



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS GEO-
MORFOMÉTRICOS DEL VOLCÁN SAN VICENTE
(CHICHONTEPEC), EL SALVADOR, A PARTIR DE DATOS LIDAR**

Tesis que presenta
Juan Gerardo Rojas Moreno

Para obtener el grado de
Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:
Dr. Pablo Dávila Harris

San Luis Potosí, S.L.P., mes de año



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS GEO-MORFOMÉTRICOS DEL VOLCÁN SAN VICENTE (CHICHONTEPEC), EL SALVADOR, A PARTIR DE DATOS LIDAR” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Juan Gerardo Rojas Moreno** y aprobada el **día de mes de año** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Pablo Dávila Harris
Director/Codirectores de la tesis

Dr. Héctor López Loera
Miembro del Comité Tutorial

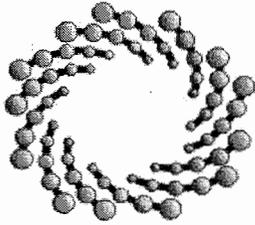
Dr. José Tuxpan Vargas
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Integración de Geosistemas de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Pablo Dávila Harris.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (932390) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 067 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 3 días del mes de febrero del año 2021, se reunió a las 11:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Héctor López Loera	Presidente	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. José Tuxpan Vargas	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Juan Gerardo Rojas Moreno

sobre la Tesis intitulada:

Determinación de los parámetros geo-morfométricos del volcán San Vicente (Chichontepec), El Salvador, a partir de datos lidar

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Pablo Dávila Harris

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 12:25 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 3 días del mes de febrero de 2021.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicatorias

A mis padres, quienes siempre me han procurado el apoyo, el ánimo y la fuerza para poder realizar mis metas.

*“No cesáremos de explorar,
y el fin de nuestra expedición
será llegar a donde comenzamos
y conocer el lugar por vez primera”
T. S. Eliot.*

Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por haberme proporcionado la oportunidad de realizar mis estudios de nivel maestría y la posibilidad de desarrollar este trabajo de tesis.

A mí director de tesis el Dr. Pablo Dávila Harris, quien me proporcionó la asesoría y brindo sus conocimientos para que yo pudiera desarrollar este trabajo de tesis.

A mi comité tutorial el Dr. Héctor López Loera y el Dr. José Tuxpan Vargas cuyas observaciones y comentarios fueron de suma utilidad para mejorar la calidad del presente trabajo.

A mi familia, padres y hermanas, quienes fueron un gran apoyo durante este periodo y lo han sido durante toda mi vida.

A mis amigos y compañeros de la maestría, que hicieron llevadero y divertido este periodo de formación académica además de proporcionarme su ayuda y apoyo.

Contenido

DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS GEO-MORFOMÉTRICOS DEL VOLCÁN SAN VICENTE (CHICHONTEPEC), EL SALVADOR, A PARTIR DE DATOS LIDAR

Constancia de aprobación de la tesis.....	II
Créditos institucionales.....	III
Acta de examen.....	IV
Dedicatorias.....	V
Agradecimientos.....	VI
Lista de tablas.....	VIII
Lista de figuras.....	IX
Resumen.....	XI
Abstract.....	XII
1 Introducción.....	1
2 Marco Teórico.....	5
2.1 Marco Geológico.....	5
2.2 Geomorfología, y principios de Geo-morfometría con base en el procesamiento de Modelos Digitales de Elevación.....	19
2.3 Factores de riesgo volcánico.....	32
3 Metodología.....	33
3.1 Preparación de procesos.....	33
3.2 Mapa de flujos de lava del volcán San Vicente "Chichontepec".....	34
3.3 Parámetros Geo-morfométricos.....	43
4 Resultados.....	51
4.1 Mapa de flujos de lava.....	51
4.2 Parámetros Geo-morfométricos.....	54
5 Discusión.....	60
5.1 La metodología LiDAR en los parámetros Geo-morfométricos de los estratovolcanes.....	60
5.2 Adaptación de la metodología al caso de estudio.....	61
5.3 La determinación de Geo-morfometría por medio de un DEM en vulcanología.....	62
5.4 El riesgo volcánico que representa el volcán San Vicente.....	66
Conclusión.....	70
Referencias.....	72
Anexos.....	78

Lista de tablas

1. Clasificación de pendientes.....	23
2. Parámetros geo-morfométricos basados en tamaño.....	29
3. Parámetros geo-morfométricos basados en forma.....	30
4. Parámetros geo-morfométricos basados en pendiente.....	30
5. Parámetros geo-morfométricos basados en orientación.....	31
6. Parámetros de conteo de picos.....	31
7. Parámetros geo-morfométricos en el cráter.....	31
8. Fechas de vuelo del levantamiento de datos.....	33
9. Definiciones de las siglas de nubosidad.....	33
10. Resultados de tamaño.....	54
11. Resultados de pendiente.....	55
12. Resultados de forma.....	56
13. Resultados de orientación.....	57
14. Resultados de picos.....	58
15. Resultados por cráter.....	58
16. Pendiente media y aspecto medio del edificio volcánico.....	64

Lista de figuras

1. Localización del Volcán San Vicente.....	4
2. Mapa tectónico generalizado.....	5
3. Mapa geológico generalizado de América Central.....	7
4. Mapa geológico generalizado de El Salvador.....	8
5. Columna estratigráfica de El Salvador.....	9
6. Volcán San Salvador y Boquerón, lago (caldera) de Ilopango.....	10
7. Ubicación de los Principales segmentos de la zona de falla de El Salvador.....	11
8. Lineamientos y Esquema de pull-apart entre los segmentos San Vicente Lempa y Berlín.....	12
9. San Vicente visto desde la falla al norte.....	13
10. Mapa Geológico del volcán San Vicente.....	14
11. Depósito de flujo de bloques y cenizas reciente en la parte baja del volcán San Vicente.....	15
12. Vista satelital (google earth).....	15
13. Lavas en el flanco norte del volcán San Vicente.....	17
14. Cenizas de erupción explosiva reciente del volcán San Vicente.....	18
15. Depósito de flujo de bloques y cenizas reciente en la parte baja del volcán San Vicente.....	18
16. Depósito de avalancha de escombros de Zacatecoluca.....	19
17. Esquema simplificado de tipos de volcán.....	20
18. Ubicación de los dos cráteres presentes en el volcán San Vicente.....	20
19. Ejemplo de mapa de Pendientes.....	22
20. Arreglo de celdas 3x3.....	22
21. Ejemplo de mapa de Aspecto.....	24
22. Ejemplo de mapa de Curvatura.....	26
23. Sombreado del área de estudio.....	27
24. Ejemplo de delimitación de perímetro.....	28
25. (A) DEM proporcionado (B) Recorte al área de estudio.....	34
26. Sombreados cada 45° del área de estudio.....	35
27. Proceso de validación de los lineamientos.....	37
28. Mapa de lineamientos del área.....	37
29. Reclasificación de los valores de pendiente.....	39
30. Reclasificación de los valores de aspecto.....	39
31. Mapa de Pendientes del área de estudio.....	40
32. Mapa de Aspecto del área de estudio.....	40
33. Proceso de dibujado de los flujos de lava.....	41
34. Ejemplo de superposición.....	42
35. Unidades terminadas.....	43
36. El polígono que muestra el área planimétrica de la base del volcán.....	44
37. Polígono generalizado del área de la base.....	45

38. Área de la cima.....	46
39. Esquema que muestra la diferencia entre el valor de Altura y la Altura máxima.....	47
40. Polígonos generalizados de las cotas de elevación.....	48
41. Mapa de Flujos del volcán San Vicente.....	51
42. Sección del volcán San Vicente.....	54
43. Volcán San Vicente visto desde el sur.....	63
44. Gráficos de correlación entre parámetros.....	65
45. Sectorización del edificio volcánico.....	66
46. Pendiente pronunciada en la parte superior.....	67
47. Mapa de riesgo volcánico.....	68

Resumen

En este trabajo se presentan los procedimientos con los que se obtuvieron los parámetros geo-morfométricos y el mapeo de lavas del volcán San Vicente (Chichontepec) en la República de El Salvador en Centroamérica. El análisis se realizó mediante Modelos Digitales de Elevación (DEM) elaborados a partir de datos LiDAR de 1 m de resolución, proporcionados por el Observatorio Vulcanológico de Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador (MARN) con el objeto de avanzar en el conocimiento del volcán San Vicente y los peligros asociados. El Volcán San Vicente es un estratovolcán que forma parte del arco volcánico de América Central y se ubica hacia el centro-sur del país a 40 km de la ciudad capital San Salvador y a 6.56 km de la ciudad de San Vicente y 6 km de la localidad de Verapaz. Está compuesto principalmente por intercalaciones de lavas andesíticas y depósitos volcanoclásticos. Tiene una elevación de 2,180 msnm y lo conforman dos conos sumitales, de donde se desprenden pendientes medias de hasta 34.8°. La caracterización del volcán resulta relevante dada la escasa información que existe acerca de su historia eruptiva, por lo que determinar sus parámetros morfométricos y la estratigrafía de sus diversos eventos eruptivos contribuye al conocimiento del estado actual del volcán. Se realizaron diversas capas de información en SIG, en las que destacan sombreados, mapas de aspecto, pendiente y curvatura. Los cuales se procesaron para elaborar distintas combinaciones que al ser analizadas de manera cualitativa y cuantitativa, dieron como resultado parámetros geo-morfométricos: forma, tamaño, área, pendiente y orientación del edificio volcánico. Dicha información en conjunto con la interpretación geomorfológica se empleó para la realización de diversos mapas del volcán, entre los que destaca el mapa de flujos de lava. Con esta información fue posible establecer la secuencia estratigráfica del volcán, distinguiendo de forma remota los diversos lóbulos y depósitos que lo componen. Se identificaron al menos tres tipos de unidades que conforman la estructura del edificio volcánico: flujos de lava, depósitos de bloques, ceniza y lahares. También se logran identificar hasta 80 unidades específicas, pertenecientes según su posición a 16 niveles estratigráficos que incluyen las distintas fases eruptivas. El mapa de flujos volcánicos, así como los parámetros geo-morfométricos obtenidos se emplearon para identificar las áreas donde existe un mayor riesgo volcánico que ponga en peligro a las poblaciones cercanas, ya sea por vulcanismo directo o eventos como lahares.

Palabras Clave: Modelo Digital de Elevación, Estratovolcán, Flujos de Lava, SIG. LiDAR, Geo-morfometría

Abstract

In this work there are presented the geo-morphometric parameters calculated for the San Vicente Volcano (Chinchontepec) as well as lava flow mapping at the volcano slopes. The analysis was carried out using Digital Elevation Models (DEM) elaborated from LiDAR data of 1 m resolution, provided by the Ministry of the Environment and Natural Resources from El Salvador (MARN) Volcano Observatory in order to improve the knowledge of the volcano and the associated risk. The San Vicente volcano is a composite strato-volcano that is part of the Central America Volcanic Arc (CAVA). It's located towards the center-south of the country, 40 km from the capital city San Salvador and 6.56 km from the city of San Vicente and 6 km from the town of Verapaz. The San Vicente volcano is mainly composed of intercalations of andesitic lavas and volcanoclastic deposits. It has an elevation of 2,180 meters above sea level and is made up of two summit cones, from which mean slopes of up to 34.8° emerge. At the present there's scarce information available about the eruptive history of this volcano so its characterization becomes relevant. Therefore, determining its morphometric parameters and the stratigraphy of its various eruptive events contributes to the knowledge of the current state of the volcano. Numerous layers of GIS information were performed, in which shade relief maps, aspect maps, slope and curvature stand out. These were processed to compile different combinations that were analyzed qualitatively and quantitatively resulting in geo-morphometric parameters such as shape, size, area, slope, and orientation of the volcanic cone. This information, together with the geomorphological interpretation, was used to elaborate various maps of the volcano, among which the map of lava flows was a distinctive result. Gathering this information, the relative stratigraphic framework was established, remotely identifying the several lobes and the deposits that comprise it. At least three types of units that constitute the volcanic cone structure were identified: lava flows, block and ash flow deposits, and lahar deposits. It was also possible to identify up to 80 specific units, belonging to 16 stratigraphic levels that include the different eruptive phases, according to their position. These maps and the parameters obtained allow us to identify the most recent volcanic areas, as well as the sectors where there is currently a greater risk around the cone due to past events of hyper-concentrated flows (lahars).

Key words: Digital Elevation Model, Composite volcano, Lava flows, GIS, Geomorphometry, LiDAR

Introducción

En el panorama actual de las Geociencias, las imágenes aéreas y satelitales, de distintas índoles, como son los Modelos Digitales de Elevación (DEM) se han convertido en una herramienta fundamental para el estudio de todo aquello relacionado a nuestro planeta, presentando grandes ventajas de logística, a la vez que interesantes retos de aplicación. Resultan especialmente interesantes en los estudios geo-morfométricos dada la capacidad de instrumentos como el LiDAR para captar la forma, tamaño y posición de toda una estructura, como en este caso un volcán.

El volcán San Vicente (Chichontepec) ubicado hacia el centro-sur de la República de El Salvador, es parte del llamado Arco Volcánico de Centro América (CAVA, por sus siglas en inglés) y se encuentra influenciado por la zona de falla de El Salvador. La actividad sísmica del país representa una de las principales características de estudio en la zona, y su relación con los volcanes situados en el arco, es uno de los principales focos de interés, de cara a reconocer factores de riesgo, como fue el sismo ocurrido en febrero de 2001. El cual ocurrió en la Falla San Vicente, que lleva el mismo nombre del volcán y transcurre desde la caldera de Ilopango al oeste, hasta el este a las laderas del volcán, que con una intensidad de 6.6 MW causó varias pérdidas humanas (Canora et al., 2010). Otro foco de interés son los derrumbes y flujos de lodo y escombros que ocurren en las laderas del volcán y que igualmente han causado grandes pérdidas materiales y humanas, como el caso de los flujos de lodo (lahares) ocurridos en la localidad de Verapaz en 2009 (Duran., 2010).

Justificación

La falta de información alrededor del volcán San Vicente, respecto a su historia eruptiva o a su morfología, hacen que el estatus actual de geocronología, estratigrafía, geología y actividad del volcán no esté del todo reconocido; sumado a la presencia de diversas poblaciones al pie del edificio volcánico que, pueden o han sido afectadas por eventos tales como flujos de lodo o escombros. Por estas razones, el presente trabajo busca realizar una descripción al marco geológico y tectónico de San Vicente. También describir la metodología con la que se caracteriza la geo-morfometría del volcán, presentar como resultados las unidades que lo componen, discutir una primera aproximación sobre la geo-morfometría y su asociación con posible riesgo volcánico.

Hipótesis

La geo-morfometría aplicada a los modelos digitales de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) permiten realizar la caracterización de la forma de diferentes estructuras, como es el caso del volcán San Vicente en El Salvador. El análisis del DEM conduce la obtención de información tanto cualitativa como cuantitativa del edificio volcánico, limitado a la resolución espacial del mismo (1 m), permitiendo establecer los eventos que dieron lugar a su formación en forma de sus diversos flujos de lava, estableciendo su orden, tamaño y posición relativa. Información que ayuda a comprender mejor el estado actual e histórico del volcán.

Objetivos

Objetivo General

Determinar los parámetros y características que conforman la geo-morfometría del volcán San Vicente (El Salvador) y la estratigrafía de sus diversos eventos eruptivos, para por medio de esto, poder determinar el estado actual del volcán de cara a reconocer el posible riesgo que representa para la población aledaña a la zona.

Objetivos específicos:

1. Determinar los parámetros cuantitativos de la geo-morfometría por medio de un DEM generado con datos LiDAR del volcán San Vicente, respecto a su forma, tamaño, pendientes y orientaciones.
2. Interpretar de manera cuantitativa y cualitativa los parámetros obtenidos de la geo-morfometría del volcán San Vicente.
3. Determinar la estratigrafía de flujos de lava con base a la morfología.
4. Generar mapas de diversos parámetros, entre los que se encuentran; mapa de flujos y mapa de riesgo (aproximado).

Antecedentes

El área de San Vicente no ha sido estudiada a profundidad, principalmente por la cercanía que presenta a volcanes con actividad más reciente como son Ilopango, Santa Ana o San Salvador, en los que se concentran gran parte de los esfuerzos de investigación y prevención. No obstante, existen algunos estudios realizados sobre el volcán, edificios volcánicos vecinos, y geología del lugar.

La tectónica de El Salvador es uno de los temas más estudiados de la zona. Autores como Agostini et al., (2006), Álvarez et al., (2008) y Canora et al., (2014) han realizado algunos de los principales trabajos sobre la influencia tectónica de las placas de Cocos y el Caribe en el CAVA.

Estando la caldera de Ilopango tan cerca de San Vicente, los estudios realizados en esta zona resultan relevantes en el seguimiento del volcán. Hernández-Hernández et al., (2017) empleó los DEM para el cálculo del volumen y origen de la ignimbrita Tierra Blanca Joven. Calderón-Cucunubá (2018), realizó una caracterización morfométrica completa por medio de DEM de la caldera de Ilopango y Pedrazzi et al., (2019) realizó un estudio para caracterizar la estratigrafía de Ilopango y el evento de Tierra Blanca Joven. Suñe-Puchol et al., (2019a) realizaron una revisión a la estratigráfica de la caldera de Ilopango, con especial énfasis a la formación Altavista que se encuentra hacia la parte media de la secuencia volcánica de la caldera. Suñe-Puchol et al., (2019b) generaron una caracterización de la geología de las primeras tres secuencias de ignimbritas de la caldera de Ilopango proporcionando un origen y descripción de las primeras fases eruptivas del volcán. Smith et al., (2020) realizaron una datación del evento de Tierra Blanca Joven, por medio de núcleos de hielo, datando el evento en el “431

E.C.” (Era común, equivalente a la notación d.C.) y analizando el alcance y magnitud del evento.

Con respecto al volcán San Vicente, los principales antecedentes se remontan al mapa de la geología de El Salvador realizado por Durr et al., (2008) que representa la geología y nomenclatura oficial de San Vicente. Rotolo et al., (1998) realizaron uno de los primeros estudios específicamente centrados en el volcán, estableciendo sus generalidades geológicas y geoquímicas. Posteriormente Major et al., (2001) presentaron el estudio más completo a la fecha de la geología, historia, morfología y riesgo volcánico del San Vicente. De manera reciente El Centro del Agua del Trópico Húmedo para América Latina y el Caribe (CATHALAC) realiza informes en conjunto con el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de los distintos siniestros ocurridos a las laderas de San Vicente.

Con respecto al uso de información geomática en el estudio de volcanes, Karátson et al., (2010) hablan de la descripción de estratovolcanes por medio de DEM, más tarde Grosse et al., (2012) listan los parámetros morfométricos a tomar en cuenta en la caracterización de edificios volcánicos. Favalli y Fornaciai (2017) hacen una comparación de estos parámetros aplicados a diversos edificios. Por otro lado, en el aspecto del mapeo de flujos de lava Tarquini y Favalli (2011) y Corradino et al. (2019) han realizado mapeo de flujos de lava usando información LiDAR en El Monte Santa Elena; Kubanek et al., (2015) han empleado DEM para la delimitación de edificios volcánicos y la medición de sus flujos de lava en el volcán Tolbachik de Kamchatka.

Localización

El Volcán San Vicente se ubica en la zona Centro-Sur de la República de El Salvador; Ocupando la parte sur del departamento del mismo nombre y la parte norte del departamento La Paz. El cráter noreste (más joven) tiene coordenadas geográficas 13°35'44.08"N 88°50'17.66"W (Fig. 1). La Ciudad de San Vicente, capital del departamento del mismo nombre se encuentra a 6.56 km al noreste del cráter. El lago de Ilopango, importante punto de referencia se encuentra al oeste del volcán a 18.7 km del cráter noreste. Otras poblaciones importantes que se encuentran alrededor del edificio volcánico son Guadalupe, San Francisco de Agua Agria, El Coyolito, Santiago El Chie, San Antonio, Verapaz, Tepetitán y Zacatecoluca.

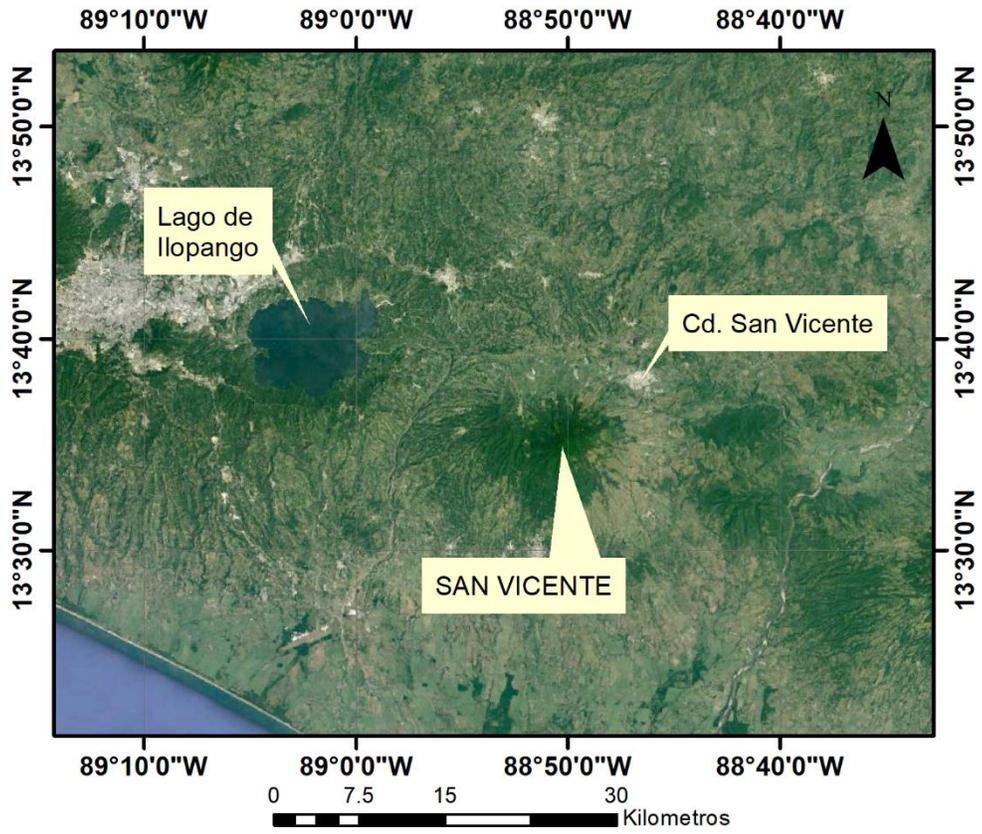


Figura 1. Localización del Volcán San Vicente, El Salvador.

2.- Marco Teórico

2.1 Marco Geológico

Tectónica Regional

La República de El Salvador está ubicada en la porción continental media de Centro América. El país se encuentra en un contexto tectónico complejo, bajo la influencia de tres placas tectónicas: La placa Norte Americana, al noroeste, el bloque Chortis de la placa Caribe al Este, y la placa de Cocos al suroeste.

Al noroeste los límites de las placas forman la conjunción de un punto triple, que se encuentra en la porción occidental de la falla de Polochic (Fig. 2). Al sur y suroeste de El Salvador se encuentra el límite entre la placa Caribe y la placa de Cocos, el cual es de tipo convergente; donde la placa de Cocos se mueve contra la placa Caribe y la subduce, mientras que la placa Caribe permanece esencialmente estática (Staller et al., 2016). El movimiento de la placa de Cocos contra la Norte-Americana es igualmente de subducción.

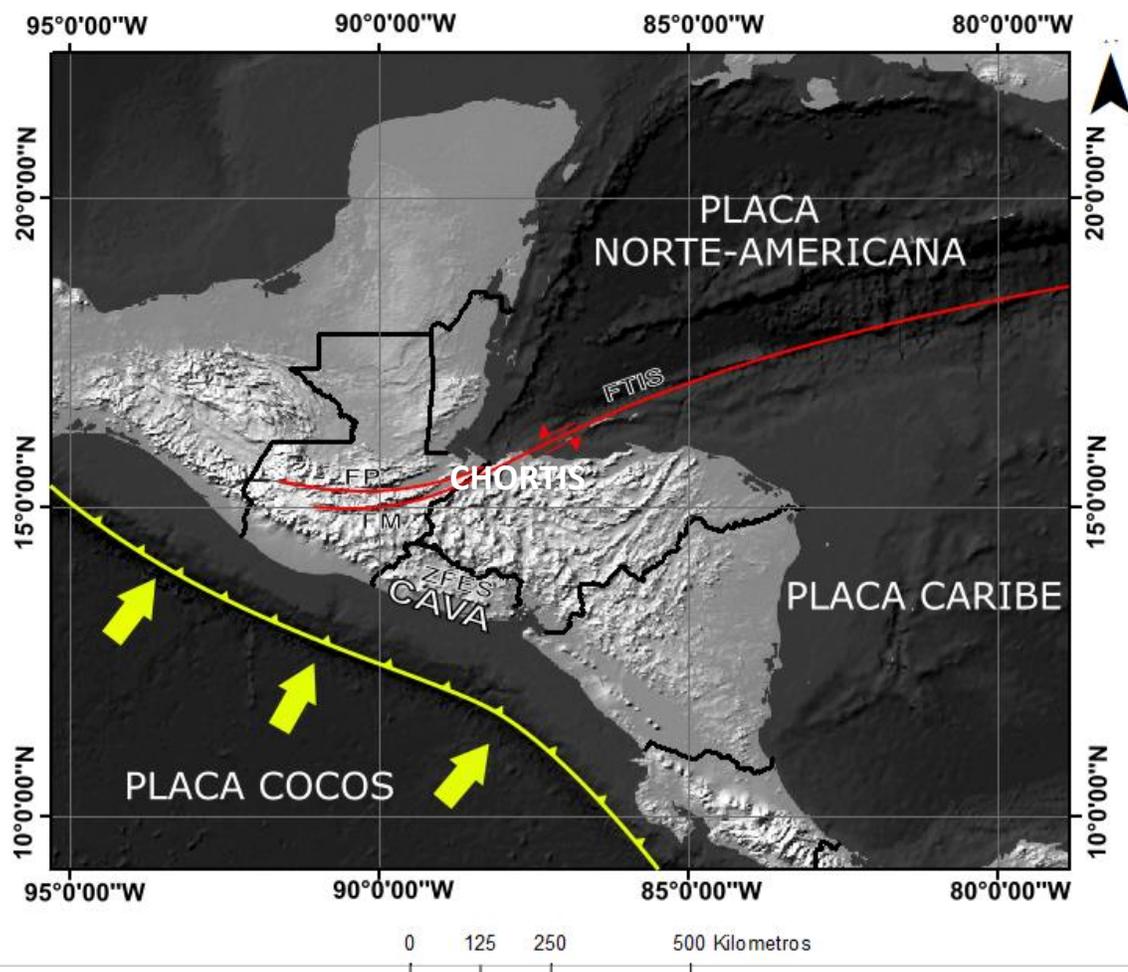


Figura 2. Mapa tectónico generalizado; FP- Falla Polochic; FM-Falla Motoluga; FTIS-Fallas Transformantes de las Islas Santillas.

De acuerdo a Guzmán-Speziale y Zúñiga (2016) el consenso general sobre el movimiento de la placa de Cocos es que esta subduce bajo la placa Norte-Americana con un ángulo que va desde los 45° al noroeste, hasta ser prácticamente horizontal al sureste; con una velocidad de convergencia de entre 5-7 cm por año. Mientras que a la placa Caribe se mantiene con un ángulo constante de entre los 40°- 45° en un rumbo de NW-SE (Guzmán-Speziale y Zúñiga 2016), con una velocidad de convergencia de entre los 6-8 cm por año: Existe un movimiento relativo entre la placa Norte-Americana y Caribe de aproximadamente 2 cm al año.

