entre estas dos coberturas, la aplicación de un tratamiento digital a la imagen de satélite original arrojó mejores resultados. En las **Figuras 38** y **39** se muestra el mismo ejercicio para los mismos tipos de coberturas (vegetación y depósitos volcánicos superficiales), con la diferencia que

los dispersogramas fueron generados con base en la “Imagen resultado ASTER 2006”. En la **Figura 38** el pixel seleccionado pertenece a la cobertura de vegetación, el cual de acuerdo a los dispersogramas D y E se ubica hacia su extrema izquierda, mientras que en F se concentra hacia la extrema derecha del grupo de píxeles que se alinean de forma paralela al eje x, si comparamos con la **Figura 37** observamos que esta cobertura se concentra hacia la parte izquierda de los dispersogramas, sin embargo en la **Figura 38** se observa un corrimiento aún mayor hacia su extrema izquierda, lo que puede hablar de una mayor distancia espectral con respecto al resto de los objetos que caracterizan el paisaje de la imagen.

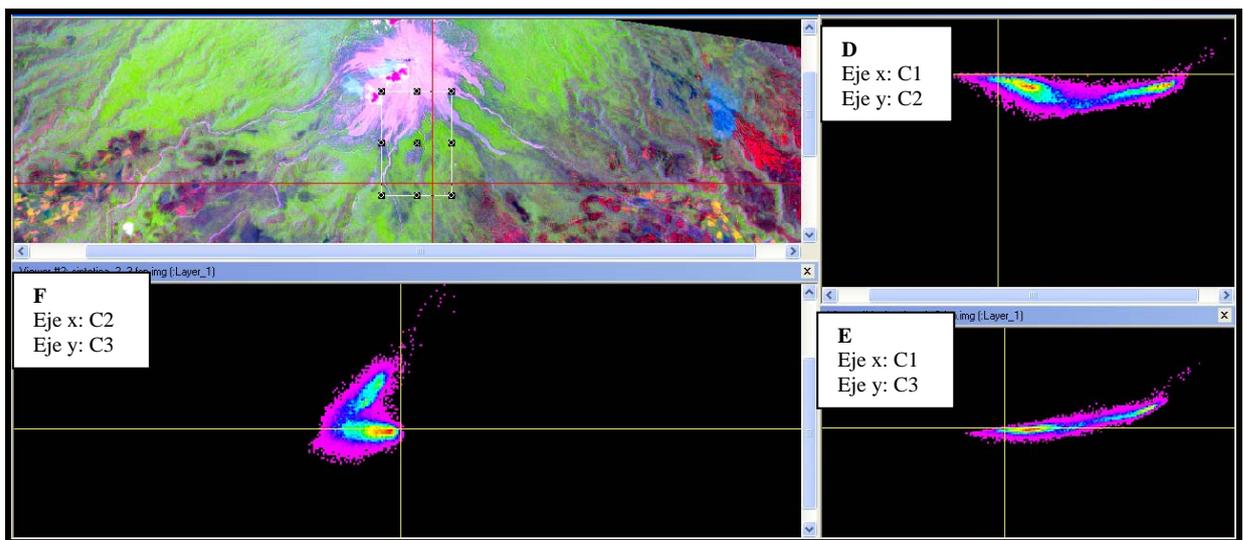


Figura 38. Ubicación espacial de los dispersogramas en la imagen original ASTER, seleccionando el pixel que caracteriza a la cobertura de vegetación.

En la **Figura 39** el pixel seleccionado pertenece a la cobertura de depósitos volcánicos superficiales, el cual de acuerdo a los dispersogramas D' y E' se ubica hacia su extrema derecha, mientras que en F' se ubica hacia la parte superior del grupo de píxeles que se alinean de forma perpendicular al otro grupo de píxeles orientados de manera paralela al eje x.

En términos generales, los píxeles que representan las dos coberturas (vegetación y depósitos volcánicos superficiales) se ubican hacia las extremidades de los

dispersogramas, lo que indica una mayor separación espectral de los objetos seleccionados. Sin embargo, es en el dispersograma F' donde se logra diferenciar en mayor grado la separación espectral de los depósitos volcánicos superficiales del resto de los píxeles que corresponden a otras coberturas que conforman la imagen de satélite. Por lo tanto, C2 y C3 que corresponden a los tratamientos de expansión canónica y componente humedad de Tasseled Cap, son los que ayudaron en mayor medida a la separación y realce espectral de los depósitos volcánicos superficiales, debido a que la formación de dos grupos de píxeles indicó tendencias marcadas hacia cada una de las componentes, de forma específica los depósitos volcánicos presentaron una tendencia hacia C3.

Por otra parte, lo anterior puede guardar una relación intrínseca entre el factor humedad (C3) en relación con el realce espectral de un depósito volcánico en específico como el lahar, es decir, al reconocer depósitos encauzados en barrancas relativamente estrechas, donde su ancho puede ser cubierto por un par de píxeles, la humedad es un factor constante al encontrarse en zonas donde la dirección de flujo (escurrimiento superficial) siempre es mayor por lo que el elemento humedad realzado en la C3 destaca del resto de los elementos u objetos que componen el paisaje de la imagen de satélite.

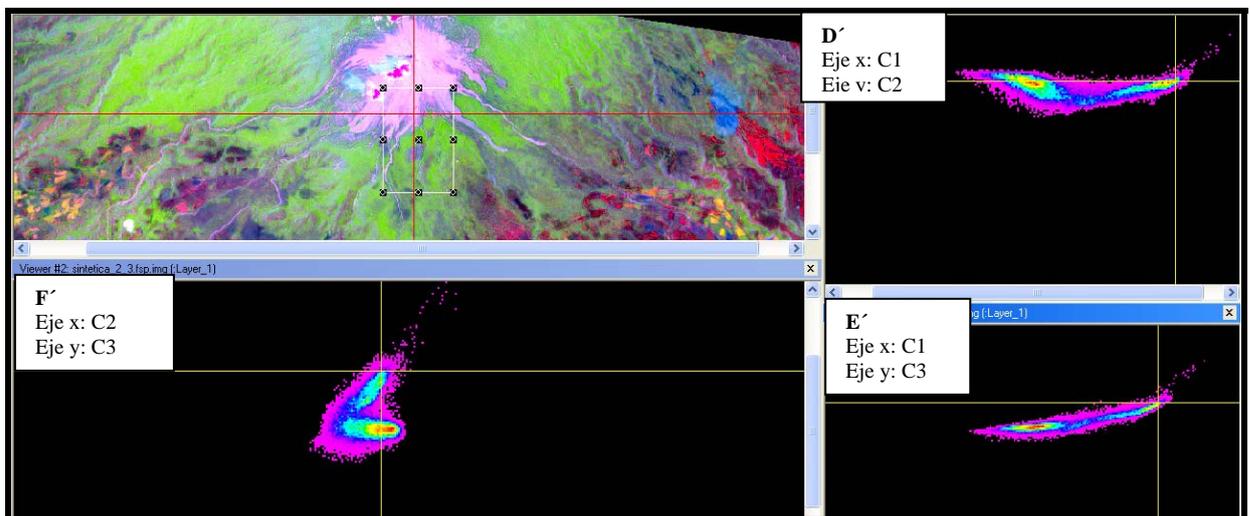


Figura 39. Ubicación espacial de los dispersogramas en la imagen original ASTER, seleccionando el pixel que caracteriza a depósitos volcánicos superficiales.

Sin embargo, como se tratará a continuación, a pesar de lograr diferenciar espectralmente los depósitos superficiales de diversos objetos o entornos que caracterizan la zona, se encontraron diversas variantes al momento de correr la clasificación supervisada.

6.3 Efectividad de la clasificación supervisada (mapa temático)

Del resultado de la matriz de confusión y estadística derivada de la elaboración de una clasificación supervisada, se obtuvo un 85.7% de aproximación en la clasificación (considerando la aproximación de todas las coberturas), sin embargo este valor se apoya en gran medida en las tres últimas coberturas que reportan casi el 100% de aproximación: la clase “vegetación-deposito de avalancha” resulta de fácil identificación para el clasificador, ya que toda la cobertura vegetal se consideró como una sola unidad; la clase “zona de pie de monte volcánico” representa desde una perspectiva visual una zona aparentemente desprovista de vegetación con diversas zonas discontinuas en una transición de pendiente topográfica; la “zona de cultivo” se caracteriza por la cuadrícula que presenta debido a la asignación de uso de suelo agrícola.

Por otro lado, las primeras tres clases que además son de nuestro interés presentaron un exactitud menor al 70%, de las cuales la clase 2 que corresponde a “depósitos distales” fue la que presentó un mayor conflicto al obtener únicamente el 58.33%, además de presentar el mayor factor de azar de acuerdo con el coeficiente Kapa. Posiblemente al momento de correr la clasificación dicha clase la asocie a otra, manifestándose en algunos conjuntos de pixeles que guardan una cercanía en su DN (*Digital Number*) en determinadas zonas de la imagen.

Desde el punto de vista espacial, (*Figura 30*) se observa que en menor grado la cobertura de “depósitos distales” se encuentra intercalada con la cobertura de “depósitos de lahar” la cual coincide con el lineamiento de las barrancas y las zonas de desembocadura de las mismas. De esta forma, en la zona del cono el área clasificada como “depósitos distales” y la de “depósitos de lahar”, no se separan adecuadamente. Esta franja parecería representar una transición entre el área de “depósitos proximales” (principalmente lavas y flujos piroclásticos) y la de “depósitos de lahar”, más fácilmente

distinguibles en las barrancas. La misma estadística muestra que la clase de “depósitos distales” solamente tiene una confiabilidad del 58.33%, mientras que la clase de “depósitos de lahar” guarda una aproximación del 75%. Todo eso se deba probablemente a los siguientes factores:

- en un primer término, el material fuente del lahar proviene de los flujos piroclásticos y material de caída, por lo que el clasificador no puede establecer un límite espectral definido, como es el caso de las clases “vegetación” y “zona de cultivo”, donde su caracterización digital y espacial se encuentran bien acotados.
- En un segundo término, anteriormente ya definido, la componente humedad es una de las dos componentes de transformación a la imagen que mejor distingue a los lahares, por lo que esta zona de transición podría corresponder con el área en donde el material piroclástico primario (depósitos proximales) está parcialmente saturado o erosionado por las corrientes de agua superficiales. Bajo este escenario la cobertura definida como “depósitos distales” podría corresponder con la zona de iniciación de los lahares donde además la pendiente del cono sufre un cambio importante lo que favorece la infiltración del agua. En esa óptica se podría modificar la nomenclatura de la clasificación supervisada nominando la clase 2 como zona de transición.

6.4 Consideraciones finales en la evaluación de peligro por lahares utilizando percepción remota.

La evaluación de peligro volcánico desde el punto de vista de la percepción remota debe ser tratado desde las contribuciones o beneficios que puede brindar mas allá de la información aportada a partir de una interpretación visual. Como se mencionó en capítulos anteriores, la percepción remota se ha utilizado en ambientes volcánicos, la mayoría de las veces, como un instrumento de monitoreo de las condiciones geofísicas y geoquímicas de un volcán, sin embargo no ha sido empleada como una herramienta en el estudio de cartografía volcánica a partir del tratamiento digital de imágenes.

Una de las ventajas radica en la prontitud para la obtención de resultados mediante la aplicación de diversos tratamientos digitales a la imagen, con el objeto de identificar y posteriormente cartografiar diversos depósitos superficiales que serían difíciles de identificar visualmente en la imagen. Además, la continua toma de una imagen de satélite facilita la evaluación periódica y reconocimiento inmediato de los cambios morfoestructurales o topográficos dentro de un ambiente de constante actividad volcánica. Tal es el caso del Volcán de Colima, donde el realce de los depósitos de lahar ayudó a la identificación de la nueva configuración del drenaje en la barranca El Zarco, la cual de acuerdo con la última actualización topográfica de INEGI, indica una distinta configuración de drenaje.

