



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**CARACTERIZACIÓN MORFOMÉTRICA DE
LA REGIÓN FRONTO-CENTRAL DE LA
SIERRA DE CHICHINAUTZIN**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A:

VICTOR HUGO BAZÁN REYES



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. LILIA ARANA SALINAS**

Ciudad de México, 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

A mis padres:

Eugenia Reyes Bernal y Víctor Bazán Méndez

A mi hermana:

Fernanda Bazán Reyes

Gracias por su apoyo incondicional y su cariño que diario me brindan.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser parte fundamental de mi formación académica.

A la Facultad de Filosofía y Letras, por recibirme como su alumno en 2012, por formarme académica y personalmente.

Al Instituto de Geofísica y a su personal, por todas las facilidades otorgadas en la elaboración de esta tesis, por el apoyo económico brindado a través de la *Beca de titulación*. Agradezco por facilitarme equipo, aulas y laboratorios.

A la Dra. Lilia Arana Salinas, asesora de esta tesis, por el tiempo dedicado a este trabajo, agradezco sus consejos, comentarios y apoyo brindado. Gracias por recibirme en tu equipo de trabajo y por toda la confianza depositada en mí.

A los profesores Lorenzo Vázquez S., Legorreta Paulín G., Montes Cruz P. y García Rodríguez F., por aceptar revisar este trabajo, agradezco sus comentarios y aportes. Sus críticas y observaciones fortalecieron esta investigación.

A los profesores Salas Marín D. y Salinas Sánchez S., por sus valiosas clases de las cuales aprendí mucho, son parte fundamental de mi formación académica. Despertaron mi interés en la Geografía.

A mis amigos de generación, Daniel Morales y Yoali Garduño, por haber estado desde el inicio conmigo, por darme apoyo y cariño en todo momento. A Carlos Serrano, Alejandro Moreno, Jorge Mayorga y Eduardo García. Por siempre estar ahí para mí, agradezco su amistad desinteresada y su apoyo total.

A mis amigos de cubículo, Maryann Cruz y Octavio Quiroz, por hacer más amenas esas tardes en el servicio social, de donde salió una gran amistad.

A mis amigos, Emanuel Álvarez, Ana Romero, Daniel Aguilar, Ernesto Domínguez, Nidia Romero, Gerardo Romero, Alin Ochoa y Miguel Hernández. Por todas esas salidas, viajes y pláticas, han sido una parte importante en esta etapa.

A Diamir Cabrera, Paulina Angelares, Enrique Morales, Javier Sandoval y Miguel Jiménez, por su amistad y compañía, por motivarme a mejorar cada día.

INDICE

Dedicatoria y agradecimientos.....	i
Índice.....	iii
Lista de figuras.....	iv
Lista de tablas.....	vi
I. Introducción.....	1
1.1 Resumen.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos particulares.....	2
1.3 Marco conceptual.....	3
1.4 Antecedentes.....	6
1.5 Geología del área de estudio.....	9
II. Metodología.....	11
2.1 Fuentes de información y procesamiento de datos.....	11
2.2 Caracterización morfométrica de los conos.....	18
2.3 Caracterización morfométrica de flujos de lava.....	21
2.3.1 Promedio de espesor.....	21
2.3.2 Diferencia de superficie.....	27
2.3.3 Volumen mediante el uso de un Modelo Digital del Terreno.....	30
III. Morfología.....	32
3.1 Parámetros morfométricos.....	32
3.2 Geomorfología del área de estudio.....	41
3.2.1 Morfometría de los conos.....	52
3.2.2 Morfometría de los flujos de lava.....	58
3.3 Relaciones entre la morfometría de los conos y su edad.....	60
3.4 Comparación de resultados con trabajos previos.....	68
3.5 Evaluación de diferentes metodologías para el cálculo del volumen de los flujos de lava.....	71
IV. Discusión.....	74
V. Conclusiones y recomendaciones.....	75
VI. Bibliografía.....	77

Lista de figuras

Figura 1 . Mapa de localización de la región de estudio. (Página 13).

Figura 2. Mapa Altitudinal de 8 intervalos. El color rojo representa las mayores altitudes (hasta 3715 msnm) mientras que el verde fuerte las zonas de menor altitud (hasta 2210); las flechas, señalan la dirección de los flujos (Página 15).

Figura 3. Mapa de pendientes. Muestra los ángulos de inclinación de las diferentes geoformas. El color rojo indica un ángulo de inclinación de más de 40 grados de pendiente, mientras que los tonos verdes indican un ángulo de inclinación menor, muy cercana a los 0 grados. (Página 17)

Figura 4. Parámetros morfométricos, a partir de la metodología de Porter (1972) y Wood (1980). Dónde: W_{bco} es el eje mayor de la base; W_{sco} es el eje menor de la base; S_{co} es la pendiente; H_{co} es la altura del cono; D_{cr} es la profundidad del cráter. W_{bcr} y W_{scr} son el eje mayor y el eje menor del cráter. Tomado de: Dóniz, J., *et al.*, (2008) (Página 20).

Figura 5. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tlacotenco. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 22).

Figura 6. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Xicomulco. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 23).

Figura 7. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tzompoli. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 23).

Figura 8. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Atocpan. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 24).

Figura 9. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Teoca. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 24).

Figura 10. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tochuca. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 25).

Figura 11. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de lava vieja. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 25).

Figura 12. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Hijo de Cuauhtzin. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio (Página 26).

Figura 13. Se muestra la red TIN donde se observa el relieve actual de Xicomulco, posteriormente se extraen de las curvas de nivel de la unidad geomorfológica. Para finalmente generar un nuevo TIN que ya no contenga los valores altitudinales actuales sino un acercamiento al paleorelieve (Página 30).

Figura 14. Diagrama de flujo introducido en *ArcGis para automatizar la obtención de los valores de volúmenes de los flujos de lava, domos y conos estudiados en este trabajo.*

Figura 15. H_{co}/W_{co} de los conos estudiados. Este parámetro indica la proporción que tiene la altura del cono con respecto al diámetro de la base de este (Página 41).

Figura 16. Relación de las variables W_{cr}/W_{co} en los conos de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Este parámetro indica la proporción que tiene el diámetro del cráter con relación al diámetro del cono (Página 41).

Figura 17. Imagen tomada de Google. (2015). Vista aérea de los cuatro conos del Ocusacayo, donde: Oc 1: Ocusacayo 1, Oc 2: Ocusacayo 2, Oc 3: Ocusacayo 3 y Oc 4: Ocusacayo 4. (Página 42)

Figura 18. Fotografía de la sección S del Teuhtli, en rojo han sido señaladas sus flujos de lava en forma de escudo en las que se observa una pendiente suave, un espesor de 30 m y su distribución radial. (Página 43).

Figura 19. Fotografía del volcán Oyameyo. Sus flujos de lava forman una planicie con pendiente suave. (Página 44)

Figura 20. Fotografía tomada desde el sector E del volcán Tláloc. Solo es visible uno de sus tres conos. Sin embargo, es notoria la gran extensión de sus flujos de lava. (Página 45).

Figura 21. Fotografía tomada desde la cima del Domo Cuauhtzin, vista al E del Hijo del Cuauhtzin, donde se observa el cono y sobre la cima del cráter se observa arbolado (Página 47).

Figura 22. Fotografía de la ladera E del cono del volcán Teoca, que muestra su altura de 188 m. Como escala de referencia se utiliza el vehículo que viaja por la carretera (Círculo rojo). (Página 48).

Figura 23. Fotografía tomada desde el Sur del Cuauhtzin. La línea negra señala los lóbulos de los derrames de los flujos de lava del Cuauhtzin, como escala los árboles tienen una altura promedio de 2.5 m. (Página 50).

Figura 24. Fotografía panorámica de los flujos de lava del Cuauhtzin, la escala es una persona señalada en el círculo rojo (Página 51).

Figura 25. Se comparan los parámetros morfométricos entre los conos cerrados y los abiertos (herradura) (Página 55).

Figura 26. Comparación gráfica de los parámetros morfométricos, entre flujos de lava con mayor viscosidad y los de menor viscosidad (Página 59).

Figura 27. Pendiente de los conos de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin (Página 61).

Figura 28. Relación H_{co}/W_{co} para los conos, la línea indica al valor esperado para conos jóvenes (Página 62).

Figura 29. Representación gráfica de la relación que tiene la escala de efusividad con la relación H_{co}/W_{co} y con la altura del cono (Página 66).

Figura 30. Relación de la altura de los conos con su edad, se observa que conforme mayor sea la edad de los conos, menor será su altura (Página 67).

Figura 31. Volúmenes obtenidos para los mismos flujos de lava, con la utilización de diferentes metodologías (Página 71).

Figura 32. Volúmenes de los volcanes escudos utilizando dos metodologías que son más similares, DEM y TIN (Página 73).

Lista de Tablas

Tabla 1. Datos de los diferentes flujos de lava en la región

(Página 27).

Tabla 2 Morfometría de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Simbología: volcán escudo (1); flujo de lava (2); cono de escoria (3); domo (4); cono de escoria con flujo de lava (5); flujo de lava viejo (6) (Página 34).

Tabla 3. Índice de correlación de Pearson de las variables morfométricas estudiadas en la Sierra Chichinautzin (Página 37).

Tabla 4. Rangos tendencia de los parámetros morfométricos de los conos de la Sierra Chichinautzin (Página 53).

Tabla 5. Tabla modificada de Walker (1973) donde se explican las diferencias morfométricas existentes entre las lavas con alto y con bajo contenido de sílice (Página 56).

Tabla 6. Parámetros morfométricos de los flujos de lava con mayor viscosidad en la Sierra Chichinautzin. Composiciones extraídas del mapa geológico de Arana-Salinas (2004) (Página 57).

Tabla 7. Parámetros morfométricos de los flujos de lava con menor viscosidad en la Sierra Chichinautzin. Composiciones extraídas del mapa geológico de Arana-Salinas (2004) (Página 57).

Tabla 8. Características morfológicas de los edificios volcánicos de la zona de estudio. (Página 64).

Tabla 9.1 Datos morfométricos de conos, de distintos autores: Martín del Pozzo (1980), Arana-Salinas (2004) y la presente tesis (Página 69).

Tabla 9.2 Datos morfométricos de flujos de lava, de distintos autores: Martín del Pozzo (1980), Arana-Salinas (2004) y la presente tesis (Página 69).