El límite reportado entre la placa Norte-Americana y la placa Caribe es de tipo transformante, su margen se encuentra delimitado por las fallas lateral izquierda de Polochic al occidente y Motoluga al oriente (Staller et al., 2016), como se puede ver en la (Fig. 1).

Este límite de subducción crea estructuras importantes en la zona, como son la trinchera de Centro-América que es el borde de subducción, el frente de Arco de Centro América (CAFA), y el Arco Volcánico de Centro América (CAVA), y la zona de Falla de El Salvador (ESFZ), por sus siglas en inglés. El CAVA es el arco volcánico activo paralelo a la subducción de la placa de Cocos y abarca desde Costa Rica hasta Guatemala.

Geología Regional

El Salvador es un país con una fuerte actividad volcánica reciente, que se traduce en una amplia cobertura de rocas ígneas extrusivas. Por esta razón, la litología que se puede encontrar es principalmente volcánica, influenciada por el CAVA con muy poco contenido de unidades sedimentarias o metamórficas.

La porción norte de América Central se encuentra en control de la interacción de la placa Norte-Americana y el bloque Chortis de la placa Caribe. En el basamento de estos bloques podemos encontrar rocas metamórficas y plutones conformados por gneises, esquistos, migmatitas, anfibolitas y filitas, que corresponden al Paleozoico, y no afloran naturalmente en El Salvador. Más al norte en Guatemala y Belice afloran rocas sedimentarias del Plioceno, de origen nerítico, principalmente areniscas y lutitas y pocas calizas (Denyer 2012).

En la región norte de Centro América podemos encontrar rocas plutónicas del cretácico, como son granodioritas y monzonitas, y algunos intrusivos del Mioceno como son granodioritas, granitos y monzonitas. (Denyer 2012).

A partir del Paleoceno el vulcanismo en la región se hace abundante, pudiendo encontrar andesitas, basaltos, dacitas, riolitas e ignimbritas de esta composición en arcos volcánicos aún activos (Fig.3).

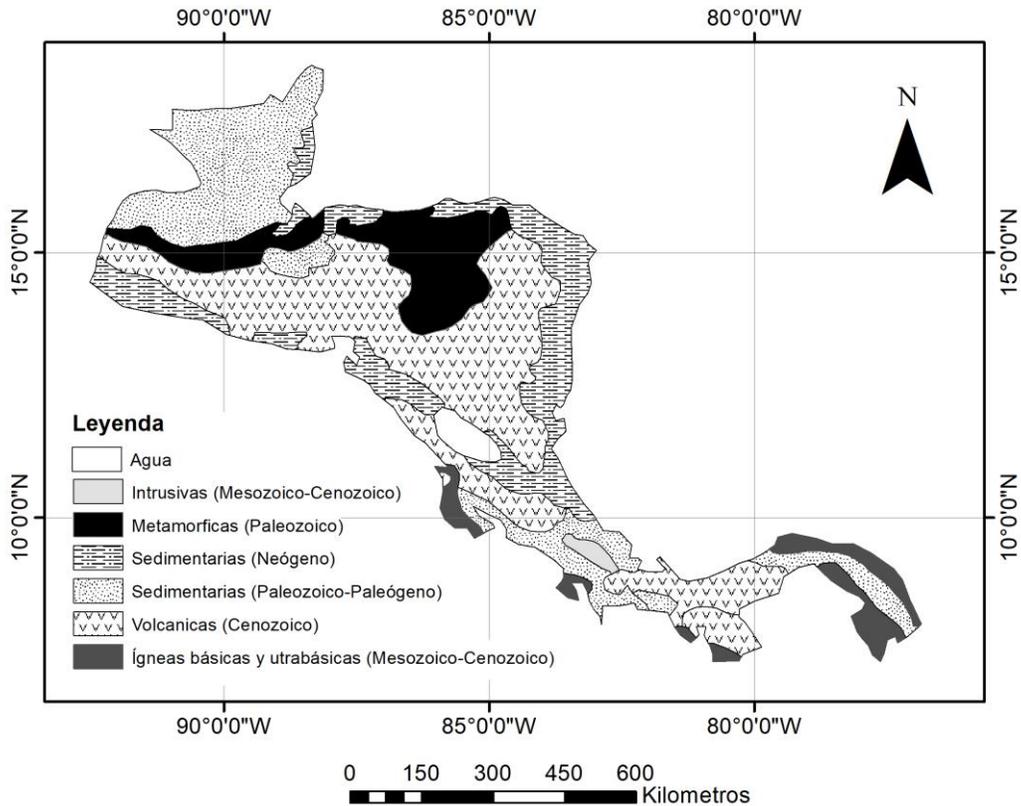


Figura 3. Mapa geológico generalizado de América Central. modificado de Denyer (2012).

El estudio de las rocas de la República de El Salvador ha sido objeto de estudio para varios especialistas como Durr (2008), así como por agencias gubernamentales como el Servicio Nacional de Estudios Territoriales del Salvador (SNET).

La geología de El Salvador está dentro de un contexto medio de América Central, con la que comparte características y fuentes importantes, como son unidades volcánicas que se aprecian por toda la región (Fig.3).

Dentro del caso específico de La República de El Salvador, se encuentran principalmente unidades volcánicas, con una muy escasa presencia de rocas sedimentarias (Fig.4).

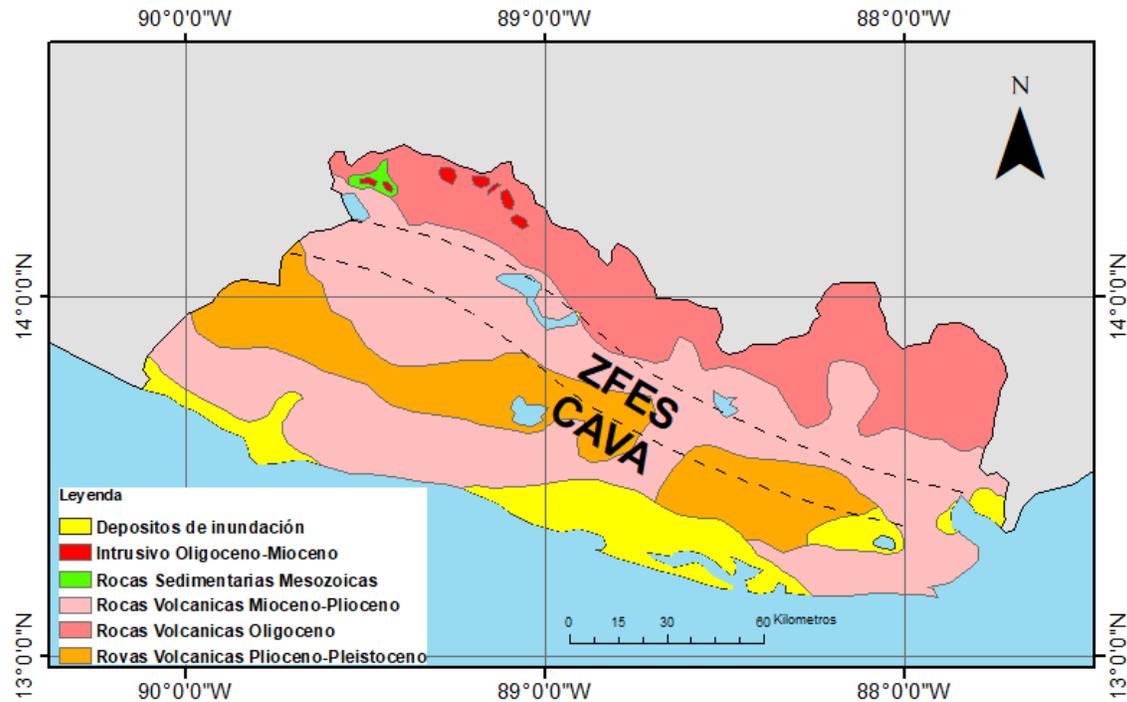


Figura 4. Mapa geológico generalizado de El Salvador; CAVA-Arco Volcánico de El Salvador; ZFES-zona de falla de El Salvador. Modificado (Pedrazzi et al., 2019).

En la zona norte de El Salvador se encuentran afloramientos de intrusivos de poca extensión pertenecientes al Oligoceno-Mioceno (Pedrazzi et al. 2019), a estos cuerpos intrusivos Hernández (2004) los describe como probables apófisis de un cuerpo plutónico de composición granítica. Las pocas rocas sedimentarias que afloran en el municipio de Metapán son cortadas por estos cuerpos y dan como resultado metamorfismo de contacto (Fig. 3), (Hernández 2004). Al sur, desde el Municipio de San Miguel al de San Isidro, se encuentran unos pocos afloramientos de intrusivos de composición ácida que son paralelos al CAVA, y han sido fuente de yacimientos metalíferos (Durr 2008).

El CAVA se presenta formado principalmente por rocas volcánicas que van del Pleistoceno al Holoceno (Pedrazzi et al., 2019, Lexa et al., 2011). Encontrándose a lo largo de todo El Salvador, las rocas provienen de los volcanes activos, y son principalmente cenizas volcánicas, pómez, tobas y corrientes de lava cuya composición varía de volcán a volcán (Durr 2008).

Las rocas de la cadena volcánica norte de El Salvador se constituyen principalmente por: lavas, tobas y ceniza, con algunas pocas intercalaciones de sedimentos fluviales (Torrecilla y Ramírez 2008).

En el frente y tras arco se presentan rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno (Pedrazzi et al., 2019). Estas rocas constituyen la mayor parte de la extensión territorial de El Salvador, y se conocen como formación El Bálsamo (Hernández 2004) encontrándose en abundancia en las sierras de Tacuba, El Bálsamo y las

Colinas de Jucarán. Litológicamente se compone por tobas soldadas y flujos de lava basáltico-andesíticos que llegan a tener hasta 500 m de espesor (Durr, 2008).

Rocas volcánicas del oligoceno que abarcan toda la región norte del país (Ilopango). Éstas conforman la cadena volcánica del Norte, del cual el tectonismo reciente ha mitigado su morfología volcánica (Hernández, 2004).

Rocas Sedimentarias hacia el noreste del país (Pedrazzi et al., 2019) que representan los afloramientos más antiguos, pertenecientes al Mesozoico, tienen una extensión cercana a los 200 km², Durr (2008) ubica estos sedimentos en el Albiano. En la zona costera al sur se localizan algunos depósitos de inundación que Durr atribuye a la propia actividad volcánica, como material disgregado y no consolidado.

Hablando en un sentido estratigráfico, las unidades antes mencionadas han sido descritas por autores como (Bosse et al., 1974) y (Agostini et al., 2006), quienes asignaron un orden estratigráfico:

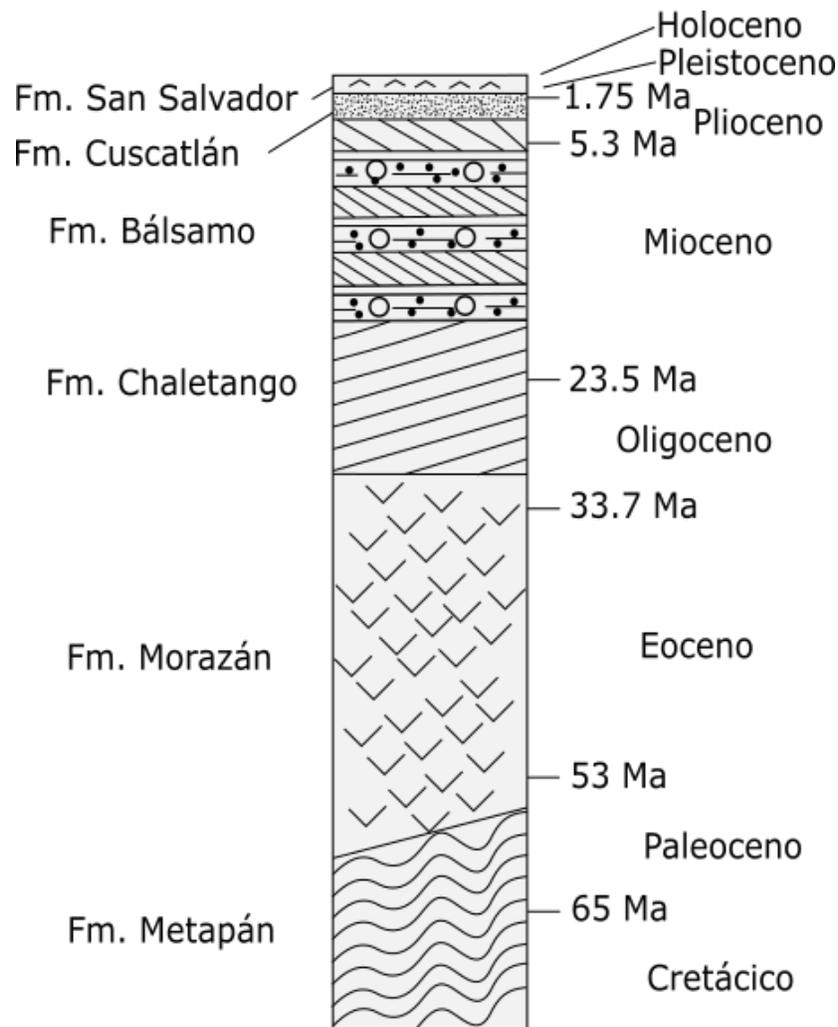


Figura 5. Columna estratigráfica de El Salvador. Modificada de (Agostini et al., 2006).

El Arco Volcánico de El Salvador (VAES) por sus siglas en inglés, es un segmento del CAVA, probablemente la estructura geológica más estudiada en el Salvador (Rogers et al., 2002; Wadge et al., 1983), ya que compone la mayor parte de su geología reciente, así como su carácter activo representa una razón de constante monitoreo y estudio. Romano (1997) identifica como activos al menos a los volcanes de Santa Ana, Izalco, San Salvador (Fig.6) y San Miguel. Son los eventos eruptivos de estos volcanes los que constituyen la mayor parte de la superficie actual del país.



Figura 6. A la distancia volcán San Salvador y Boquerón, lago (caldera) de Ilopango, vistos desde las laderas altas del volcán San Vicente.

Autores como DeMets (2001) y Carr (2007) indican la creación del CAVA a principios del Terciario, siendo ésta, una estructura que se extiende por más de 1,000 km y atravesando por completo la república de El Salvador (Pedrazzi et al., 2019). Los depósitos de la actividad más reciente constan de flujos de lava basáltica-andesítica. (Agostini, 2006).

Geología Estructural

El CAVA se divide en 3 regímenes estructurales: al sureste; la depresión de Nicaragua, al noroeste la falla de Jalpatagua, y entre estas dos estructuras la zona de falla de El Salvador que abarca desde el Golfo de Fonseca hasta la frontera de Guatemala y El Salvador. (Alvarez-Gómez, 2009).

La zona de falla de El Salvador se encuentra en la porción más occidental del bloque Chortis de la Placa Caribe. Fue descrita por primera vez, después del terremoto de MW 6.6 de El Salvador en febrero del 2001 (Martínez-Díaz et al. 2004). La morfología y geometría de esta ha sido descrita por varios autores como son (Agostini et al., 2006; Canora et al., 2010; Martínez-Díaz et al., 2004). Como resulta lógico por la tectónica antes descrita en este capítulo, la zona de falla tiene su origen en los esfuerzos creados por la placa de Cocos que subduce al bloque Chortis. Esta zona está conformada por al menos cinco segmentos: Occidental, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel (Fig.7) Se tratan de Fallas de tipo transformante que pueden o no tener un componente normal (Alonso-Henar et al., 2015) con un rumbo noroeste-sureste principalmente. Este conjunto de fallas, suelen tener < 30 km de longitud. A las principales fallas de la zona Martínez-Díaz et al., (2004) asigna una orientación de N90°-100°E mientras que a fallas secundarias de tipo normal tienen una orientación de N120°E y N170°E (Alonso-Henar et al., 2015).

Las fallas más representativas son la Falla de Ahuachapan al occidente, la Falla de Guaycume, La Falla Apaneca, la Falla de San Vicente, la Falla de Lempa, la Falla de Berlín y la Falla de San Miguel ubicada hacia el este. (Alonso-Henar et al., 2015).

La zona deforma las rocas volcánicas cuaternarias del CAVA con movimientos lateral derechos y oblicuos. Es notable cómo la zona de falla corta la parte norte de la pendiente del volcán San Vicente (Martínez-Díaz et al., 2004). Recientemente se ha explicado este movimiento transversal de la zona de falla como resultado del ligero movimiento de la Placa Caribe hacia el Este, propuesta que se ha visto respaldada por los resultados experimentales de mediciones GPS (Álvarez-Gómez et al., 2008; Canora et al., 2010).

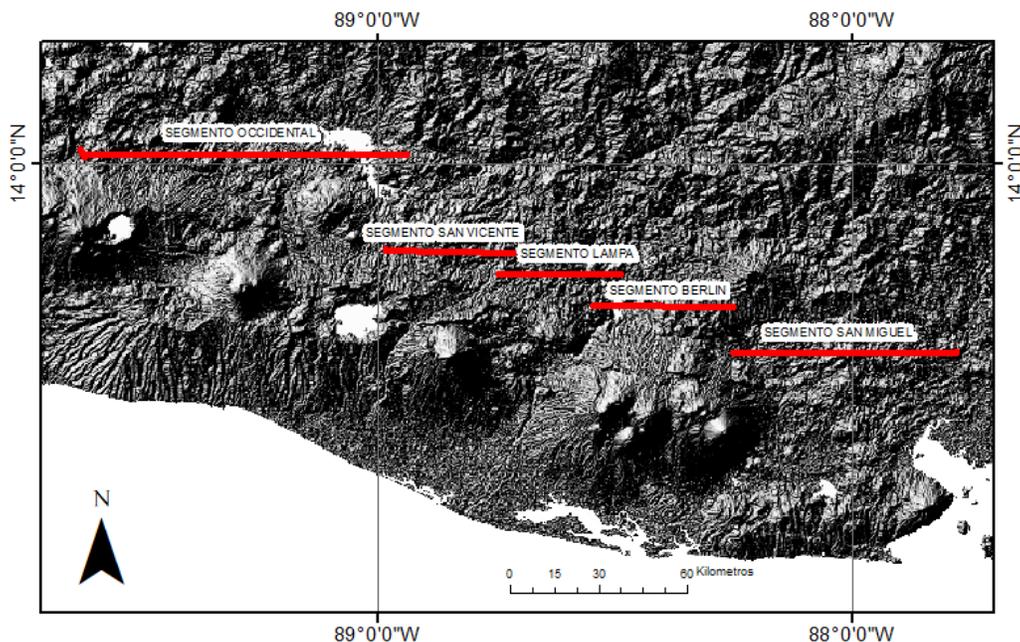


Figura 7. Ubicación de los Principales segmentos de la zona de falla de El Salvador. Modificado de (Canora et al., 2014).

El segmento occidental tiene un rumbo generalizado de N120°E, con un ancho que oscila entre los 20-40 km, y se continúa hasta unirse con la zona de falla de Jalpatagua en Guatemala. (Canora et al., 2014).

El Fallamiento en las zonas de San Vicente, Lampa y Berlín es muy característico por sus movimientos transtensionales que son especialmente identificables por tener extensiones continuas fáciles de seguir en campo, pues son sectores con hasta 20 km de ancho y 80 km de largo. El movimiento lateral de las Fallas en la zona de Berlín y que se extiende hasta la de San Vicente, crea una estructura de pull-apart (Agostini et al., 2006) que favorece que en la zona haya un movimiento extensional en la región de Lempa. Es un modelo consistente con el propuesto por Wu et al., (2009), que explica la presencia de los movimientos transversales y de su componente transtensional dentro de la zona del pull-apart (Fig. 8) (Canora et al., 2014).

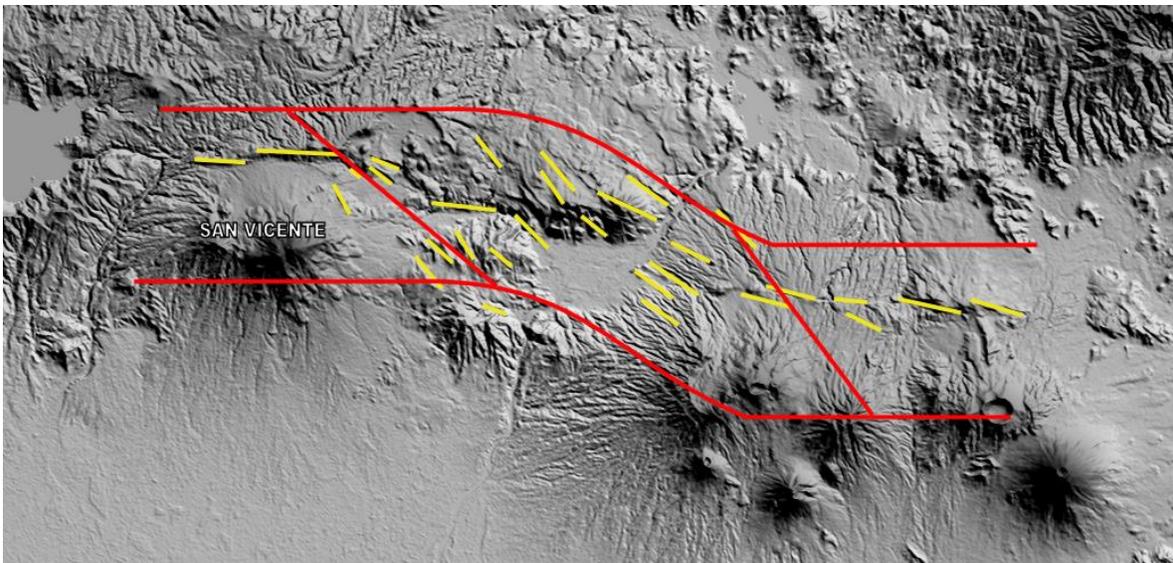


Figura 8. Lineamientos y Esquema de pull-apart entre los segmentos San Vicente Lempa y Berlín.

El segmento de San Miguel tiene una extensión de 60 Km, y se compone de fallas transformantes de extensión corta, con rumbo cercano al W-E y sin un componente vertical importante, modificando poco las elevaciones topográficas (Canora et al., 2014).

Geología Local

La Geología del área de estudio se compone únicamente de rocas volcánicas, provenientes del volcán San Vicente (Fig. 9), entre las que se pueden encontrar principalmente depósitos de flujos de lava y depósitos piroclásticos.

Hacia el oeste del edificio volcánico se pueden encontrar depósitos de flujo que componen la unidad conocida como la Carbonera (antigua caldera). Por sobre La Carbonera se encuentran depósitos piroclásticos que abarcan hasta el noroeste de la zona. El edificio volcánico como tal se compone de intercalaciones de lava y

de depósitos piroclásticos. El este del edificio volcánico presenta largos y grandes lóbulos de lavas. Hacia los costados este y oeste del volcán se encuentran grandes depósitos de lahares. Dentro de los depósitos de lahar del este se encuentra un domo riolítico que Rotolo et al (1998), interpretan como producto de una actividad magmática más antigua (Fig. 10).

Hacia el sureste del volcán, en la región de Zacatecoluca, se encuentran una serie de “*hummocks*” o montículos formados a partir de una avalancha de escombros, la cual ha sido previamente interpretada como procedente del volcán San Vicente, sin embargo, no hay estudios detallados aún que así lo comprueben. Es evidente que esta unidad es un depósito de avalancha volcánica, pero no se sabe su edad radiométrica ni relaciones de campo que puedan apoyar su origen. Existe la posibilidad que haya sido de la antigua estructura de Carbonera, del San Vicente o incluso que su origen sean los antiguos volcanes al oriente de la Sierra de la Gloria.



Figura 9. San Vicente visto desde la falla al norte.

Estructuralmente no son evidentes las fallas de la región, pues han sido cubiertas por los depósitos del volcán, con excepción del flanco norte del mismo donde es notable la actividad de la sección San Vicente de la zona de falla de El Salvador.

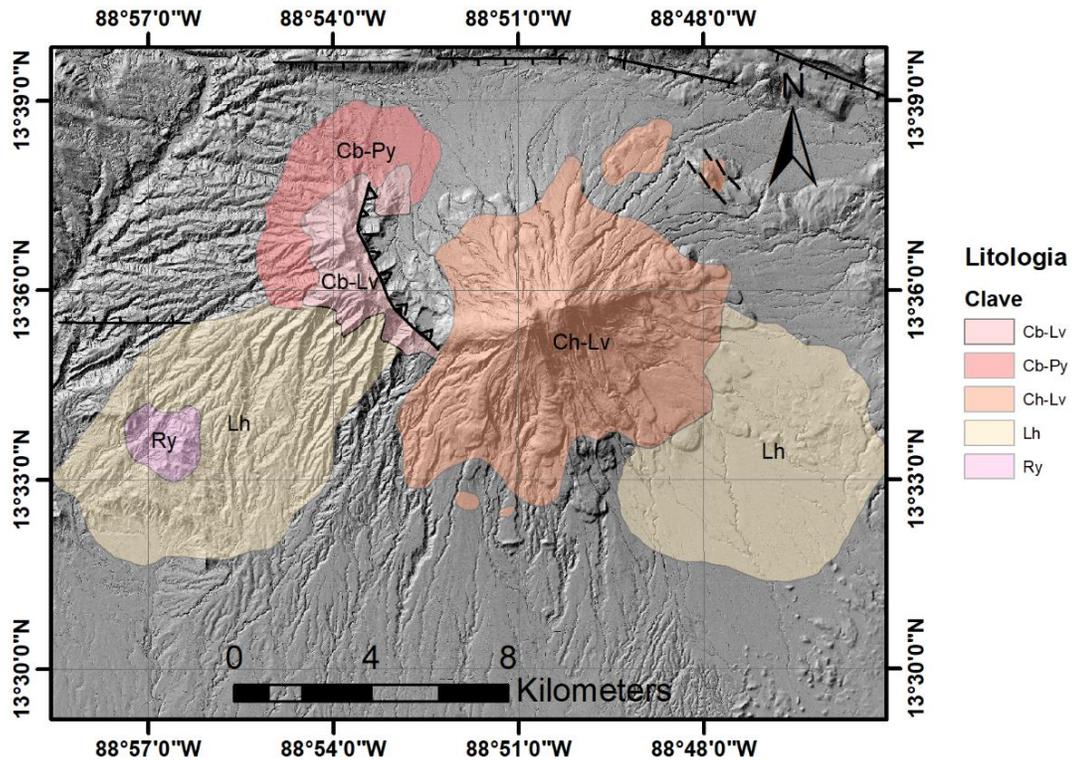


Figura 10. Mapa Geológico del Volcán San Vicente. Donde Cb-Lv son las lavas de La Carbonera, Cb-Py son los piroclastos de La Carbonera, Ch-Lv son las lavas de San Vicente "Chichontepec", Lh son depósitos de lahar y Ry es un domo riolítico. modificado de (Rotolo et al 1998).

En la Figura 12 se pueden ver los puntos recorridos por la misión de investigación de riesgo volcánico en conjunto del IPICYT y El Salvador realizados en 2018, de la cual el presente estudio forma parte. En estos recorridos se pudieron observar y recolectar muestras de depósitos de flujo, andesitas y depósitos piroclásticos que son consecuentes con la información recolectada por los demás autores que han estudiado la zona.

En la Figura 11 Se aprecian depósitos de flujos de bloque y ceniza recientes con intercalaciones de pómez en la parte baja del volcán.



Figura 11. Depósito de flujo de bloques y cenizas reciente en la parte baja del volcán San Vicente con intercalación de lapilli de pómez.