Por otro lado, Cortés (2002), identifica los depósitos de lahar en dos unidades: *a) depósitos fluviales y lahares recientes, b) depósitos aluviales recientes*. Desde un punto de vista comparativo, de acuerdo con mapa temático obtenido en la presente tesis, solo se identificó la unidad *a* (de acuerdo al mapa de Cortés) la cual se limita a la parte media de las barrancas La Lumbre, El Zarco y El Cordobán al suroeste del volcán, en la Barranca Montegrando, al sureste del mismo. De acuerdo con los resultados obtenidos en la clasificación supervisada, se detectó además de las barrancas ya mencionadas una considerable zona de depósito de lahar en la Barranca San Antonio, tanto en la parte media como en la zona de desembocadura, la cual indica diversos eventos de inundación. Lo mismo para la Barranca La Arena así como pequeños afluentes a ella.

De esta forma se demuestra cómo la percepción remota puede ser de gran utilidad, tanto en la selección de puntos de control para el trabajo de campo como en la inferencia y comprobación de información en zonas de difícil acceso. El conjunto de esta información ayudaría a la actualización de inventarios de lahares como parte de la evaluación del peligro en la elaboración de los planes de contingencia volcánica o tomas de decisión inmediata, ya que facilitaría la identificación de zonas afectadas por constante recurrencia de este tipo de eventos.

Por último, cabe destacar que la veracidad de esta herramienta se encuentra en función de su resolución espectral y espacial, en el caso del sensor ASTER presenta una buena resolución espectral, pero una mediana resolución espacial, por lo que utilizando sensores de mayor resolución espacial y espectral se podría extraer información todavía más detallada.

VII. Conclusiones

Se realizó un tratamiento digital a la imagen original ASTER 2006 con la finalidad de realzar y separar espectralmente los depósitos volcánicos superficiales del resto de los objetos que caracterizan la zona del Volcán de Colima. Como tratamiento digital se utilizaron tres funciones de transformación reversible: componentes principales (tercera componente principal), expansión canónica y Tasselled Cap (componente de humedad), de las cuales, la componente de expansión canónica y la componente “humedad” presentaron una mayor contribución en el realce espectral de los depósitos volcánicos superficiales (depósitos de lahar).

Con base en la imagen compuesta resultante del tratamiento digital, se realizó una clasificación supervisada mediante el método del paralelepípedo. La asignación de coberturas o clases de entrada se realizó con base en trabajo de campo, así como en análisis morfológico y de textura, realizados a la imagen original ASTER. De esta clasificación se obtuvo un 85.71% de exactitud y un coeficiente Kapa de 0.79, el cual se acerca más al 1 que al 0, lo que implica que se trabajó con un factor mínimo de azar. De manera particular la clase 2 “Depósitos distales (flujos piroclásticos, flujos de lava, material de caída)” presentaron el mayor grado de azar 0.52 y el menor porcentaje de exactitud en la clasificación 58.33%, y se intercalaba espacialmente con la cobertura 3 “depósitos de lahar”. Efectivamente, la clase 2 corresponde a un cambio importante en la pendiente del cono y muy probablemente con una zona de iniciación de procesos erosivos que dan origen a los lahares. Por lo tanto no se logró discriminar espacialmente estas dos clases en algunas áreas de la zona de estudio.

Al aplicar de manera individual tres tratamientos digitales que en conjunto dieran como resultado el realce único de los depósitos volcánicos superficiales, implicó una modificación al valor digital de cada uno de los píxeles involucrados, y no se empleó de manera directa la firma espectral de los depósitos de lahar para obtener su realce.

La zonificación de depósitos volcánicos superficiales (depósitos de lahar) con base en el realce espectral se limitó al fondo de cauce y desembocadura de las barrancas que configuran la ladera sur del Volcán de Colima: La Lumbre, El Zarco, El Cordobán, San Antonio, Montegrande y La Arena.

De esta forma, la aplicación de la percepción remota como una herramienta en la evaluación de peligros volcánicos es de gran utilidad, ya que permite llevar a cabo el

reconocimiento inmediato de la distribución y alcance del fenómeno volcánico mediante diversas técnicas de realce, lo que representa un aporte en la actualización de los mapas de peligro, así como en la toma de decisiones inmediatas por parte de las autoridades en un estado de máxima alerta volcánica.

El uso de la percepción remota en la evaluación de peligros volcánicos por la ocurrencia de lahares demostró ser una herramienta práctica en la inferencia y comprobación de información en zonas de difícil acceso en un volcán con un alto componente explosivo, como es el Volcán de Colima.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- Abrams, M., Glaze, L., & Sheridan, M. (1991). Monitoring Colima Volcano, Mexico, using satellite data. *Bulletin of Volcanology*, 53, 571– 574.
- Allan, J. F; Nelson, S. A; Luhr, J. F; Carmichael, I. S. E; Wopat, M; y Wallace, P. J. (1991). Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism-an exotic terrane in the making, in Dauphin, P. J; and Simoneit, B. R. T., eds., *The Gulf and Peninsular province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 425-445.
- Arizpe, J.L; Vázquez, E; Conde, A; Chacón, O; y Barocio, E. (2007). Aplicación de análisis de componente principal en sistemas eléctricos de potencia. Vol. 10, No. 34. 51-58.
- Bandy, W. L; Mortera-Gutiérrez, C. A; y Urrutia-Fucugauchi, Jaime. (1993). Gravity field of the southern Colima graben, México: *Geofísica Internacional (México)*. Vol 32, No. 44, p 561-567.
- Bandy, W. L; Mortera- Gutiérrez, C. A; Urrutia-Fucugauchi, Jaime; and 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?. *Geophysica Research Letters*. Vol 22, 3075-3078.
- Caballero, L. (2002). Flujos de escombros de Motozintla Chiapas ocurridos en septiembre de 1998: estratigrafía, granulometría y mecanismos de emplazamiento. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, IPN, 90 pp.
- Campos, Morales, María. Yolanda. (2004). La percepción remota y el análisis canónico aplicados al estudio de la calidad de las aguas superficiales. Facultad de Filosofía y Letras. Maestría en Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. pp 74.
- 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*, No. 113, 70-99.

- Capra, L., Macías, J.L. (2000). Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 102(1-2), 149-167.
- Capra, L., Macías, J.L. (2002). The cohesive Naranjo debris-flow deposit(10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debrisavalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 117, 213-235.
- Capra, L; Poblete. M.A y Alvarado. R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central México): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Jornal of Volcanology and Geothermal Research*, 3039, 1-19.
- 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 Sens. Environ* Vol. 62, 20– 29.
- Chuvieco, Emilio. (1995). Técnicas de teledetección espacial. Edi. Rialp, 568 pp.
- Cortés, A., Gavilanes, J.C., 1998. Evolución morfoestructural de la cima del volcán de Colima (1997-1998). *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal.*, pp. 38-39.
- Cortés, Cortés. Abel. (2002). Depósitos de avalancha y flujos de escombros originados hace 3600 años por el colapso del sector suroeste del volcán de Colima. Maestría en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México. 121 pp.
- 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.
- Crowley, J.K; Hubbard, B. E.; y Mars, J. C. (2003). Analysis of potential debris flow source areas on Mount Shasta, California, by using airborne and satellite remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 87, 345-358.
- De la Cruz-Reyna, Cervando. (1993). The historical eruptive activity of Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 55, 51-58.

- Demant, Alain. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista. Vol. 2, 172-187.
- Fleiss, J. L. (2000). Statistical methods for rates and proportions, 2nd edition. New York: Wiley.
- Flynn, L. P., Mougini-Mark, P. J., & Horton, K. A. (1994). Distribution of thermal areas on an active lava flow field: Landsat observations of Kilauea, Hawaii, July 1991. Bulletin of Volcanology, 56, 284– 296.
- Flynn, L. P; Harris, A. J. L; y Wright, R. (2001). Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+. Remote Sensing Environment, Vol. 78, 180-193.
- Galindo, I., P. López-Pérez.; y M. Evangelista-Salazar. (2002). Real-time AVHRR forest fire detection in Mexico (1998-2000). International Journal of Remote Sensing, Vol. 24, 9-22.
- García. C. E. (2000). Caracterización de la vegetación en la zona centro del estado de Michoacán empleando procesamiento digital de imágenes e información temática. Tesis Licenciatura (Licenciado en Geografía)-UNAM, Facultad de Filosofía y Letras. pp 81.
- Garduño-Monroy, V.H., y Tibaldi, A. (1991). Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt. Comptes rendues hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences (París), Vol. 312, 135-142.
- Garduño-Monroy, V.H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruíz, J.C., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R.M. (1998). La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol 15, No. 2, p 132-144.
- Gavilanes, Ruiz. Juan Carlos. (2004). Simulación de escenarios eruptivos del volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencias del volcán de Colima. Maestría en Geografía; Universidad Nacional Autónoma de México. 123 pp.
- Goff, F.; Love, S.P.; Warren, R.G.; Counce, D.; Obenholzner, J.; Siebe, C.; Schmidt S.C. (2001). Passive infrared remote sensing evidence for large,

- intermittent CO₂ emissions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Chemical Geology*, Vol. 177, No. 1, 1133-1156.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin* 110 (8), 972–984.
 - 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, pp.4B41-4B51, West Lafayette, Indiana.
 - Kauth, R.J., Lambeck, P.F., Richardson, W., Thomas, G.S., Pentland, A.P., 1979. Feature Extraction Applied to Agricultural Crops as Seen by Landsat. *Proceedings, LACIE Symposium, Houston TX. NASA*, 705–721.
 - Kerle N, Froger JL, Oppenheimer C, van Wyk de Vries B. 2003. Remote sensing of the 1998 , mudflow at Casita volcao, Nicaragua. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 24, No. 23, 4791-4816.
 - Kerle N, Oppenheimer, C. (2002) Satellite remote sensing as a tool in lahar disaster management. *Disasters*. Vol. 26, 140–160.
 - Kerle N, van Wyke 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* Vol. 105, 49-63.
 - Kerle, Norman.; Wyk de Vries, V; y Oppenheimer, Clive. (2003). New insight into the factors leading to the 1998 flank collapse and lahar disaster at Casita volcano, Nicaragua. *Bull Volcanol*, Vol. 65, 331–345.
 - Komorowski, 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. *Fiel guide #3, IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico*.
 - Lillesand, Thomas.L and Kiefer, Ralph. W; (2001). *Remote Sensing and Image Interpretation*. Fourth Edition, John Wiley & Sons, Inc. 724 pp.
 - Lira, Ch. J. (2002). *Introducción al tratamiento digital de imágenes*. Fondo de Cultura Económica. Instituto Politécnico Nacional. 1ra Edición, 447 pp.

- Lira, Ch. J. (2006). Segmentation and morphology of open water bodies from multispectral images. *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 27, No. 18, 4015–4038.
- López, E. D; Vinluan, R. J. N; y Paringit, E. C. (1998). Lahar damage assessment using satellite remote sensing : The Mount Pinatubo experience. ed. *Information technology tools for natural disaster risk management; proceedings of international symposium*. . Bangkok. , International Center for Disaster-Mitigation Engineering (INCEDE). Japón. United Nations University (UNU). Asian Center for Research on Remote Sensing (ACRoRS). 175-82.
- Lugo, J. (1989). *Diccionario Geomorfológico*, Instituto de Geografía, UNAM, 337 pp.
- Lugo-Hubp, J; Martín del Pozzo, A.L; y Vázquez. S, L. (1993). Estudio Geomorfológico del Complejo Volcánico de Colima. *Geofísica Internacional*, Vol.32, 4, 633-641.
- Luhr, J. F., y Prestegard, K. L. (1988). Caldera formation at Volcan de Colima, México, by large Holocene volcanic debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Reseach*, Vol. 35, 335-348.
- Luhr, J.F y Carmichael, I.S.E. (1980). The Colima volcanic complex, México; Part 1. Postcaldera andesitas from Volcan Colima: Contributions to Moneralogy and Petrology, Vol. 71, 343-372.
- Luhr, J.F y Carmichael, I.S.E. (1981). The Colima volcanic complex, Mexico; II, Late quaternary conder cones: contributions to mineralogy and petrology. Vol 76, 127-147.
- Luhr, J.F y Carmichael, I.S.E. (1990). Petrological monitoring of cyclic eruptive activity at Volcán Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol.42, 235-260.
- Luhr, J.F. (1981). Colima-history and cyclicity of eruptions: *Volvano news*. Vol 7, 1-3.
- Macias, J.L., Capaccioni, B., Conticelli, S., Giannini, L., Martín, M., y Rodríguez, S. (1993). Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, México- constrains ontheir genesis and evolution. *Geofísica internacional*, México, Vol.32, 4, 575-589.