I. Introducción

1.1 Resumen

La morfometría es una técnica que ha adquirido mayor peso e importancia dentro de los estudios relacionados a la vulcanología ya que a través de esta, es posible estudiar la evolución del paisaje, la génesis y morfología de los conos y de los flujos de lava. Las relaciones entre algunos de los parámetros como la altura del cono, el diámetro de la base, el diámetro del cráter, entre otros; permiten establecer clasificaciones con el fin de caracterizar campos monogénéticos de acuerdo a sus propiedades métricas generales. Para el caso mexicano se han estudiado morfométricamente los campos volcánicos de Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985; Chevrel *et al.*, 2015) y la Sierra Chichinautzin (Martín del Pozzo, 1980; Siebe *et al.*, 2004; Arana-Salinas, 2004).

Este trabajo consiste en la caracterización morfométrica de la porción Norte de la Sierra Chichinautzin, este sector de estudio está compuesto por dos conos de escoria, cuatro conos con flujos de lava asociados, seis conos de escoria coronados por un escudo de lava, tres domos y cuatro flujos de lava; la mayoría de estas estructuras se encuentran en altitudes cercanas a los 3 500 metros sobre el nivel de mar (msnm), al sur de la zona metropolitana de la Ciudad de México, entre las delegaciones Tlalpan y Milpa Alta. Lo que nos permitirá tener un conocimiento más claro sobre uno de los vulcanismos más cercanos a la zona conurbada de la Ciudad de México, dinámica que representa un riesgo para los habitantes de esta región, entendiendo el riesgo como la posibilidad de que ocurra un fenómeno natural de cierta magnitud y frecuencia que exponga la vida humana y las infraestructuras (Maskrey, 1993). Se pretende que el interpretar los procesos facilite la mitigación de los posibles desastres.

De acuerdo con Agustín-Flores (2009), la localización de la Sierra Chichinautzin por su cercanía con la Ciudad de México, su alta tasa de efusión y la actividad documentada reciente del volcán Xitle y el Chichinautzin (1665 ± 35 años y 1835 ± 55 años, respectivamente, que es una edad muy joven, geológicamente hablando) justifican que esta zona sea un objeto de estudio prioritario para comprender la dinámica del vulcanismo y sus efectos en la población aledaña.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Realizar una caracterización morfométrica con la finalidad de clasificar las diferentes estructuras de la región mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica para establecer cuantitativamente la variabilidad del vulcanismo monogenético en la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin.

1.2.2 Objetivos particulares

- Identificar diferencias morfométricas entre edificios volcánicos con distinta morfología.
- Determinar las diferencias morfológicas que existen en la región de estudio a partir del estudio morfométrico
- Comparar diversas herramientas de análisis morfométrico en los SIG para evaluar la más adecuada, se utilizarán MDT, Red de Triángulos Irregulares y reglas espaciales.

1.3 Marco conceptual

La geomorfología es una ciencia que incluye metodologías geográficas y geológicas para poder estudiar las formas de la superficie terrestre, a través de una descripción de la morfología, su génesis, su estructura, la evolución del paisaje, la dinámica, el diagnóstico a futuro y su relación con la actividad humana (Lugo-Hubp, 1989). A mediados del siglo XX la geomorfología se subdividió en diversas disciplinas, tales como la geomorfología estructural, la geomorfología fluvial, la geomorfología eólica, entre otras, producto de la especialización que se generó en esta época (Sala y Batalla, 1999). Así se creó la geomorfología volcánica que es la que se encarga de estudiar el relieve creado por actividad endógena, así como su relación con la actividad exógena resultado del intemperismo, la erosión y la acumulación (Lugo-Hubp, 1989).

La morfometría consiste en una serie de herramientas y metodologías que se utilizan en los estudios geomorfológicos, estos facilitan la aproximación al análisis cuantitativo del relieve, lo cual ha permitido clasificar el relieve en función de sus propiedades métricas (Henley, 2012). A partir de la aplicación de una metodología morfométrica es posible lograr la interpretación de la génesis de las formas, la edad relativa de éstas, la dinámica actual y, en algunos casos, la relación entre las formas de relieve y las estructuras, así como entender los procesos neotectónicos (Lugo-Hubp, 1989). La morfometría se complementa de la descripción cualitativa del relieve (morfología), que aporta al análisis de los elementos no cuantificables (Pavlopolous *et al.*, 2009).

Los conos monogenéticos han sido estudiados de manera cuantitativa a partir de los trabajos de Porter (1972) y Wood (1980), que propusieron diferentes parámetros morfométricos para poder caracterizarlos. Hasta antes de éstos, los estudios eran más de un carácter cualitativo y descriptivo, sin embargo, representaron una revolución para los trabajos posteriores ya que de acuerdo con Dóniz *et al.* (2008) con el uso de parámetros métricos ahora es posible:

- La reconstrucción de las tasas de emisión de magma.
- Definir morfológicamente los conos de escoria.

- Establecer relaciones entre la evolución y las edades relativas de los volcanes.
- Estimar la erosión del cono.
- Determinar y clasificar el tamaño de los volcanes.

Dóniz (2011), Kervyn *et al.*, (2011) y Henely (2012) utilizan parámetros cualitativos además de los cuantitativos para caracterizar el relieve monogenético. Una de las clasificaciones más utilizadas para los conos cineríticos es de acuerdo a su morfología. De esta manera se distinguen a los volcanes anulares cerrados de los volcanes abiertos en forma de herradura, estos últimos responden a erupciones que han sido perturbadas y dan como resultado deformaciones en el cono. Distinguir la morfología de los conos nos acercará a conocer el tipo de erupción que los ha generado (Henley, 2012).

Una vez explicada la funcionalidad de los estudios morfométricos en campos monogenéticos, es necesario conceptualizar las diferentes estructuras que se encuentran en éstos. Un volcán monogenético es un edificio formado por el ascenso continuo de materia hacia la superficie terrestre en un intervalo de tiempo limitado, es decir, manifestaciones de una sola etapa de actividad (Macdonald, 1972). Los conos cineríticos son de pequeña altura, en forma de figura geométrica de cono truncado que se forman a través de la acumulación de cenizas y otros depósitos piroclásticos, en sus cimas tienden a tener cráteres de geometría cóncava, el tamaño de los conos depende de la intensidad de la explosión, que al salir en trayectorias balísticas cortas se van acumulando para descansar en un ángulo de reposo de aproximadamente treinta grados (Macdonald, 1972).

Por otro lado, los flujos de lava son efusiones de roca fundida o de magma compuestos por silicatos, su punto de fusión se puede encontrar entre 800 °C y los 1200 °C. En el caso de ser de composición basáltica, su punto de fusión está entre 950° y 1200°, los flujos se distinguen de los domos por su pendiente prolongada. (Houghton y Wilson, 2000). Su longitud, su área y su espesor son parámetros morfométricos que se verán influenciados por la viscosidad inicial de la lava, el volumen del flujo de lava que ha sido

emitido, la pendiente sobre la cual se emplazó y la presencia de valles en el paleorelieve (Walker, 1973). La viscosidad y topografía donde se emplazó el flujo de lava, resultan ser los factores más influyentes sobre la morfometría (Walker, 1973), ejemplos de esto son las lavas tipo AA, *blocky lava* o lava en bloque, *Pahoehoe* y *Toothpaste lava*.

En cuanto a los domos de lava, son montículos de roca volcánica que se forman cuando el magma denso, generalmente de dacítico a riolítico, se enfría rápidamente después de salir del interior de la Tierra. La altura de los domos puede variar desde unos pocos metros hasta más de un kilómetro de espesor. Se pueden formar de manera aislada o lineal ya que existen en el mundo cadenas arqueadas de hasta veinte kilómetros de largo. (Houghton y Wilson 2000).

Con respecto a los estudios morfométricos en flujos lava y domos Walker (1973) propone que la viscosidad es la variable que afectará directamente a las propiedades métricas de éstos, por lo tanto, estima que la composición del magma ejercerá una mayor influencia sobre el espesor, la longitud, el área y el volumen de los flujos de lava. Esto lo obtuvo a través del análisis de 896 flujos de lava; 479 de composición mayoritariamente basáltica y 417 de composición andesítica-basálticas de distintos ambientes geológicos del mundo. En el mencionado trabajo, además de la viscosidad, se plantea que el total de volumen de lava emitida, la tasa de efusión, la pendiente sobre la que se ha emplazado y la topografía son factores que influirán en la morfometría.

1.4 Antecedentes

La Sierra Chichinautzin es una de las mayores concentraciones de vulcanismo monogenético dentro del CVTM, han sido contabilizados más de 220 conos cineríticos del cuaternario, flujos de lava asociados y depósitos de materiales piroclásticos que cubren un área de 2 500 km² (Bloomfield, 1975; Lugo-Hubp, 1984, Siebe *et al.*, 2004). Entre los trabajos de morfometría en la región se tiene el de Rodríguez-Lara (1997) quién generó un mapa geológico de la zona, calculó las áreas de los flujos de lava, estimó el volumen de las erupciones y determinó los parámetros morfométricos de los conos cineríticos utilizando la metodología propuesta por Porter (1972) y Wood (1980).

Márquez *et al.* (1999) obtuvieron los valores morfométricos de 181 conos de la Sierra Chichinautzin utilizando las metodologías propuestas por Porter (1972) y Wood (1980) que dieron como resultado parámetros de altura y diámetro de los conos. Velazco-Tapia y Verma (2001) realizaron una investigación en la Sierra Chichinautzin, recapitulando información geológica, morfométrica y cronológica.

Martín del Pozzo (1980) hizo una caracterización morfológica de la Sierra Chichinautzin en la cual propone valores morfométricos de varios de los flujos estudiados en la presente tesis; identificó el promedio de espesor, la longitud de los flujos, altura de los conos, el área y el volumen; con base en los valores estadísticos obtenidos logró caracterizar tres tipos de rasgos morfológicos que son: flujos, conos de escoria y conos con lava. Por su parte Siebe *et al.* (2004) realizaron estimaciones de áreas y volúmenes, de unidades como Chichinautzin, Pelado y el Conjunto Guespalapa. Estos trabajos se realizaron a través de datos en campo y cartas topográficas.