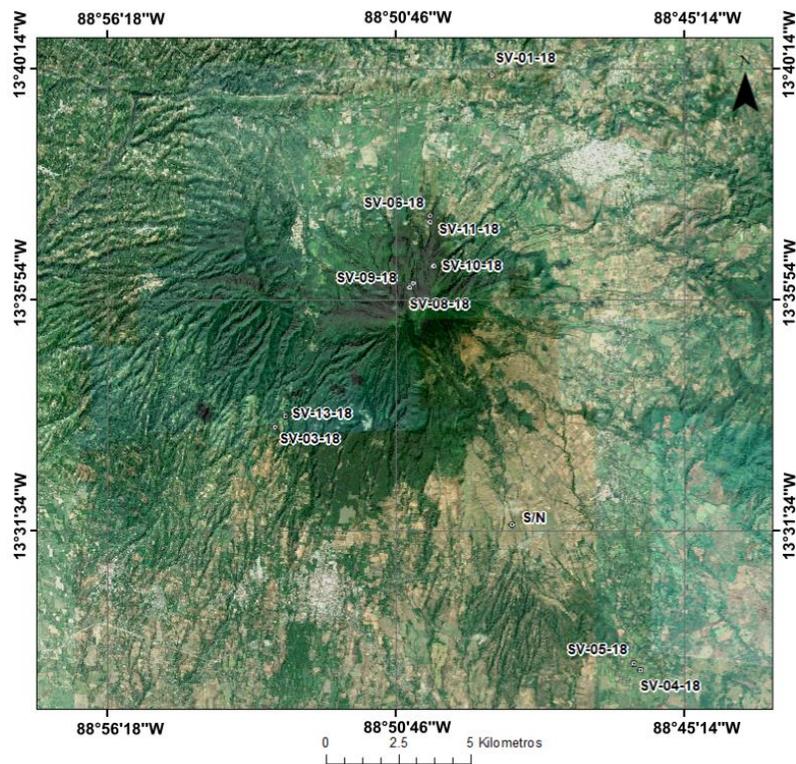


Figura 12. Vista satelital (google earth) que muestra la ubicación de los puntos visitados durante la visita de campo del proyecto.

Vulcanología del volcán San Vicente “Chichontepec”

El volcán San Vicente es una estructura geológica reciente, que forma parte del CAVA, y cuya pendiente norte se encuentra cortada por la zona de falla del Salvador. Su cima se encuentra aproximadamente a 6.56 km de la localidad que le da nombre “San Vicente” y a aproximadamente 40 km de la capital del país San Salvador. Su extensión total tanto en área como volumen es parte de la finalidad del presente trabajo.

No se conoce con precisión el historial eruptivo pues los registros, así como los estudios al respecto son escasos (Major et al., 2001). Su erupción más importante ocurrió hace unos 1,700 años, según Major et. al., (2001) quienes mencionan que, el edificio volcánico comprende un conjunto de residuos de numerosas y complejas erupciones volcánicas, tanto constructivas como destructivas. Major et. al. (2001) propone que en algún momento el edificio volcánico colapsó y se ha reconstruido con el paso de sus erupciones migrando constantemente su centro eruptivo hacia el este. Prueba de esto puede ser la presencia moderna de dos cráteres en la cima del volcán.

Dentro del volcán no se reconocen domos de lava de tamaño destacable, pero sí depósitos de flujos piroclásticos con bloques muy similares a los que se asocian con el colapso de dichos domos en otros volcanes del CAVA (Major et al., 2001). El edificio volcánico se encuentra formado por intercalaciones de flujo de lava y piroclásticos, lo que indica que los posibles domos se colapsarán durante estos eventos. El registro estratigráfico muestra que, en el pasado reciente, hace menos de un millón de años San Vicente produjo voluminosas cantidades de tefra, sin embargo, éstas ocurrieron antes de la formación del edificio volcánico actual. Desde entonces expulsó tefra en menores proporciones (Major et al., 2001).

En cuanto a avalanchas de escombros, San Vicente mostró al menos una actividad de este tipo en el pasado, estando la evidencia de esto en la comunidad de Zacatecoluca donde, es posible encontrar el material de este desprendimiento, que según Major et al., (2001) debió ser producto del colapso de una gran parte del edificio volcánico (Fig. 10).

Baum et al., (2001) hablan de al menos 3 eventos eruptivos importantes en San Vicente. Como en todo el CAVA, los eventos son recientes, aunque también siendo algunos más antiguos, de entre 2.2 – 2.1 millones de años, según indican las pruebas de K/Ar (Rotolo et al., 1998). Los depósitos de La Carbonera que se encuentran al noroeste-oeste del volcán, se constituyen por flujos de lava andesítica-basáltica y podrían ser los restos del anterior cuerpo volcánico.

Hace aproximadamente un millón de años, esta actividad efusiva y tranquila que dio lugar a la Carbonera se vio interrumpida por una actividad mucho más violenta y explosiva que dio como resultado varios depósitos piroclásticos y de caída. Rotolo et al., (1998) proponen nombrar este periodo de actividad como fase de Caldera o etapa de actividad Pliniana de La Carbonera. Las rocas que resultaron de esta actividad son de composición ácida, principalmente dacítica (Rotolo et al., 1998). Major et al., (2001) interpretan este cambio de composición, como un

intrusivo rico en gas que al subir por el ducto volcánico provocó las efusiones explosivas. De la misma forma explica que al encontrarse varias secuencias sin presencia de pómez, varias de estas explosiones pudieron ser de tipo freatomagmáticas. Se estima que la duración de este periodo de actividad fue extensa, con base al grosor y cantidad de los depósitos (Meyer 1960). No obstante, se desconoce su duración exacta. La existencia actual del edificio volcánico sugiere que la fase explosiva terminó hace varias decenas de miles de años.

La tercera fase eruptiva del volcán, conocida como fase Post-Caldera (Rotolo et al., 1998), es la que construyó el edificio volcánico actual y consiste de una intercalación de flujos de lava (Fig.13) y depósitos piroclásticos sin pómez de composición principalmente andesítica (Fig. 14) lo que sugiere que la estructura puede haberse formado por el crecimiento y eventual colapso de domos de lava. En edades más recientes, depósitos de lahares, (Fig.15) de los cuales sí se cuenta con registros actuales y constituyen la principal fuente de preocupación sobre el riesgo que representa el volcán San Vicente para las poblaciones cercanas. (Major et al., 2001). Los lahares más representativos de los que se tiene registro ocurrieron en: 1774, 1934, 1996, 2001 y 2009 (Romano, 1997; Baum et al., 2001; Bowman y Henquinet, 2015).



Figura 13. Lavas en el flanco norte del volcán San Vicente.



Figura 14. Cenizas de erupción explosiva reciente del volcán San Vicente (subyace a la TBJ).



Figura 15. Depósito de flujo de bloques y cenizas reciente en la parte baja del volcán San Vicente.

Cabe decir que, aunque no existe un historial reciente de eventos eruptivos, las evidencias geotérmicas como salidas de aguas termales, sugieren que aún existe calor dentro de San Vicente, por lo que no es posible descartar del todo que existan nuevos eventos. Sin embargo, si existen eventos recientes relacionados al volcán como son lahares. Los derrumbes de escombros como demuestran los depósitos de avalancha encontrados en Zacatecoluca, son probablemente más antiguos que las fases efusivas que conforman el cono actual, ya que de provenir

de San Vicente, éste no demuestra escarpe o cicatriz geomórfica que pueda dar pie a pensar que los colapsos son recientes (Fig.16).



Figura 16. Depósito de avalancha de escombros de Zacatecoluca.

2.2 Geomorfología, y principios de Geo-morfometría con base al procesamiento de Modelos Digitales de Elevación

Geomorfología de Estratovolcanes

Los estratovolcanes, son estructuras volcánicas conformadas por la sobreposición de los depósitos de diversos eventos eruptivos a lo largo de la vida del volcán, estos pueden conformarse por flujos de lava, flujos piroclásticos y caídas de ceniza. Cada uno de estos eventos forma distintos tipos de estructuras que dotan al volcán de formas características; las cuales pueden ser medidas cuantitativamente y descritas cualitativamente. El conocimiento de estas características proporciona una vista a la historia del volcán, y ayuda a comprender el comportamiento histórico, con el cual es posible hacer una proyección sobre el posible comportamiento a futuro de los eventos eruptivos que pueda presentar, de tratarse de un volcán activo.

Davidson y De Silva, (2000) definen los estratovolcanes como: “Edificios volcánicos relativamente grandes, de vida y construcción larga; que comprenden erupciones de lava y volcanoclásticas, que pueden surgir de uno o más conductos”.

Morfológicamente pueden variar en gran magnitud, pues su construcción a lo largo de varios eventos puede cambiar drásticamente la forma. Se caracteriza por pendientes de medio a muy pronunciadas, a diferencia de los volcanes escudo que tienen pendientes bajas en su cono, y tienen una forma más irregular que los conos de ceniza, que comúnmente son monogenéticos y su cono se forma de la erupción de un solo evento (Fig. 17).

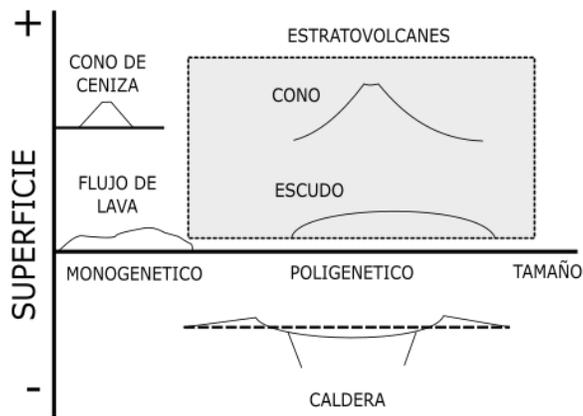


Figura 17. Esquema simplificado de tipos de volcán, modificado de Davidson y De Silva (2000).

Una característica común de los estratovolcanes es la tendencia que muestran varios de estos volcanes a migrar el conducto efusivo, que puede moverse progresivamente generando nuevos cráteres y nuevos conos, como es el caso específico del área de estudio donde podemos apreciar dos cráteres en el volcán San Vicente (Fig. 18).

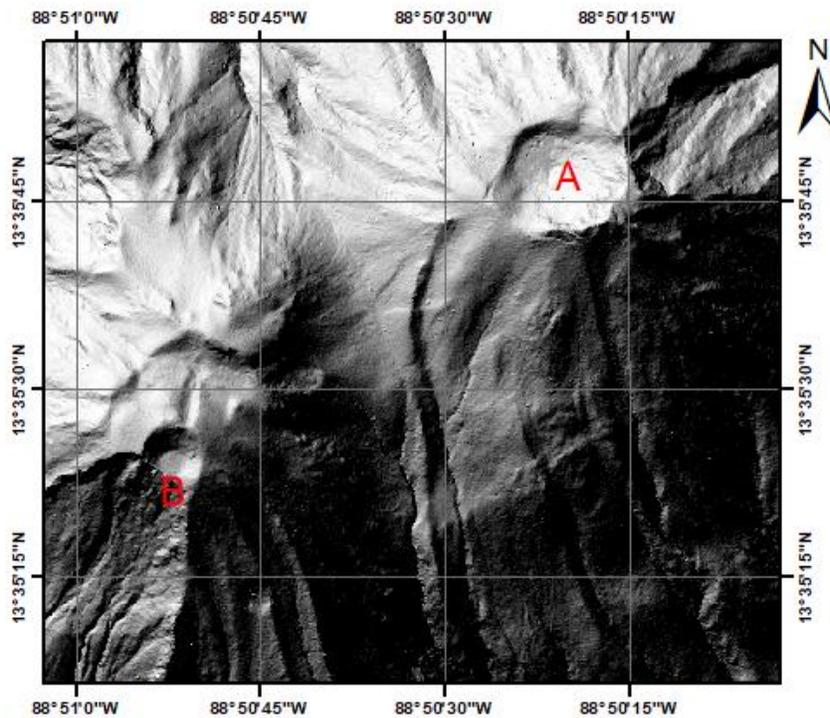


Figura 18. Ubicación de los dos cráteres presentes en el Volcán San Vicente, El Salvador.

De manera generalizada, Davidson y De Silva, (2000) hablan de las siguientes morfologías típicas en estratovolcanes.

- Cono Simple: Forma cónica clásica, que es en general simétrica y caracteriza a los volcanes jóvenes.
- Forma de Escudo: Sus conos son de pendientes poco pronunciadas, que recuerdan como es claro a los volcanes escudo, suelen caracterizarse por una variada composición en los magmas que los conforman.
- Gemelos: Volcanes vecinos considerablemente cerca uno de otros, producto de la migración del conducto. Esto provoca una clara diferencia de edad entre un cráter y otro (Fig. 18).
- Clúster: Son aglomeraciones de dos o más edificios volcánicos.
- Colapsados: Se caracterizan por formas parecidas a las de un anfiteatro, producto del colapso de un sector del edificio volcánico.

Parametrización Geo-morfométrica y principios de Modelos digitales de elevación

Los modelos digitales de elevación (DEM por sus siglas en inglés) son una herramienta fundamental en el estudio actual de las superficies. Representan una imagen lo suficientemente fidedigna de la realidad del terreno como para poder realizar mediciones que pueden ser consideradas exactas y por tanto apropiadas para la interpretación. Esta propiedad de los DEM se puede por lo tanto aplicar a los volcanes. Diversos autores han trabajado con los modelos digitales de elevación para realizar mediciones de estructuras volcánicas como son: Favalli et al., 1999; Karatsón et al., 2010; Parrot et al., 2007; Euillades et al., 2013. En sus respectivos trabajos se llega al entendimiento de que diversos parámetros de los DEM pueden ser útiles para las mediciones de las estructuras volcánicas tales como Pendiente, Aspecto y Curvatura, así como el desarrollo de parámetros específicos para su uso en conos volcánicos.

Los parámetros estándar que se pueden obtener de un DEM son:

Pendiente: Es la tasa de cambio de la elevación de un DEM, calculado en cada celda del modelo. Matemáticamente es la primera derivada del DEM. En un software como es Arcgis, ESRI (2016a). Es el cálculo en valor de ángulo de la tasa de cambio de cada píxel en valor de los 8 pixeles vecinos. Agrupando las celdas en sets de 3 x 3 (Fig. 19).

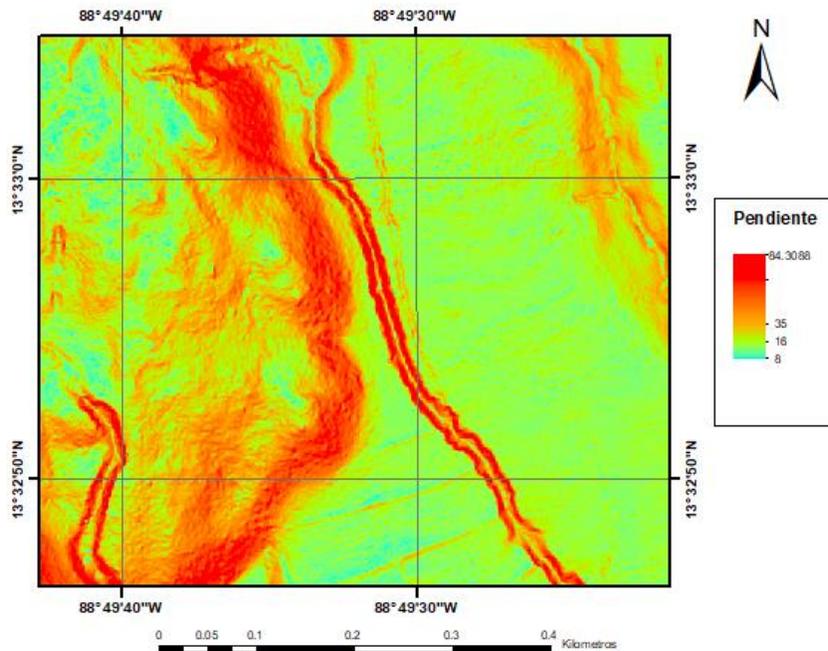


Figura 19. Ejemplo de mapa de Pendientes de un DEM, Porción del área de estudio.

El método para calcular la pendiente es por medio de la derivada que nos marca la tasa de cambio tanto en el eje x como en el eje en y, para posteriormente realizar un cálculo trigonométrico que genera la tasa de cambio en Z ESRI (2016a).

Tomando en cuenta el arreglo de 3 x 3 (Fig. 20) con una celda central E, se pueden aplicar las siguientes formulas ESRI (2016a):

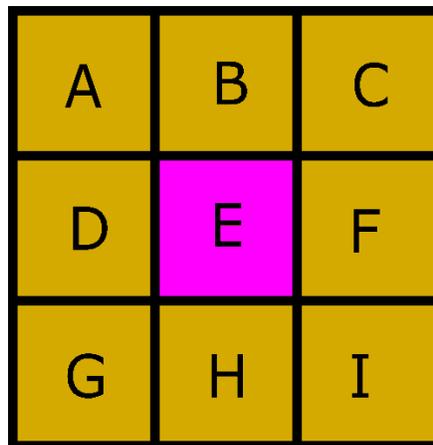


Figura 20. Arreglo de celdas 3 x 3, Modificada de ESRI (2016a).

$$\frac{dz}{dx} = \frac{(C + 2F + I) - (A + 2D + G)}{8 * X_{\text{Tamaño de celda}}}$$

$$\frac{dz}{dy} = \frac{(G + 2H + I) - (a + 2B + C)}{8 * Y_{\text{Tamaño de celda}}}$$

Siendo dx el cambio en la dirección del eje x, y dy el cambio en dirección del eje y, entonces. Entonces dz/dx y dz/dy la tasa de cambio en dirección de z respecto a x y y correspondientemente.

Donde la pendiente será:

$$Pendiente = \arctan\left(\sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2}\right) * 57.29578$$

De esta forma se obtiene el valor por celda de la pendiente en grados. ESRI (2016a).

Podemos tomar en cuenta a manera de generalización la clasificación de pendientes modificada por Van-Zuidman (1986) que propone 4 clases de pendientes (Tabla 1).

Tabla 1 Clasificación de pendientes, modificada de Calderón- Cucunubá (2018).

Grado de la pendiente	Clasificación
Baja	<8°
Moderada	8° - 16°
Fuerte	16° - 35°
Muy Fuerte	>35°

Aspecto: El aspecto puede ser entendido como la dirección de la pendiente (Fig. 21), o de forma más específica la tasa de cambio en la dirección de la pendiente de una celda respecto a las 8 celdas contiguas en un arreglo de 3 x 3 (Fig. 20). Medida en sentido de las manecillas del reloj de 0 a 360° (ESRI, 2016b).

Por lo que la relación de aspecto se obtiene al calcular el aspecto de la celda primero en z respecto a x (denotado dz/dx) y el z respecto a y (denotado dz/dy).

Estos pueden calcularse por medio de las fórmulas (ESRI, 2016b):

$$\frac{dz}{dx} = \frac{(C + 2F + I) - (A + 2D + G)}{8}$$

$$\frac{dz}{dy} = \frac{(G + 2H + I) - (A + 2B + C)}{8}$$

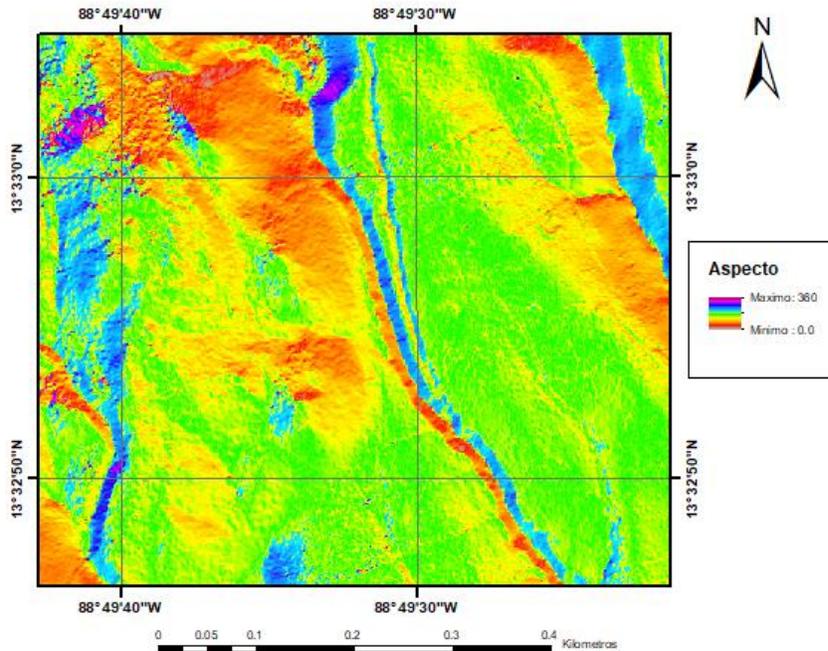


Figura 21. Ejemplo de mapa de Aspecto, porción del área de estudio.

Para por último calcular el aspecto por medio de la fórmula:

$$aspect = 57.29578 \operatorname{atan2} \left(\frac{dz}{dx}, \frac{dz}{dy} \right)$$

Donde la función atan2 representa la tangente inversa.

Una vez obtenido el valor del aspecto se convierte con base a la dirección de 0 a 360° siguiendo el criterio (ESRI, 2016b):

- Si el valor obtenido es < 0
Valor en la celda = 90.0 – Aspecto
- Si el valor obtenido es >90.0
Valor de la celda = 360.0 – Aspecto + 90.0

Curvatura: La curvatura es el valor de la segunda derivada del valor de altura de la celda, es decir, es la pendiente de la pendiente. Y al igual que los parámetros anteriores se calcula con base a arreglos de celdas de 3 x 3 (ESRI, 2016c).

La relación del valor z de celda se puede extraer de la ecuación:

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I$$

De la cual se puede obtener el valor del coeficiente de cada una de las nueve celdas (Z1 – Z9) de la manera:

$$A = \left[\frac{(Z1 + Z3 + Z7 + Z9)}{4} - \frac{(Z2 + Z4 + Z8)}{2} + Z5 \right] / L^4$$

$$B = \left[\frac{(Z1 + Z3 - Z7 - Z9)}{4} - \frac{(Z2 - Z8)}{2} \right] / L^3$$

$$C = \left[\frac{(-Z1 + Z3 - Z7 + Z9)}{4} + \frac{(Z4 - Z6)}{2} \right] / L^3$$

$$D = \left[\frac{(Z4 + Z6)}{2} - Z5 \right] / L^2$$

$$E = \left[\frac{(Z2 + Z8)}{2} - Z5 \right] / L^2$$

$$F = (-Z1 + Z3 + Z7 - Z9) / 4 L^2$$

$$G = (-Z4 + Z6) / 2L$$

$$H = (Z2 - Z8) / 2L$$

$$I = Z5$$

Por lo que se puede decir que la curvatura, o derivada de la pendiente se puede obtener por medio de la ecuación:

$$Curvatura = -2(D + E)100$$

Cuando el valor de la curvatura es positivo, se puede entender que en ese punto la superficie es cóncava, cuando es negativa se entiende que la curvatura es convexa, y cuando el valor es 0 se entiende que la superficie es plana (Favalli, et, al, 2017) (Fig. 22).

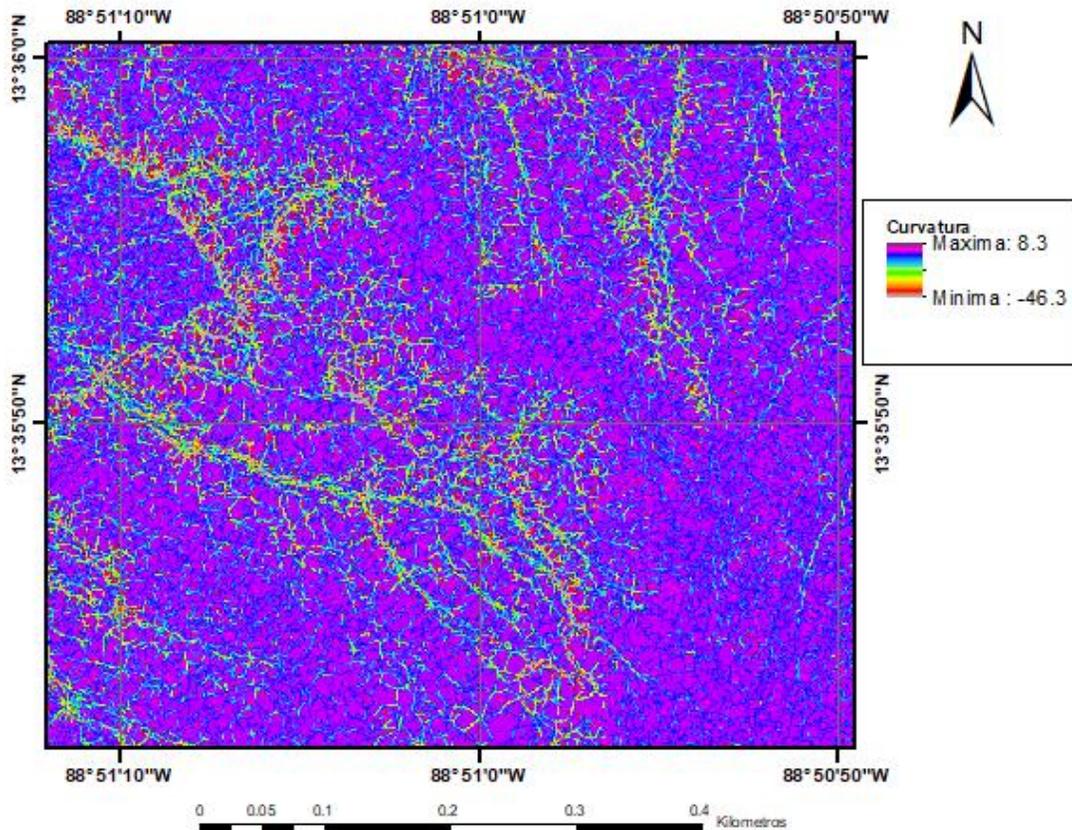


Figura 22. Ejemplo de mapa de Curvatura, porción del área de estudio.

Sombreado: El sombreado es una imagen ráster que se hace a partir del DEM, esta consta de una iluminación hipotética del DEM. Es decir, se establece una fuente de luz en base a una altura (de 0° a 90°) y un azimut (de 0 a 360°) que genera una representación del terreno. Dada sus características debe entenderse que pueden generarse sombreados que representen tanto escenarios posibles de luz solar como escenarios no reales (Fig. 23). Distintas combinaciones de altura y azimut generan distintos sombreados que pueden ayudar a distinguir distintas estructuras o paisajes en un DEM. (ESRI, 2016d).

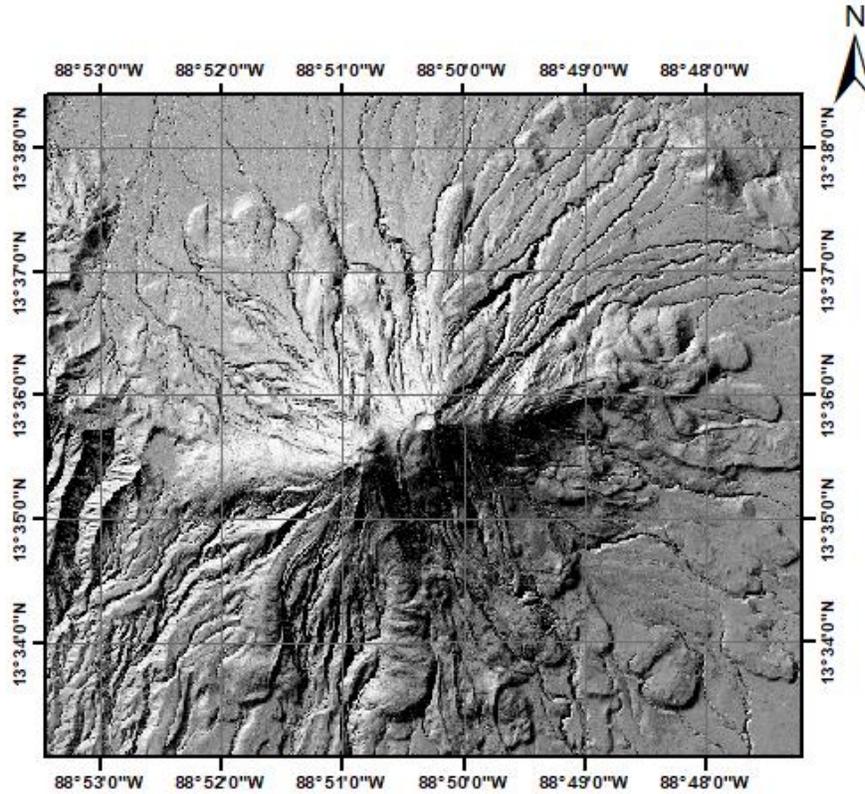


Figura 23. Sombreado del área de estudio, Azimut 315°, Altitud 45°.