- Macías, J.L; Saucedo. R; Gavilanes, Ruiz. J.C; Nick, Varley; Velasco, García. Sergio; Marcus. Bursik; Vargas, Gutierrez. Victor; Cortés. Abel. (2006). Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras. GEOS, Vol 25, No. 3.
- Macías, J.L; García, P. A.; Arce, J.L.; Siebe, C.; Espíndola, J.M.; Komorowski, J.C., y Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico, in Link, K.P., y Kowallis, B.J. (eds.), proterozoic to recent stratigraphy, tectonics and volcanology, UTAH, Nevada, southern Idaho and Central Mexico. Brigham.
- Manville, V., White, J.D.L., Houghton, B.F; y Wilson, C.J.N. (1999). Paleohydrology and sedimentology of a post-1.8 ka breakout flood from intracaldera Lake Taupo, North Island, new Zealand. Geological Society of America Bulletin, Vol. 111, 1435-1447.
- Martín-del Pozzo, A., Sheridan,. L.M., Barrera, D., Lugo-Hubp, J., Vazquez-Selem, L. (1995). Mapa de peligros del Volcán de Colima. Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mooser, F. (1961). Los volcanes de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Vol. 61, 49-71.
- Naranjo, J.A., Sigurdsson, H., Carey, S.N. y Fritz, W.J., 1986. Eruption of the nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 november 1985: tephra fall and lahars. Science, Vol. 233, 961-963.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: Geological Society of American Bulletin. Vol 93, p. 514-523.
- Nixon, G. T; Demant, Alain; Armstrong, R. L; and Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans- Mexican Volcanic Belt: Geofísica International (México). Vol 26, p. 109-158.
- Oppenheimer, C. (1991). Lava flow cooling estimated from Landsat Thematic Mapper infrared data: the Lonquimay eruption (Chile, 1989). Journal of Geophysical Research, Vol. 96, 21865– 21878
- Oppenheimer, C., & Francis, P. (1997). Remote sensing of heat, lava, and fumarole emissions from Erta 'Ale Volcano, Ethiopia. International Journal of Remote Sensing, Vol. 18, 1661– 1692.

- Pantoja-Alor, J., y Estrada-Barraza, S. (1986). Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro de El Encino, Jalisco. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 47, 1-15.
- Patrick, Matthew; Dean, Kenneson; y Dehn, Jonathan. (2004). Active mud volcanism observed with Landsat 7 ETM+. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 131, 307-320.
- Pierson, T.C., and Scott, K.M. (1985) Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow: Water Resources Research, Vol. 21, No. 10, 1511-1524.
- Paul, Yvonne.; y Sheridan, Michael. F. (1998). Estimated lahar hazard zones at volcan Colima, México. Geological Society of America.
- Richards, J.A. (1986). Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1986. 281 pp.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.M., Gorgaud., y Vincent, P.M. (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 31, 99-113.
- Rodolfo, K.S. and Arguden, A.T. (1991). Rain-lahar generation and sedimentation-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines. In: R.V. Fisher and G.A. Smith (Editors), Sedimentation in volcanic settings. SEPM Special Publication, pp. 71-87.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R. (1995). Estratigrafía y estructura del volcán de Colima, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 12, No. 1, p 22-46.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M., and Saucedo, R. (1991). Field observation of pristine block-and-ash-flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, México. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 48, 399-412.
- Rothery, D. A., Borgia, A., Carlton, R. W., & Oppenheimer, C. (1992). The 1992 Etna lava flow imaged by Landsat TM. International Journal of Remote Sensing, Vol. 13, 2759– 2763.
- Rowan, L. C; Simpson, C. J ; y Mars, J. C. (2004). Hyperspectral analysis of the ultramafic complex and adjacent lithologies at Mordor, NT, Australia. Remote Sensing of Environment, Vol. 91, 419–431.

- Rowan, L. C; Wetlaufer, P. H; Goetz, A. F. H; Billingsley, F. C; y 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*, Vol. 84, 350–366.
- Rowan, Lawrence. C; Mars, John. C; y Simpson, Colin. J. (2005). Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, Vol. 99, 105-126.
- Sabins, F. F. (1997). *Remote sensing: principles and interpretation*. New York, pp 119.
- Saucedo, Girón. Ricardo. (2000). Erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de Colima: mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticoa de bloques y ceniza. Doctorado en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México. 132 pp.
- Saucedo, R; Macías, J.L; Bursik, M. I; Mora, J.C; Gavilanes, J. C; Y Cortés. A. (2002). Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 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*. Vol, 139, 103-115.
- Saucedo, Ricardo. (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.
- Scott, K. M, (1988). Origin, Behavior, and sedimentology of lahars and laharonout flows in the Toutle-Cowlitz River Systems. U.S. Geological Survey Professional Paper, Vol. 1447-A, p. A1-A74.
- Sheridan, Michael. F.; Humbbard, Bernard.; y Hooper, Donald. (1999). Hazard zones demarking inundation limits for debris flow and debris avalanches at

volcan Colima, México. American Geophysical Union, San Francisco, December.

- Smith, G. A. y W. J. Fritz. (1989). Penrose Conference report: Volcanic influence on terrestrial sedimentation. *Geology*, Vol. 17, 375-376
- Smith, K. (2001). *Environmental Hazards*, Routledge, London and New York.
- Stening, A. (1999). Some basic elements of statistics. In: *Remote sensing and digital image procesing spatial statistics for remote sensing*. Edited by Stein, A; Van de Meer, F y Gorte. B. Kluwer Academic Publishers. London. 284 pp.
- Stevens, Nicki. F; Garbeil, Harold; y Mouginis-Mark, Peter. J. (2004). NASA EOS. Terra ASTER : Volcanic topographic mapping and capability. *Remote Sensing Environment*, Vol. 90, 405-414.
- Stoopes, G.R ; y Sheridan, M. F. (1992). Hazards related to giant volcanic debris avalanches from Volcán de Colima and Nevado de Colima, México. Universidad de Colima, Segunda Reunión Nacional “Volcán de Colima” y Primera Reunión Internacional de Vulcanología, Colima, Col., Colima Volcano, p. 15-16.
- Suárez-Plascencia, C., Núñez-Cornú, F., y Reyes-Dávila, G. (2002). Mapa de Vulnerabilidad a Lahares en el Volcán de Fuego (Colima). Centro de Sismología y Vulcanología de Occidente.
- Thorpe, R. S., Gibson, I. L., and Vizcaíno. J. S., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcáno. *Nature*, Vol. 265, .724-725.
- Torres, R.C., Self, S., Martinez, M.L., 1996. Secondary pyroclastic flows from the June 15, 1991, ignimbrite of Mount Pinatubo. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. Univ. Washington Press, Seattle, pp. 665– 678.
- Torres, Ronnie; Mark-Mouginis, Peter; Self, Stephen; Garbeil, Harold; Kallianpur, Kalpana; y Quiambao, Rowena. (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*, Vol. 138 , 371 – 392.
- Vallance, J.W. (2000). Lahars. In *Enciclopedia of volcanoes*, edited by H. Sigurdsson. (London: Academic Press), 601-616.

- Van Wyk de Vries B, Kerle N, Petley D. (2000). Sector Collapse forming at Casita Volcano, Nicaragua. *Geology*. V 28, no 2, 167-170.
- Wang, Y; y Sun, D. (2005). The ASTER Tasseled Cap interactive transformation usong Gram-Schmidt. *MIPPR 2005: SAR and Multispectral Image Processing*, edited by Liangpei Zhang, Jianqing Zhang, Mingsheng Liao, Proc. of SPIE Vol. 6043.
- Watson, I. M; Realmuto, V. J; Rose, W. I; Prata, A. J; Bluth, G. J. S; Gu, Y; Bader, C. E.; y Yu, T. (2004). Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate resolution imaging spectroradiometer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 135, Issues 1-2, 75-89.
- Wooster, M. J., & Rothery, D. A. (1997). Thermal monitoring of Lascar Volcano, Chile, using infrared data from the along-track scanning radiometer: a 1992 – 1995 time series. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 58, 566– 579.
- Woster, M. J; Kaneko, T; Nakada, S; y Shimizu, H. (2000). Discrimitation of lava dome activity styles using satellite-derived thermal structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 102, 97-118.
- Wright, Robert; Flynn, Luke. P.; Garbeil, Harold; Andrew J.; L. Harris y Pilger , Eric. (2003). MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism. Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, University of Hawaii.
- Zobin, V. M; Luhr, J. F; Tarán, Y. A; Bretón, M; Cortés, A; De la Cruz, S; Dominguez, T; Galindo, I; Gavilanes, J.C; Muñiz, J.J; Navarro, C; Ramirez, J.J; Reyes, G.A; Ursua, M; Velazco, J; Alatorre, E; Santiago, H. (2002). Overview of the 1997-2000 activity of the Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 117, 1-19.

APÉNDICE

APÉNDICE



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.comJournal of volcanology
and geothermal research

Journal of Volcanology and Geothermal Research xx (2007) xxx – xxx

www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): Drainage variation and spectral classification

N. Davila^a, L. Capra^{b,*}, J.C. Gavilanes-Ruiz^c, N. Varley^d,
G. Norini^b, Angel Gómez Vazquez^e

^a Posgrado en Geografía, UNAM, CU, 40510 Coyoacán, México D.F., México

^b Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM, 76230 Queretaro, México

^c Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente, Universidad de Colima, Km. 9 Carretera, Colima-Coquimatlán, Coquimatlán 28400, Colima, Mexico

^d Facultad de Ciencias, Universidad de Colima, Av. 25 de Julio #965, Colima, Col. CP 28045, México

^e Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), Mexico D.F., Mexico

Received 15 November 2006; received in revised form 29 March 2007; accepted 17 May 2007

Abstract

Volcán de Colima is the most active volcano in Mexico, and represents a high risk for more than 500,000 people. In 1998 the volcano renewed its activity, with the extrusion of a lava dome and subsequent lava and block and ash flows. During the recent period of activity pyroclastic products did not directly affect villages around the volcano, however, several lahars did.

We used LIDAR topographic coverage, ASTER and LANDSAT images for the recognition of morphological changes in the drainage system and lahar detection. For lahar delineation we applied principal components analysis and canonical classification (Tasseled Cap) in order to perform a supervised image classification using the maximum likelihood rule algorithm. LAHARZ (objective delineation of distal debris flow hazard zones) has been used and tested using two topographic datasets with different resolutions, which provided evidence of the importance of high-resolution topographic coverage in hazard assessment. Finally a hazard map for lahars is presented, showing that several villages and ranchos can be affected. In contrast, due to morphological changes produced by products of the intense explosive activity, other populated areas such as La Yerbabuena, are outside of the high risk zone. They could be affected by lahars only in case of cataclysmic eruptions such as the 1913 Plinian event.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Volcán de Colima; lahar; ASTER; LANDSAT; hazard map

1. Introduction

Volcán de Colima is currently the most active volcano in Mexico (Fig. 1). Since 1998 intermittent activity has been observed with Vulcanian eruptions,

lava flows and growing domes that have collapsed producing several block-and-ash flow deposits (Saucedo et al., 2002, 2004, 2005). Pyroclastic flows did not reach long distances, most of the time less than 5 km from the crater, however in some cases evacuation was considered necessary. In contrast, rain-induced lahars were more frequent and reached long distances, causing damage to infrastructure and being able to affect small villages such as La Becerrera in 2000.

* Corresponding author.

E-mail address: lcapra@geociencias.unam.mx (L. Capra).