Arana-Salinas (2004), realizó la caracterización morfométrica de algunos conos cineríticos, flujos de lava y domos de la Sierra Chichinautzin, para lo cual utilizó una metodología que consistía en el uso de un planímetro para obtener las áreas de las estructuras; mediante mediciones hechas en campo en cortes de carretera y frentes de lava, obtuvo el promedio de espesor para cada flujo. Posteriormente estos dos parámetros los multiplicó para obtener así el volumen de cada estructura. Para la delimitación de las estructuras realizó

interpretaciones geológicas en campo y cartografía temática; con énfasis en el Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin. En el mencionado trabajo se utilizó la nomenclatura y definiciones propuestas por Porter (1972) y Wood (1980).

Dóniz *et al.* (2008) realizaron un estudio en la Isla de las Canarias en España donde reunieron los parámetros morfométricos esenciales para la caracterización de los conos, estos se encuentran de manera gráfica en la figura 4. Los parámetros utilizados son: 1) altura del cono (H_{co}), esta se entiende como la diferencia altitudinal entre el punto más alto y la base del cono; 2) diámetro mayor de la base del cono (W_{bco}) y 3) diámetro menor de la base del cono (W_{sco}); debido a que los conos se presentan en una geometría elíptica irregular y no en forma de circunferencia, estos valores son entendidos como el eje mayor y el eje menor de una elipse, que representa la base del cono; 4) diámetro del cono (W_{co}), éste representa el promedio obtenido de los dos diámetros (el mayor y el menor) de la base del cono; 5) área (A_{co}) del cono entendida como la superficie total que cubre el cono; 6) profundidad del cráter (D_{cr}), que se refiere a la diferencia altitudinal entre la parte más alta del cono y el nivel altitudinal mínimo registrado dentro del cráter; 7) diámetro mayor del cráter (W_{bcr}) y 8) diámetro menor del cráter (W_{scr}), donde de igual manera que el cono, el cráter es interpretado como una elipse por lo cual es posible distinguir dos ejes, el mayor y el menor; 9) diámetro del cráter (W_{cr}), que es el promedio del diámetro mayor y del diámetro menor del cono.

Las relaciones H_{co}/W_{co} ; W_{cr}/W_{co} , fueron establecidas por Porter (1972) al estudiar al Mauna Kea. Estos son valores representativos de la erosión y de la edad relativa de los conos, ya que con ellas se obtienen valores de pérdida de material. La pendiente del cono (S_{co}) es dada en grados y se refiere a la inclinación del terreno en las laderas de la estructura. Elongación del cono (E_{co}) y elongación del cráter (E_{cr}), estos valores representan los factores de distorsión en la morfología, por lo que son interpretados como la desviación de la circunferencia; el primero se obtiene al dividir el diámetro mayor entre el diámetro menor de la base del cono y el segundo se obtiene con la división del diámetro mayor y el diámetro menor del cráter (Romero *et al.*, 2000). Y por último el volumen del cono (V_{co}), es el total del material que compone a un cono.

Keresturi y Németh (2012) exponen que la morfometría de los conos considera parámetros que nos aproximan a la edad relativa, en especial la pendiente y la relación H_{co}/W_{co} , ya que son elementos que se modifican conforme la erosión actúa sobre las laderas de los conos. Sin embargo, es necesario considerar las condiciones climáticas de la zona, así como la resistencia del material del cual está compuesto el cono, ya que, por esto, la morfometría podría verse mayormente alterada en un menor tiempo. Dicho de otra forma, el tiempo es un factor clave en la degradación del cono, aunque será el clima de la zona y la resistencia de los materiales los que aceleren los procesos de degradación del cono.

En el cálculo del volumen de los flujos de lava se han empleado distintas metodologías para aproximarse a la realidad. El promedio de espesores multiplicado por el área del flujo o domo es una metodología que ya ha sido utilizada para algunas manifestaciones de vulcanismo monogenético. (Arana-Salinas, 2004; Salinas y López-Blanco, 2010; Guilbaud, 2011). Con respecto a la aplicación de Sistemas de Información Geográfica (SIG), se ha empleado la herramienta de geoprocésamiento *surface difference* (Stevens *et al.*, 2003; Owbney *et al.*, 2008; Rodríguez-García *et al.*, 2011; López-Acevedo y Pellicer-Bautista, 2014, Chevrel, *et al.*, 2015). También los Modelos Digitales del Terreno han representado herramientas útiles para el cálculo de los volúmenes (Favalli *et al.*, 2009; Grosse *et al.*, 2012).

Antes del uso de SIG los cálculos de valores morfométricos se calculaban de manera manual utilizando herramientas de cálculo como planímetros, curvímetros, cuadrantes utilizando las coordenadas UTM, midiendo la distancia entre curvas de nivel, la fotointerpretación de fotografías aéreas, entre otras. Las metodologías de cálculo, análisis y clasificación sistemática geomorfológica son conocidas a través de los trabajos de James (1950), Haase (1976), Van Zuidam (1977) y Sayago (1982).

Las metodologías semiautomatizadas y manuales utilizadas con anterioridad en estudios morfométricos son explicadas por Cabrera y Legorreta (1989), para la altimetría, utilizaron una cuadrícula para obtener altitud promedio, el área la obtuvieron a través de la diferencia de pesos. La digitilización de cartografía fue echa a través de paquetes de computación como 3D Perspective que les brindó gráficas en perspectiva que facilitó la elaboración de perfiles para los cálculos de espesores.

1.5 Geología del área de estudio

El Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) se extiende a lo largo de 1000 km con una orientación de E-W y se compone de volcanes compuestos, calderas, domos, volcanes escudos y miles de centros eruptivos monogenéticos, principalmente conos de escoria (Márquez *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2007). En el centro de este Cinturón se encuentra la Sierra Chichinautzin y su origen está asociado a la subducción de la placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica que provoca la formación de cámaras magmáticas dentro del continente y la formación de volcanes (Medina-Martínez, 1997).

La Sierra Chichinautzin se localiza al sur de la cuenca de México, esta es una cuenca lacustre que se encuentra en promedio a los 2240 msnm, es rodeada por sierras de origen volcánico; bajo las secuencias volcánicas se encuentran secuencias de dolomitas y calizas clásticas de ambiente marino pertenecientes al Cretácico asociadas a las formaciones Mexcala, Cuautla, Morelos y Xochicalco. (Fries, 1960; De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Durante el Terciario temprano y medio se depositaron productos del “Grupo Balsas” compuestos principalmente de sedimentos lacustres donde predominan evaporitas, calizas de ambiente lacustre, conglomerados calcáreos y volcánicos (Fries, 1956, 1966; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; Rodríguez-Lara, 1997; García Palomo *et al.*, 2001; Velasco-Tapia y Verma 2001).

Es el Cuaternario el periodo donde se origina la Formación Chichinautzin en la cuenca de México, nombrada así por primera vez por Fries (1956; 1960), constituida primordialmente de material volcánico producto de actividad monogenética, que se encuentra sobre aluvión compuesto de depósitos de sedimentos fluviales y suelos (Velasco-Tapia y Verma 2001). En la Sierra Chichinautzin se han identificado basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas.

Con respecto a la geología estructural de la zona, de acuerdo con Velasco-Tapia y Verma (2001) se han realizado distintos estudios en la zona, tales como el de Johnson y Harrison (1990) donde se reporta la existencia de fallas normales con una orientación E-W; En el límite occidente de la región, en el área de Tenango, se identificaron fallas normales con

la misma orientación E-W (García *et al.*, 1996). Esto ha llevado a varios autores a señalar que los conos volcánicos en la Sierra Chichinautzin se encuentran alineados en una orientación E-W (Fries, 1966; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1997), aunque algunos otros autores (Demant, 1981; De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) proponen una orientación de N 60° E. De tal manera que Márquez *et al.*, (1999) proponen un ambiente extensional en la región con una dirección N-S y otra en una dirección E-W. Siebe *et al* (2004), coinciden con lo propuesto por estos autores, pero además mencionan que en la parte Norte de la Sierra Chichinautzin se presenta un fallamiento escalonado, cuyas fallas extensionales sirven como vías de ascenso preferencial de frecuentes volúmenes de magma a la superficie. En cuanto a la densidad de conos en la región, Bloomfield (1975) calculó 0.1 conos/km². Swinamer (1989) estimó un volumen total de 1 600 km³.

Datos paleomagnéticos indican que el vulcanismo de la Sierra Chichinautzin en su mayoría es más joven de 0.7 - 0.8 Ma (Mooser *et al.*, 1974; Herrero y Pal, 1978; y Martín del Pozzo, 1989.) Mientras que las morfologías y edades obtenidas por el método de radiocarbono indican que una cantidad considerable de conos y flujos de lava tienen edades menores a 40,000 años (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Kirianov *et al.*, 1990; Siebe, 2000), todo esto de acuerdo a Agustín-Flores (2009). Siebe *et al.*, (2004) definieron las edades por radiocarbono para volcanes de la zona, tales como El Pelado, Chichinautzin y Guespalapa (El Hoyo, Manteca, El Caballito y El Palomito).

Con respecto a la tasa de efusión Siebe *et al.*, (2004) calculan 0.8 km³/1000 años. En su mayoría las rocas volcánicas del área son andesitas basálticas y dacitas que pertenecen a la serie calcoalcalina (Gunn y Mooser, 1971; Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe *et al.*, 2004).

II. Metodología

2.1 Fuentes de información y procesamiento de datos

Se realizó trabajo de gabinete que consistió en el análisis de bibliografía relacionada con el tema y de la zona de estudio. Además, se consultó la base de datos digital de INEGI para obtener acceso a información cartográfica, tanto a cartas topográficas como a los metadatos de la región. Las cartas topográficas fueron utilizadas en la escala 1:50 000; los metadatos con los que se trabajó de acuerdo a la nomenclatura usada por INEGI, fueron las siguientes:

E14 A49

E14 A39

E14 B41

Los Sistemas de Información Geográfica trabajan con dos diferentes grupos de información; la información vectorial y raster. La primera, hace referencia a datos espaciales agrupados en puntos, líneas y polígonos; mientras que la segunda se refiere a información espacial contenida en imágenes compuestas de píxeles. INEGI pone a disposición pública información raster a través de Modelos Digitales del Terreno (MDT) que es una red regular de malla cuadrada con valores de altitud media en cada celda.