La fórmula para calcular el sombreado es (ESRI, 2016d):

$$\text{Sombreado} = 255.0 * ((\cos(\text{Zenith}_{rad}) * \cos(\text{Slope}_{rad})) + (\text{sen}(\text{Zenith}_{rad}) * \text{sen}(\text{Slope}_{rad}) * \cos(\text{Azimuth}_{rad} - \text{Aspect}_{rad})))$$

El valor del ángulo de iluminación es:

$$\text{Zenith}_{rad} = \frac{(90 - \text{Altitud}) * \pi}{180.0}$$

Los valores de Slope y Aspect son los de pendiente y aspecto calculados en radianes. Hay que hacer notar que cuando el valor obtenido del sombreado es menor a 0 entonces el valor de salida será 0.

Porter (1972) fue de los primeros autores en definir rangos cuantitativos entre parámetros que definen el edificio volcánico; tales como que la relación entre la altura del cono y el diámetro de la base debe de ser 0.18; o que la relación entre el diámetro del cráter y el diámetro de la base debe de estar cercana al 0.40. El mismo Parrot junto con García-Zúñiga (1998) propuso que con el uso de los DEM

se pueden reconocer patrones en la hipsometría de la base a la cima del cono que ayudan a describir el cono volcánico.

Parrot (2007) propone que la parametrización del edificio volcánico no solo puede describir la forma actual del cono, sino que sirve para reconstruir la topografía original del edificio previo a los procesos erosivos.

El primer parámetro calculable aplicado específicamente a un edificio volcánico es su perímetro, basado en el valor de los píxeles conocidos de la base y su similitud con los píxeles vecinos (Fig. 24). Después de este parámetro propuso la altura del cono H (Parrot, 2007), seguido de la línea de radio de la base BR que se subdivide en el Radio máximo BR_{max} y el radio mínimo BR_{min} de los cuales se puede calcular la relación de alargamiento ER de la base, la profundidad del cráter CH , y similarmente a la base el radio del cráter CR y el radio máximo CR_{max} y mínimo CR_{min} del cráter.

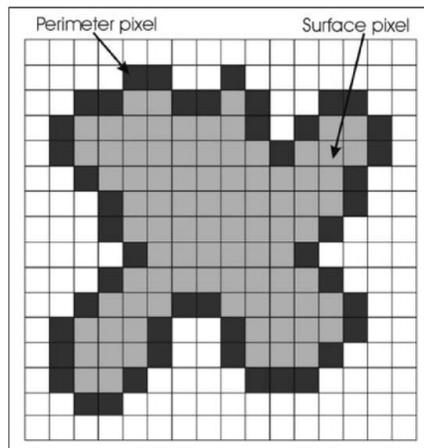


Figura 24. Ejemplo de delimitación de perímetro, tomado de Parrot (2007).

Otros parámetros básicos se conforman por aquellos relacionados a los ángulos, como el ángulo medio del edificio a , y el ángulo medio de las paredes dentro del cráter b . El centro del cráter, en coordenadas x, y, z .

Estos parámetros se pueden usar para calcular el volumen total del volcán.

Entre otros parámetros que se pueden calcular se encuentran la circularidad y el centro de simetría (Karatson et al, 2010). La circularidad se trata la simetría del volcán, que tan parecido es el perímetro del edificio a la forma ideal de un círculo (Francis 1993; Davidson y De Silva 2000). Para esto Karatson (2010) propone un índice de circularidad.

$$C = 1 - \sigma_{Ri}/Ri$$

Donde Ri es el radio promedio del perímetro del edificio volcánico y σ_{Ri} es la desviación estándar de la distancia entre los puntos extremos del promedio de Ri del perímetro. Esta simple relación indica que, si se tiene un C cercano a 1,

entonces el perímetro es cercano a la simetría ideal, mientras que un valor a cercano a 0 es cada vez más irregular (Karatson, 2010).

El centro de simetría se trata del promedio de los baricentros de la línea del contorno, es decir un centro hipotético para la forma irregular del perímetro. Karatson (2010) lo define con la fórmula:

$$\vec{Xc} = 1/N \sum \left(\frac{Ri}{\sigma Ri} \right)^4 \vec{Xci}$$

Donde Xci son los baricentros y N es la cantidad de baricentros.

Existen además una gran cantidad de parámetros que pueden ser extraídos a partir de las capas y parámetros de los que ya se ha hablado (Grosse et al., 2012) proponen una serie muy completa y clasificada en función de diversas características de los parámetros que se pueden obtener de cualquier edificio volcánico.

El DEM puede proporcionar algunos parámetros con base al tamaño de las estructuras volcánicas, éstas se encuentran en la tabla 2. En general estos parámetros son mediciones de distancias, áreas y volúmenes que se basan en el tamaño total del edificio o partes de éste. Estos parámetros están fuertemente relacionados a la resolución espacial del DEM (Favalli 2009, Grosse 2012).

Tabla 2 Parámetros geo-morfométricos basados en tamaño, modificada de Grosse et al (2012).

Por tamaño	Definición
Área de la Base	Área planimétrica al interior del perímetro del edificio.
Ancho de la Base	Ancho promedio de la base.
Eje Mayor de la Base	Largo del diámetro máximo de la base que pase por el centro de simetría.
Eje Menor de la Base	Largo del diámetro mínimo de la base que pase por el centro de simetría.
Área de la cima	Área planimétrica de la cima del edificio.
Ancho de la cima	Ancho promedio de la cima.
Eje Mayor de la cima	Largo del diámetro máximo de la cima que pase por el centro de simetría.
Eje menor de la cima	Largo del diámetro mínimo de la cima que pase por el centro de simetría.
Altura	Diferencia entre la altura de elevación de la cima y la elevación de la superficie 3D debajo de la cima.
Altura Máxima	Diferencia entre la altura de elevación de la cima y la elevación del punto más bajo del perímetro del edificio.
Volumen	Volumen entre la superficie del DEM y la superficie de la base.
Volumen Máximo	Volumen entre la superficie del DEM y la superficie de igual elevación al punto más bajo del perímetro del edificio.

Grosse et al., (2012) mencionan los parámetros por forma, los cuales se basan en mediciones de secciones de perfil y de la base del edificio volcánico, midiendo principalmente elipsidad y los contornos formados por el perfil del edificio. Estos

parámetros están fuertemente relacionados a la resolución vertical del DEM. Que se encuentran listados en la tabla 3.

Tabla 3 Parámetros geo-morfométricos basados en forma, modificada de Grosse et al (2012).

Parámetros Por forma	Definición
Índice de elipsoidad del contorno de los flancos	Medida de la elongación en el contorno de los flancos del edificio.
Promedio del índice de elipsoidad	Promedio de los valores de elipsoidades.
Índice de irregularidad del contorno de los flancos	Medida de la irregularidad en el contorno de los flancos del edificio.
Promedio del índice de irregularidad del contorno de los flancos	Promedio de los valores de irregularidad.
Razón Altura/Ancho de la base	Medida de la inclinación general del edificio.
Razón Ancho de la cima/Ancho de la base	Medida del tamaño relativo de la cima respecto a la base.

Las mediciones de las pendientes presentes en el DEM, pueden proporcionar otro conjunto de parámetros los cuales Grosse et al., (2012) enlistan en la tabla 4. En ella podemos apreciar que estos parámetros se basan principalmente en mediciones estadísticas, pues las irregularidades de las pendientes en distintos sectores del volcán pueden variar con facilidad. Como se describe al inicio de este capítulo, la pendiente es una de las principales características a tomar en cuenta al momento de clasificar el estratovolcán, por lo que estos parámetros son especialmente importantes.

Tabla 4. Parámetros geo-morfométricos basados en pendiente, modificada de Grosse et al (2012.)

Parámetro por pendiente	Definición
Pendiente promedio del edificio	Media y mediana del promedio de la pendiente de todo el edificio.
Pendiente promedio del flanco	Media y mediana del promedio de la pendiente de todo el edificio.
Pendiente promedio del sector más elevado	Media y mediana del promedio de la pendiente en intervalos sucesivos de altura.
Pendiente promedio máxima	Media y mediana del promedio de la pendiente del intervalo con el valor máximo de pendiente.
Fracción mayor de la pendiente promedio máxima	Altura donde se encuentra la Pendiente promedio máxima.

La orientación de distintos elementos dentro del edificio volcánico proporciona otra serie de parámetros (Grosse et al., 2012) enlistados en la tabla 5, éstos pueden ser empleados para interpretar la forma en que ocurrieron ciertos eventos eruptivos como caídas de ceniza o flujos piroclásticos Tibaldi (1995), y Corazzato et al (2006).

Tabla 5 Parámetros geo-morfométricos basados en orientación, modificada de Grosse et al (2012).

Parámetros por orientación	Definición
Azimut del eje mayor de la base	Azimut entre 0° - 180° de la dirección del eje mayor de la base.
Azimut del eje mayor de la cima	Azimut entre 0° - 180° de la dirección del eje mayor de la cima.
Azimut del eje mayor de las curvas de elevación	Azimut entre 0° - 180° de la dirección del eje mayor de las curvas de elevación principales del edificio.

El número de picos representa la cantidad de elevaciones independientes al cono principal. Pueden ser por ejemplo antiguos conductos eruptivos, por lo que su presencia y número pueden ayudar a interpretar el comportamiento del volcán a lo largo de su vida activa (Grosse et al., 2012) estos parámetros están enlistados en la tabla 6.

Tabla 6 Parámetros de conteo de picos, modificada de Grosse et al (2012).

Conteo de Picos	Definición
Conteo de Picos del edificio	Número total de picos en el edificio (elevaciones secundarias)
Conteo de Picos por región del flanco	Número total de picos por debajo del área de la cima
Conteo de picos en la cima	Número total de picos en el área de la cima

En los volcanes en los que un cráter está presente, es posible obtener toda otra serie de parámetros que son de igual relevancia, y que en muchos sentidos son similares a los parámetros de la base del edificio volcánico, y que bien se pueden relacionar con éstos (Grosse et al., 2012). En la tabla 7 apreciamos estos parámetros. La determinación de tamaño, forma y disposición del cráter ayudan a analizar el comportamiento relativamente reciente del volcán.

Tabla 7 Parámetros geo-morfométricos en el cráter, modificada de Grosse et al (2012).

Parámetros del Cráter	Definición
Área del cráter	Área planimétrica dentro del contorno del cráter.
Ancho del cráter	Ancho promedio del cráter.
Eje mayor del cráter	Diámetro máximo del cráter pasando por el centroide del cráter.
Eje menor del cráter	Diámetro mínimo del cráter pasando por el centroide del cráter.
Profundidad del cráter	Diferencia entre la elevación mínima del cráter y la superficie por encima de está.
Volumen del cráter	Volumen encontrado entre la superficie interior del cráter en el DEM y el contorno del cráter.
Elipsidad del cráter	Índice de elipsidad del perímetro del cráter.
Irregularidad del cráter	Índice de irregularidad del perímetro del cráter.

Razón Profundidad del cráter/Ancho del cráter	Medida general de la forma del cráter.
Azimut del eje mayor del cráter	Azimut de la dirección del eje mayor del cráter.
Pendiente promedio del cráter	Media y mediana de los valores de pendiente del cráter.
Pendiente promedio del cráter en intervalos de elevación	Media y mediana de los valores de pendiente del cráter en intervalos de elevación.
Razón Ancho del cráter/ancho de la base	Medida del ancho promedio del cráter en relación al ancho del edificio.
Razón Profundidad del cráter/Altura	Medida de la profundidad promedio del cráter en relación a la altura del edificio.

En años recientes, varios autores han puesto a prueba diversos de estos parámetros, ya sea en casos específicos o de manera estadística en un amplio número y variedad de volcanes alrededor del globo. Queda claro que los DEM y su procesamiento son una herramienta no solo factible sino además importante en el conocimiento de la morfometría de los volcanes. Es propósito del presente estudio aplicar una metodología que interprete los parámetros aquí descritos en el área del volcán San Vicente.

2.3 Factores de riesgo volcánico

Smolka-Käiser (2015) define riesgo como: “El nivel de vulnerabilidad de objetos o bienes expuestos a un peligro, con relación al valor de estos mismos objetos o bienes”; mientras que define el peligro como: “El exceso de probabilidad de ocurrir un evento de mínima intensidad”. El peligro volcánico está dividido por dos tipos de eventos: primarios y consecuencias. Los primarios son el peligro que representan los flujos de lava, lahares, piroclastos y cenizas. Mientras que los peligros de consecuencias son: incendios, tsunamis o incluso alteraciones climáticas.

Flujos de Lava: son las corrientes de material fundido (lava) expulsado por los volcanes. La velocidad y extensión de éstos depende de la composición de la lava y la cantidad de material expulsado (Harris 2015).

Lahares: Los lahares son flujos de lodo y roca que bajan por la ladera de los volcanes. Pueden ocurrir en dos momentos distintos, durante la propia erupción de un volcán cuyo movimiento desencadena la caída del material en las zonas altas del edificio, o sin actividad volcánica que le preceda causados por lluvias que movilicen grandes cantidades de ceniza en la cima de los volcanes (Gudmundsson 2015).

Derrumbes de escombros: Son los deslizamientos de material del volcán que se encuentran inestables en las laderas del mismo. Éstos pueden ocurrir por diversas razones, como actividad sísmica, por la fatiga del material producto de erosión y meteorización, o incluso por fuertes lluvias. (Mothes y Vallance, 2015).

3.- Metodología

3.1 Preparación de procesos

En el presente proyecto se empleó la información proporcionada por el MARN de la República de El Salvador, la cual consiste en una Modelo Digital de Elevación (DEM) de una zona de su territorio nacional que abarca 1,550 km². Cuya información de adquisición es:

- a. Sensor: ALTM 3100, 4 retornos.
- b. Altura de vuelo: 1500 metros sobre el nivel del terreno.
- c. Ángulo de escaneo se mantiene siempre +/- 20° con un total de hasta 40°.
- d. Dirección: Oeste-Este/Este-Oeste.

Con fechas de vuelo y condiciones de nubosidad:

Tabla 8 Fechas de vuelo para la adquisición de la información

Fecha	Nubes
01-marzo-2014	SCT033
08-marzo-2014	BKN043, SCT037
13-marzo-2014	CAVOK, SCT045
15-marzo-2014	FEW040, SCT047
24-marzo-2014	FEW030
26-marzo-2014	FEW030
30-marzo-2014	FEW033, FEW043

Donde los 3 dígitos que siguen las siglas en la tabla 8 se utilizan para expresar la altura en centenares de pies en la que se encuentran las nubes y las siglas representan las condiciones de nubosidad vistas en la tabla 9.

Tabla 9 Definiciones de los códigos de nubosidad en el levantamiento

Código	Descripción
BKN	Nublado cobertura de: 5/8, 6/8 o 7/8. Fragmentadas: 5/8 - 7/8 (Broken)
CAVOK	La visibilidad es de 10 Km o superior, no hay nubes por debajo de los 1500 metros. No hay precipitaciones, tormenta, niebla baja o corrientes bajas de arena, polvo o nieve.
FEW	Se tienen nubes escasas, estas cubren entre 1/8 y 2/8 del cielo.
SCT	Nubes dispersas, estas cubren entre 3/8 - 4/8 del cielo. (Scattered)

Este DEM, en conjunto de otras fuentes externas, así como de los subproductos generados con base en el mismo, son la principal fuente de información de este trabajo.

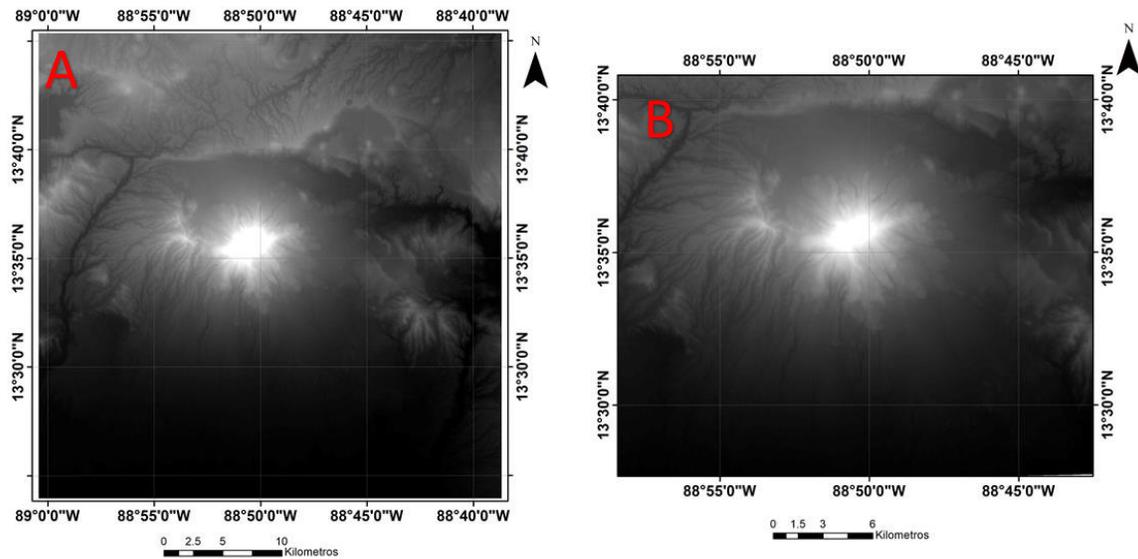


Figura 25. (A) DEM proporcionado (B) Recorte al área de estudio.

En primer lugar, fue necesario revisar la correcta representación de la información proporcionada, principalmente lo que corresponde a la georreferenciación de la información. Posteriormente fue necesario escoger el área de estudio (Fig. 25), pues la imagen proporcionada abarca una porción más grande de la que resulta útil emplear. Para poder establecer el área de estudio, se tomaron en cuenta los siguientes criterios:

- Abarcar en su totalidad el edificio volcánico
- Abarcar al menos una porción de la caldera de “La Carbonera”
- Abarcar al menos una porción de la zona de falla de El Salvador
- Tratar de abarcar la zona de influencia del volcán “San Vicente” sin que el mismo se vea demasiado minimizado respecto a la extensión del área

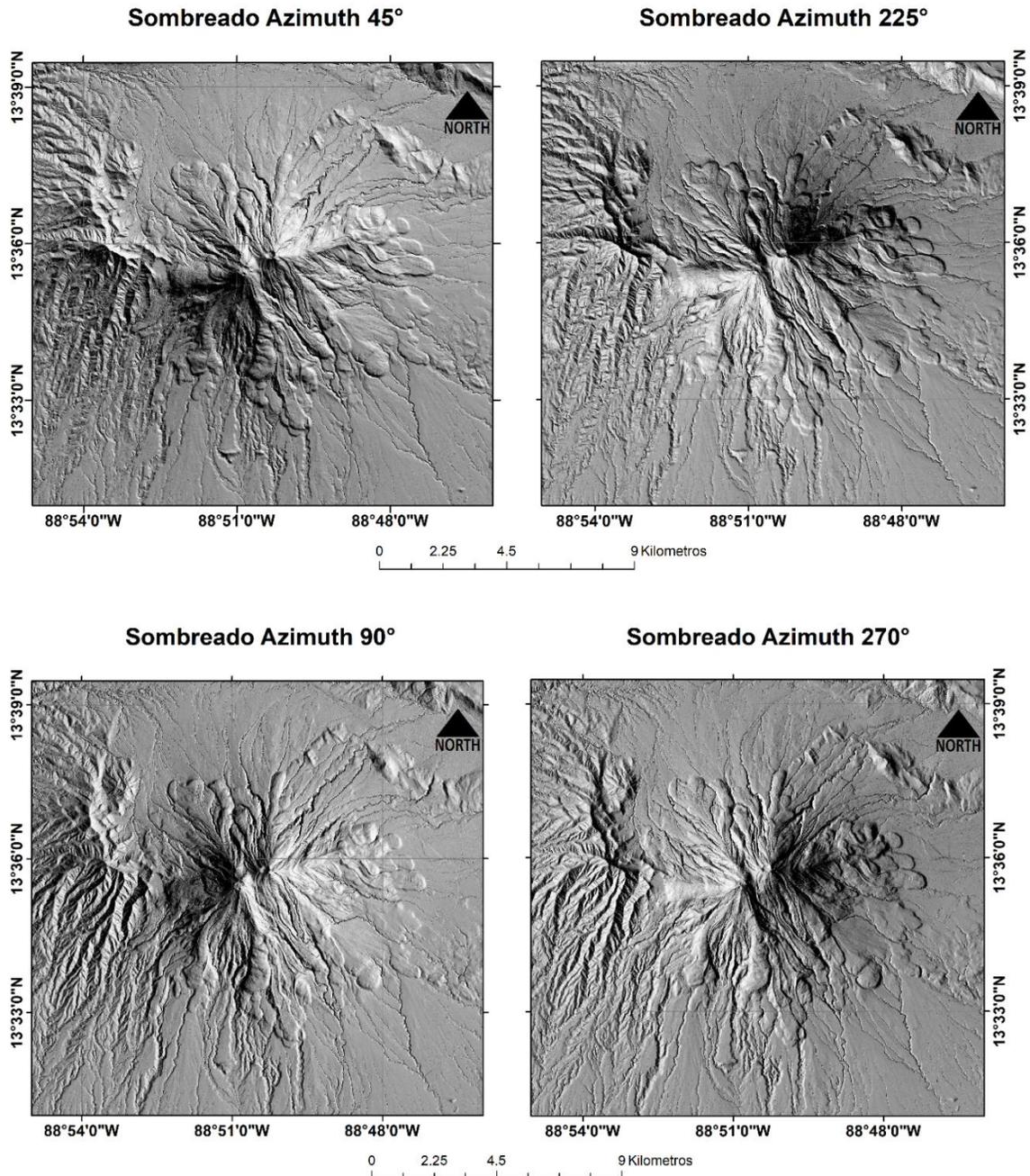
De esta forma, definir estas zonas, es el primer paso para delimitar el área. La forma de hacerlo fue visual: identificar por observación de la imagen estas estructuras principales, conocer su ubicación y extensión relativa de una respecto de las otras. Mediante este procedimiento se redujo el área total de la imagen a una zona de interés con un área planimétrica de 186.7 km².

Teniendo así un área limitada, se pudo continuar con la obtención de productos concretos: El mapa de Flujos del volcán, y los parámetros geo-morfométricos del mismo.

3.2 Mapa de flujos de lava del volcán San Vicente "Chichontepec"

Cartografiar los flujos y eventos que conforman el edificio volcánico es una labor primordial del presente proyecto, pues conocer la forma y ubicación de los flujos unos respecto a los otros es fundamental para identificar las zonas más jóvenes y de mayor interés.

Teniendo el DEM, se procedió a realizar mapas de sombreado o *Hillshade* del área por medio de software (ESRI, 2016d) con el cálculo explicado en el capítulo anterior. Estos sombreados se realizaron siempre con una elevación de 45°, con 45° de diferencia en la orientación cada uno, obteniendo un sombreado para las orientaciones: 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° y 315° (Fig. 26).



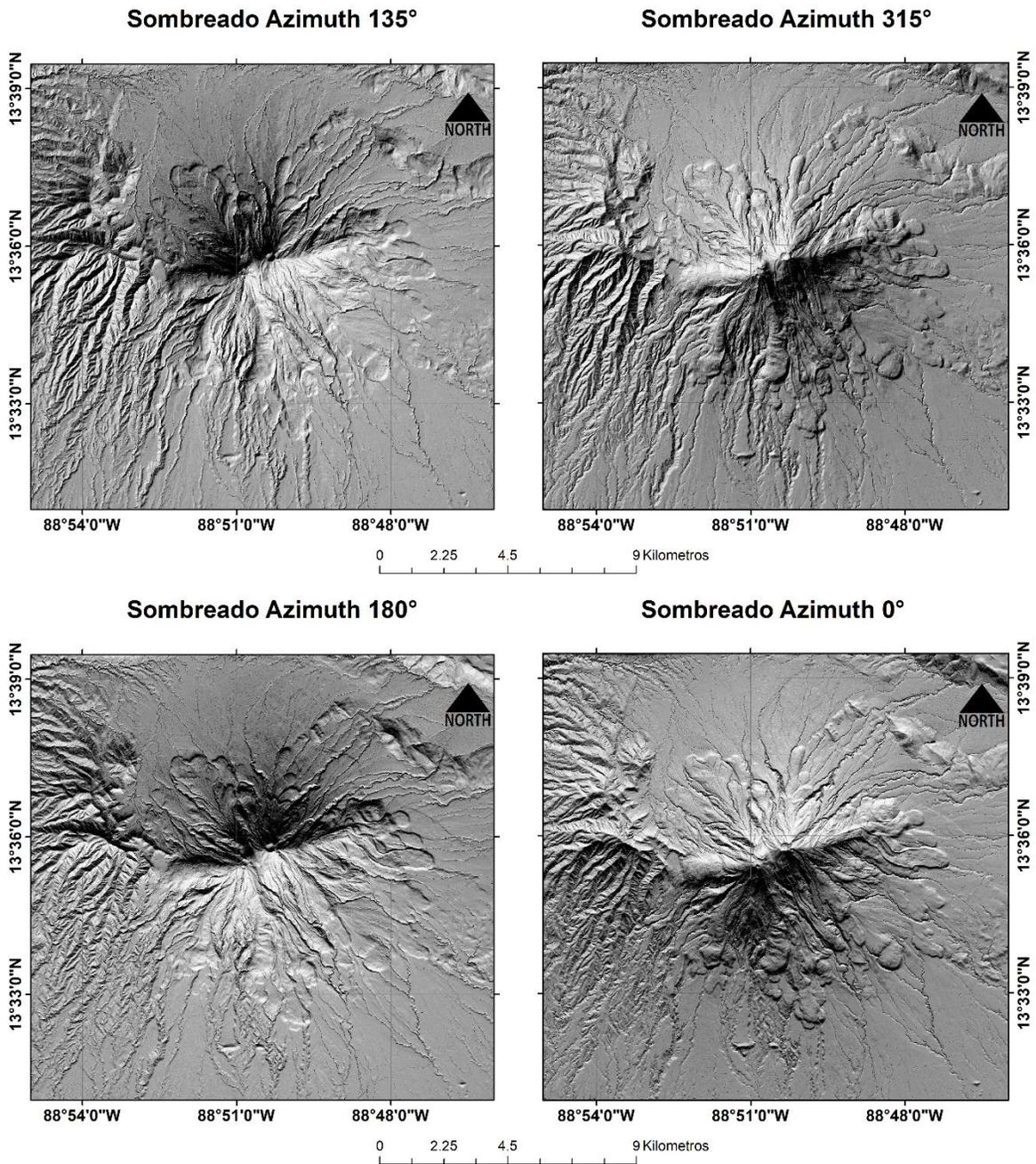


Figura 26. Sombreados cada 45° del área de estudio.

Teniendo estos sombreados es posible reconocer estructuras y lineamientos. Los lineamientos son todas aquellas zonas de la imagen en la que se puede apreciar una alineación de los pixeles, por si mismos estos lineamientos no representan una estructura específica. Es necesario discernir entre los lineamientos producto de una estructura real y los lineamientos aparentes, que solo son el acomodo de los pixeles a causa de las sombras producidas por la iluminación artificial del DEM.