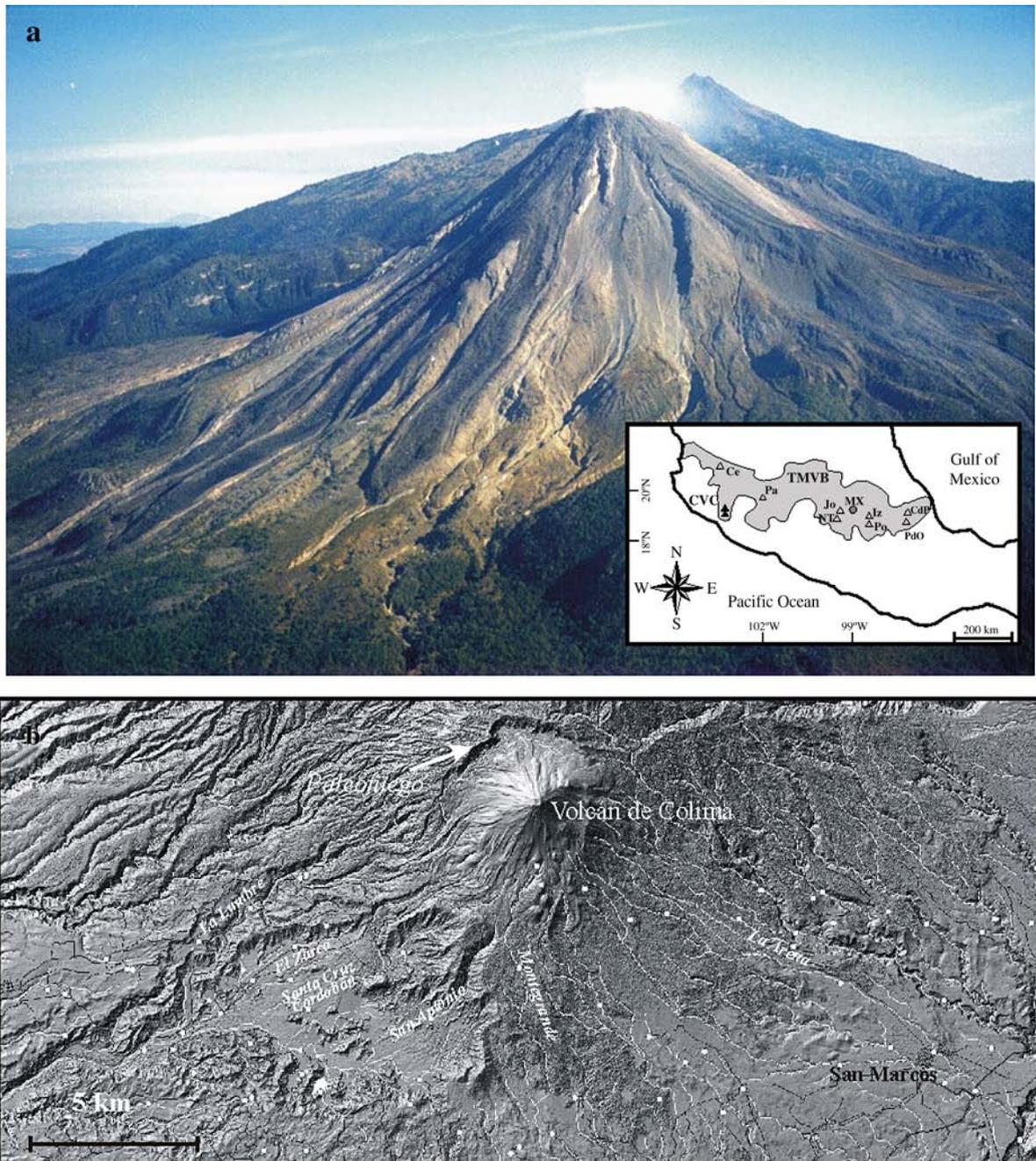


Fig. 1. a) Panoramic view from S of Volcán de Colima, where it is possible to observe the recent lava and pyroclastic flow deposits. The inset shows the location of the volcano in the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). Abbreviations are: CVC: Colima Volcanic Complex; Ce: Ceboruco; Pa: Parícutin; NT: Nevado de Toluca; Jo: Jocotitlán; MX: Mexico City; Iz: Iztacihuatl; Po: Popocatepetl; PdO: Pico de Orizaba; Cdp: Cofre de Perote. b) DEM of the Volcán de Colima showing the horse-shoe-shaped caldera where the currently active cone has been built and main ravines on its southern sector.

The aim of the present work is to study how the drainage system has changed during the last 15 yr of activity and which ravines are more susceptible to the erosive process forming lahars. ASTER and LANDSAT images were used for spatial and spectral delineation of

recent lahars coupled with field data and high resolution Digital Elevation Models (DEM). Finally, the LAHARZ program is used to delineate possible lahar inundation zones but also to show the importance of high-resolution topographic coverage in hazard assessment.

2. Terminology and methodology

Lahar is a general term for rapidly flowing water-saturated mixture of rock debris and water from a volcano (Smith and Fritz, 1989). In most common cases heavy rains are the most common triggering mechanism, but other sources for the water are possible, such as the rupture of crater lakes (Manville et al., 1999), temporary volcanic dams (Capra, in press), and glacial water outburst (Gudmundsson et al., 1998). Depending upon the sediment concentration, different types of debris flow can be formed and gradually transform to hyperconcentrated flow (Scott, 1988). In the present work, when describing the images we will generically refer to lahars to include all such types of flows, since their behavior here is not taken into account for their delineation or spectral classification.

Two different DEMs were obtained from two topographic data sets, one from a topographic map with 10 m contour lines based on aerial photos of 1995 (from this point named as 1995-DEM), and a second one from LIDAR (Light Detection and Ranking) data taken

in 2005 from which a 5 m DEM have been obtained (2005-DEM). All vectorial data were provided by INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática). The DEMs were analyzed with ArcGIS 9.1 program (using the Hydrology tools of the Spatial Analysis extension) to obtain the hydrological network and to compare how they changed from 1995 to 2005. It is worth mentioning that the 5 m DEM obtained from the 1995 topography does not have the same quality as the 2005 Lidar version since the first one was obtained interpolating 10 m contour lines, while the second by processing digital information that had a 30 cm resolution. Despite this disparity, a meaningful comparison could be made, as showed in the next sections.

For spatial and spectral delineation LANDSAT and ASTER images were used and processed. Cloud-free ASTER images of March, 2001 and April, 2006 were processed and compared also with an ETM LANDSAT image taken in December 1999 and one TM LANDSAT image of March 1990. ASTER images were acquired at the USGS Glovis system, while the LANDSAT are from the free download site of the Global Land Cover Facility

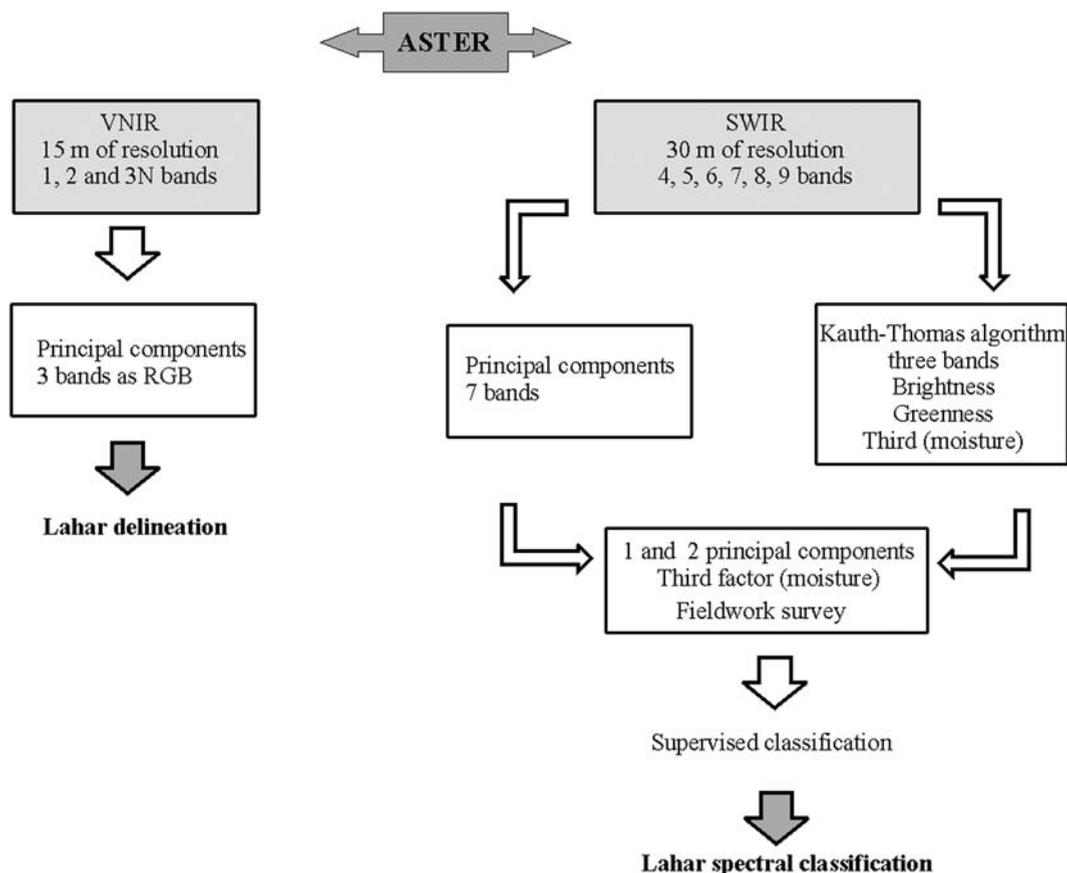


Fig. 2. Flow diagram showing the methodology used for spatial and spectral classification of lahar deposits based on ASTER images.

of University of Maryland (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>). The flow-diagram of Fig. 2 summarizes the methodology used. For spatial lahar delineation we used the VNIR (Visible Near-Infrared) 1 (0.52–0.60 μm), 2 (0.63–0.69 μm) and 3N (0.78–0.86 μm) bands for their higher spatial resolution (15 m) and because the combination of their three principal components gave the best results. In contrast, for spectral analysis and classification we used the SWIR (Short-Wave Infrared) subsystem (30 m resolution) because of the higher number of bands (with higher spectral resolution), which are more appropriate to distinguish geological patterns and vegetation. The SWIR spectrum composed of bands from 4 to 9 (1.60–1.70; 2.145–2.185; 2.185–2.225; 2.235–2.285; 2.295–2.365; 2.360–2.430 μm respectively) was used to obtain the principal components. Then the Tasseled Cap transform (also known as the Kauth-Thomas algorithm, Kauth et al., 1979) was applied. This consists of a canonical analysis that generate an orthogonal transformation of the original data into a new three-dimensional space consisting of the Brightness, Greenness, and Third indices, where this last one is related to soil features, including moisture status. The Tasseled Cap vegetation index was proposed for TM LANDSAT image data for analysis of vegetation, and it is here adapted to the VNIR and SWIR subsystem-ASTER (after an appropriated spectral equivalence) to try to exclude the vegetation contribution (the Greenness index) from the spectral classification and to enhance the lahars deposits with the Third index. This procedure it is based on the assumption that even if block-and-ash and lahar deposits are made of the same components, their moisture degree should be different. In this sense the Third index should contribute to enhance images of recent lahars in the main ravines. The spectral classification was made based on a supervised classification using the maximum likelihood rule which defines classes from the statistics of the image itself. The classes are defined by an operator, who chooses representative areas of the scene to define the mean values of parameters for each recognizable class (i.e. lahars and pyroclastic flow based on field work.). The likelihood classification rule assumes that these probabilities are equal for all classes and that the input bands have a normal distribution. Here we used the two first principal components coupled with the Third index in order to obtain a composite image for the spectral classification.