Esta información es generada a través de tecnología LIDAR, un método directo de altimetría que utiliza plataformas satelitales de alta resolución. Los MDT utilizados para este trabajo son de Alta Resolución LIDAR, de terreno ASCII con resolución espacial de quince metros de terreno a escala 1:10 000. Para el procesamiento de datos digitales en este trabajo se utilizó el Software *ArcGis10.1* (ESRI, Inc. Redlands, CA, USA) el cual es un Sistema de Información Geográfica que sirve como base de datos espaciales, procesador de información espacial y generador de mapas temáticos. Para la realización de esta tesis se utilizó como base de datos y a través de sus diversas herramientas se procesaron los datos para generar información morfométrica.

Se descargó el MDT de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin desde la plataforma digital de INEGI, con este modelo fue posible trabajar con tres dimensiones.

Además, desde la plataforma digital de INEGI se descargaron las capas de curvas de nivel con equidistancia de 15 m y con estas se trabajó durante la investigación.

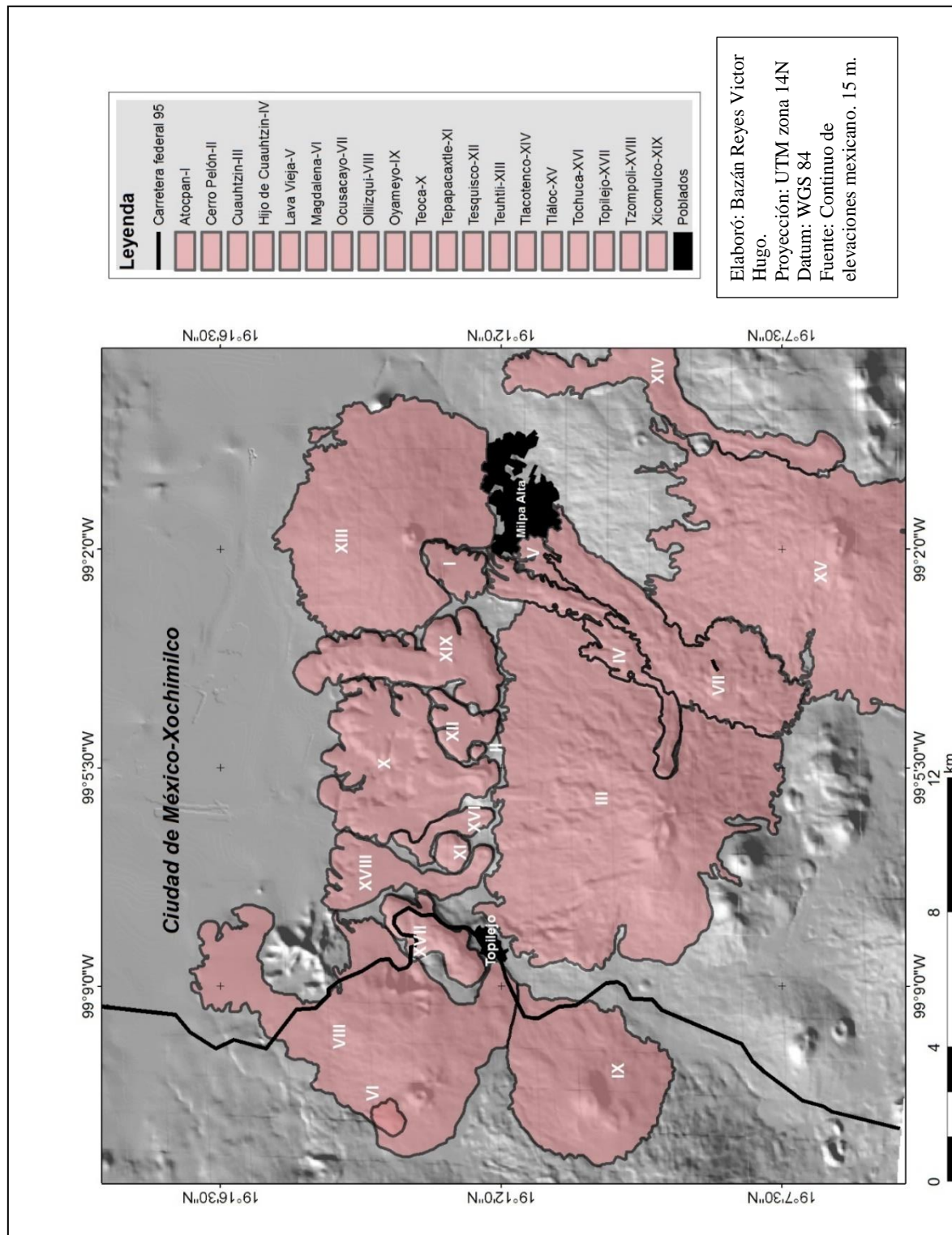


Figura 1 . Mapa de localización de la región de estudio.

Se realizó la caracterización morfométrica de la región, se generó el mapa altimétrico (Figura 2) y el de pendientes (Figura 3) utilizando el software *ArcGis 10.1*. Estos mapas fueron realizados con base en la metodología descrita por Lugo-Hubp (1991) y tienen la finalidad de facilitar la interpretación de las curvas de nivel, del TIN o del MDT. El mapa altimétrico se generó (Figura 2) con el objetivo de tener una mejor interpretación altitudinal del terreno y de esta manera poder detectar las cimas y los frentes de lava. La correcta interpretación de este mapa nos permitió identificar la dirección de los flujos de lava; así como las bajadas de agua en épocas de lluvia.

Se decidió trabajar con 8 rangos altitudinales y de pendiente que fueron establecidos a través de medidas de posición, ya que a través del ejercicio de ensayo y error se decidió que los 8 rangos son los que mejor representaban de manera gráfica las diferencias altitudinales en la zona de estudio, trabajar con estos rangos nos mostró con mayor claridad las cimas o puntos de emisión de los flujos de lava.

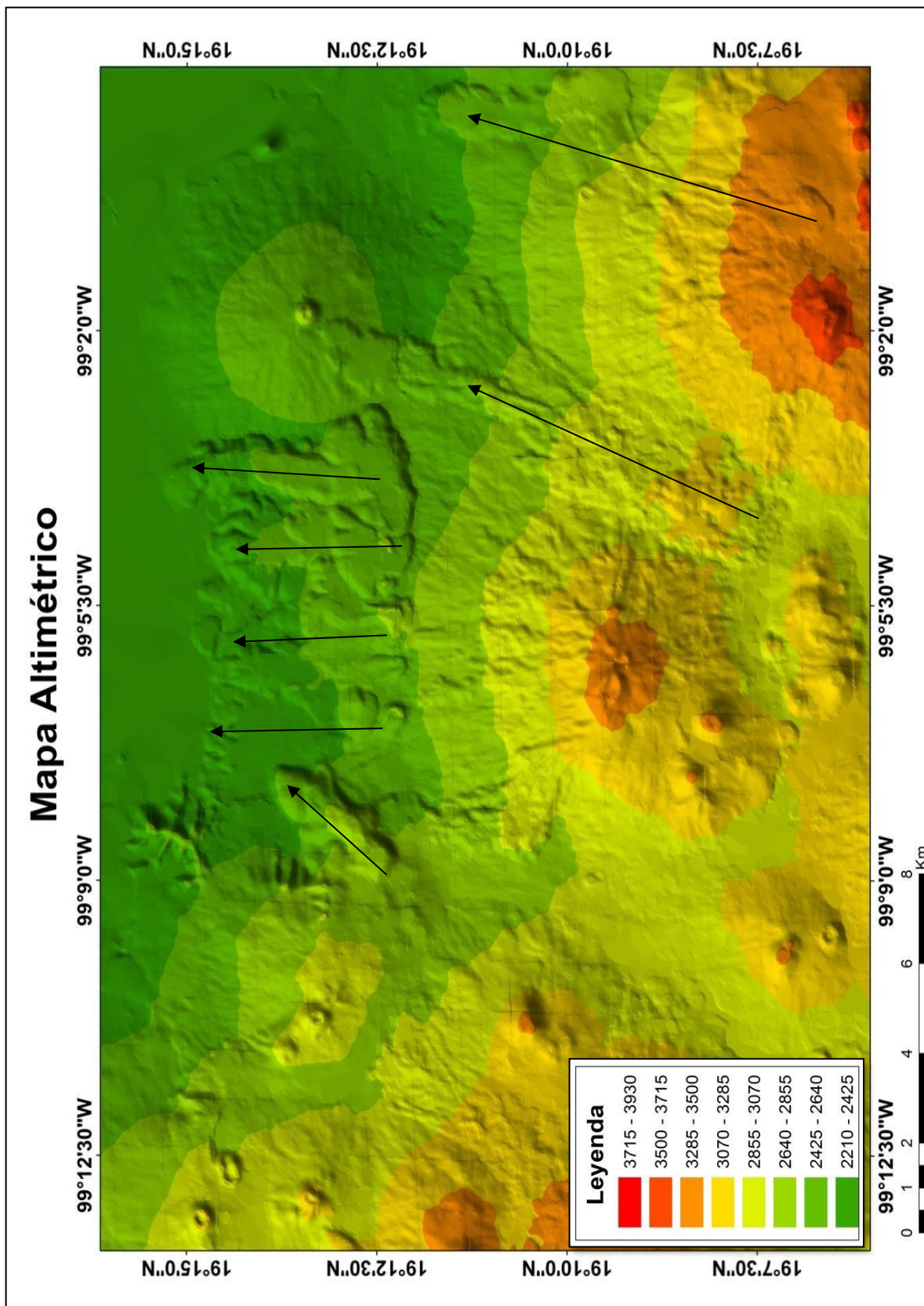


Figura 2. Mapa Altitudinal de 8 intervalos. El color rojo representa las mayores altitudes (Hasta 3715 msnm) mientras que el verde fuerte las zonas de menor altitud (Hasta 2210); las flechas, señalan la dirección de los flujos.

El mapa de pendientes (Figura 3) fue creado con ocho intervalos que se encuentran entre los 0 y los 60 grados de inclinación, con este mapa se obtuvieron los valores mínimos y máximos de pendiente, de tal manera que fue posible identificar la topografía en la que ocurrieron los procesos dominantes del área. Este mapa consiste en transformar las distancias entre curvas de nivel en valores de pendiente (Zaragoza-Zúñiga, 2006). La función matemática propuesta por el autor para obtener la pendiente es la siguiente:

$$m = \text{inv.Tang} (DV/DH).$$

Para lo cual:

$$m = \text{Pendiente}; DV = \text{Distancia vertical}; DH = \text{Distancia horizontal}.$$

Se decidió trabajar con 8 rangos de pendiente debido a que se hizo un análisis del histograma de un raster de pendientes el cual graficó la cantidad de pixeles por pendiente absoluta del área (Salinas, 2005). El trabajar con 8 intervalos que se asocian a distintos puntos de ruptura en el histograma favoreció la interpretación del mapa ya que este nos evidenció escarpes en el relieve, planicies y conos.