La forma de diferenciar los lineamientos reales de los aparentes es contrastar en cuantos de los sombreados aparecen los mismos lineamientos, pues una estructura real debe poder apreciarse desde varios ángulos. Siguiendo este razonamiento, solo se consideran lineamientos válidos todos aquellos que aparezcan en por lo menos 3 de los sombrados (Gallegos y Dopico, 2008). Se procede a marcar todos los lineamientos visibles en cada uno de los sombrados y posteriormente a contrastarlos (Fig. 27). Clasificándolos según la estructura a la que están asociados, para finalmente generar el mapa de lineamientos que se ve en la Figura 28. Con sus correspondientes diagramas de roseta.

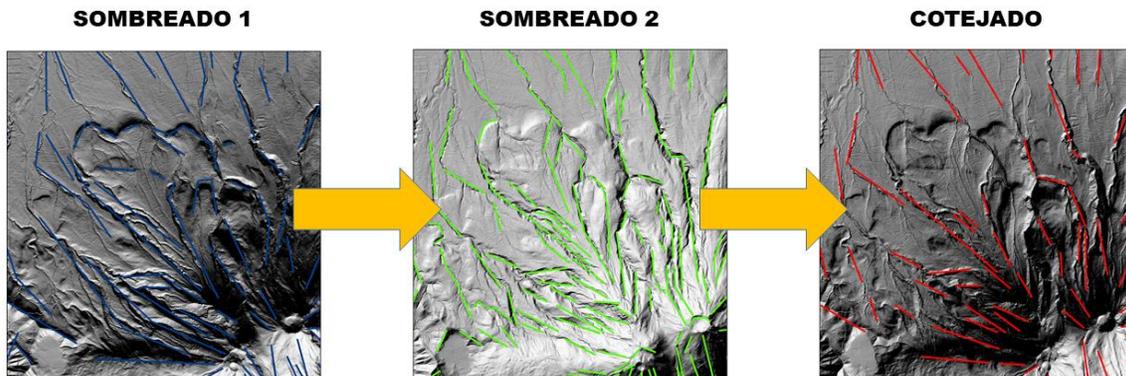


Figura 27. Proceso de validación de los lineamientos.

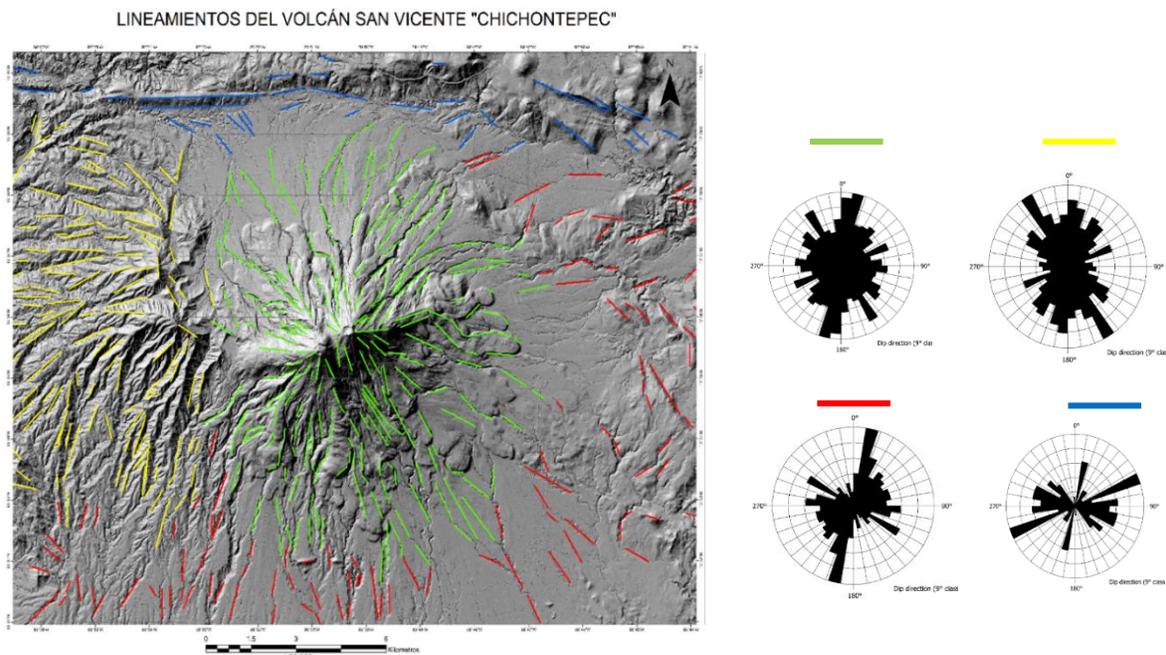


Figura 28. Mapa de lineamientos del área. El verde corresponde al edificio volcánico, el amarillo a la caldera de La Carbonera, el Azul a la Zona de Falla, y el rojo a los lineamientos no determinados.

Teniendo estos lineamientos, es fácil observar algunos patrones, así como proseguir a discernir la naturaleza de estos. Se pudo entonces diferenciar aquellos lineamientos que son fallas, ríos, flancos, escarpes etc. También las tendencias de orientación que ayudan a distinguir entre las estructuras principales del área: el cono volcánico de San Vicente, forma lineamientos concéntricos propios de su forma cónica. De forma similar la caldera de la Carbonera muestra algunos lineamientos concéntricos a la vez de una zona de lineamientos que delimitan parte de su cima. La zona de falla de El Salvador muestra lineamientos fuertemente orientados E-W fáciles de distinguir.

Esta diferencia en la orientación de los lineamientos es un recurso clave para distinguir y delimitar el área de cada una de las estructuras, especialmente el edificio volcánico.

Otro de los productos necesarios para poder identificar los flujos, son las diversas capas de información que se pueden obtener de un DEM, como son los mapas de pendiente y aspecto.

El mapa de pendiente muestra, como se ha hablado ya en el capítulo anterior, la pendiente de cada valor de píxel. De manera análoga el mapa de aspecto muestra la dirección de dicha inclinación en cada píxel. Se obtienen las pendientes por medio del software, que aplica el mismo método matemático previamente explicado en el capítulo anterior (ESRI, 2016a).

Posteriormente se procede a hacer una reclasificación de los valores obtenidos en estos mapas (Fig. 29). Para el valor de la pendiente se clasificaron según los parámetros propuestos por Van-Zuidman (1986):

- Baja $<8^{\circ}$
- Media $8^{\circ} - 16^{\circ}$
- Pronunciada $16^{\circ} - 35^{\circ}$
- Muy Pronunciada $>35^{\circ}$

Obteniendo como resultado el mapa de la Figura 31.

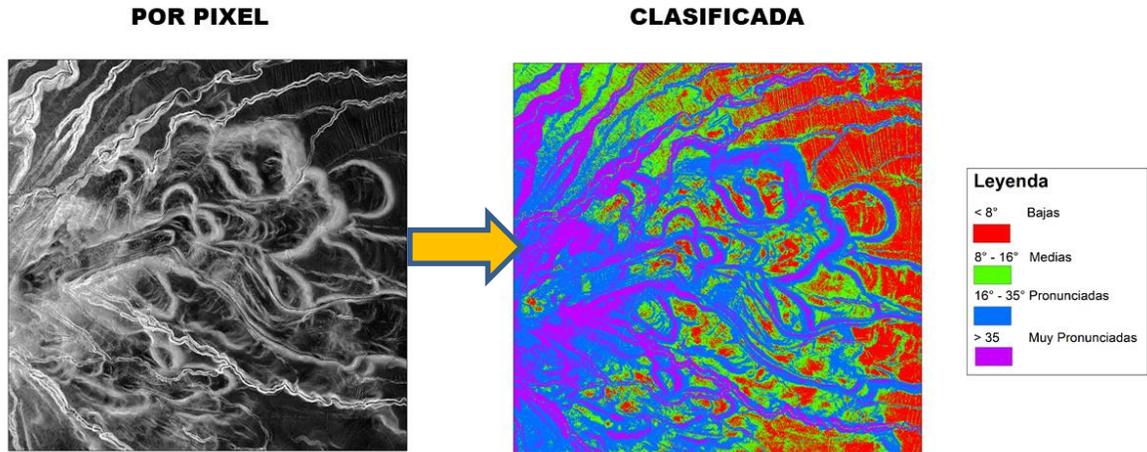


Figura 29. Reclasificación de los valores de pendiente.

Mientras que, para el factor de aspecto, se dividió la orientación en los principales puntos cardinales, N, S, W, O, adicionalmente de las direcciones intermedias, NE, SE, SW, NW (Fig. 30), y obteniendo como resultado el mapa de la Figura 32.

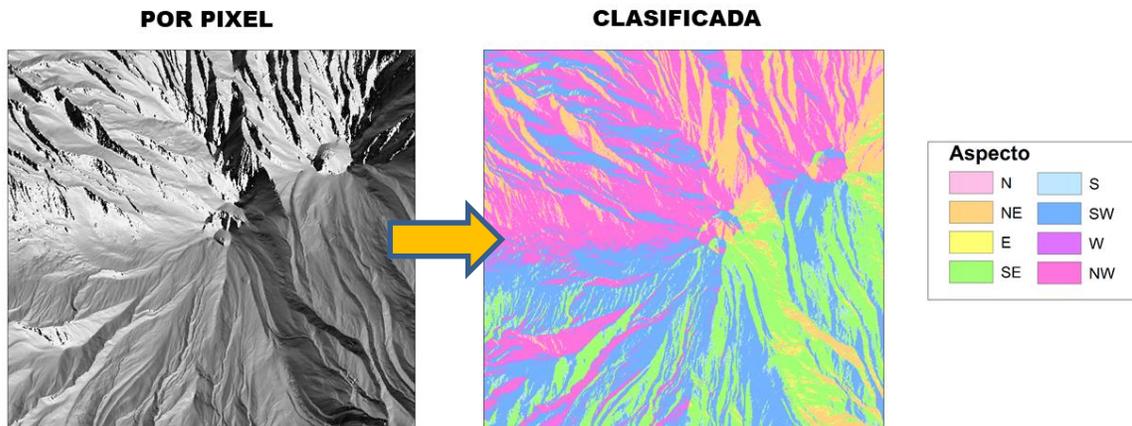


Figura 30. Reclasificación de los valores de aspecto.

La combinación de estos mapas, junto a los mapas de lineamientos y los sombreados, proporcionan varias referencias para poder realizar la clasificación de los flujos.

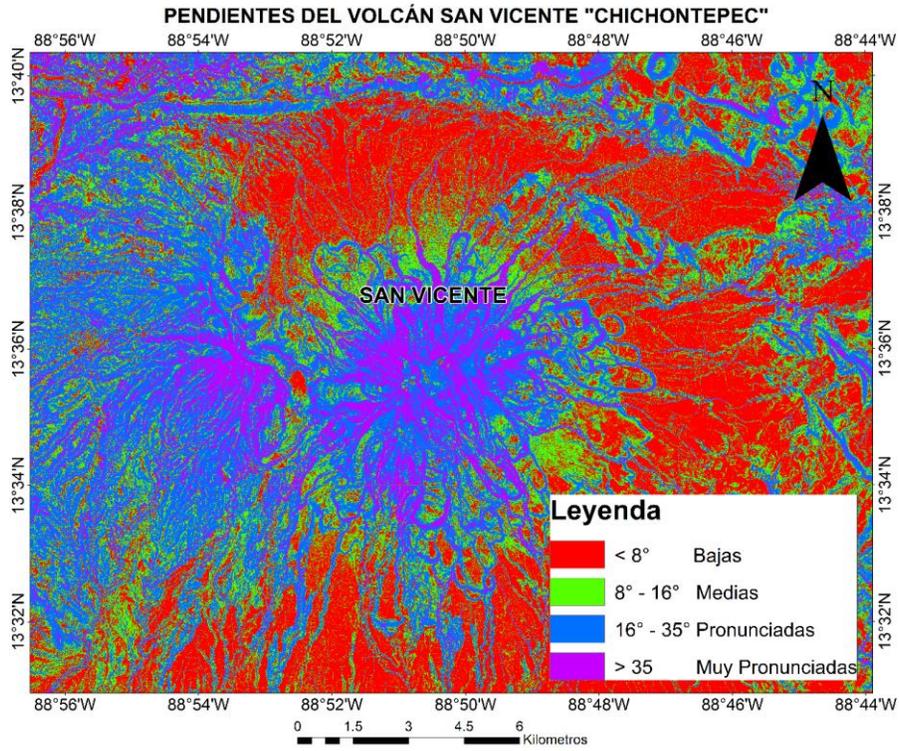


Figura 31. Mapa de Pendientes del área de estudio.

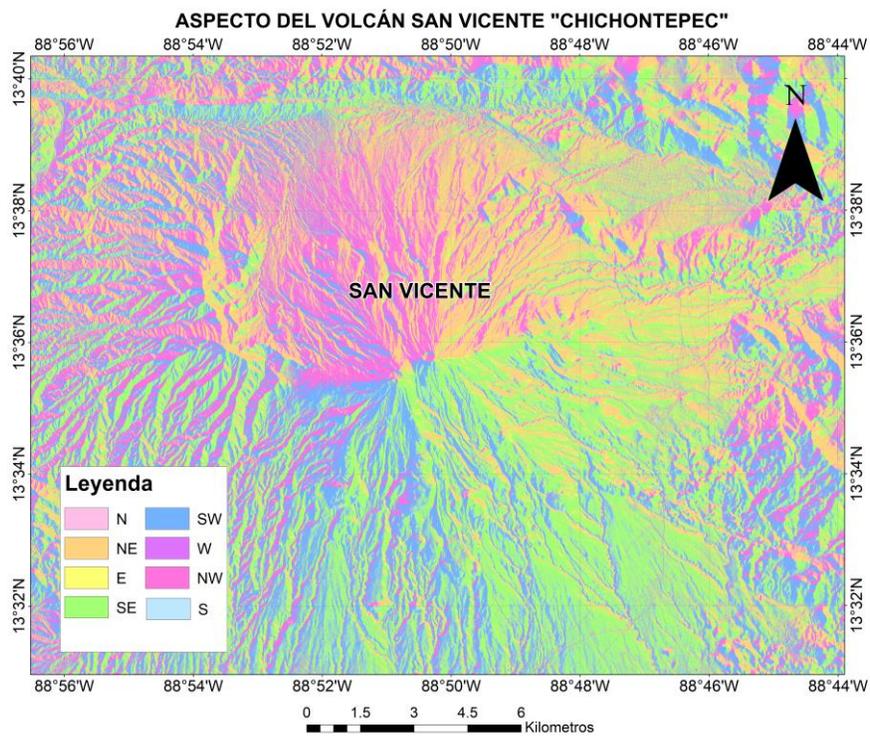


Figura 32. Mapa de Aspecto del área de estudio.

Combinando distintas capas de las anteriormente creadas, con diferentes valores de opacidad, o en distintos órdenes, fue posible identificar las formas y extensiones de los flujos, aun cuando muchos de ellos no son apreciables en una sola de las imágenes por sí solas. Así se pueden trazar de manera manual (Corradino et al., 2019; Nomikou et al., 2014).

De esta forma se pudo ir digitalizando la silueta de los flujos, donde las características de las capas permiten vislumbrar límites definidos por las sombras, líneas orientadas o de clara inclinación constante (Fig. 33), o bien donde se combinaban estos distintos elementos.

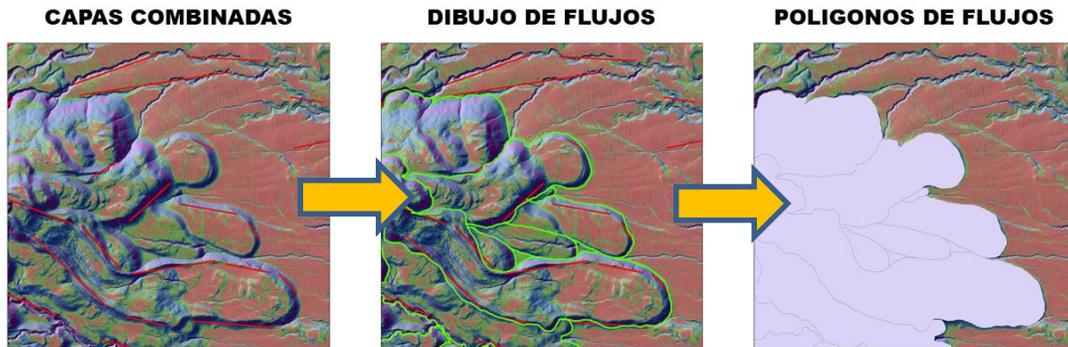


Figura 33. Proceso de dibujado de los flujos de lava.

Otro paso importante consistió en poder identificar la correcta superposición de los flujos que se marcaron, de manera que es importante detectar dónde estos elementos delimitantes se ven interrumpidos o se superponen sobre otros, para ir conformando la estratigrafía.

Una vez digitalizadas todas las siluetas como vectores lineales se transformaron los mismos en vectores poligonales, y se realizó la corrección topológica. Un error topológico se trata de zonas donde el vector no se encuentra correctamente posicionado respecto a otros: una línea que no cierra en el punto que debe ya sea quedándose corta o excediéndose; polígonos que se superponen unos sobre otros o espacios entre polígonos que no deberían existir. Todos estos errores pueden acarrear posteriormente errores de medición de áreas, perímetro y procesos. El proceso de corrección topológica consiste en identificar de manera sistemática estos errores y eliminarlos o corregirlos.

Cuando se tiene la certeza de que los polígonos obtenidos están generados correctamente, se procede a clasificarlos.

Al momento de realizar la identificación de los flujos, se tomaron en cuenta tres posibles eventos generales: Los flujos de lava, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de flujo de bloques y ceniza (lahares). Cada uno con distinta morfología.

Los depósitos de escombros suelen presentar formas más parecidas a los abanicos aluviales, o bien, a seguir la forma de corrientes ya establecidas, extendiéndose más hacia su zona distal, y suelen presentar límites más difuminados.

Los flujos piroclásticos suelen ser largos y delgados, siguiendo principalmente caminos definidos por la topografía preexistente en la zona del volcán.

En cuanto a los flujos de lava podemos encontrar distintas morfologías, las cuales están muy influenciadas por la viscosidad de la lava, en el caso de San Vicente que se conforma principalmente de lavas andesíticas, encontramos principalmente lavas viscosas. Los flujos de lava suelen presentar una forma alargada y estrecha en su zona inicial y media, que se ensancha lobularmente en la zona distal. Es posible encontrar morfología de Levee.

Otro factor que se tomó en cuenta en el mapeo fue la diferencia de elevación en los límites de los flujos, sombreando la zona que representa una diferencia de elevación, esto es principalmente apreciable en las zonas lobulares de los flujos de lava. Para la digitalización se tomó como límite del flujo las zonas bajas de los mismos (Fig. 33).

El siguiente paso consistió en determinar la estratigrafía de las unidades dibujadas. Esto se hizo por medio de superposición y continuidad, es decir, partiendo desde las dos principales cimas del volcán (cráteres), se fue clasificando por medio de letras cuáles son las unidades más completas, es decir asignándole la letra A, las que no presentan ninguna interrupción en su forma por otras, y continuando así con aquellas a las que A interrumpe que serán B, aquellas a las que B interrumpe serán la C, llegando hasta la posición estratigráfica E. Una parte importante de esto fue ver cuáles unidades, aunque interrumpidas por otra podían tener continuidad lateral con otra unidad. De manera que no se tratarán de dos unidades distintas, sino de una sola unidad interrumpida por la sobreposición. (Fig. 34).



Figura 34. Ejemplo de superposición, se aprecia como el polígono amarillo superpone a los polígonos anaranjados, lo que indica que estos dos polígonos se tratan de la misma unidad.

Posteriormente, se les asignó una edad relativa a las unidades respecto a su posición estratigráfica y a las unidades conocidas del área, siendo las más jóvenes pertenecientes a la formación San Salvador, y las más antiguas de la Formación Cuscatlán.

A continuación, se le asignó una clave a cada una de las unidades identificadas, conforme al siguiente esquema (Fig. 35):

La nomenclatura de las claves en las unidades estratigráficas determinadas para el volcán se compone de 5 elementos.

1. Formación: La Formación a la que pertenece la unidad, respecto a las reconocidas en el área; Material reciente (R), Fm. San Salvador (S). o Fm. Cuscatlán (C).
2. Cráter o edificio volcánico del que se observa proviene la unidad; Cono A (A) o Cono B (B).
3. Nivel estratigráfico en el que se encuentra la unidad, medido de manera relativa respecto a la superposición de los flujos; se asignan del más reciente al más antiguo, letras de la "a" a la "f".
4. Tipo de material que compone a la unidad: flujos de lava (lv), levee (lev), depósitos de flujos piroclásticos (py), o depósitos de flujos de lahar (lh).
5. Número de la unidad.

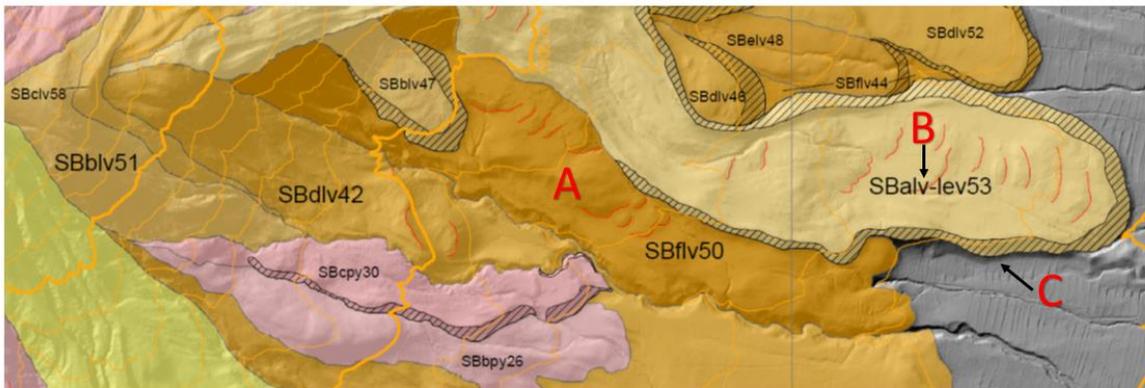


Figura 35. Unidades terminadas (A) El color asignado a la unidad. (B) Clave de la unidad. (C) Sombreado que marca el frente, o diferencia de elevación del flujo.

3.3 Parámetros Geo-morfométricos

Según Grosse et al., (2012) podemos hablar de distintos tipos de parámetros, los cuales se clasifican según:

- Tamaño
- Forma
- Pendiente
- Orientación
- Picos

- Cráter

Dentro de los parámetros de forma del volcán San Vicente, se tuvo que modificar un poco respecto a las propuestas de Grosse et al., (2012) quienes habla de volcanes tipo cono de Ceniza, mientras que San Vicente se trata de un estratovolcán que, si bien mantiene en general una forma cónica, ésta es mucho más irregular que en los conos de ceniza estándar.

Para obtener estos valores fue necesario definir cuál era la base del volcán, esto se hizo por medio del mapa de flujos obtenidos y no de manera automática con el DEM dada las limitaciones del mismo. Se creó una capa que uniera todos los polígonos, para crear una capa que contorneara el edificio volcánico hasta donde alcanzan los más distales de los flujos dibujados.

También fue necesario realizar las curvas de nivel del DEM, para poder tomar valores de referencia. En este caso se realizaron curvas de nivel cada 10 m.

Parámetros de tamaño

- Área de la base

Este parámetro se define como el área planimétrica al interior del perímetro del edificio. Con la capa del perímetro creada, como un polígono entero, el software puede calcular el área por medio del cálculo geométrico simple, de dividir el polígono en diversos triángulos y sumar el área total de éstos. (Fig. 36).

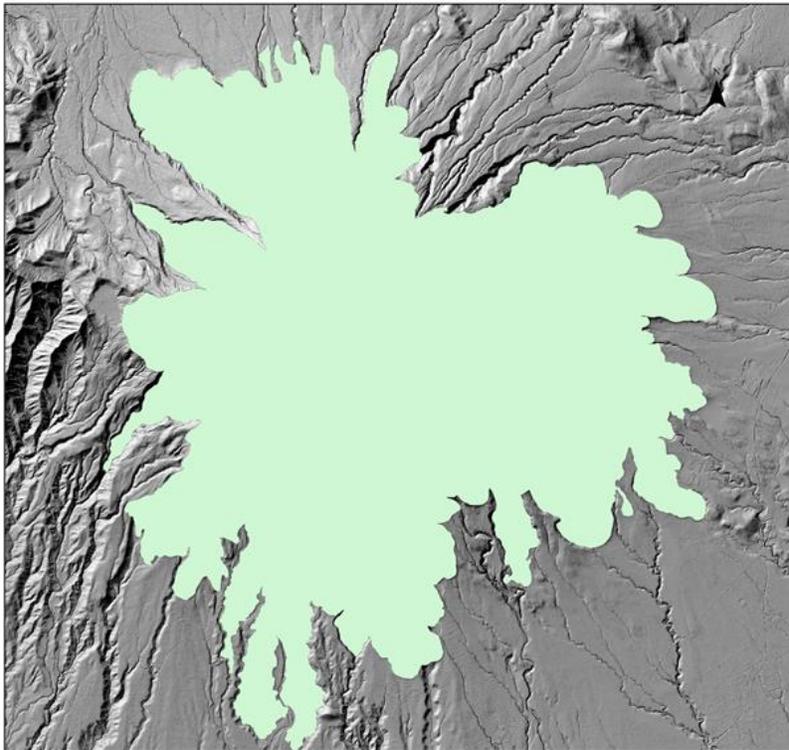


Figura 36. El polígono que muestra el área planimétrica de la base del volcán es la unión de todos los polígonos de unidades de flujo.

- Ancho de la base

Se trata del ancho promedio de la base. Como el nombre lo indica se calcula al medir diversos anchos del polígono de la base y calcular la media aritmética, esto se realiza con el contorno real, no con el polígono generalizado de la base.

- Ejes mayor y menor de la base

Este parámetro se trata del diámetro máximo de la base, que pasa por el centro de esta. Para poder encontrar este parámetro, dada la forma altamente irregular del contorno del polígono fue necesario primero realizar una generalización de la forma de este, de forma que se creara un polígono más simple, que representara la forma general de la base (ESRI, 2016e). Este polígono se realiza de manera que una de las aristas del nuevo polígono ocupe la trayectoria general de varios vértices del polígono inicial (Fig. 37).

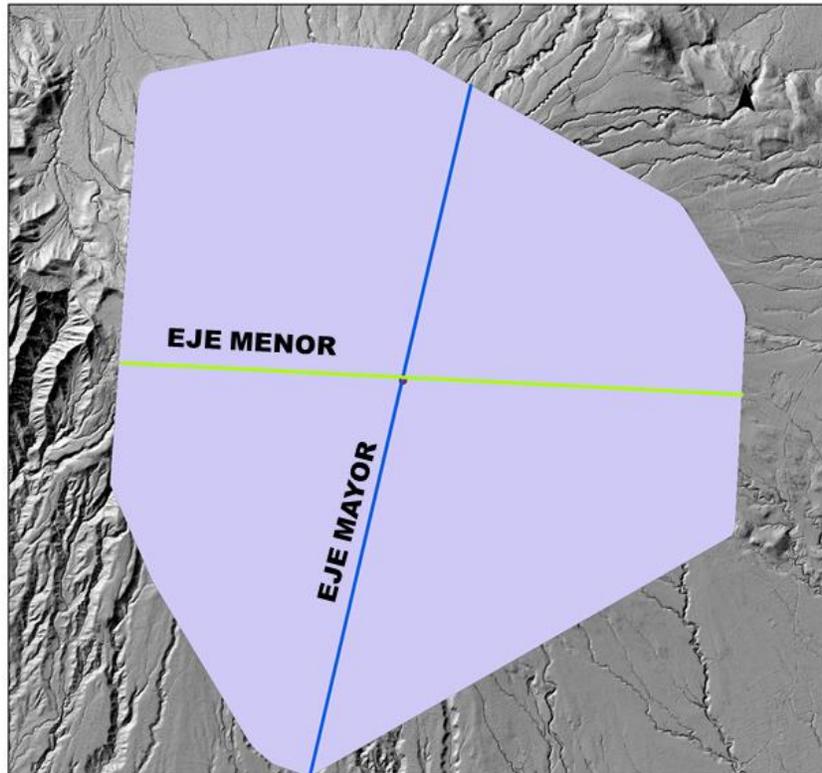


Figura 37. Polígono generalizado del área de la base, y Ejes mayor y menor del mismo.