Finally, the LAHARZ routine was used to construct a hazard map. This is a semi-empirical model, designed as a rapid, objective and reproducible automated method for mapping areas of potential lahar inundation (Schilling and Iverson, 1998). The method employs the result of scaling and statistical analyses of the geometry

of several lahars and debris flows in order to predict downstream inundation areas as a function of volume. Two empirical equations were extrapolated from the observation of 27 cases: $A=0.05 V^{2/3}$ and $B=200 V^{2/3}$, where A is the maximum inundated cross-sectional area, B is the total planimetric area of inundation and V is the volume of the lahar. The input to apply the routine is a DEM of the area and an estimation of flow volumes, which can be from direct calculation in the field (using for example the super-elevation method or flow traces

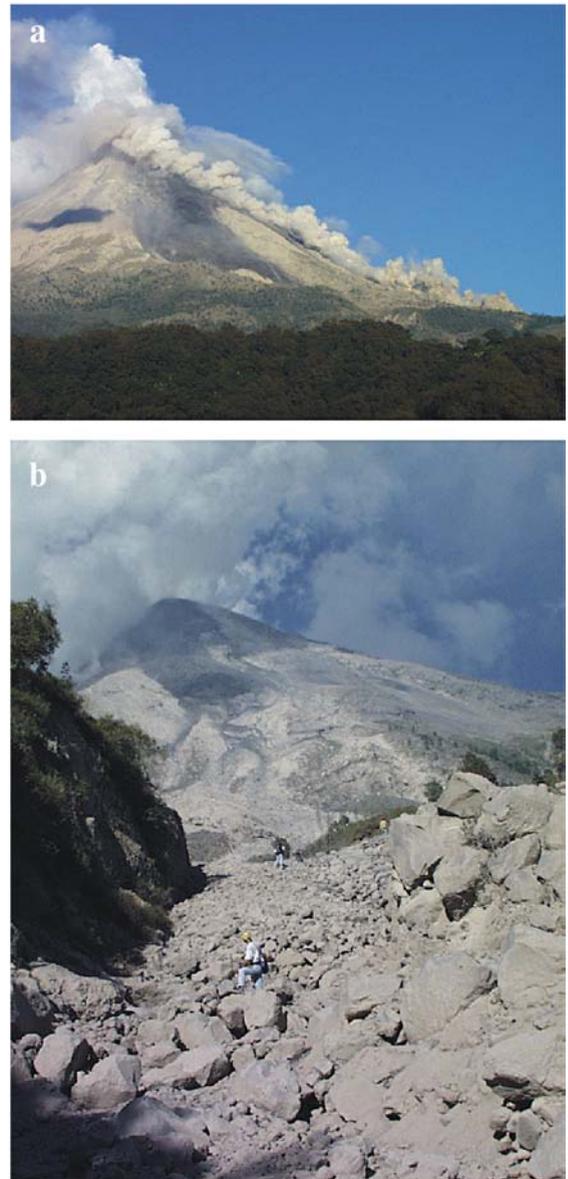


Fig. 3. a) Panoramic view of a pyroclastic flow originated from a dome collapse; b) Lateral levee of a pyroclastic flow on its proximal outcrop (picture courtesy of J.L. Macías).

on tree) but can also be reiterated from the program based on the observed maximum runout of the flow. In the present work we will apply this method by using both 1995-DEM and 2005-DEM, showing the importance of having a high resolution DEM to get more reliable results, as previously noted by Stevens et al. (2002).

3. Recent activity at Volcán de Colima

Volcán de Colima, also known as Volcán de Fuego, is 3860 m high and represents the younger cone of the Colima Volcanic Complex, located in the western limit of the Trans-Mexican Volcanic Belt (Fig. 1a). It consists of an andesitic composite cone, ~50 ka in age (Robin et al., 1987), which has been the locus of several sector collapses. Komorowski et al. (1997) proposed up to nine collapse events, with the younger occurring probably at 4280 yr BP (Luhr and Prestegard, 1985), but this topic is still controversial (Robin et al., 1987; Komorowski et al., 1997). Paleofuego, the ancestral edifice, presents a southward horse-shoe-shaped caldera where the current-

ly active cone has been built (Fig. 1b). During the past centuries the volcano has experienced different eruptive styles, from Merapi or Soufriere dome collapse, to Vulcanian and Plinian eruptions (Saucedo et al., 2005). After the 1913 plinian activity, the volcano presented several eruptive phases, each one lasting a few years, but since 1998 its activity has become more persistent with Vulcanian eruptions and lava and dome extrusion (Saucedo et al., 2005). Recent effusive episodes have occurred in 1991, 1998–9, 2001–3 and 2004; with major explosive events in 1994, 1999, 2003 and 2005. Activity has been continuous since 2001, with several explosions occurring daily between the periods of effusive eruptions. During this period, the partial collapse of Vulcanian eruptive columns, as well as the collapse of summit domes and lava flows fronts, produced several block-and-ash flow deposits that filled proximal drainages up to distances of 6 km from the vent (Fig. 3) with thickness up to several meters in the proximal area. The largest pyroclastic flow known to have occurred since 1913 resulted from a partial collapse of the dome on the NW side during October 2004. This partially filled La



Fig. 4. Photos showing the several examples of damages provoked by lahars. a, b and c) Aerial view of the 1999 lahar in the Montegrande ravine where electric lines have been destroyed, note that the electric lines are now protected by a small rock barrier. d and e) Bridge over La Lumbre ravine where lahars charged with metric-sized blocks partially damaged the structure.

Lumbre ravine to a distance of 6.3 km from the crater. In the period February to September 2005 at least 19 pyroclastic flows occurred, this time as a result of column collapse. The largest distances were reached in the Montegrando and La Arena ravines, where the flows reached a maximum distance of 5.4 km. An initial estimation of the volume of the deposits resulting from these flows is $>6 \times 10^6 \text{ m}^3$. The block-and-ash flows at Colima volcano consist of an unwelded deposit with clasts embedded in a silty–sandy matrix.

Despite this intense eruptive activity, the emitted products have not significantly affected the inhabited area. In contrast, during the rainy season, which usually occur from June through to October at this latitude after a period of dryness, these deposits are easily remobilized as lahars. In particular, annual precipitation in the Colima area is around 1500 mm, with maximum pick of 500 mm during July (data source from Comision Nacional del

Agua at <http://smn.cna.gob.mx/>). As a consequence, during July lahar are more frequents and with grater magnitude. The eruption occurred on 17th July 1999 ended with the emplacement of a voluminous block-and-ash flow deposit that filled the San Antonio and Montegrando ravines (Saucedo et al., 2002; Sarocchi, 2006). The day after the event, heavy rains remobilized part of this pyroclastic flow within the Montegrando ravine forming a lahar that destroyed an electric power line (Figs. 1b, and 4). The year after, on July 1st, 2000, along El Zarco and La Lumbre ravines, after approximately one hour of heavy rains a mayor lahar occurred that partially buried two houses. The bridge over La Lumbre ravine that connects La Becerrera with San José del Carmen (Puente Rio La Lumbre) was also affected (Figs. 1b and 4d and e). Under these climatic conditions, water easily removes deposited material and bulks to debris flows able to transport meter-sized clasts over



Fig. 5. Photo showing lahar deposits at Volcán de Colima. a) Upper portion of the Montegrando ravine, 15 m wide, prior to its opening where the main fan formed and b) outcrop of a lahar formed on June 28, 2006. c) La Arena ravine with a lahar deposit emplaced in 2005 and d) detail of the deposit where it is possible to observe a coarse, clast-supported basic layer and a normally graded upper layer.

long distances, inundating and provoking damage to infrastructure such as bridges. Generally the lahar deposit shows a clast supported base (flow head) topped by a more dilute layer, sometimes normally graded (body and tail of the flow) (Fig. 5), typical texture of such type of flows (Pierson and Scott, 1985; Rodolfo and Arguden, 1991; Major et al., 1996; Lavigne and Thouret, 2002). Finally they dilute to stream flow further from the source. More detailed textural and sedimentological work is now in progress.

Currently no sophisticated system for lahar detection is in operation at Volcán de Colima. The volcano seismic network operated by RESCO (Red Sísmica de Colima) consists of four short-period seismometers and one broad-band instrument located to the N, SW and SE of the volcano at distances of between 1.9 and 8 km from the summit. The seismic records are used to identify the occurrence of lahars, to have some idea of their relative size and which ravine they descended, however, it is not clear what threshold of debris flow provokes seismicity that can be detected above the background noise. During the period 2004–6, 57 lahars were detected in the Montegrande and La Lumbre ravines. Fig. 6 shows these events with the duration defined by the period when seismicity was produced in excess of the background noise level. It is worth mentioning that, due to the lack of direct visual observation of these ravines, some of these events do not necessarily corresponded to “bulked” lahars, but only to short water discharge with high clast concentration, as usually observed in the volcano, where large blocks up to 70 cm in diameters roll on the river bed during heavy rains without bulking to lahars. In addition, the durations here represented are only indicative of the signal that can be distinguished from the noise, probably corresponding with the peak discharge of the flow, meaning that the total lahar duration should be higher. Despite this limitation, the purpose of these diagrams is to show that again July represents the month during which lahars are more frequent, and that larger duration events occurred in 2005. This was a reflection of the increase in volume of the pyroclastic deposits available for remobilization by the rains. Fig. 7 shows the significant increase in lahar activity from 2005 to 2006. No data are available for previous years to extend this comparison.

4. Drainage system

The lava and pyroclastic flows emplaced during the last years of activity changed the drainage system on the volcano. Since the current edifice of Volcán de Colima is located within a horse-shoe-shaped caldera facing south, the drainage on its southern flank is subject to higher

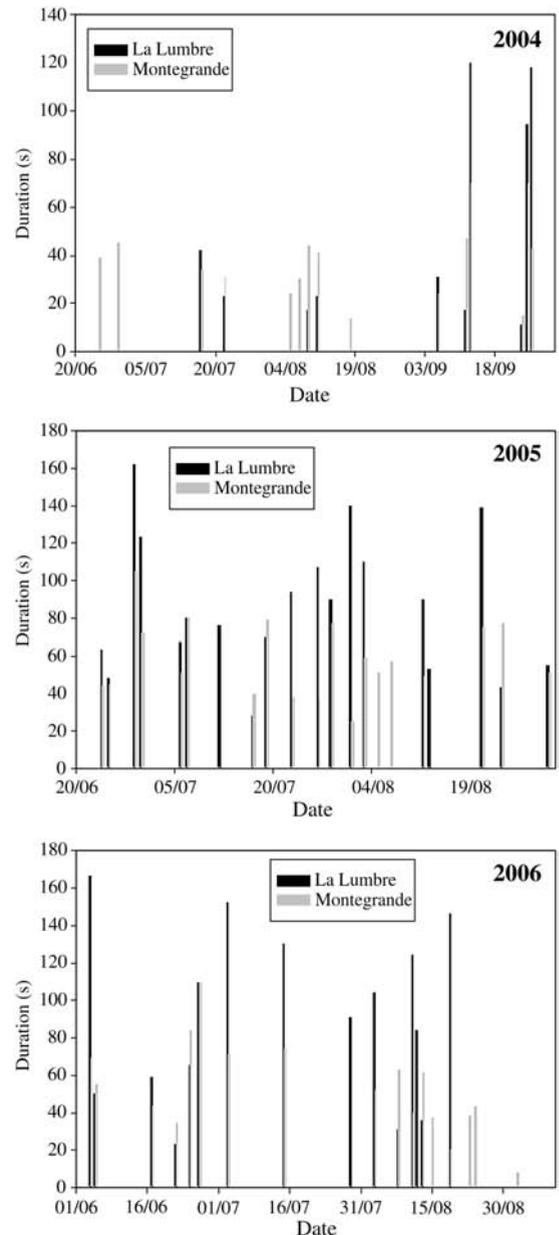


Fig. 6. Duration of individual lahar events at Volcán de Colima during 2004, 2005 and 2006. The duration has been determined from the seismic record from two stations located relatively close to the Montegrande and La Lumbre ravines, the two principally active ravines for lahars during recent years. (Data for 2006 is to the end of August).

gradients meaning it is more susceptible to erosion. The continuous deposition of pyroclastic flow material during recent years on the southern flank periodically filled the drainage channels. Subsequently the deposits have been gradually eroded during the formation of lahars. A mean distribution of the lava and pyroclastic flow deposits was obtained by subtracting the 1995-

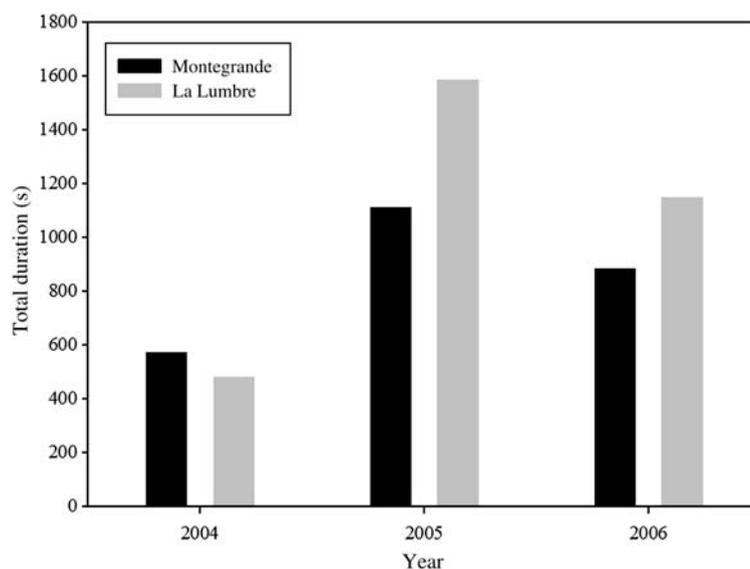


Fig. 7. Total duration of lahars in the two principal ravines of Montegrande and La Lumbre for the years 2004–6. Duration is based upon recorded seismicity. (Data for 2006 is to the end of August).