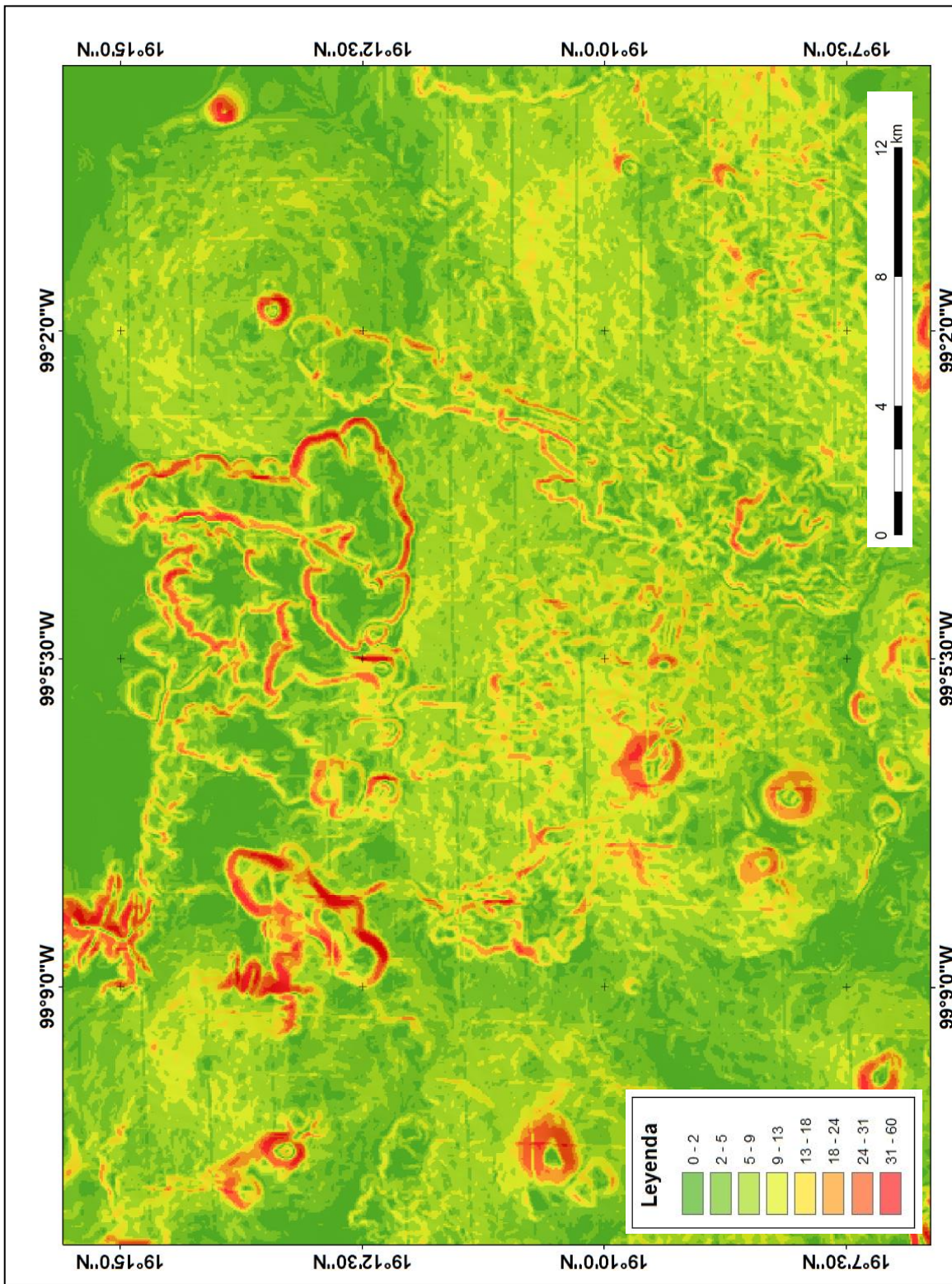


Figura 3. Mapa de pendientes. Muestra los ángulos de inclinación de las diferentes geoformas. El color rojo indica un ángulo de inclinación de más de 40 grados de pendiente, mientras que los tonos verdes indican un ángulo de inclinación menor, muy cercana a los 0 grados.

2.2 Caracterización morfométrica de los conos

Los conos cineríticos representan una de las manifestaciones de vulcanismo más comunes en el mundo y es a partir de los estudios de Porter (1972) y Wood (1980) cuando se comienzan a caracterizar morfométricamente el relieve y sus cambios para poder modelar, interpretar y describir a partir de valores cuantitativos. Los trabajos mencionados fue posible encontrar relaciones estadísticas en los conos asociados a escenarios tectónicos por lo que los valores son válidos en varios campos volcánicos del mundo, incluida la Sierra Chichinautzin.

La metodología usada en este trabajo está basada en un análisis morfológico y morfométrico para poder definir y caracterizar las formas volcánicas (conos, flujos de lava, domos y volcanes escudo) que las morfologías presentes en la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin, y obtener parámetros cuantitativos que caractericen a la región.

Para obtener los valores cuantitativos fue necesario previamente realizar la caracterización morfológica de los conos, a través de la interpretación geomorfológica de las curvas de nivel.

Los parámetros morfométricos calculados son:

- Altura del cono (H_{co}): Se obtiene a partir de la diferencia altitudinal entre la parte superior y la base del cono, (Wood, 1980; Hooper y Sheridan, 1998). Se calculó a través del mapa altimétrico, haciendo una resta con la altura máxima y la altura mínima de cada unidad.
- Diámetro mayor del cono (W_{bco}) y diámetro menor del cono (W_{sco}): Estos no se presentan en circunferencias, sino en una geometría irregular por lo que se hace la comparación a modo de elipse, logrando obtenerse un eje mayor y un eje menor (Porter, 1972; Wood, 1980). A través de una regla métrica en el SIG se midió la distancia de los dos ejes.
- Diámetro del cono (W_{co}): Representa el promedio obtenido de los dos diámetros (El mayor y el menor) de la base del cono (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980).
- Área del cono (A_{co}). Se puede obtener a partir de diferentes técnicas; con un planímetro o a través del conteo digital de los píxeles (15 m) presentes en el polígono. Para el presente

trabajo se utilizó la herramienta *Add Surface Information*, para poder hacer el conteo digital de píxeles.

- Profundidad del cráter (Dcr): Promedio de una diferencia generada entre la altura máxima registrada en el cono menos la altura mínima del cráter. Esto es identificado a través de la generación de perfiles geomorfológicos. (Porter, 1972; Karátson, 1996; Hooper y Sheridan, 1998; Carn, 2000). El cálculo de este parámetro constó de generar diversos perfiles en el cráter para poder identificar la altura máxima en los labios del cráter y la altura mínima del cráter, para poder hacer la diferencia.
- Diámetro mayor del cráter (Wbcr) y diámetro menor del cráter (Wscr): De igual manera que la base del cono, los cráteres presentan geometrías irregulares por lo cual es posible identificar un eje mayor y uno menor. (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980). Se calcularon mediante el uso de la regla métrica del SIG.
- Ancho del cráter (Wcr): Se obtuvo promediando el diámetro mayor y el diámetro menor del cono. (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980).
- Hco/Wco; Wcr/Wco: Porter (1972) estableció estos índices de relación entre la altura del cono, el diámetro del cráter y el diámetro del volcán para los conos del Mauna Kea. Posteriores estudios han demostrado que aparentemente los valores obtenidos en este son válidos en otros conos de escoria que pertenezcan a otros entornos tectónicos. La proporción esperada para Hco/Wco en conos jóvenes es de 0.18, es decir, la altura del cono equivale a 0.18 de lo que mide el ancho del cono. Por su parte, el ancho del cráter equivale al 0.36 del ancho del cono, esto de acuerdo a las proporciones esperadas para conos jóvenes del Pleistoceno y Holoceno (Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980).
- Pendiente del cono (Sco): Se genera el mapa de pendientes siguiendo el método propuesto por Lugo-Hubp (1991). Al generarlo en un SIG, cada pixel del cono cuenta con un valor de inclinación en grados, una vez generado es posible obtener el valor promedio para cada cono.
- Elongación del cono (Eco) y alargamiento del cráter (Ecr): Estos valores representan los factores de distorsión en la morfología, por lo que son interpretados como la desviación de la circunferencia; el primero se obtiene al dividir el diámetro mayor entre el diámetro menor de la base del cono y, el segundo se obtiene con la división del diámetro mayor entre el diámetro menor del cráter (Romero *et al.*, 2000).

- Para el índice de separación (Slco) se mide la distancia que hay entre el centro geométrico del cono y el centro geométrico del cono más cercano. (Wood, 1980; Dóniz, 2004; Becerra-Ramírez, *et al.*, 2008).

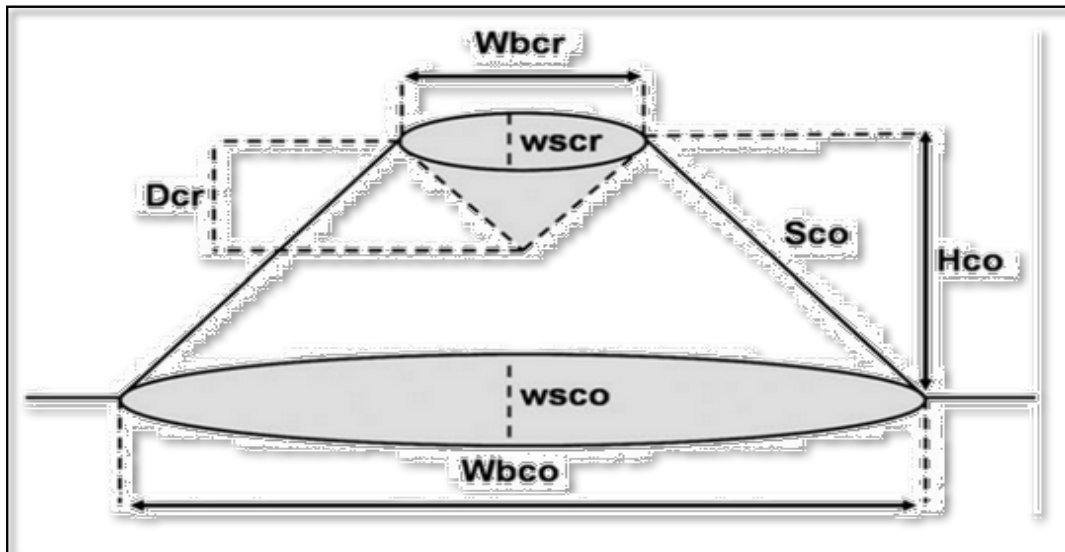


Figura 4. Parámetros morfométricos, a partir de la metodología de Porter (1972) y Wood (1980). Dónde: Wbco es el eje mayor de la base; Wsco es el eje menor de la base; Sco es la pendiente; Hco es la altura del cono; Dcr es la profundidad del cráter. Wbcr y Wscr son el eje mayor y el eje menor del cráter. Tomado de: Dóniz *et al.*, (2008).