Una vez obtenido este polígono, es más fácil para el software calcular el centro de simetría del polígono, aunque siga siendo un polígono irregular. Al tener este centro, simplemente se mide el eje de mayor longitud y el eje de menor longitud del nuevo polígono.

- Área de la cima

Se considera como la cima del volcán aquella zona donde las curvas de nivel se hacen completamente concéntricas y dejan de aparecer más de una curva cerrada de la misma elevación dentro del límite del edificio volcánico. En el caso de San Vicente que cuenta con dos cráteres, la zona de cima se trató como el área donde las curvas encierran por completo a las curvas cerradas de los cráteres. El área de la cima es el área planimétrica de esta cota de elevación, calculada por medio de la triangulación del polígono (Fig. 38).



Figura 38. Área de la cima.

- Ancho de la cima.

De forma análoga al ancho de la base, se obtuvieron con el promedio de un conjunto de anchos medidos, en este caso del polígono del área de la cima.

- Eje mayor y menor de la cima

De manera análoga a los ejes de la base, se obtuvieron midiendo el eje de mayor y menor longitud que pasa por el centro del área de la cima. A diferencia de la base del edificio, la cima tiene una forma más regular que hizo que este valor se pudiera calcular sin necesidad de generalizar la forma del polígono.

- Altura y altura máxima

Estos valores, requirieron primero generar una superficie TIN (Red de triángulos irregulares, por sus siglas en inglés) cuyos valores de referencia son las cotas que

cortan el perímetro de la base (ESRI, 2016f). De esta manera se obtiene un modelo de la superficie por debajo del edificio volcánico que sigue formando parte del propio edificio (Fig. 39). Esta superficie contrasta con la superficie ideal que es simplemente la que parte del valor mínimo de altura en el perímetro del edificio.

La altura máxima es la altura que se obtuvo midiendo el valor máximo de altura dentro de la zona de la cima (Fig. 39), menos el valor de altura mínimo del perímetro del volcán. La altura es el valor obtenido de restar la elevación máxima de la zona de la cima menos el valor de elevación de la superficie TIN que se encuentre por debajo del valor de elevación de la cima.

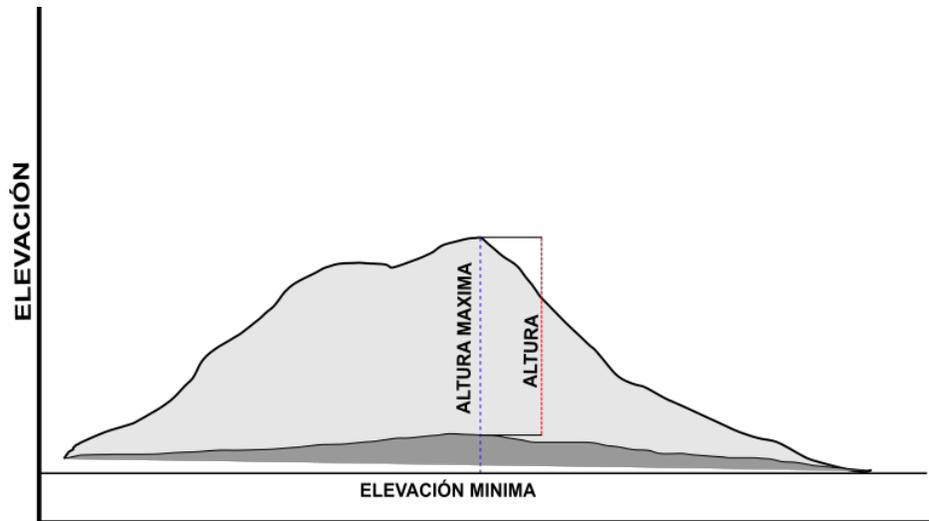


Figura 39. Esquema que muestra la diferencia entre el valor de Altura y la Altura máxima, la zona oscura se trata del valor de elevación de la superficie TIN.

- Volumen y volumen máximo.

Son valores análogos a los de la altura, en el que el volumen máximo se trata del volumen calculado a partir de la altura máxima y la elevación mínima del contorno de edificio, mientras que el valor del volumen se obtuvo usando como referencia de base la superficie TIN previamente obtenida para calcular la altura.

Parámetros de Tamaño

- Índice de elipticidad del contorno del flanco.

Este índice es una medida de la elongación que presenta el contorno de los flancos del edificio, en términos prácticos significa que tan redondo es el edificio volcánico. Este valor se obtiene por medio de la fórmula (Grosse et al., 2012):

$$ei = \frac{\pi * \left(\frac{L}{2}\right)^2}{A}$$

Donde ei es el índice de elipticidad, L es el eje mayor en la cota de elevación, y A es el área dentro de esta cota.

Para calcularlo, es necesario primero calcular el valor a distintas cotas de elevación. En este caso se hizo con las cotas desde la de 1,200 m a 1,900 m, con una separación cada 100 m. De forma similar a los ejes de los parámetros de forma, fue necesario hacer polígonos de las curvas de nivel cada 100 m, posteriormente polígonos generalizados de los contornos de estas cotas (Fig. 40) para poder obtener igualmente los valores de ejes individuales de cada una de las cotas.

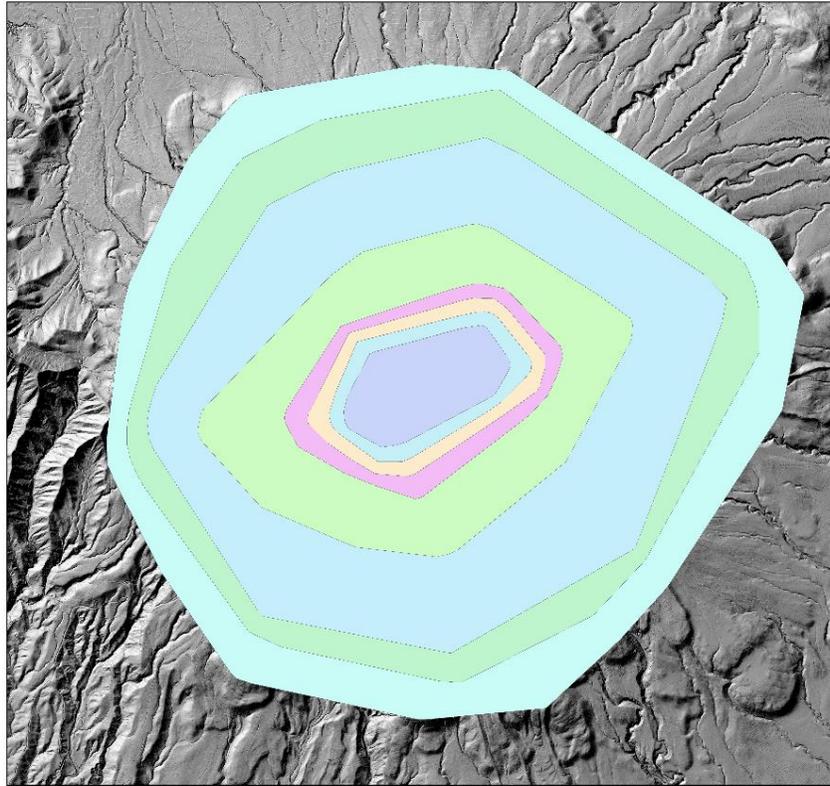


Figura 40. Polígonos generalizados de las cotas de elevación cada 100 m.

- Promedio del índice de irregularidad de elipticidad.

Es el valor promedio del ei de las cotas calculadas anteriormente.

- Índice de irregularidad del contorno de los flancos.

Este parámetro mide la irregularidad de la forma del edificio volcánico. Se obtiene por medio de la fórmula (Grosse et al., 2012):

$$ii = di_{cota} - (di_{elipse} - 1)$$

Donde ii es el índice de irregularidad, di_{cota} y di_{elipse} son el índice de disección de la cota y de una elipse idealizada que encierre dicha cota, donde $ei_{elipse} = ei_{cota}$ (Grosse et al., 2012).

$$di = \frac{P}{2 * A} * \sqrt{A/\pi}$$

Donde, e_i son los valores de elipticidad previamente calculados, e igualmente se tiene que obtener d_i y P para cada una de las cotas previamente calculadas.

- Promedio del índice de irregularidad del contorno del flanco

Se calcula mediante el promedio de los valores de irregularidad previamente calculados.

- Razón de Altura/Ancho de la base.

Es la medida de inclinación del edificio, y se calculó por medio de la razón de la altura del edificio, y el ancho promedio de la base se denota:

$$(H/W_B)$$

- Razón Ancho de la cima/Ancho de la base.

Este valor representa el tamaño relativo o razón de la base, respecto a la cima, un valor de 1 nos indicaría una situación poco probable de una cima del mismo tamaño que la base, así un valor cada vez más pequeño representa cimas más pequeñas respecto a la base del edificio se denota:

$$(W_S/W_B)$$

Parámetros de pendiente.

- Pendiente promedio del edificio.

Se calculó la media aritmética del valor de pendiente de cada píxel, obtenido con la capa de pendientes.

- Pendiente promedio del flanco.

Se obtuvo por medio de calcular la media aritmética del valor de pendiente de cada píxel, excluyendo el área de la cima.

- Pendiente promedio del sector más elevado.

Estos son los valores obtenidos por medio de la pendiente de los intervalos de altura del edificio. Como en parámetros anteriores se calculó cada 100 metros, igualmente con los valores de pendiente de cada píxel del mapa de pendientes.

- Media de la pendiente del intervalo con el valor máximo de pendiente.

Es el valor aislado de la sección entre cotas de 100 m con el valor promedio de pendiente más alto. En el caso de San Vicente, entre la cota de 1600 m–1700 m.

- Altura donde se encuentra la pendiente promedio máxima.

Se obtuvo al identificar en la capa del DEM, el mismo píxel de la capa de pendientes donde se encuentra el valor más alto de pendiente dentro del edificio volcánico.

Parámetros de orientación.

- Azimut del eje mayor de la base.

Se obtuvo midiendo el valor del azimut del eje mayor de la base del edificio, respecto al valor de 0° ubicado al norte geográfico.

- Azimut del eje mayor de la cima.

Se obtuvo midiendo el valor del azimut del eje mayor de la zona de cima, respecto al valor de 0° ubicado al norte geográfico.

- Azimut del eje mayor de las curvas de elevación (cada 100 m).

Se obtuvo por medio de los ejes calculados en los índices de elipticidad cada cota de 100m, respecto al norte geográfico a 0°.

Parámetros de Picos.

Determinar estos parámetros consistió en contar de manera visual los picos secundarios del edificio volcánico. Se hizo por medio de las curvas de nivel, contando aquellas zonas donde hay curvas de nivel cerradas independientes de las curvas concéntricas de los cráteres principales, contando los que hay dentro del área de la cima, y por debajo de ésta.

Parámetros por Cráter.

Obtener estos parámetros consistió en volver a aplicar los métodos de los parámetros obtenidos anteriormente, pero confinados a la zona de los cráteres del volcán San Vicente.

- Área del cráter.
- Ancho del cráter.
- Eje mayor del cráter.
- Eje menor del cráter.
- Profundidad del cráter.
- Volumen del cráter.
- Elipticidad del cráter.
- Irregularidad del cráter.
- Razón Profundidad del cráter/Ancho del cráter.
- Azimut del eje mayor del cráter.
- Pendiente promedio del cráter.
- Razón Ancho del cráter/ancho de la base.
- Razón Profundidad del cráter/Altura.

En datos como la profundidad que es análoga a la altura, se mide inversa a las alturas, partiendo desde el punto más bajo, hacia el punto más alto.

4.- Resultados

4.1 Mapa de Flujos de lava

Por medio de la metodología aplicada, se logró llegar a los siguientes resultados.

Se destaca el mapa de flujos (Fig. 41) uno de los objetivos principales del proyecto. Es una compilación de diversos elementos e interpretaciones del DEM. Se representa en él una estratigrafía relativa y morfología detallada del volcán San Vicente. Se identificaron 80 unidades distintas, así como la posición estratigráfica relativa de las mismas. Se ve en detalle en el anexo 1.

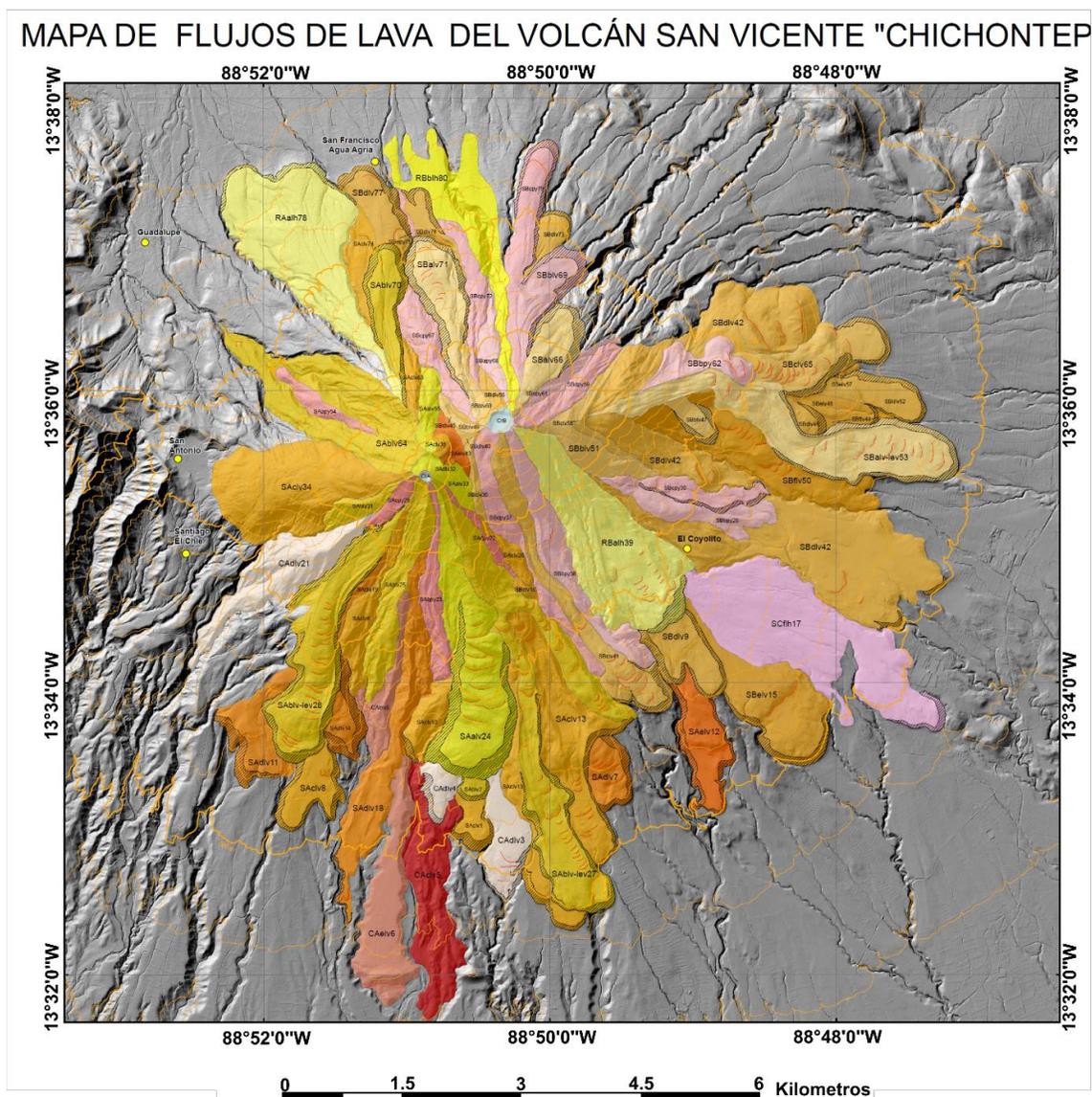


Figura 41. Mapa de Flujos del volcán San Vicente.

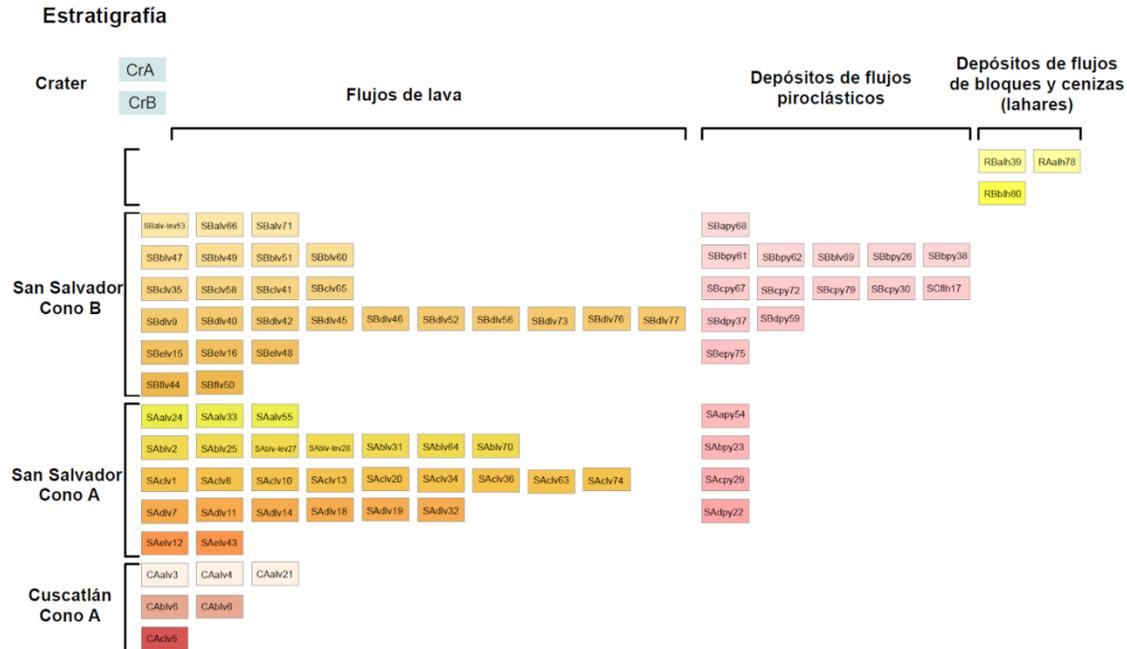


Figura 41. (continuación) Mapa de Flujos del volcán San Vicente.

Se escogieron colores claros para las unidades más recientes y oscuros para las más antiguas. De la misma forma se usaron colores crema-naranja para los flujos de lava, rosas para los piroclastos, amarillos para los lahares. La nomenclatura de las unidades mapeadas (Fig. 41) se compone de la siguiente manera:

1. Formación: La Formación a la que pertenece la unidad, respecto a las reconocidas en el área; Material reciente (R), Fm. San Salvador (S). o Fm. Cuscatlán (C).
2. Cráter o edificio volcánico del que proviene la unidad; Cono A (A) o Cono B (B).
3. Nivel estratigráfico en el que se encuentra la unidad. Medido de manera relativa respecto a la superposición de los flujos; Se asignan del más reciente al más antiguo, letras de la "a" a la "f".
4. Tipo de material que compone a la unidad; Flujos de lava (lv), Levee (lev), Depósitos de flujos piroclásticos (py), o depósitos de flujos de lahar (lh).
5. Número de la unidad.

Se pueden apreciar en el mapa los dos cráteres principales del volcán San Vicente (CrA y CrB). Los diversos flujos que se interpretan en el mapa son asignados a uno de estos dos cráteres, según su orientación y posición respecto a los mismos. Las 80 unidades encontradas, representan distintos flujos, pero no necesariamente distintos eventos eruptivos. Con este fin se asignó una posición estratigráfica con respecto a la superposición.

Es importante señalar, que se trata de un mapa de flujos de lava, y no de un mapa litológico, por lo que las distintas unidades y colores representan depósitos de flujos y no litologías estrictamente diferenciadas. Las cuales no está definida en todos los casos, pues no es un mapeo geológico con verificación en campo para el total de las unidades. Los flujos identificados como lavas son representados en colores naranja y crema. La morfología de los flujos piroclásticos y de los lahares puede llegar a ser muy similar, por lo que para poder diferenciarlos se usó la parte distal de los mismos, donde en las zonas inundadas por lahares la parte distal parece abrirse más en abanico que en los flujos piroclásticos. También se consultó el histórico de lahares conocidos para tratar de relacionarlos con el mapeado, los depósitos identificados como piroclastos son reconocidos principalmente con colores rosados, mientras que los depósitos de lahares son representados con colores amarillos. La existencia de más flujos de lavas, piroclastos y lahares y derrumbes es altamente probable, pero fueron descartados al no tener límites claros.

Otra distinción importante representada en el mapa se trata de las formaciones reconocidas en el área. La mayoría de los flujos son identificados como Formación San Salvador, dada la literatura contrastada con la información. Mientras que las unidades más antiguas son identificadas como Formación Cuscatlán, las cuales solo pueden ser encontradas en los niveles más inferiores de las formaciones asignadas al cráter CrA.

En cuanto a morfología, podemos apreciar algunas características básicas. En los flujos de lava, principalmente en aquellos más recientes podemos ver la poca afectación de la erosión, conservando una forma lobular muy característica, alargados y abultados hacia el final. Destacan mucho las morfologías tipo *Levee* ubicadas al este y suroeste del edificio volcánico. En unidades más afectadas por la erosión, la estructura lobular no es tan prominente, pero mantienen la forma alargada, con un ligero ensanchamiento, aunque difuminado en la zona distal. En los flujos piroclásticos, se encuentran estructuras más similares a abanicos, aunque igualmente dada la naturaleza de estos, más propensos a la erosión, lo que vuelve más irregulares sus límites en la zona distal. Los flujos de bloques y ceniza, relacionados a lahares, son similares morfológicamente a los flujos piroclásticos, y difíciles de identificar, igualmente propensos al rápido efecto de la erosión, se identificaron pocos, que guardan como relación una forma de abanico, que en muchos casos no parten del cráter, sino directamente de flancos del volcán, señalando su origen no eruptivo como es el caso de las unidades RAalh7 y RBblh8 al noroeste del edificio, sino de deslizamientos o desprendimientos. Con la notable excepción de RBalh39.

Se realizó una sección geológica con la información obtenida que corta al volcán en dirección SW-NE (Fig. 42) de forma que pasa por ambos cráteres del volcán. En esta sección se representaron las unidades visibles, y se infirió la posición de otras. De la misma manera se infirió la posición de un margen de la caldera de Carbonera, situada al oeste del edificio actual. Con la ayuda de esta sección es fácil identificar visualmente las pendientes de los flujos y su comportamiento a lo largo del flanco del edificio. Vemos pendientes medias que se suavizan hacia la

base en los flancos del volcán, mientras que la zona de la cima donde interactúan ambos cráteres se observa que las pendientes son más suavizadas en el cráter A, y más abruptas en el cráter B.

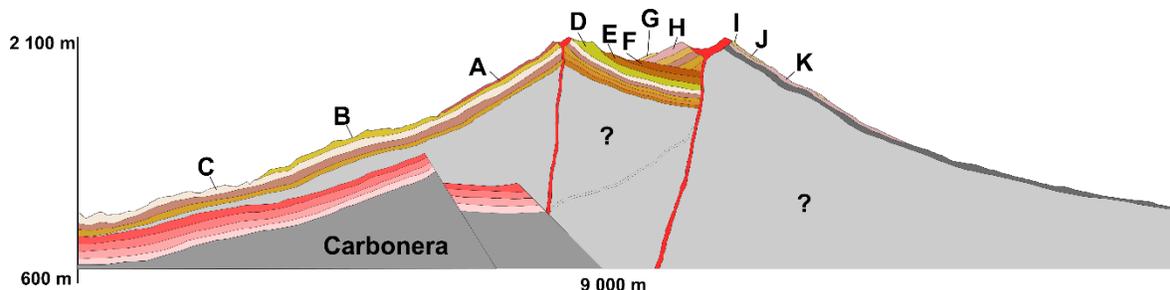


Figura 42. Sección del volcán San Vicente tomada de SW-NE. se pueden apreciar los depósitos de las unidades SACpy29 (A) SAblv-lev28 (B) CAdlv21 (C) SAalv3 (D) SADlv32 (E) SAelv43 (F) SBclv35 (G) SBdpy37 (H) RBblh8 (I) SBalv6 (J) SBbpy6 (K). Además, se infiere la posición de la caldera colapsada de La Carbonera, y los probables ductos de alimentación de los cráteres del volcán.

4.2 Parámetros Geo-morfométricos

Parámetros de tamaño

Tabla 10. Resultados de tamaño

Parámetro	Abreviación	Valor	Unidad
Área de la Base	A_B	60,327,754	m ²
Ancho de la Base	W_B	8,764.22	m
Eje Mayor de la Base	MAX_B	9,924	m
Eje Menor der la Base	mAX_B	5,675.78	m
Área de la cima	A_s	1,262,330	m ²
Ancho de la cima	W_s	1,267.77	m
Eje mayor de la cima	MAX_s	2,051.86	m
Eje menor de la cima	mAX_s	282.74	m
Altura	H	1,421.35	m
Altura Máxima	H_{MAX}	1,885.443	m
Volumen	V	14,781,874,868	m ³
Volumen Máximo	V_{MAX}	45,284,996,084	m ³

Los parámetros de tamaño (Tabla 10), representan las dimensiones generales del edificio volcánico, y de sus principales componentes, la zona de flanco, y la zona de cima. El área de la base (A_B) representa el área planimétrica del contorno del edificio volcánico, delimitado por las unidades del mapa de flujos. El ancho de la base (W_B), representa el promedio de ancho del polígono de área de la base. El eje mayor de la base (MAX_B) se trata de la longitud de la línea que une los puntos más extremos y que pasa por el centro de un polígono generalizado del contorno del edificio volcánico. Caso recíproco al eje menor (mAX_B), que representa la

longitud de la línea que une los dos puntos más cercanos, que pase por el centro del polígono generalizado del perímetro del edificio.

El área de la cima (A_s), se trata del área planimétrica de la zona de la cima, la cual se delimita por medio de las curvas de nivel, ahí donde estas se hacen concéntricas para ambos cráteres. El ancho de la cima (W_s), es el promedio del ancho del polígono que delimita el área de la cima.

La altura máxima, (H_{MAX}) es la diferencia que existe entre la elevación máxima del edificio volcánico menos la elevación mínima del mismo. Mientras que la altura (H) es la diferencia entre el valor de elevación máximo menos el valor de elevación del modelo TIN calculado, por debajo del punto de elevación máxima.

El volumen máximo (V_{MAX}) de manera similar a la altura, está calculado directamente con el DEM, se trata del volumen que existe entre el DEM del edificio volcánico intersectado por el polígono de área del edificio. El volumen (V) es el que se encuentra contenido entre la superficie del DEM intersectado con el modelo de la superficie TIN.

Parámetros de pendiente

Nos dan una idea exacta de la inclinación del edificio volcánico, de manera general, como en elevaciones intermedias. Esto nos puede hablar del nivel de madurez de la morfología del edificio, e incluso de la composición y viscosidad de las lavas que formaron el volcán (tabla 11).