DEM from the 2005-DEM (Fig. 8a), and this distribution is used to better understand how the drainage has deviated. Despite the difference in DEM resolutions, by comparing the 1995 and 2005 flow networks and the pyroclastic flow distribution, it is clear that the deposits deviated and obliterated some of the drainage channels (Fig. 8a). Even if most of these changes are due to the resolution of the DEMs, especially in the lower part of the cone, the purpose of this comparison is to show that the system had become “younger” by the intense pyroclastic flow deposition and it is now eroding upslope again. The topographic section of Montegrande ravine shows how the slope changes. From the summit of the volcano up to a distance of 1.6 km, where a main brake in slope occurs, channels are 10 m wide with maximum gradient of 32° (Fig. 8b). From this point the topographic gradient becomes gentler, from 19–11° at ~5 km to 7° at a distance of ~10 km where the river channel is up to 20 m wide. From this point the slope gradually decreases from 4° up to 2° on the alluvial fans and the channel widens from 40 m up to 100 m, as also observable in the aerial view on Fig. 4a. None of these drainages are perennial, except for the La Lumbre one.

5. Spatial delineation and spectral classification of lahars

For Volcán de Colima we used two LANDSAT images of March 1990 and December 1999 and two ASTER images, taken in March 2001 and in April 2006. Fig. 9 compares the LANDSAT images that differ by

approximately 10 years. These two images represent the scenario of the volcano before and after 10 years of activity. By comparing the two LANDSAT images, it is obvious that since 1991 the explosive activity has covered the entire cone with its products. Several ravines appear to be deeply eroded in the 1999 image where it is possible to observe lahars in the main drainage except for the Cordobán and Montegrande ravines that also show activity in the 1990 image. In particular, in the 1999 LANDSAT image the lahar in the Montegrande ravine that destroyed the electric line is easily recognizable.

For lahar delineation ASTER images were used, and as previously explained only the VNIR 1, 2 and 3N band were used. Fig. 10 shows the representation of the three principal components in RGB colors, where lahars are easily recognizable in an orange tone in the main ravines. It is possible to identify lahar activity in the following ravines: La Lumbre, El Zarco, Santa Cruz-Cordobán, San Antonio, Montegrande and La Arena. For the San Antonio and Montegrande drainages it was possible to delineate two main fans formed by lahars and observe their variation from 2001 to 2006 (Fig. 10). This comparison is evidence that throughout these five years these ravines remained active but that the magnitude of the lahars did not change significantly. This is an important issue since it indicates that Volcán de Colima has maintained its eruptive style. Lahars have been frequent but greatly reduced in magnitude when compared to lahars associated with cataclysmic eruptions (Stoopes and Sheridan, 1992; Komorowski et al., 1997; Capra and Macias, 2002). The hazard map presented in

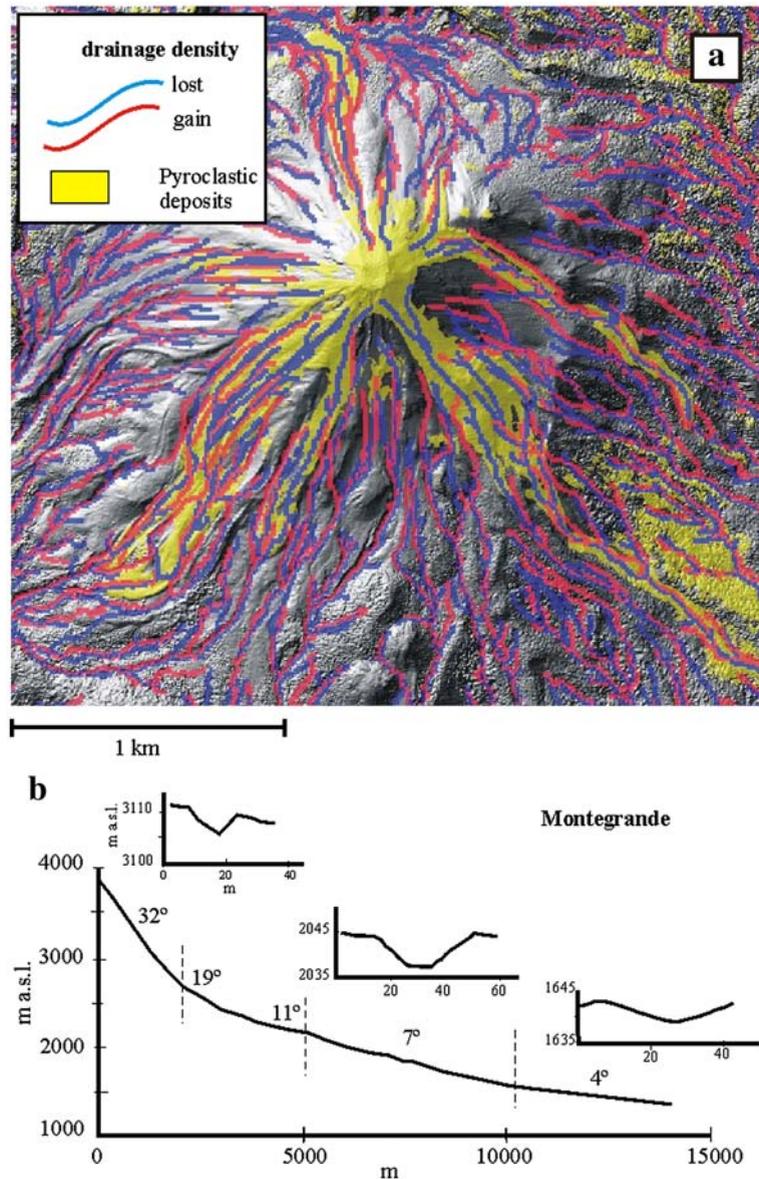


Fig. 8. a) Comparison between the drainage network of 1995 and 2005 with respect to the distribution of pyroclastic deposits. Note the disappearances where pyroclastic and lava flow were emplaced within the drainage channels; b) Topographic section along Montegrando ravines showing how the slope gradient and channel width change.

the next paragraph attempts to delineate the hazard inundation limit for such a type of rain induced lahar.

The morphometric and spatial analysis of Volcán de Colima previously described clearly show how the drainage changed and which ravines are the most active for lahar formation. For this case study we propose an objective lahar spectral classification in order to identify all recent events by a spectral pattern, to distinguish them from the primary pyroclastic deposits, and finally use the distribution to prepare a hazard map. The first two principal components of the SWIR spectrum contain the

higher degree of information. In particular, the second component seems to have the best information about the lahars as showed in Fig. 11. For example, by combining this component with the brightness and the third index of the Kauth–Thomas algorithm (excluding the Greenness factor that represents the vegetation index) lahars are again easily distinguishable (Fig. 11). These kinds of combinations are appropriate for classifying the image and obtain a unique spectral response for lahars.

The problem for Volcán de Colima is that the origin of lahars is the remobilization of block-and-ash flow

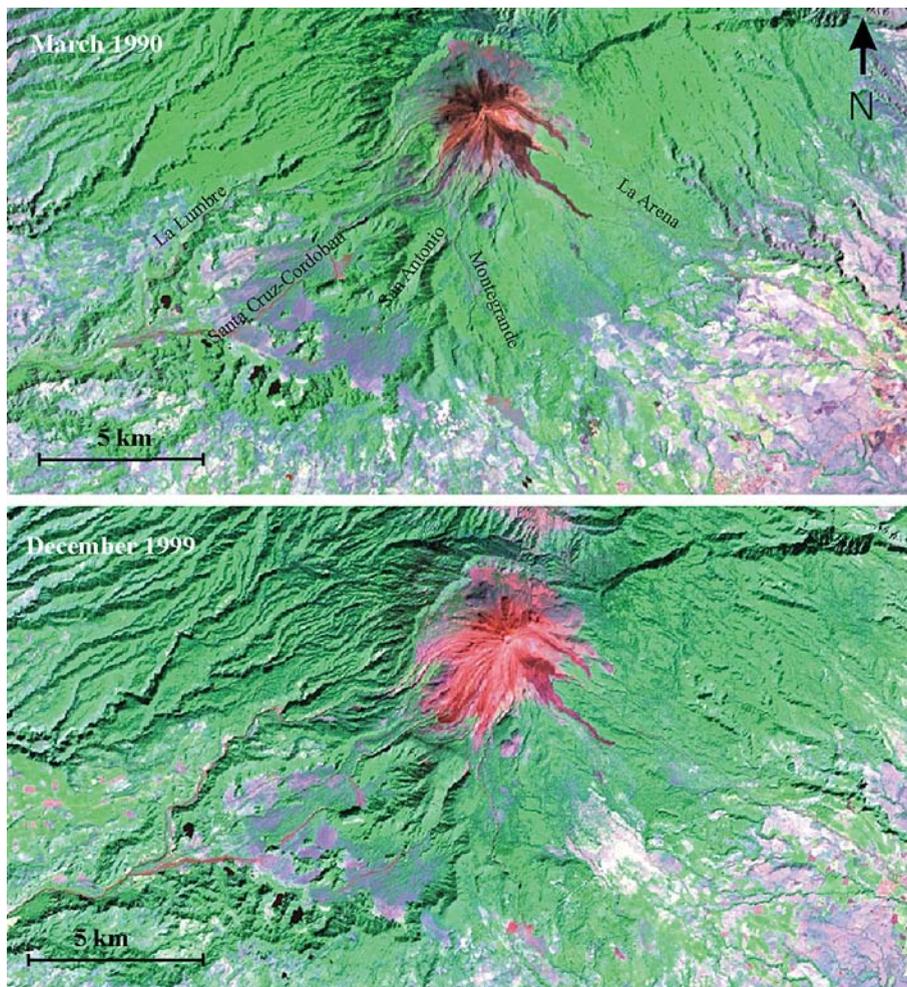


Fig. 9. Comparison between 1990 and 1999 LANDSAT images (4, 5 and 7 bands in RGB combination), showing that the cone has been completely covered by pyroclastic deposits and that main ravines are deeply eroded.

deposits, which implies that their spectral response can be very similar. In fact, from Fig. 11 it is evident that the material on the surface of the cone is similar to that recognizable in the drainage channels, here identified as lahars. The only parameter that can distinguish these lahar deposits from the pyroclastic flows is their degree of water saturation, since granulometric differences cannot be determined with such image resolution. For this reason the spectral classification was carried out using only the “Third” index from the K–T algorithm, which indicates the degree of soil moisture coupled with the first two principal component of the SWIR spectrum, as previously detailed in the methodology. In addition, the classification was supervised, which means that the known lahars inundation limits obtained by field observation were used to calibrate the classification.