- Volumen del cono (V_{co}). Este parámetro morfométrico se obtiene a partir de multiplicar la altura del pixel por el área, con lo que se obtiene el volumen en cada pixel. Una sumatoria de todos los volúmenes, genera el volumen total de cada cono. La altura de cada pixel se obtiene a través de una diferencia entre los valores de la Z real y la Z mínima de la Unidad.

2.3 Caracterización morfométrica de flujos de lava

El obtener parámetros morfométricos de los flujos y domos de lava, como lo son, espesor promedio, distancia recorrida y volumen, permite caracterizar la tasa de emisión de un periodo efusivo, además facilita el entendimiento de la evolución de las estructuras, debido a que con un correcto análisis de los datos es posible relacionarlos con tipo de erupción, composición de la lava, etc. Por tal motivo la aplicación de un método morfométrico aportará datos importantes y cuantificables de su formación y de la erosión, tanto de los flujos como de los domos. Estudios geológicos y geomorfológicos de la región (Martín Del Pozzo, 1980; Arana-Salinas, 2004 y Siebe *et al.*, 2005) han estimado diferentes áreas de cobertura de las lavas de la Sierra Chichinautzin mediante el empleo de metodologías manuales (como el planímetro, el curvímetro, mediciones en cartografía, entre otros.) Para esta tesis se volvió a calcular con el software *ArcGis 10.1* ya que esta metodología es diferente a las presentadas por los autores mencionados y será importante resaltar las diferencias que puedan llegar a existir por el empleo de distintos métodos.

Para esto se emplearon nuevas delimitaciones, trazadas a partir de la interpretación geomorfológica de las curvas de nivel; a través de la herramienta *Add Surface Information* que genera información a partir de los polígonos de los flujos. Esta herramienta espacial utiliza el conteo de pixeles contenidos en un polígono, al saber el área de cada pixel, se obtiene el área total de la unidad. Para el cálculo de la longitud de los flujos de lava se trazó una línea a través de cada uno, que siguiera su dirección a partir del foco de emisión hasta su frente de lava.

2.3.1. Promedio de espesor

El volumen de los flujos de lava es calculado al multiplicar su área de cobertura por el promedio de su espesor. Este método ha sido utilizado en la región por distintos autores. (Martín del Pozzo, 1980; Arana-Salinas, 2004 y Siebe *et. al.*, 2005). Este promedio se obtiene a partir de la elaboración de múltiples perfiles a lo largo del flujo. La fórmula para obtener el volumen es:

$$dh = H_{max} - H_{mm}$$

$$V = \Sigma S (dh)$$

Donde dh es la diferencia de espesores, H_{max} es la altura máxima del perfil, H_{min} es la altura mínima del perfil y S es el área del flujo. Esta metodología ha sido empleada para el cálculo de flujos de lava y depósitos de avalancha en el Volcán Jocotitlan (Salinas y López-Blanco, 2010) así como para flujos de lava en el área de Tacámbaro-Purarán (Chevrel *et al.*, 2015).

Para este trabajo se utilizó este método mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica. Con base en una interpretación de curvas de nivel y el mapa altimétrico se identificó el eje mayor de los flujos de lava, es decir, se trazó una línea longitudinal a través de la dirección del flujo y con referencia en estas líneas longitudinales se generaron los perfiles geomorfológicos de los flujos (Figuras 5 a 12). Con estos se obtuvo la distancia total de cada uno, sus espesores y de esta forma su volumen (Tabla 1).

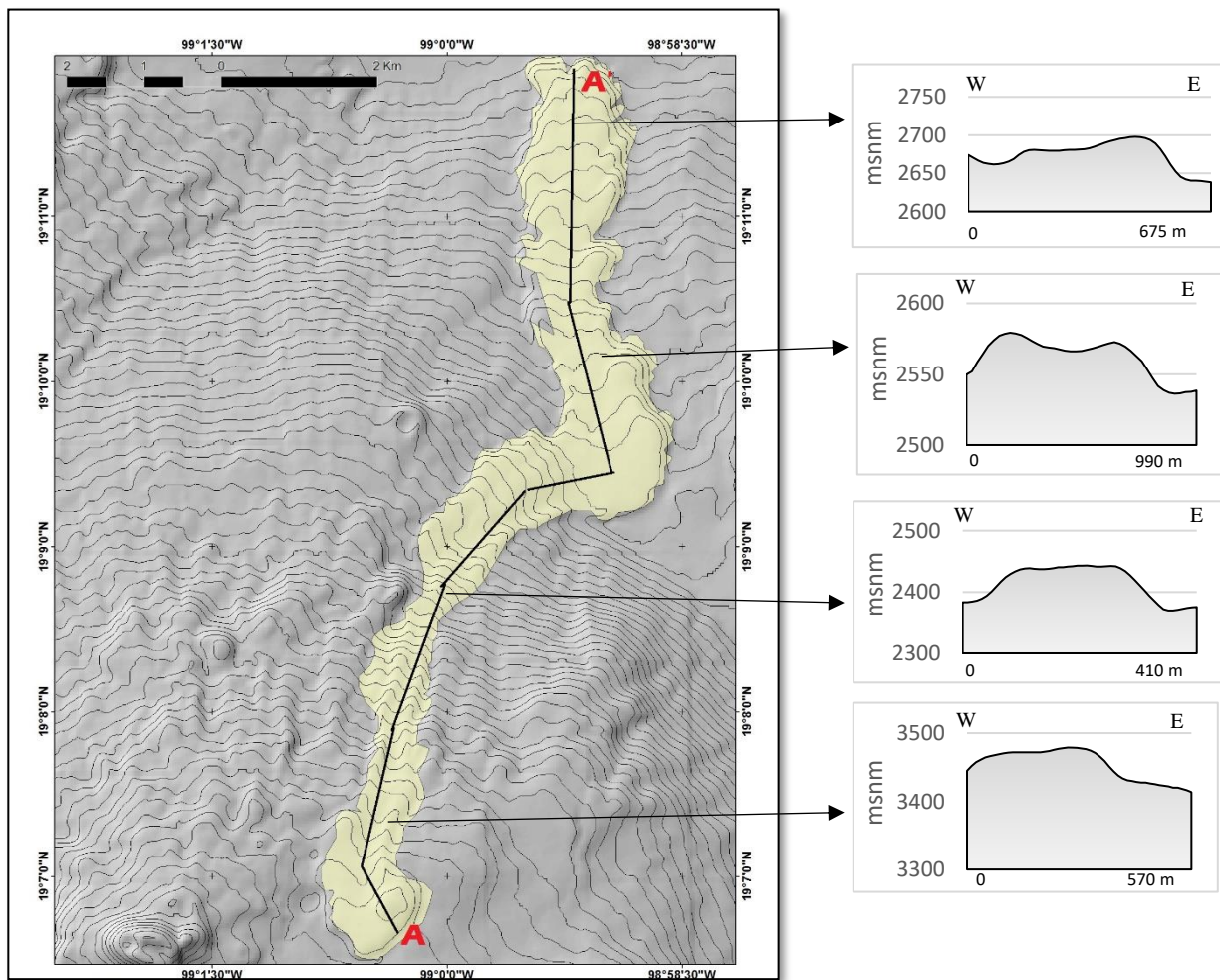


Figura 5. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tlacotenco. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

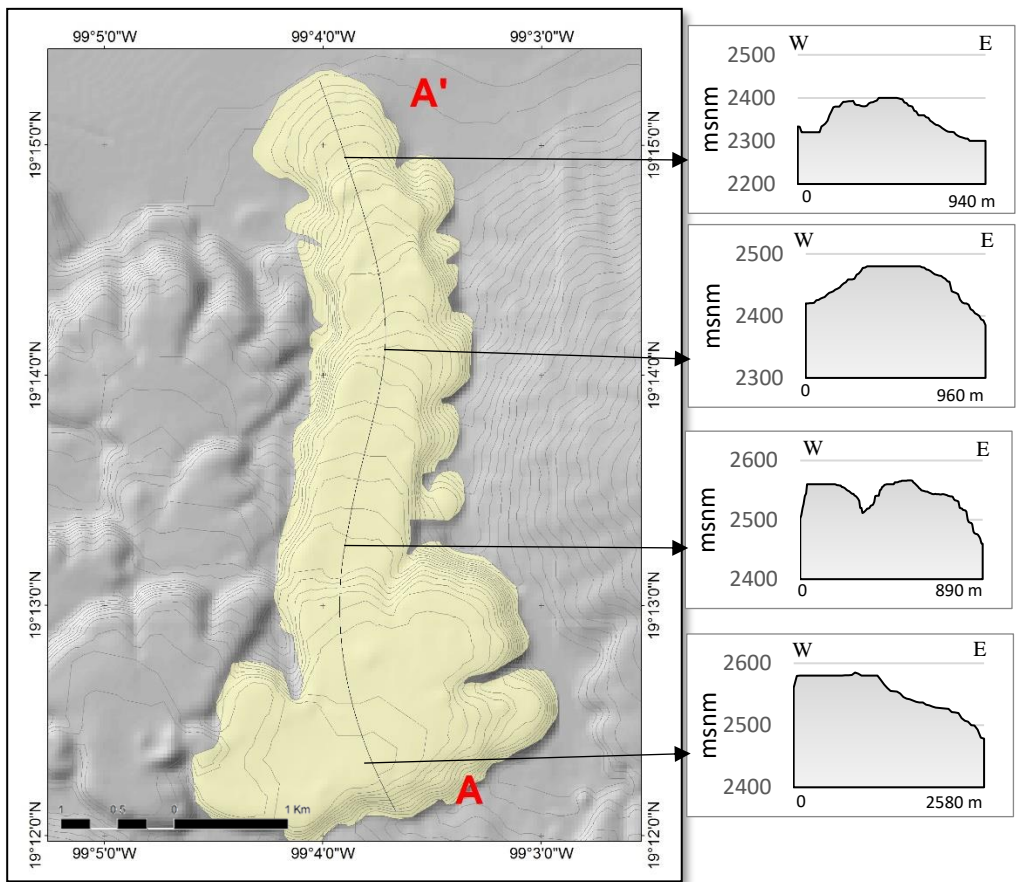


Figura 6. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Xicomulco. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