Tabla 11. Resultados de pendiente

Parámetro	Abreviación	Valor	Unidad
Pendiente promedio del edificio	S_{TOT}	23.74	°
Pendiente promedio del flanco	S_{FL}	23.53	°
Pendiente promedio del sector más elevado	S_H		°
		Pendiente Media	
	Elevación	18.192	°
	1,100	23.226	°
	1,200	23.227	°
	1,300	27.617	°
	1,400	32.912	°
	1,500	34.841	°
	1,600	36.022	°
	1,700	34.664	°
	1,800	32.765	°
Pendiente promedio máxima	1,900	36.022	°
Fracción mayor de la pendiente promedio máxima	HS_{MAX}	1,800	m

La pendiente promedio del edificio (S_{TOT}) es la media del valor de pendiente de pixel, calculado en la capa de pendiente. La pendiente promedio del flanco (S_{FL}) es la media calculada de la capa de pendientes, exclusivamente de la zona del flanco

del edificio. La pendiente promedio del sector más elevado (S_H) se trata de la media por intervalos de altura del edificio volcánico, cada 100 m. La pendiente promedio máxima (S_{MAX}) es el valor más alto de los intervalos observados; La fracción mayor de la pendiente promedio máxima (HS_{MAX}) es la elevación superior del intervalo donde se encontró S_{MAX}

Parámetros de forma

Nos dan una idea de la distribución del material en el edificio, una forma más concéntrica, nos indicaría que regularmente el volcán expulsó material en todas sus direcciones, en caso contrario podemos apreciar aquellas zonas en la que lavas y piroclastos se concentraron más (Tabla 12).

Tabla 12. Resultados de forma

Parámetro	Abreviación						Valor
Índice de elipticidad del contorno del flanco	ei						
Elevación	L						ei
1200	8,666.045						1.33
1300	7,831.836						1.41
1400	7,185.026						1.53
1500	5,412.305						1.90
1600	3,452.538						1.84
1700	2,981.997						1.91
1800	2,535.314						2.02
1900	2,119.066						2.38
Promedio del índice de elipticidad	ei_{AVG}						1.79
Índice de irregularidad del contorno del flanco	ii						
Elevación	P	d_i	l	P_i	d_{ie}	ii	
1,200	40,848	1.73	7,684.911	25,707.146	1.09	1.64	
1,300	35,685	1.72	6,736.37	22,916.044	1.10	1.62	
1,400	32,153	1.76	5,802.809	20,459.051	1.12	1.64	
1,500	21,160	1.71	3,542.389	14,219.76	1.15	1.56	
1,600	11,783	1.47	2,237.199	9,039.6546	1.13	1.34	
1,700	9,541	1.41	1,857.333	7,704.5915	1.14	1.27	
1,800	8,094	1.45	1,540.403	6,497.8519	1.16	1.29	
1,900	6,679	1.55	1,147.862	5,245.693	1.22	1.33	
Promedio del índice de irregularidad del contorno del flanco	ii_{AVG}						1.46
Razón Altura/Ancho de la base	H/W_B						0.116,1984
Razón Ancho de la cima/Ancho de la base	W_S/W_B						0.103,643,1

El índice de elipticidad (ei) representa qué tan concéntrico es el edificio volcánico según cada cota de nivel (a 100 m), o en una vista 3D, qué tanto se acerca a la figura ideal de un cono. Siendo el 1 un valor idealizado, en este caso el 1.79 del índice promediado, indica una forma que, si bien aún es cónica, es bastante irregular, con algo de elongación.

Por otra parte, el índice de irregularidad (ii), nos descubre la suavidad de los bordes de contornos, siendo un valor de 1, una figura lisa, el valor de 1.46 del índice promediado (en cotas cada 100 m) nos indica una rugosidad media.

H/W_B es la relación entre la altura del edificio y el ancho de la base. Mientras que W_s/W_B es la razón entre el ancho de la cima y el ancho de la base. Esta información se puede interpretar junto con la composición de las lavas que conforman el edificio volcánico, como al nivel de madurez de la erosión que ocurre en el mismo.

Parámetros de orientación

En conjunto con los parámetros de forma, ayuda a discernir las áreas en las que el volcán concentro su efusividad (Tabla 13).

Tabla 13 Resultados de orientación

Parámetro	Abreviación	Valor	Unidad
Azimut del eje mayor de la base	α_B	127.9	°
Azimut del eje mayor de la cima	α_s	68.8	°
Azimut del eje mayor de las curvas de elevación	α_H		
	Elevación		
	1,100	76.2	°
	1,200	74.5	°
	1,300	76.2	°
	1,400	76.1	°
	1,500	74.9	°
	1,600	74.2	°
	1,700	73.7	°
	1,800	70.2	°

El azimut del eje mayor de la base (α_B), muestra la orientación con respecto al norte del mismo, con valor de 127.9° es decir SE-NW, se ve que discrepa de la orientación del eje tanto de la cima (α_s) que es 68.8° así como de los ejes medidos cada cota de 100 m (α_H), que se presentan de manera constante entre los 70-76°, o una tendencia NE-SW. Lo que indica una diferencia en la distribución del material una vez que llega a la zona baja del edificio volcánico, donde se distribuye de manera distinta a la de las zonas más altas.

Parámetros de picos

Estos parámetros nos pueden indicar posibles conductos secundarios, o bien áreas en las que el efecto de la erosión ha sido menor con el paso del tiempo (Tabla 14).

Tabla 14 Resultados de picos

Parámetro	Abreviación	Valor
Conteo de Picos del edificio	PK_{TOT}	9
Conteo de Picos por región del flanco	PK_{FL}	8
Conteo de picos en la cima	PK_S	1

El número de picos total del edificio (PK_{TOT}) es de 9, siendo 8 encontrados dentro de la región del flanco (PK_{FL}), y 1 en la región de la cima (PK_S).

Parámetros de cráter

De manera análoga a los parámetros anteriores, la forma, tamaño, orientación e inclinación del cráter nos indican cual es más joven que el otro, que tanto han sucumbido a los efectos erosivos y que tanto impacto representaron en la actividad eruptiva del volcán, respecto a los flujos cartografiados (Tabla 15).

Tabla 15 Resultados por cráter

Parámetro	Abreviación	Valor	Unidad
Área del cráter A	A_{CA}	16,115	m ²
Ancho del cráter A	W_{CA}	143.24	m
Eje mayor del cráter A	MAX_{CA}	158.438	m
Eje menor del cráter A	mAX_{CA}	128.06	m
Profundidad del cráter A	D_{CA}	47.65	m
Volumen del cráter A	V_{CA}	764.41	m ³
Elipticidad del cráter A	ei_{CA}	1.22	
Irregularidad del cráter A	ii_{CA}	1.030	
Razón Profundidad del cráter/Ancho del cráter (A)	D_{CA}/W_{CA}	0.33	
Azimut del eje mayor del cráter A	α_{CA}	133.7	°
Pendiente promedio del cráter A	S_{CA}	28.01	°
Razón Ancho del cráter/ancho de la base (A)	W_{CA}/W_{BA}	0.016	
Razón Profundidad del cráter/Altura (A)	D_{CA}/H_A	0.034	
Área del cráter B	A_{CB}	78,672	m ²
Ancho del cráter B	W_{CB}	316.49	m
Eje mayor del cráter B	MAX_{CB}	353.425	m
Eje menor del cráter B	mAX_{CB}	300.434	m
Profundidad del cráter B	D_{CB}	176.44	m
Volumen del cráter B	V_{CB}	10,469.79	m
Elipticidad del cráter B	ei_{CB}	1.25	
Irregularidad del cráter B	ii_{CB}	1.023	
Razón Profundidad del cráter/Ancho del cráter (B)	D_{CB}/W_{CB}	0.56	
Azimut del eje mayor del cráter B	α_{CB}	30.5	°
Pendiente promedio del cráter B	S_{CB}	32.64	°
Razón Ancho del cráter/ancho de la base B	W_{CB}/W_{BB}	0.036	
Razón Profundidad del cráter/Altura (B)	D_C/H_B	0.124	

El área del cráter representa el área planimétrica dentro del contorno del propio cráter. El ancho de los cráteres es el promedio del ancho medido en distintos ejes del cráter. El eje mayor y menor son las distancias entre los puntos más alejados y más cercanos entre sí, y que pasen por el centro del cráter.

La elipticidad y la irregularidad del cráter son los coeficientes que representan que tan elongado e irregular son los cráteres. En este caso, se puede apreciar una mayor regularidad que la vista en el edificio completo. Su azimut representa con respecto al norte la dirección de la elongación del cráter. Puede verse que no guarda relación con la elongación generalizada que adquirieron los flujos.

5.- Discusión

5.1 La metodología LiDAR en los parámetros Geo-morfométricos de los estratovolcanes.

La generación del mapa de flujos volcánicos se hizo siguiendo varios lineamientos, entre los que se encuentran tanto la fotointerpretación, como procesos automáticos. Fue esta integración de técnicas la principal fuente de información. Sin embargo, no es un proceso exento de problemáticas, entre las cuales se encuentran: la dificultad de diferenciar, en algunas ocasiones ciertos objetos de otros. Por ejemplo, las distintas sombras generadas en el DEM, ríos, u obras antropogénicas como campos de cultivo, zanjas o edificaciones, pues los métodos automáticos como los mapas de pendiente o curvas de nivel no distinguen entre los elementos naturales y los artificiales. Aquí es donde fue necesario combinarlos con la interpretación visual para poder generar los polígonos.

Otra dificultad presente en el procesamiento y generación de la información fue la delimitación de la estructura volcánica, la cual se hizo con base en los flujos inferiores que pudieron ser delimitados de manera completa. Sin embargo, existen estructuras tanto de abanico como lobulares que se encuentran muy distales al cono principal y no fueron incluidas como parte del edificio volcánico, pues no fue posible delimitar su procedencia, dirección y límites, ya sea por estar demasiado alejadas, o por su topografía más planimétrica. De manera contraria al punto anterior, en este caso fue la interpretación visual la que se vio subsanada por los métodos automáticos, pues el mapa de pendientes resultó en una representación más directa del límite del edificio volcánico, ahí donde la interpretación visual no era suficientemente clara.

Con el fin del presente proyecto, se tomaron en cuenta los parámetros geomorfométricos propuestos por Grosse et al., (2012), se trata de 43 parámetros clasificados en 6 categorías: Tamaño, forma, pendiente, orientación, picos y cráter. No obstante, es necesario comentar que éstos fueron diseñados por Grosse como un factor cuantitativo para realizar estadística en conos de ceniza, así que para obtener resultados en estratovolcanes fue necesario hacer modificaciones en determinados parámetros para lograr adaptarlos a las necesidades del proyecto. Éste resulto ser uno de los mayores retos al momento de aplicar la metodología.

La integración de los datos fue otro aspecto a tomar en cuenta. En varios de los parámetros buscados, la metodología sugerida toma en cuenta los datos LiDAR sin procesamientos previos, sin embargo, en el proyecto fue necesario trabajar con el producto final consistente en un DEM de 1 m de resolución espacial previamente procesado. Para esto fue necesario realizar algunos procesamientos a la inversa con el fin de obtener resultados más aproximados a la metodología de otros autores como Favalli et al., (2009).

Siendo los estratovolcanes, estructuras más irregulares que conos de ceniza, en este caso como es lógico los resultados difieren de lo esperado en una estructura más uniforme. En consecuencia, algunos parámetros son más útiles de cara a

interpretar el comportamiento del volcán, aunque todos resultan necesarios para tener el panorama completo del mismo.

De este modo podemos decir que los parámetros especialmente útiles en la interpretación de los estratovolcanes son:

- Media de la pendiente de todo el edificio
- Media de la pendiente del edificio excluyendo la región de la cima
- Media de la pendiente en intervalos sucesivos de altura
- Volumen
- Volumen Máximo
- Promedio del índice de elipticidad
- Azimut del eje mayor de la base
- Azimut del eje mayor de la cima
- Azimut del eje mayor de las curvas de elevación

Estos 9 parámetros resultaron ser los más útiles de cara a interpretar el volcán y los que mejor se compaginan con la generación del mapa de flujos y la estimación de zonas de probable riesgo. El resto de los parámetros, aunque útiles y necesarios para conocer el volcán en su totalidad, resultan menos relevantes a nivel de interpretación.

Siendo un estratovolcán, una estructura compuesta por varios eventos eruptivos, los cuales pueden comportarse de manera diferente en cada ocasión, contar con la información de la pendiente, en distintos niveles del edificio, así como con la orientación de los mismos, resulta especialmente útil para observar el comportamiento histórico del volcán, con lo cual se pueden trazar, tendencias o discordancias entre los eventos. La información del volumen nos habla del flujo magmático de los eventos eruptivos. El índice de elipticidad se complementa con la orientación a distintas elevaciones, que sirve nuevamente para hacer un conteo histórico de la tendencia de los eventos. También trazan una interpretación del estado morfológico actual del volcán, con lo que se puede hacer una interpretación de sus zonas más propensas a riesgo en caso de existir eventos futuros (Fig. 44).

5.2 Adaptación de la metodología al caso de estudio

La información con la que se contó para el proyecto fue específicamente un DEM del área de estudio, trabajar con el mismo presentó situaciones que requirieron la readaptación de la metodología vista en literatura, tanto por la naturaleza del DEM, como por la naturaleza propia del volcán.

Durante el cálculo de los valores de altura, y volumen, fue necesario hacer una readaptación, pues si bien, autores anteriores trabajaron con una nube de puntos, en esta situación fue necesario trabajar únicamente con el DEM procesado. Para solventar esta situación se generó una superficie TIN usando la información de las cotas de elevación en el perímetro delimitado del edificio volcánico. Como manera de realizar una aproximación a la superficie existente por debajo del edificio volcánico. De forma que se pudo calcular la altura y el volumen usando como base inferior esta superficie TIN y no únicamente el valor más bajo del DEM. No

obstante, este proceso hace que dicho valor sea un valor teórico, pues se desconoce la forma real del edificio en el subsuelo.

Otra modificación importante, se encuentra al momento de calcular el índice de elipticidad del edificio volcánico. Pues al tener el volcán San Vicente una forma bastante irregular en su base y a diferentes cotas, el procedimiento que requiere el cálculo del centroide de los contornos de la base y diversas cotas de alturas (Grosse et al., 2012), resulta poco práctica. Para esto se simplificaron dichos contornos usando los valores de los vértices más alejados para generar polígonos más simples que siguieran representando la forma del contorno y de los que obtener el centroide resulta en un proceso más simple.

Otra modificación a la metodología se presentó al momento de obtener resultados de los cráteres, pues en el caso específico del volcán San Vicente se cuenta con dos cráteres en lugar de uno solo, por lo que todos los procedimientos tuvieron que realizarse dos veces. Esto también influyó en los parámetros que tuvieron en cuenta la zona de la cima o de flanco, pues la presencia de los dos cráteres hizo que la zona de cima delimitada sea más grande de lo que se esperaría de un volcán de un solo cráter.

5.3 La determinación de Geo-morfometría por medio de un DEM en vulcanología

La determinación de la Geo-morfometría de los volcanes por medio de detección remota se ha estudiado arduamente por autores como: Bemis et al., (2017), Doniz-Páez (2014), Euillades et al., (2013), y Favalli et al., (2017), con distintas aproximaciones y distintos objetivos. Desde mera descripción de geomorfología hasta origen y paleo vulcanismo. Autores como Grosse et al., (2012) nos hablan de una aproximación estadística a las características volcánicas mientras autores como Nugraha et al., (2015) o Salinas et al., (2010), buscan características específicas.

Esto nos habla de la importancia, en el futuro de los métodos de teledetección en el campo de la vulcanología. Tiene como enorme ventaja poder trabajar con información de la totalidad de un edificio volcánico o varios, así como con porciones específicas del mismo, variando muy poco el nivel de detalle según lo requiera el caso específico.

Se puede trabajar con información de lugares donde el acceso de campo es difícil o directamente inaccesible, así como trabajar en conjunto de forma remota. Este tipo de información también es fácil de integrar con la información obtenida en campo, cuando ésta existe.

En caso de contar con diversas imágenes de archivo histórico para el caso de volcanes cuya actividad efusiva es frecuente, esta información se puede integrar en mapas históricos para caracterizar su historia eruptiva.

No obstante, aún existen algunas desventajas u obstáculos que se presentan al momento de trabajar con DEM, como pueden ser la falta de información de campo con la que no siempre se cuenta y que es muy útil para complementar o

corroborar información del DEM; la interferencia de factores externos al momento de recabar imágenes satelitales o aéreas, como es la atmosfera, o la nubosidad y la vegetación, obstáculos que pueden ser corregidos hasta cierto punto pero que siempre hay que tener en cuenta. En el caso específico de este proyecto al trabajar con un DEM generado a través de LiDAR, obstáculos como la atmosfera o la nube son despreciables y se empleó una imagen ya procesada, sin embargo, no se pudo, con esta metodología, eliminar el factor de la vegetación (Fig. 43).



Figura 43. Volcán San Vicente visto desde el sur.

Para el volcán San Vicente, y en relación con el presente trabajo, aun se pueden realizar algunas actividades que complementarían lo aquí expuesto, como es: Información de campo que corrobore al menos de manera muestral la clasificación propuesta para las distintas unidades de flujo propuestas. Así como de ser posible obtener información a profundidad ya sea por métodos geofísicos o de perforación que igualmente corroboren y profundicen la información del subsuelo en el volcán, especialmente la interacción del mismo con el antiguo edificio de Carbonera. Por último, sería recomendable realizar estudios radiométricos de los distintos niveles de flujos para poder agregar información de recurrencia eruptiva, tasas de flujo, tasas de erupción, entre otros y ubicarlos apropiadamente en las unidades conocidas de la geología de la región.

En la Figura 44 se observa el comportamiento de la pendiente media respecto a las principales cotas de altura (A). Presenta un comportamiento esperable en el que la pendiente es cada vez más pronunciada respecto a la altura, excepto al llegar a las alturas más elevadas del edificio volcánico, esto debido principalmente a la presencia de los cráteres y el puente entre ellos. En (C) observamos la relación entre la altura y el índice de elipticidad. Recordando nuevamente que un $ei = 1$ sería un círculo perfecto, vemos que los valores más cercanos al 1 se

encuentran en las cotas de elevación más baja, donde podemos encontrar los flujos más antiguos. Por lo que se puede interpretar que la forma del edificio volcánico se vuelve más regular con el paso de la meteorización y erosión de sus flujos, mientras que los más jóvenes, y que se encuentran en la parte superior del edificio le dan a este una forma más irregular. En (E) vemos la relación entre la elevación y la orientación del eje principal de dicha elevación. Si bien de manera general los ejes se mantienen con una orientación NE, se ve una clara tendencia hacia la cima del volcán cada vez más hacia el Este.

En la Figura 44 podemos ver la relación entre la pendiente y el índice de elipticidad (B) Se observa una interacción regular con bajo crecimiento, excepto en los puntos finales que hacen una regresión en el valor de la pendiente, mientras que aun crecen en el índice de elipticidad. Esta inflexión se puede relacionar con la zona de los cráteres del volcán, donde la pendiente vuelve a bajar, pero es de notar que no así el eje, pues si bien la pendiente baja en la zona sumital, sigue siendo la que tiene mayor presencia de estructuras jóvenes e irregulares. En la Figura 40 (D) podemos ver la relación entre el eje y la orientación de los ejes mayores, así como de la pendiente y la orientación de los ejes (F), respectivamente. En este caso no parece existir una relación clara entre estos valores, más allá de que la orientación del eje tiende a bajar conforme baja igualmente la pendiente, así como cuando la orientación cambia más hacia el Este. Sin embargo, en ninguno de los dos casos es un fenómeno constante, y parece estar más relacionado con la elevación.

Sectorizando el edificio volcánico por cuadrantes que coincidan con los puntos cardinales, siendo el primer cuadrante (I) el área NW del edificio, el segundo (II) el área NE, el tercero (III) el área SW y el cuarto (IV) el área SE (Tabla 16). Podemos observar el comportamiento medio de la pendiente y el aspecto de los flujos en dichas regiones. Vemos que la zona SE del volcán tiene las pendientes más suaves mientras que las áreas NW y SW tienen las pendientes más pronunciadas. Como se observa de manera visual en la Figura 45. La diferencia de estos valores es mínima, por lo que en eventos de gran magnitud podría no resultar relevante, pero en eventos más regionales, podría ser determinante.

Tabla 16 Pendiente media y aspecto medio del edificio volcánico, sectorizado por cuadrantes

Cuadrante	M pendiente	M aspecto
I	26.17	217.53
II	25.45	122.82
III	26.20	201.79
IV	20.23	137.53

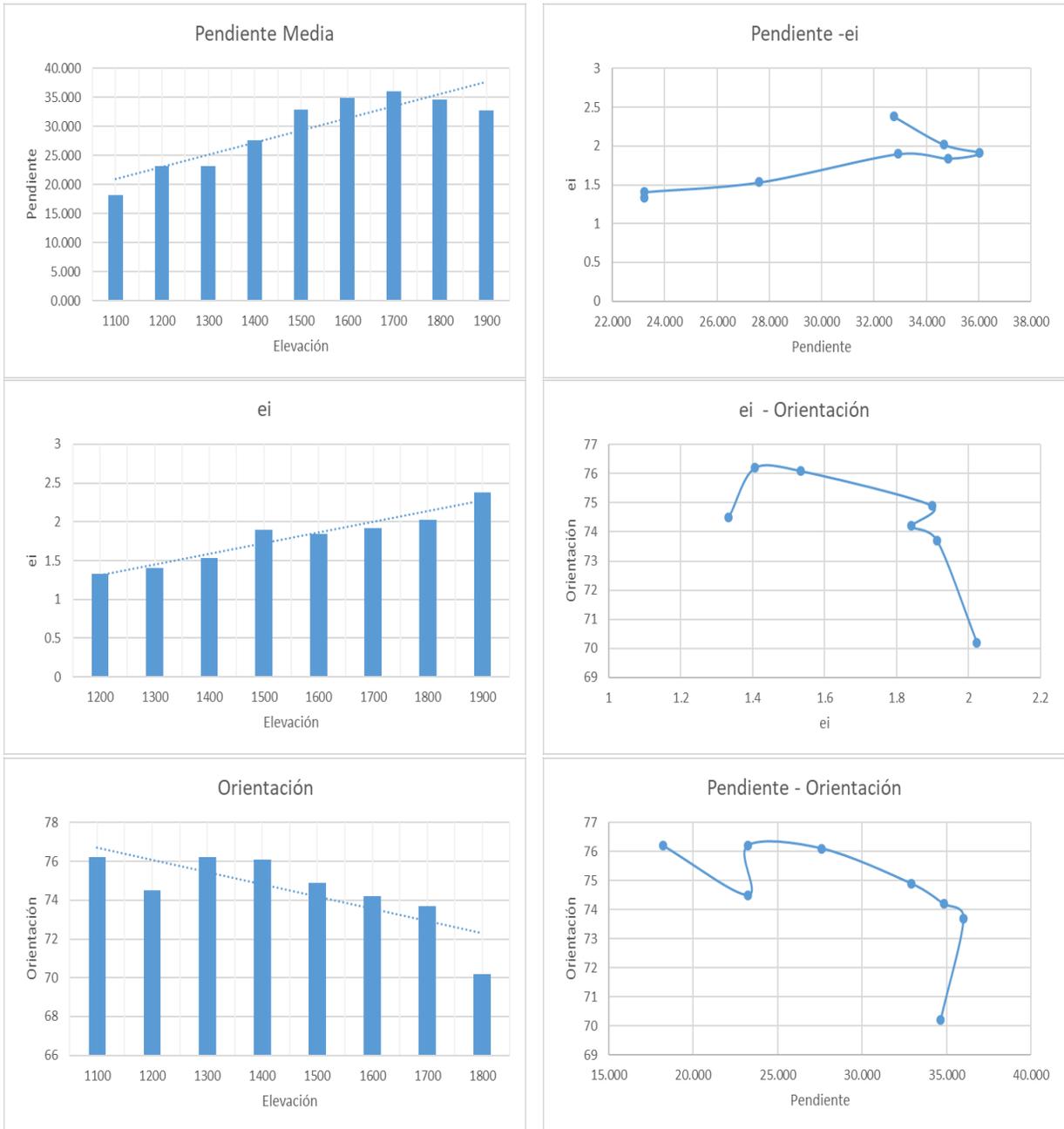


Figura 44. Gráficos de correlación entre parámetros. A) Grafica que muestra la relación entre la pendiente media respecto a la elevación del edificio. B) Diagrama que muestra la relación entre la pendiente media y el índice de elipticidad C) Grafica que muestra la relación entre el índice de elipticidad y la elevación del edificio. D) Diagrama que muestra la relación entre el índice de elipticidad y la orientación. E) Grafica que muestra la relación entre la orientación y la elevación. F) Diagrama que muestra la relación entre la pendiente media y la orientación.

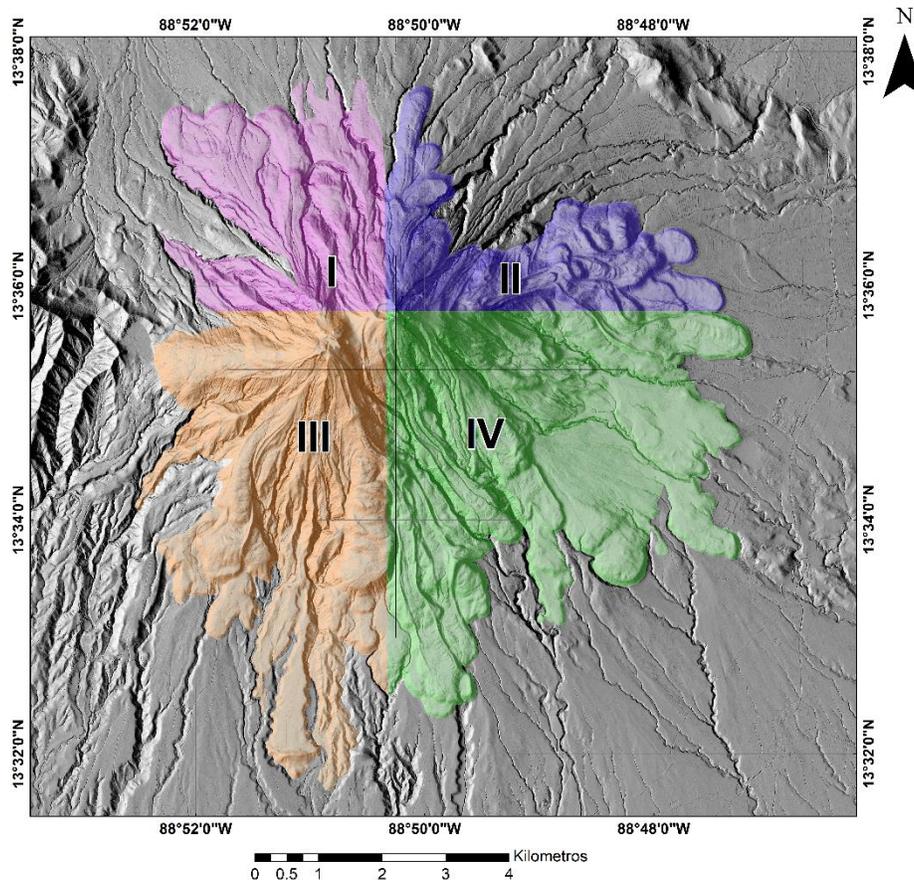


Figura 45. Sectorización del edificio volcánico 4 cuadrantes principales, tomando como centro el cráter más joven.

5.4 El riesgo volcánico que representa el volcán San Vicente

El volcán San Vicente no ha tenido erupciones en la historia reciente (Major et al 2001), sin embargo, aún no parece apropiado desestimar eventos futuros dada la presencia de algunos indicadores como los manantiales termales y actividad sísmica. Además de la actividad eruptiva, los derrumbes y lahares son un riesgo para tener en cuenta, y caso contrario a las erupciones, estos se han presentado en tiempos recientes y medibles.