Fig. 12 show the image obtained by the supervised classification where it is possible to identify by the dark-

blue color the lahars along the main ravines and in dark red and green tones the pyroclastic flow deposits on the uppermost part of the cone. This classification can partially discriminate between pyroclastic flow and lahar deposits. In fact, there is a more extensive blue area between the pyroclastic flow deposit and the channeled lahars that probably corresponds to the transitional zone where water from heavy rains starts to infiltrate and saturate fresh pyroclastic deposits causing lahars initiation. In fact, this blue area starts approximately at the main break in slope of the cone, at approximately 2 km from the crater, where slope change from 39° to 19° (Fig. 8b). But again, since compositionally the block-and-ash flow and lahar deposits are similar, it is very difficult to separate them in the image in this transitional area, which can be an identifier to the source of lahar. Despite this uncertainty, the main objective here is to determine the maximum runout and

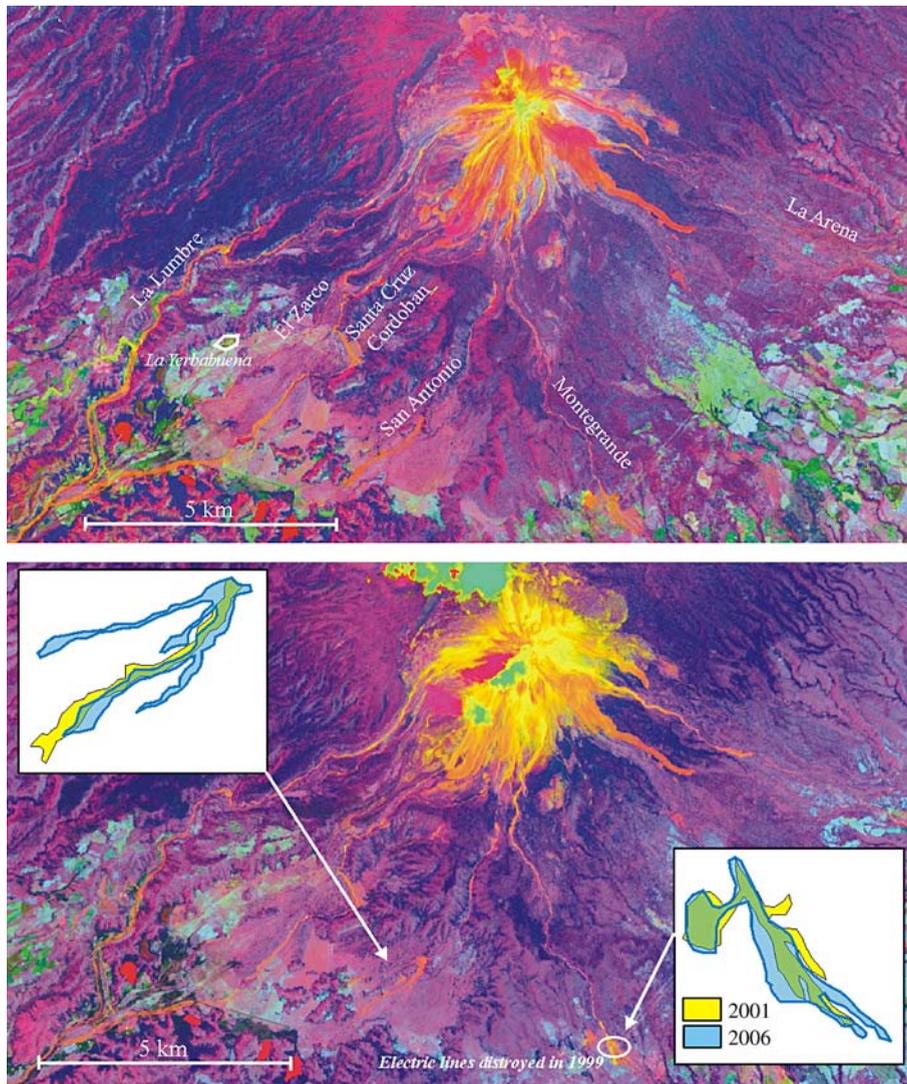


Fig. 10. From top to bottom: principal components of the VNIR spectrum of the 2001 and 2006 ASTER images (as RGB combination). Note that lahars are easily recognizable in an orange tone. In the insets, two fans on San Antonio and Montegrande ravines are compared.

possible inundation limit of lahars, to produce a hazard map. Due to the low resolution of the SWIR spectrum (30 m) the lahar traces are not continuous. As showed before, the width of the ravines can be less than 30 m and in such cases it is impossible to classify lahars. The other classes identified in the image of Fig. 12 have been established based on the geological map of Volcán de Colima (Cortés Cortés et al., 2005) such as the debris avalanche unit. Other undifferentiated classes refer to other old volcanic deposits, probably debris avalanche, but here considered using a generic term since they do not influence our classification. In contrast, cultivated areas are easily distinguishable from lahars; a very important factor because due to associated moisture degree they can be mistaken for lahar deposits.

6. Hazard zonation

The lahar events here described can be considered of low magnitude but of high frequency, with various events occurring during the rainy season. Although in recent years these lahars have not caused injuries to people, they caused damage to bridges, electric lines and some other infrastructure. A hazard map for such a type of event can be useful for Civil Protection during the hurricane season. To construct this map the LAHARZ application (Iverson et al., 1998) was used to simulate the inundations limit based on the flow volume obtained from some studied events (Gavilanes-Ruiz, 2004) but also extrapolated from the LAHARZ program itself for the event where only the maximum runout was known

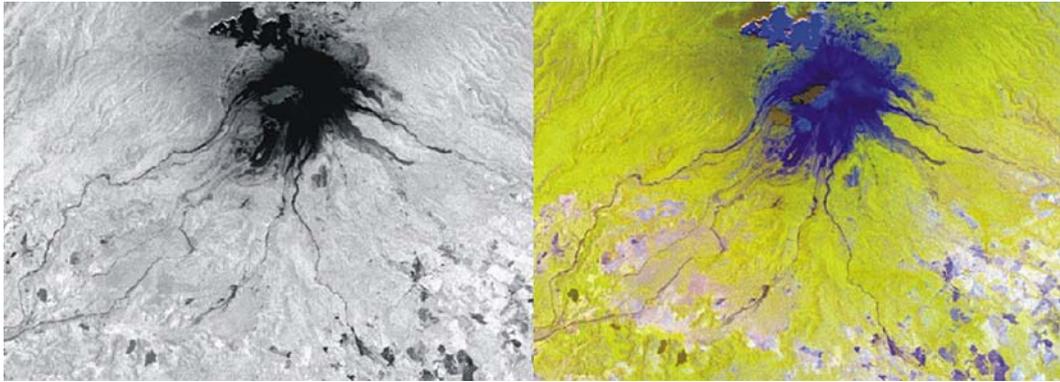


Fig. 11. Second principal component (left) and image obtained by the combination of the first and the second component plus the Third band of the Kauth–Thomas algorithm (Third index and 1 and 2 principal components in RGB colors). Note that lahars can be easily distinguished within the main ravines but are similar to the block-and-ash-flow deposit covering the cone.

or deduced from the spatial and spectra delineation here presented, which range between 8 and 10 km from the source. The values used were 500,000 m³, 250,000 m³, 100,000 m³ and 50,000 m³. The simulations were performed with both topographic coverages, to test the program with DEMs with different resolutions. Finally, the hazard map was produced for the most active ravines as here identified by spatial and spectral analyses, and with the LIDAR coverage not only because of its high resolution, but also because, as previously mentioned, the drainage system had changed since 1995 and some ravines are no longer active.

Fig. 13 shows the inundation limits obtained for the Montegrando ravine with both sets of topographic data. The more evident difference between the two simulations is that the runout distance for the 2005 DEM is higher; however, the lateral inundation is reduced. This difference is more evident in Fig. 14, where three sections have been obtained at the same distance for both DEMs. The maximum inundation limit is highly variable with values more than four times higher for the 1995-DEM (i.e. section a, MIL from 59 m for the 2005-DEM to 199 m for the 1995-DEM). As a consequence, since the A value of LAHARZ representing the area of the flow

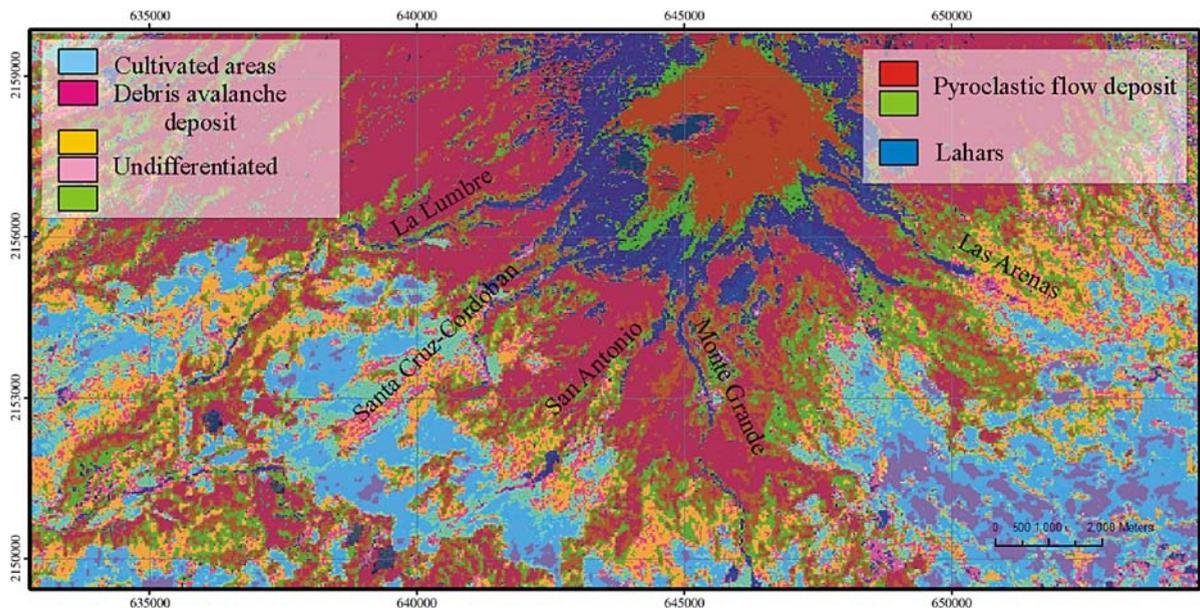


Fig. 12. Supervised classification of the studied area. Note that lahars can be distinguished in the dark-blue color from the pyroclastic flow deposit as red-light green.

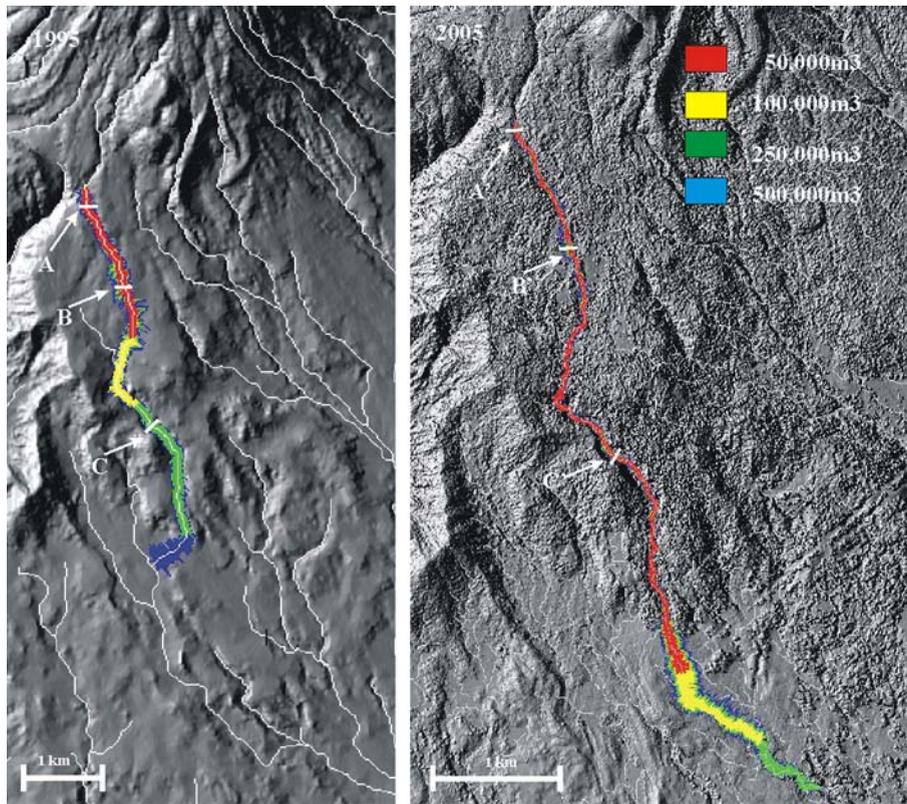


Fig. 13. Simulation of the inundation area using the 1995-dem (left) and the 2005-DEM (right). Note that for the same simulated flow volumes, the runout is greater with a more detailed DEM.

section is constant, the flow thickness will increase in the 2005 DEM, but in this case the difference is not so exaggerated. This disparity between the two simulations can be explained considering that the 1995 DEM was generated with a 1:50,000 topographic map, for which the interpolation will generate a smoothed morphology with respect to the 2005 LIDAR data where the original data have a resolution of 30 cm. As a consequence, when using the 1995 DEM the flow simulation will easily run up laterally producing higher inundation limits and therefore bigger flow sections; however, the simulation will stop early giving a shorter runout. For the 2001 Montegrande lahar, whose volume has been estimated at 200,000 m³ (Gavilanes-Ruiz, 2004), its extension observable in the ASTER image is quite similar to the distribution obtained by the simulation with the LIDAR topography using a volume between 100,000 m³ and 250,000 m³ (Fig. 13). In contrast, to obtain the same distribution with the 1995 DEM a volume of approximately 600,000 m³ would have been necessary.