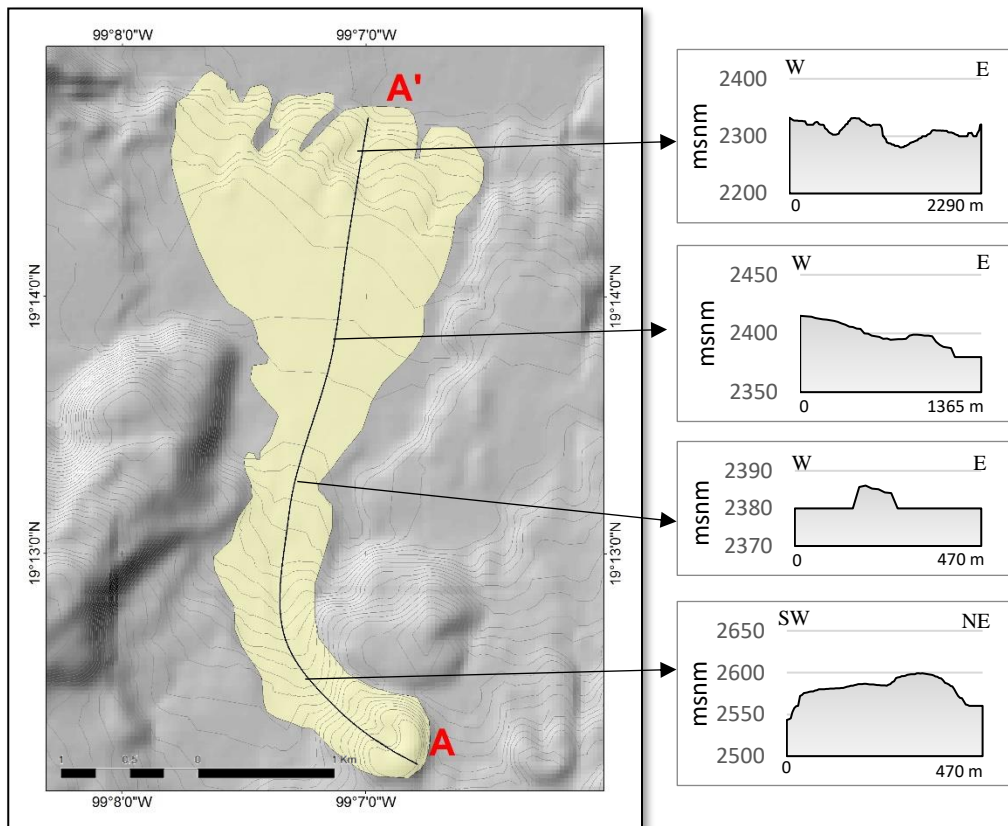


Figura 7. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tzompoli. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

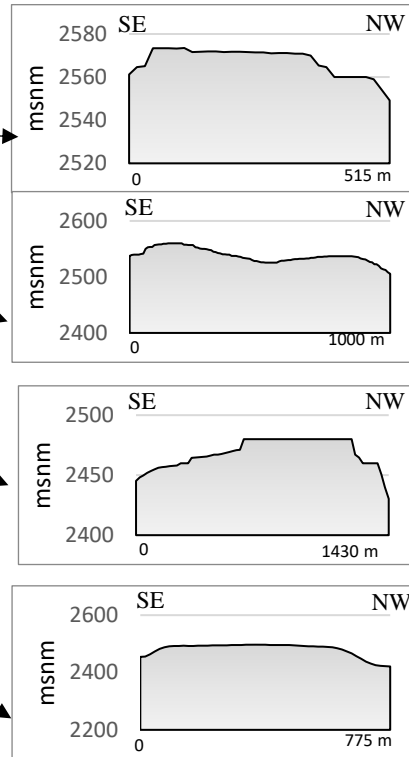
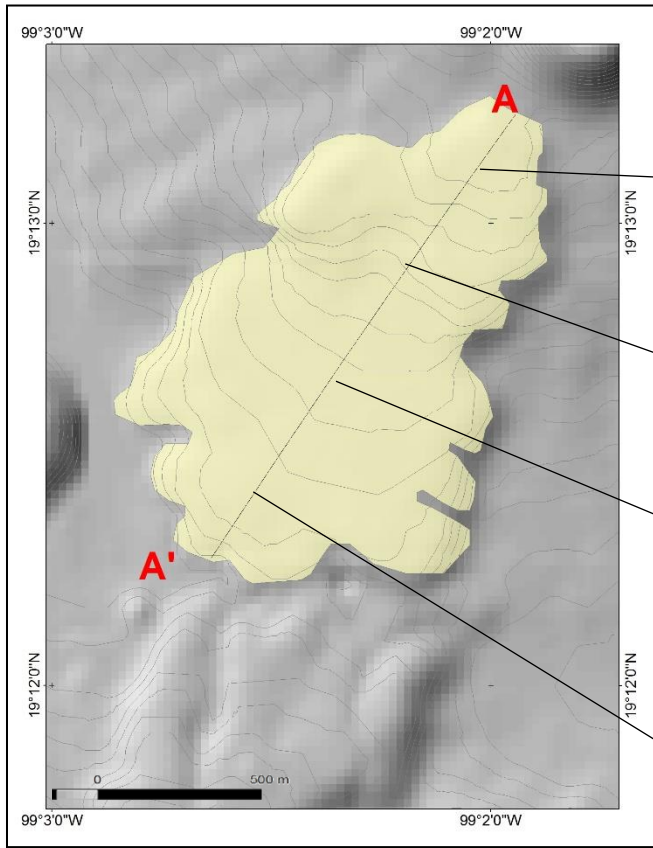


Figura 8. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Atocpan. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

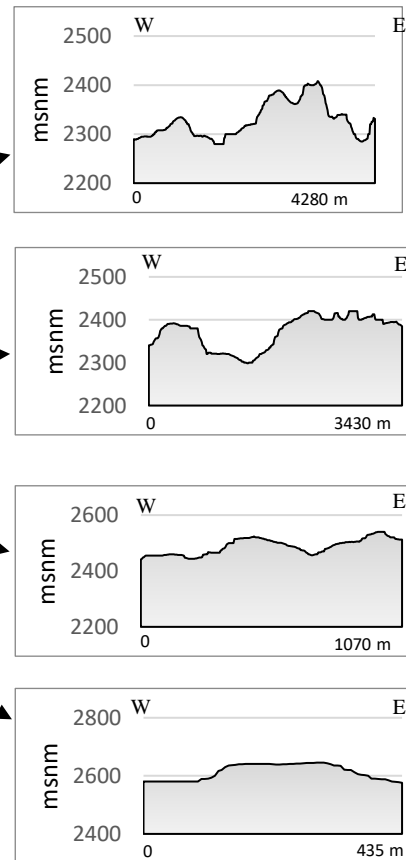
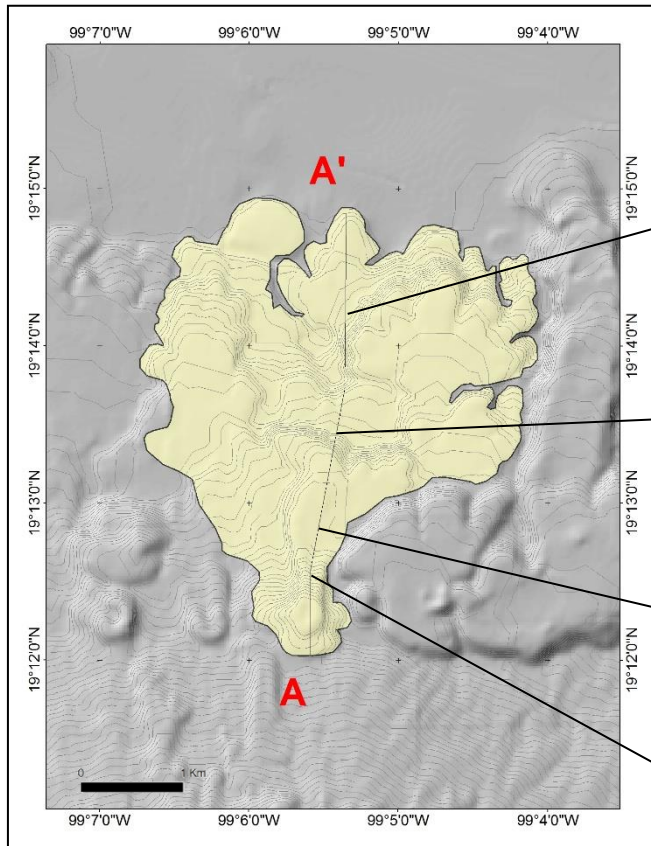


Figura 9. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Teoca. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