Uno de los objetivos del presente trabajo es ayudar a establecer las zonas que pueden presentar el mayor factor de riesgo en el estatus actual del volcán; para esto nos valemos del trabajo y de la información aquí presentada.

Existen dos principales técnicas al momento de generar mapas de riesgo. La primera se trata del mapeo según la morfología y alcance de eventos anteriores. Y la segunda de la estimación estadística según el registro histórico (Cole et al., 2015). Dada la naturaleza del proyecto nos centramos en la primera forma pues una limitante notable en el cálculo del factor de riesgo del volcán San Vicente es la falta de un registro histórico constante de los eventos ocurridos, lo que imposibilita

el empleo de métodos estadísticos que calculen el rango de riesgo (Connor et al., 2015).

En el volcán San Vicente, no existen registros geológicos que demuestren la presencia de actividad explosiva en el pasado histórico o inclusive en el Holoceno, pero tomando en cuenta antecedentes como depósitos de flujos de bloques y cenizas (relacionados a colapso de domos), éstos tampoco pueden ser descartados del todo, aunque se ven menos probables. En el corto y mediano plazo, los eventos volcánicos a tener en cuenta que parecen más probables a ocurrir son lahares, derrumbes o deslizamientos y finalmente en caso de reactivación, flujos de lava.

En el volcán San Vicente, los lahares representan el peligro más alto del edificio debido a la morfología del volcán, que proporciona múltiples caminos para que los lahares se movilicen; desde ríos a barrancos y diferencias topográficas causadas en las sobre posiciones de los flujos de lava que crean los canales ideales para el flujo de los lahares.

En el volcán San Vicente los derrumbes representan un peligro similar al de los lahares. Siendo la zona noroeste la que por morfología se ve más susceptible a los derrumbes y donde estos han ocurrido con anterioridad (CATHALAC 2009), así como en las zonas de mayor pendiente del volcán encontradas en la cima (Fig.46).



Figura 46. Pendiente pronunciada en la parte superior (casi cima) del volcán San Vicente.

En el volcán San Vicente, los flujos de lava que conforman el edificio están compuestos por lavas andesíticas, por lo que de ocurrir nuevos eventos es la composición que se espera lo que se traduciría en flujos de lava de poca velocidad al ser material viscoso. Por tanto, el riesgo volcánico que representan los flujos de lava comprende las estructuras materiales como viviendas e infraestructura de las poblaciones cercanas, pero no un riesgo alto para las vidas humanas. El peligro

que representan los flujos de lava en el volcán San Vicente es bajo dado la falta de actividad reciente en el volcán, no obstante, no puede ser dado por inexistente, aunque para que ocurra, se requiere de reactivación volcánica.

Uno de los factores a tener en cuenta, es la forma de los flujos que constituyen al actual edificio volcánico y su posición. Como se ha expuesto, el área NW Y SW del volcán presentan los flujos con mayor pendiente del edificio volcánico, además de ser las áreas donde hay un mayor número de lineamientos perpendiculares a las pendientes. Estos lineamientos están constituidos principalmente de los flancos de los flujos volcánicos. Y en caso de ocurrir nuevos movimientos representan las zonas donde los flujos pueden encontrar camino a seguir de manera más fácil y veloz en su descenso.

El alcance de estos factores de riesgo está dado por diferentes elementos, como es la topografía y morfología del volcán, la intensidad de los eventos registrados previamente, el material que puede expulsar el volcán, la dirección del viento en caso de las partículas aéreas más pequeñas (Major et al., 2001) y la concentración de poblados. Dada la naturaleza del presente proyecto nos concentramos en la morfología y topografía del área para delimitar las áreas de mayor riesgo. (Fig. 47).

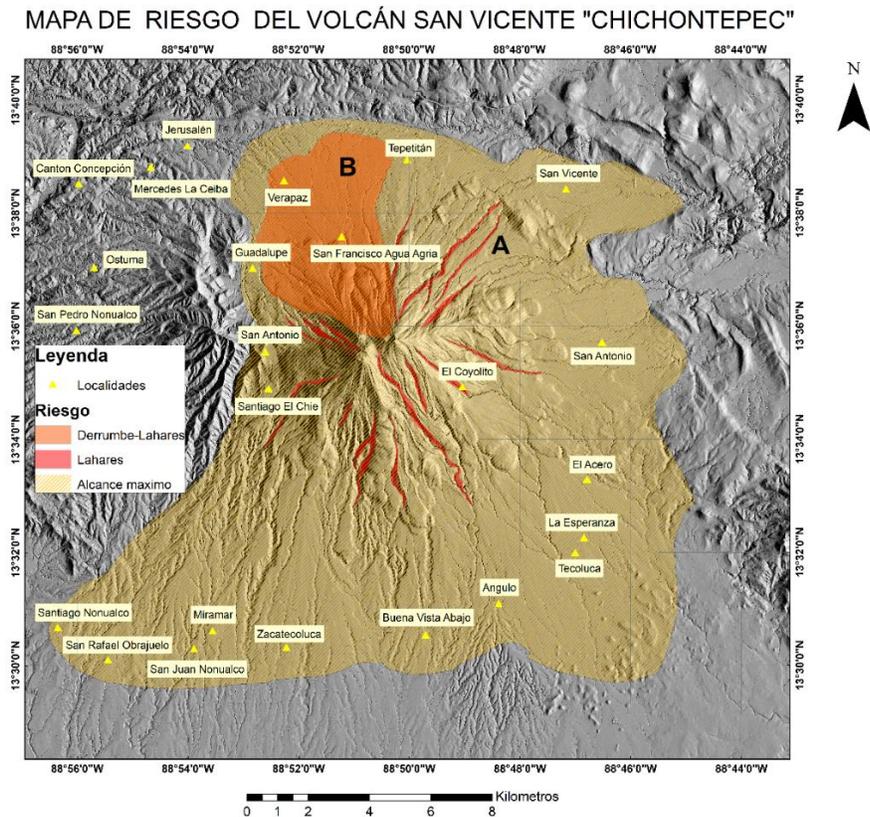


Figura 47. Mapa de riesgo volcánico. A) Área de afectación probable para eventos de gran magnitud y mayor alcance. B) Área de afectación probable para eventos locales.

Como se ve en la Tabla 16, realmente no existe una diferencia de pendiente determinante entre las diversas direcciones del edificio volcánico. Por lo que sumado a la imprevisibilidad de sus eventos se han generado dos polígonos de Riesgo, el primero (A) (Fig. 47) nos representa el caso más extremo, pero menos probable de un evento explosivo como el ocurrido con anterioridad en la Carbonera. En este caso, el único diferenciador en el alcance del evento es la topografía del área, generando un área grande de hasta 18 km N-S y 24.3 km SW-NE. Delimitado hacia el oeste por los restos de elevación de La Carbonera, hacia el norte por la falla de San Salvador al oeste por el ascenso topográfico (Blong 1984) y extendiéndose hacia el sur por la planicie. Se aprecia que esta área no dista demasiado de la propuesta por Major et al (2001.) pese a la diferencia de métodos. Este polígono no descarta la presencia de lahares pues estos pueden adquirir una extensión muy superior a la propia extensión del edificio volcánico según los canales que encuentren (Gudmundsson 2025).

El segundo polígono (B) (Fig. 47) representa la zona de riesgo inmediato en el caso más probable de eventos como lahares y derrumbes, o incluso flujos de lava (solo en caso de reactivación). Este polígono situado en la zona NW del volcán, fue elaborado por ser la zona de mayor pendiente del edificio volcánico, donde además se encuentran suficientes lineamientos estructurales que sirven de canal de descenso para los posibles eventos. En el caso de flujos piroclásticos se escoge por ser una zona con probabilidad de ser inundada por los mismos (Blong 1984), el registro histórico reciente de eventos ocurridos (CATHALAC 2009) y la presencia de varios poblados dentro del alcance registrado en los eventos históricos. La zona está delimitada por la morfología del edificio.

Otro factor a considerar para la decisión de cómo se posicionó la zona (B) es la configuración del resto de las zonas del edificio volcánico. Se toma de manera práctica que cualquier evento eruptivo o relacionado tendría como origen el cráter B, por lo que, eventos futuros se deslizarán por la sección suroeste del volcán resulta poco probable dada la barrera natural que el cráter B y sus propios flujos proporcionan. Eventos que salieran del cráter B en dirección suroeste, adquirirán rumbo sur con mayor probabilidad. Por otro lado, las direcciones sureste y noreste presentan una pendiente menos pronunciada, así como caminos naturales menos propensos a afectar áreas pobladas que son igualmente menos recurrentes en la zona. Con excepción del poblado "El Coyalito" que se encuentra directamente sobre el edificio volcánico; lo que es un factor de riesgo por sí mismo.

Conclusiones

En este trabajo se determinaron las características geo-morfométricas y la estratigrafía relativa de los flujos de lava, y otros depósitos del volcán San Vicente (Chichontepec) en El Salvador; y por medio de estos se estableció un panorama geomorfológico actual del edificio volcánico.

A través del análisis del modelo digital de elevación (DEM) LiDAR con resolución de 1 m, se desarrolló un mapa de flujos de lava del volcán, en el cual se puede observar la forma, disposición y tamaño de sus eventos eruptivos principalmente efusivos. Logrando con ello demostrar que el estratovolcán ha expulsado una gran cantidad de material a lo largo de su historia eruptiva, en un área de 60.33 km². La mayoría de estas unidades se tratan de flujos de lava de composición andesítica-dacítica, los cuales han descendido en todas las direcciones del edificio. También se encuentran depósitos de flujos piroclásticos y de flujos de bloques y cenizas y lahares.

Se realizaron diversos mapas de sombreados, pendiente, aspecto, lineamientos, así como combinaciones de estas distintas capas para poder obtener la forma de los flujos de lava, y el valor de los parámetros geo-morfométricos del volcán.

Se demostró la utilidad de los DEM en la caracterización del edificio de un estratovolcán, logrando con éxito determinar la existencia de 16 niveles estratigráficos, compuestos por un total de 80 unidades distintas. Se logró obtener valores morfométricos del volcán como su altura de 1,421.35 m, el área de la base de 14.78 km², su volumen de 14.78 km³, y factores de forma, como su elongación de 1.79 o su promedio de índice de elipticidad que es de 1.46; el valor medio de su pendiente de 23.74. Valores que en conjunto contribuyen en la interpretación del comportamiento de eventos en el edificio volcánico y en su historia geomorfológica.

La interpretación de estos resultados da lugar a la caracterización del volcán, demostrando que, si bien la morfología de este es irregular, su comportamiento general es similar respecto a las pendientes, salvo en puntos de interés específicos, donde aún la variación más pequeña debe ser considerada, como es, por ejemplo, la zona noroeste del edificio. Por medio de esta información, se proponen dos áreas de riesgo a tomar en cuenta, la primera (A), de mayor alcance y en el caso de siniestros de gran tamaño como deslizamientos de ladera o sectoriales, o erupciones explosivas (en caso de reactivación), ocupando la mayor parte de la región, aunque menos probables dada la historia del volcán limitada solo por fronteras topográficas. La segunda (B) ubicada en el flanco NW del volcán, de menor tamaño, pero más propensa a sufrir el daño de flujos de lava (en caso de reactivación) y principalmente de lahares, dada su proximidad a asentamientos humanos y su relación con eventos recientes como los flujos de lodo ocurridos en Verapaz (CATHALAC 2010).

No obstante, se encontraron algunas limitantes, que son importantes de considerar, la incertidumbre causada por el propio DEM y la imposibilidad de retirar la vegetación en el mismo. La falta de datos de edad absoluta que ubiquen

apropiadamente a las unidades reportadas en este trabajo dentro de la cronoestratigrafía del volcán y de otras zonas de El Salvador. Por lo que se propone como trabajo a futuro realizar actividades como: Verificación de campo y estudios vulcanológicos, estratigráficos, geoquímicos, geocronológicos y geofísicos. De la misma forma se recomienda realizar trabajo de datación radiométrica a distintas unidades para complementar con información temporal exacta la estratigrafía inferida aquí y definir tasas de recurrencia volcánica y, sobre todo, conocer las edades de las últimas erupciones en las laderas del volcán, ya que algunas pueden ser más jóvenes que la TBJ de Ilopango (de hace 1,490 años).

En conjunto, el trabajo consistió en tres análisis principales, que se complementaron uno después de otro. 1) El análisis de los flujos del edificio volcánico, con el que se obtuvo la forma, y orden de los eventos que componen al volcán; 2) El análisis de los parámetros geo-morfométricos, que caracterizaron la estructura volcánica del edificio y; 3) el análisis del riesgo, que empleando la interpretación geo-morfométrica de los dos anteriores, conforma una útil base de partida para la realización de un futuro estudio a detalle del peligro y riesgo asociado al volcán San Vicente.

Referencias

- Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Montanari, D. (2006). Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics*, 35(4), 368–408.
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34(1), 133–151.
- Alvarez-Gomez, J. A. (2009). Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. *Tesis*, 565–590.
- Álvarez-Gómez, J. A., Meijer, P. T., Martínez-Díaz, J. J., & Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics*, 27(1).
- Baum, R. L., Crone, A. J., Escobar, D., Harp, E. L., Major, J. J., Martínez, M., ... Smith, M. E. (2001). *Assessment of Landslide Hazards Resulting from the February 13, 2001, El Salvador Earthquake* (1st ed.). Recuperado de http://www.unisdr.org/files/2704_ofr010119.pdf
- Bemis, K. G., & Ferencz, M. (2017). Morphometric analysis of scoria cones: the potential for inferring process from shape. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 61–100. Blong, R. J. (1984). Hazards Produced By Volcanic Eruptions. En R. J. Blong (Ed.), *Volcanic Hazards* (pp. 14–69).
- Bosse, H. R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., & Weber, H. S. (1974). *Geológico El Salvador 1:500 000*. Hannover: Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales, Alemania.
- Bowman, L. J., & Henquinet, K. B. (2015). Disaster risk reduction and resettlement efforts at San Vicente (Chichontepec) Volcano, El Salvador: toward understanding social and geophysical vulnerability. *Journal of Applied Volcanology*, 4(1), 14.
- Calderón-Cucunubá, L. P. (2018). *El uso de la geomática en la caracterización geométrica y morfológica de la caldera de Ilopango, "República de El Salvador"*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., ... Díaz, M. (2014). Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: An evolving fault system within a volcanic arc. *Journal of Iberian Geology*, 40(3), 471–488. 9
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010). Geological and seismological analysis of the 13 february 2001 Mw 6.6 el salvador earthquake: Evidence for surface rupture and implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological*

- Society of America*, 100(6), 2873–2890.
- Carr, M., Patino, L., & Feigenson, M. (2007). Petrology and geochemistry of lavas. En J. Bundschuh y G. E. Alvarado (Ed.), *Central America: Geology, Resources and Hazards* (pp. 565–590).
- CATHALAC. (2010). *Deslizamientos e inundaciones en El Salvador: Noviembre de 2009* (p. 1). p. 1. MARN.
- Cole, P. D., Neri, A., & Baxter, P. J. (2015). Hazards from Pyroclastic Density Currents. En J. F. Shroder & P. Papale (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi, pp. 943–956).
- Connor, C., Bebbington, M., & Marzocchi, W. (2015). Probabilistic Volcanic Hazard Assessment. En J. F. Shroder & P. Papale (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi, pp. 897–910).
- Corazzato, C., & Tibaldi, A. (2006). Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1–2), 177–194.
- Corradino, C., Ganci, G., Cappello, A., Bilotta, G., Hérault, A., & Del Negro, C. (2019). Mapping recent lava flows at Mount Etna using multispectral Sentinel-2 images and machine learning techniques. *Remote Sensing*, 11(16).
- Davidson, J., & De Silva, S. (2000). Composite Volcanoes. En *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 663–681).
- Demets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 28(21), 4043–4046.
- Denyer, P. (2012). Geología y geotectónica de América Central y el Caribe. *Revista Centromericana de Geología*, No.47, 1–7.
- Dóniz-Páez, J. (2015). Volcanic geomorphological classification of the cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 228, 432–447.
- Durr, F. (2008). Mapa Geológico general de El Salvador. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. El Salvador
- ERSI. (2016a). Cómo funciona Pendiente—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm>
- ERSI. (2016b). Cómo funciona Orientación—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-aspect-works.htm>
- ERSI. (2016c). Curvatura—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/curvature.htm>

- ERSI. (2016d). Como funciona Sombreado—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-hillshade-works.htm>
- ERSI. (2016e). Geometría—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/analyze/arcpy-classes/geometry.htm>
- ERSI. (2016f). ¿Qué es una superficie TN?—Ayuda | ArcGIS for Desktop, en <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/manage-data/tin/fundamentals-of-tin-surfaces.htm>
- Euillades, L. D., Grosse, P., & Euillades, P. A. (2013). NETVOLC: An algorithm for automatic delimitation of volcano edifice boundaries using DEMs. *Computers and Geosciences*, 56, 151–160. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.03.011>
- Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M. T., & Boschi, E. (2009). Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3–4), 320–330.
- Favalli, M., & Fornaciai, A. (2017). Visualization and comparison of DEM-derived parameters. Application to volcanic areas. *Geomorphology*.
- Favalli, M., Innocenti, F., Teresa Pareschi, M., Pasquarè, G., Mazzarini, F., Branca, S., Tibaldi, A. (1999). The DEM of Mt. Etna: Geomorphological and structural implications. *Geodinamica Acta*, 12(5), 279–290.
- Gallegos, E., & Dopico, C. M. (2008). Mapeo de lineamientos a partir de un DEM (SRTM3): desarrollo y aplicaciones para el estudio de un área de los Andes Patagónicos Septentrionales. *Geoacta*, 33(1), 43–47.
- García-zuniga, F. F., & Parrot, J.-F. (1998). Tomomorphometric analysis of a recent volcanic cone: Misti (Peru). *Académie des sciences*, 457–462.
- Grosse, P., Euillades, P. A., Euillades, L. D., & van Wyk de Vries, B. (2014). A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*, 76(1), 1–16.
- Grosse, P., Van Wyk de Vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114–131.
- Gudmundsson, M. T. (2015). Hazards from Lahars and Jökulhlaups. En J. F. Shroder & P. Papale (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 971–984).
- Guzmán-Speziale, M., & Zúñiga, F. R. (2016). Differences and similarities in the Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 296–308.
- Harris, A. J. L. (2015). Basaltic Lava Flow Hazard. En J. F. Shroder & P. Papale

(Eds.), *Volcanic Hazards, Risks and Disasters* (pp. 17–46).

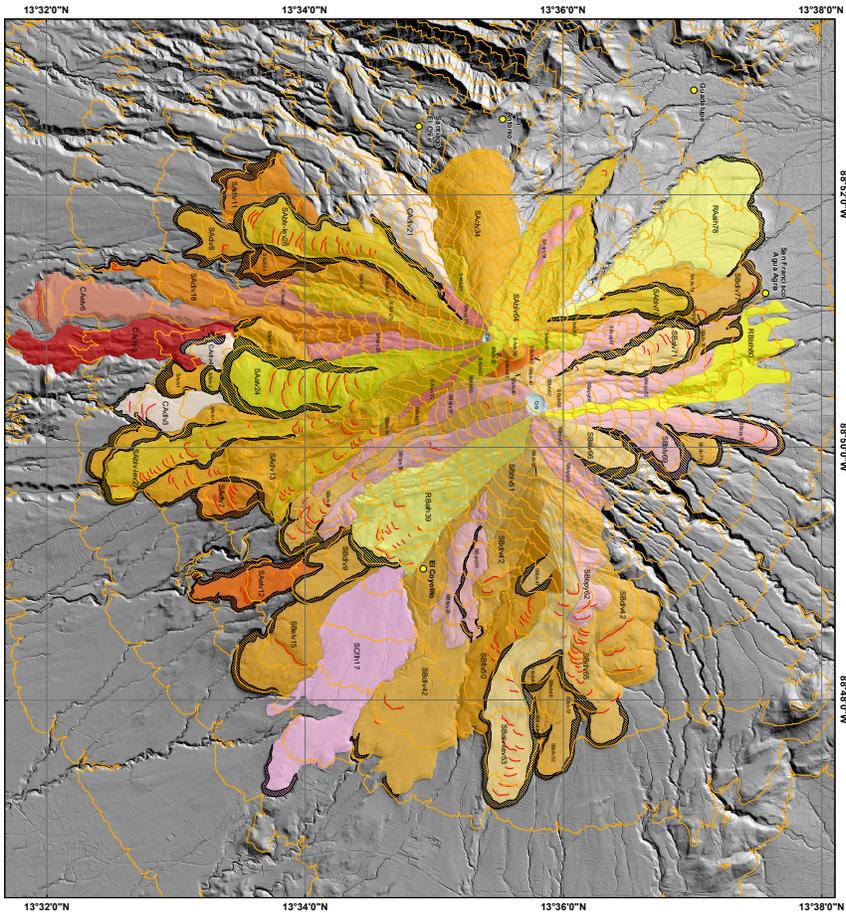
- Hernández-Hernández, I. 2017. Análisis geoespacial para la región volcánica de la Caldera de Ilopango “El Salvador”. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería., San Luis Potosí, México.
- Hernández, E. w. (2004). *Características geomecánicas y vulcanológicas de las tefras tierra blanca joven, caldera de Ilopango, El Salvador* (U. P. de E. S. Universidad Politécnica de Madrid, Ed.).
- Karátson, D., Favalli, M., Tarquini, S., Fornaciai, A., & Wörner, G. (2010). The regular shape of stratovolcanoes: A DEM-based morphometrical approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(3–4), 171–181.
- Kubanek, J., Richardson, J. A., Charbonnier, S. J., & Connor, L. J. (2015). Lava flow mapping and volume calculations for the 2012–2013 Tolbachik, Kamchatka, fissure eruption using bistatic TanDEM-X InSAR. *Bulletin of Volcanology*, 77(12), 1–13.
- Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., & Pécskay, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 105–140.
- Noyola-Medrano, C., Aguirre-Díaz, G., Hernández- Hernández, I., & Hernández, W. (2016). Influencia del origen y resolución espacial de los Modelos Digitales de Elevación en el análisis morfométrico de una cuenca. Caso de estudio: Ilopango (El Salvador). En Libro de Actas. Puerto de Iguazú, Misiones, Argentina.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. En *Servicio Nacional de Estudios Territoriales* (Vol. 32, pp. 65–68).
- Mothes, P. A., & Vallance, J. W. (2015). Lahars at Cotopaxi and Tungurahua Volcanoes, Ecuador: Highlights from Stratigraphy and Observational Records and Related Downstream Hazards. En J. F. Shroder & P. Papale (Eds.), *Volcanic Hazards, Risks and Disasters* (pp. 141–168).
- Nomikou, P., Parks, M. M., Papanikolaou, D., Pyle, D. M., Mather, T. A., Carey, S., Perros, I. (2014). The emergence and growth of a submarine volcano: The Kameni islands, Santorini (Greece). *GeoResJ*, 1–2, 8–18.
- Nugraha, H., Wacano, D., Dipayana, G. A., Cahyadi, A., Mutaqin, B. W., & Larasati, A. (2015). Geomorphometric Characteristics of Landslides in the Tinalah Watershed, Menoreh Mountains, Yogyakarta, Indonesia. *Procedia Environmental Sciences*, 28(Sustain 2014), 578–586.
- Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Costa, A., Smith, V. C., Poret, M., Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcano-stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal*

Research, 377, 81–102.

- Porter, S. C. (1972). Distribution, Morphology, and Size Frequency of Cinder Cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 107–109.
- Rogers, R. D., Kárason, H., & van der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30(11), 1031–1034.
- Romano, L., 1997, Catálogo de desastres, accidentes y ecología (1915-1990): Centro de Protección de Desastres
- Rotolo, S. G., & Castorina, F. (1998). Transition from mildly-tholeiitic to calc-alkaline suite: The case of Chichontepec volcanic centre, El Salvador, Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86(1–4), 117–136.
- Salinas, S., & López-Blanco, J. (2010). Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Geomorphology*, 123(1–2), 142–153.
- Smith, V. C., Costa, A., Aguirre-Díaz, G., Pedrazzi, D., Scifo, A., Plunkett, G., ... Gutiérrez, E. (2020). The magnitude and impact of the 431 CE Tierra Blanca Joven eruption of Ilopango, El Salvador. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117(42), 26061–26068.
- Smolka, A., & Käser, M. (2015). Volcanic Risks and Insurance. En J. F. Shroder & P. Papale (Eds.), *Volcanic Hazards, Risks and Disasters* (pp. 301–314).
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Pedrazzi, D., Costa, A., ... Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 1–19.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., Hernández, W. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 100–119.
- Tarquini, S., & Favalli, M. (2011). Mapping and DOWNFLOW simulation of recent lava flow fields at Mount Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204(1–4), 27–39.
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12). Torrecilla, C., & Ramírez, I. (2008). *Diagnóstico e inventario de la susceptibilidad a las inestabilidades de las áreas afectadas por los terremotos del 2001 en el volcán de Usulután* (Servicio N). Recuperado de http://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00001/doc00001-seccion_j_2.pdf

- Van-Zuidam, R. 1986. Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. Smits Publishers.
- Wadge, G., & Burke, K. (1983). Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution. *Tectonics*, 2(6), 633–643.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., & Dooley, T. (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8), 1608–1623.

MAPA DE FLUJOS DE LAVA DEL VOLCÁN SAN VICENTE "CHICHONTEPEC"



MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE Y RECURSOS NATURALES

JUAN GERARDO ROJAS MORENO
DR. PABLO DAVILA HARRIS

SISTEMA DE COORDENADAS: CONICAS CONFORMALES DE LAMBERT
DATUM: NAD27
MODE: DATOS UTM, PROPORCIONADOS POR EL MARN
RESOLUCION ESPACIAL: 1 m
SOMBREADO: ALTITUD 45°; AZIMUT 315°



INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA GEOCIENCIAS APLICADAS

MAPA DE FLUJOS DE LAVA DEL VOLCÁN SAN VICENTE "CHICHONTEPEC" EL SALVADOR

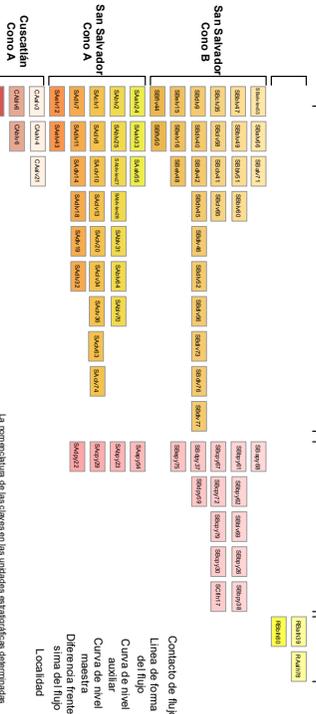
Estratigrafía

Cráter
CA
CB

Flujos de lava

Depósitos de flujos piroclásticos

Depósitos de flujos de bloques y cenizas (limpiza)



LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO



- La nomenclatura de las claves en las unidades estratigráficas determinadas para el volcán se compone de 5 elementos:
- 1.- Formación: La Formación a la que pertenece la unidad, respecto a las reconocidas en el área Matamoros reciente (R), San Salvador (S).
 - 2.- Característico volcánico: del que proviene la unidad.
 - 3.- Nivel estratigráfico en el que se encuentra la unidad.
 - 4.- Tipo de material que compone a la unidad.
 - 5.- Número de la unidad.
- El significado de las claves en las unidades estratigráficas determinadas para el volcán se compone de 5 elementos:
- 1.- Formación: La Formación a la que pertenece la unidad, respecto a las reconocidas en el área Matamoros reciente (R), San Salvador (S).
 - 2.- Característico volcánico: del que proviene la unidad.
 - 3.- Nivel estratigráfico en el que se encuentra la unidad.
 - 4.- Tipo de material que compone a la unidad.
 - 5.- Número de la unidad.