The final hazard map (Fig. 15) obtained with the 2005 DEM indicates that various examples of infrastructure could be affected by lahars including bridges,

electric lines as well as some small villages such as San Marcos, San Antonio or La Becerrera (seriously affected by lahars in 2000) and several ranches such as El Jabalí, Hotel Mahakua, Laguna La María touristic area, and Pedro Virgen Schulte, important infrastructure for the economy of the region. In contrast, La Yerbabuena village, which is one of the first places to have been evacuated during past activity and has been subject of a re-location, is not susceptible to lahar inundation, since the river no longer turns westward as it did probably more than 10 years ago. Only debris flows with a very large volume could bifurcate and reach La Yerbabuena village, which could only result from cataclysmic activity such as the 1913 Plinian eruption, which would occur with a catastrophic effect and produce many hazards besides lahars.

7. Conclusions

The analysis presented here helped to identify the most active ravines at Volcán de Colima for lahars. Easily available ASTER images can be a good tool to quickly identify such kind of phenomena on an active volcano and

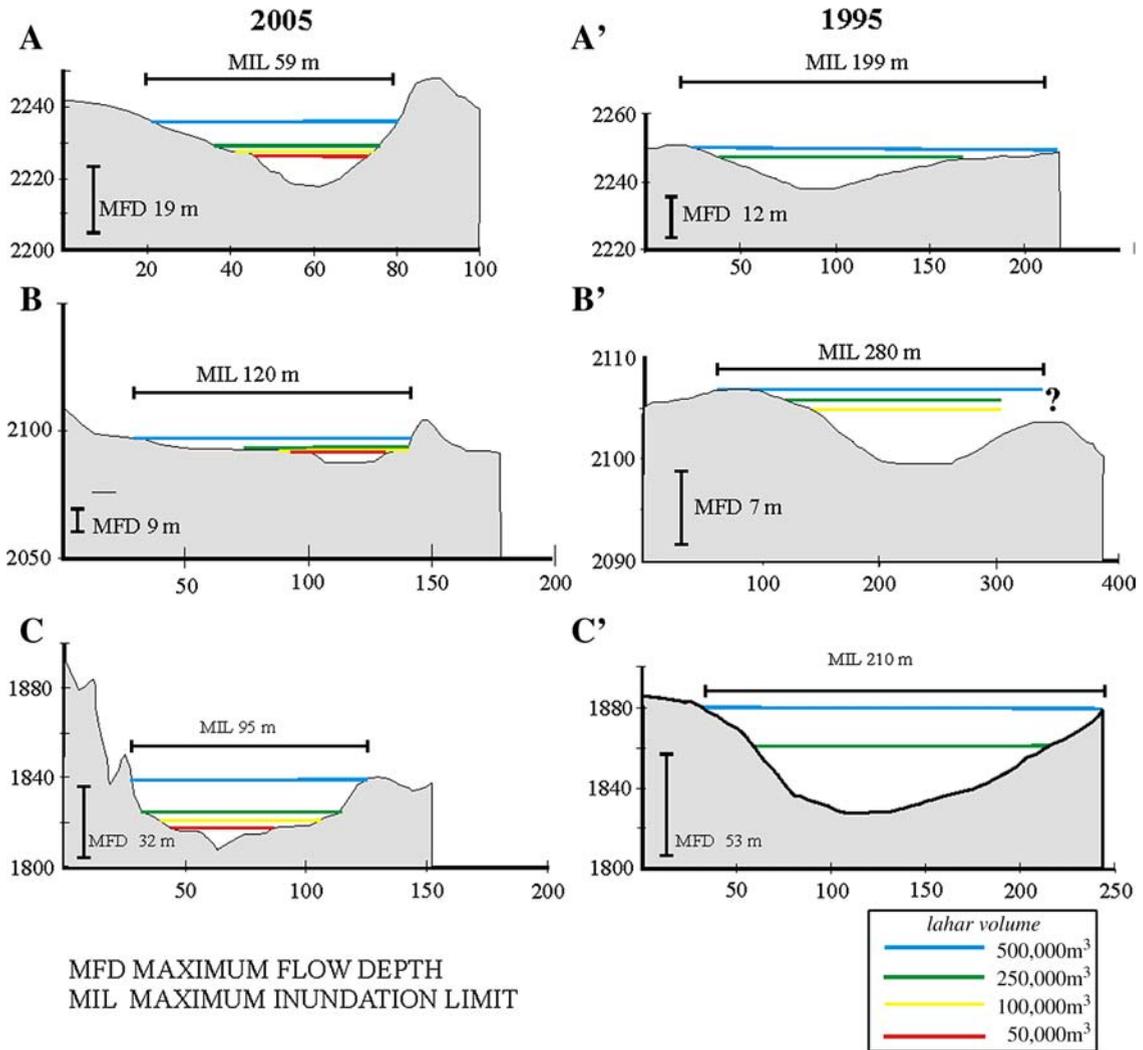


Fig. 14. Section performed on the 1995 and 2005 DEM to show the difference in inundation limits.

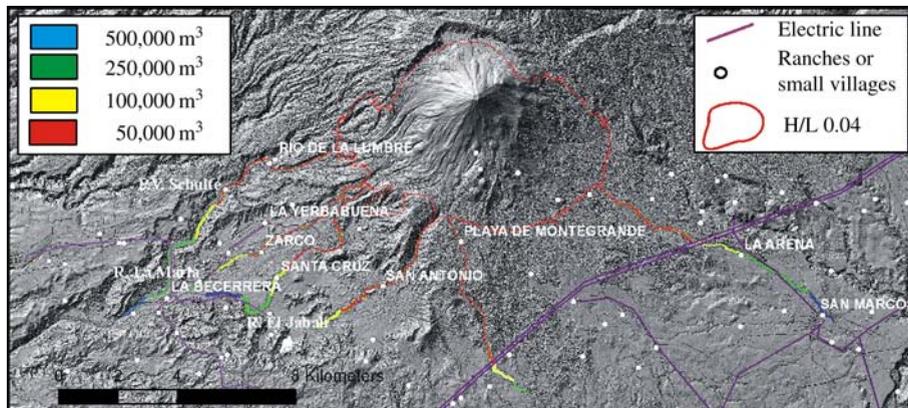


Fig. 15. Hazard map for high frequency and low magnitude lahars at Volcán de Colima. Note that several small villages can be affected by such type of flow.

for monitoring its drainage system evolution with time. For Volcán de Colima, the spectral classification helped to determine the source, path and runout of small in volume but frequent lahars that occurred during the last period of activity, useful to prepare a hazard zonation. The lahar simulation indicated that low resolution DEMs are overestimating lahar inundation limits but reducing their runout. This is an important issue since despite a good estimation of the flow volume, its simulation could be misinterpreted and the resulting hazard map could underestimate the real flow runout distance.

Acknowledgements

This work was supported by Conacyt grant (project n. 46340) and PAPIIT (no. 103107) to L. Capra, as well by Universidad de Colima's FRABA grant (project no. 430/06) to J.C. Gavilanes-Ruiz. CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres) kindly provided the LIDAR topography. Thanks to Gabriel Reyes for seismic data. This work benefited from constructive reviews by V. Manville and R. Saucedo.

References

- Capra, L., Macías, J.L., 2002. The cohesive Naranjo 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., in press. Volcanic Natural Dams: identification, stability and secondary effects. *Natural Hazards*.
- Cortés Cortés, Abel, Garduño-Monroy, V.H., Navarro, C., Komorowski, J.-C., Saucedo, R., Macías, J.L., y Gavilanes, J.C., 2005. Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, Con Geología del Complejo Volcánico de Colima. CARTAS GEOLÓGICAS Y MINERAS0185-4798, vol. 10.
- Gavilanes-Ruiz, J.C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencias del estado de Colima. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM, Mexico DF. 156 pp.
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F., Björnsson, H., 1998. Ice-volcano interaction on the 1996 Gjalp suelacial eruptio, Vatnajökull, Iceland. *Nature* 389, 954–957.
- Kauth, R.J., Lambeck, P.F., Richardson, W., Thomas, G.S., Pentland, A.P., 1979. Feature Extraction Applied to Agricultural Crops as Seen by Landsat. Proceedings, LACIE Symposium, Houston TX. NASA, pp. 705–721.
- Komorowski, 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. Fiel guide #3, IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin* 110 (8), 972–984.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., 2002. Sediment transport and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology* 49, 45–69.
- Luhr, J.F., Prestegard, K.L., 1985. Caldera formation at Volcán de Colima, México: a large Mount St. Helens-type avalanche event 4300 years ago, AGU, Fall Meeting. Eos, Transaction. American Geophysical Union, San Francisco, p. 411.
- Major, J.J., Janda, R.J., Daag, A.S., 1996. Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruption. In: Newhall, C., Punongbayan, R.S. (Eds.), *Fire and Mud, Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Phillipines. University of Washington Press, Seattle, pp. 895–919.
- Manville, V., White, J.D.L., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1999. Paleohydrology and sedimentology of a post-1.8 ka breakout flood from intracaldera Lake Taupo, North Island, new Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1435–1447.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research* 21 (10), 1511–1524.
- Robin, C., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.-M., Gourgaud, A., Vincent, P.M., 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31, 99–113.
- Rodolfo, K.S., Arguden, A.T., 1991. Rain-lahar generation and sedimentation-delivery systems at Mayon Volcano, Philippines. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM Special Publication, pp. 71–87.
- Sarocchi, D. 2006. Análisis textural del depósito de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el Volcán de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Mexico City, PhD Thesis, 222 pp.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortes, A., 2002. Emplacement of pyroclastic flows during the 1998–1999 eruption of Volcan de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117 (1–2), 129–153.
- 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., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico; implication for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139 (1–2), 103–115.
- Schilling, S.P., Iverson, R.M., 1998. Automated, reproducible delineation of zones at risk from inundation by large volcanic debris flow. Proc. First Int. Conf. on Debris Flow Hazards Mitigation, San Francisco, USA. ASCE, pp. 176–186.
- Scott, K.M., 1988. Origins, behaviour, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 1447-A. 74 pp.
- Smith, G.A., Fritz, W.J., 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17, 375–376.
- Stevens, N.F., Manville, V., Heron, D.W., 2002. The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitized map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 89–105.
- Stoopes, G.R., Sheridan, M.F., 1992. Giant debris avalanches from the Colima Volcanic Complex, Mexico: implication for long-runout landslides (> 100 km). *Geology* 20, 299–302.