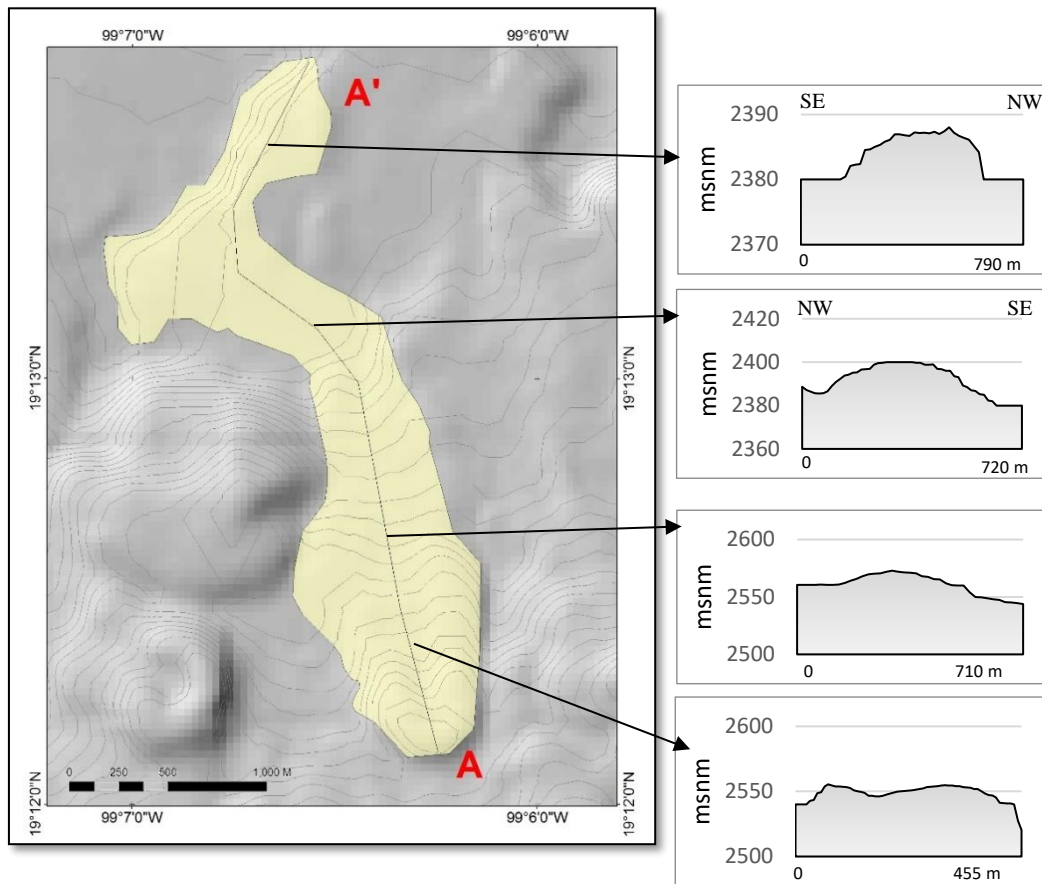


Figura 10. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Tochuca. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

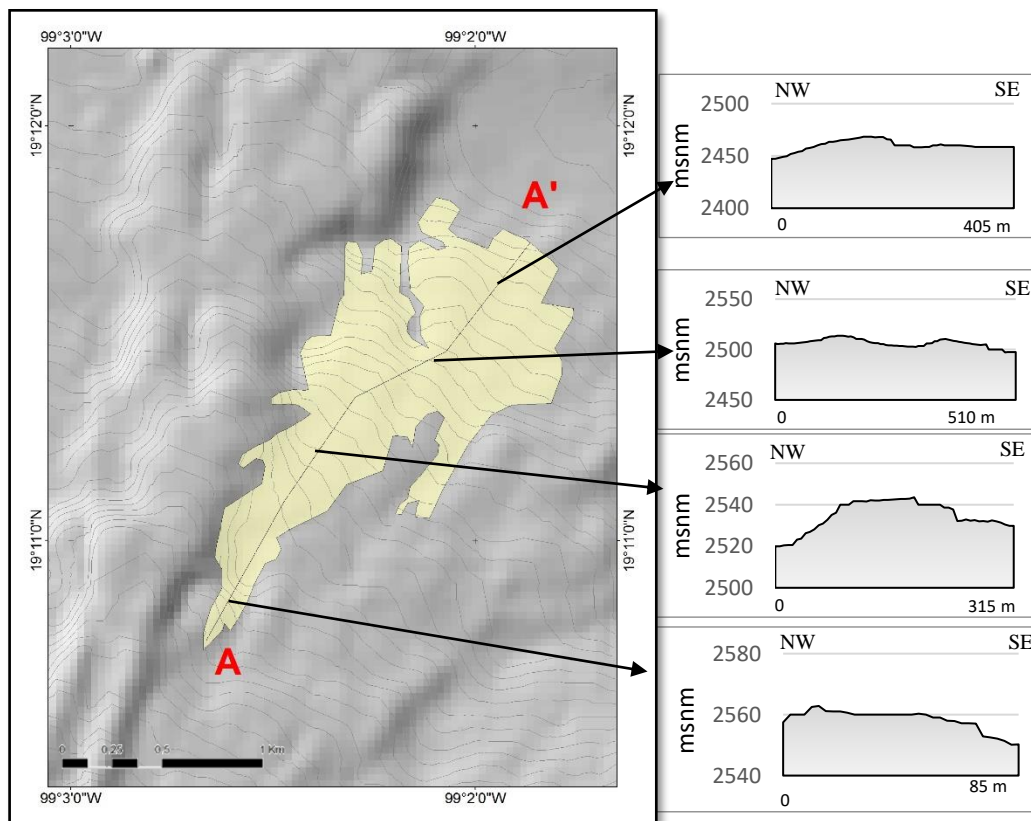


Figura 11. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de lava vieja. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el .. espesor

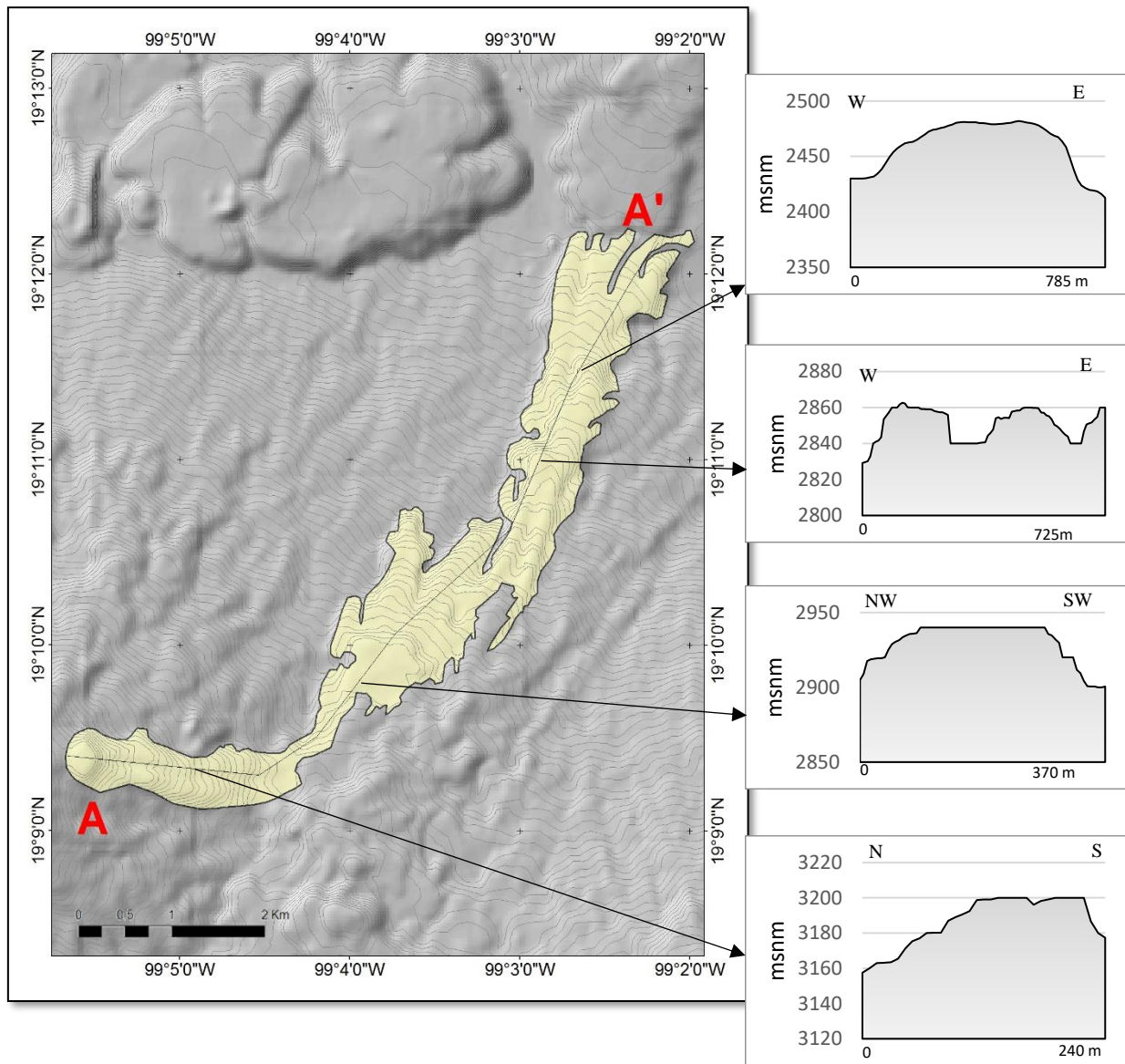


Figura 12. Segmento longitudinal A-A' a lo largo del flujo de Hijo de Cuauhtzin. Se encuentran a su derecha los perfiles transversales con los que se obtuvo el espesor promedio.

Se generaron 18 perfiles topográficos transversales en cada flujo de lava y domo. Se utilizó la herramienta *Create Profile Graph* de la extensión *3D analyst* en el Software *ArcGis*, los cuales permitieron identificar la altura base del flujo de lava y la altura máxima que estos alcanzan. Los resultados obtenidos en el análisis de los perfiles se muestran en la Tabla 1, donde se presenta el promedio del espesor y el área del flujo, parámetros que nos permitieron conocer el volumen. Para conocer el espesor, se utilizó la fórmula:

$$\text{Espesor} = \text{AltMax} - \text{AltMin}$$

Tabla 1. Datos de los diferentes flujos de lava en la región.

Nombre	Área total km ²	Volumen total km ³	Distancia longitudinal (km)	Espesor promedio
Tlacotenco	9.77	0.26	11	26.87
Teoca	14.71	1.49	5.25	101.42
Atocpan	2.10	0.05	2.20	23.77
Tochuca	1.70	0.05	3.40	31.64
Topilejo	3.75	0.56	3.50	150.14
Tzompoli	5.30	0.12	4.60	22.77
Xicomulco	9.24	0.98	5.75	105.54
Hijo de Cuauhtzin	5.42	0.26	8.50	47.93

3.2. Diferencia de superficie

Este método consiste en una reconstrucción paleogeomorfológica que muestra los cambios en la topografía generados por la erupción, para poder obtener dos diferentes volúmenes: el volumen original (V_o) y el volumen actual (V_a) (Rodríguez-García *et al.*, 2011). La diferencia entre estos dos permite obtener el volumen el flujo de lava (V_f) misma fórmula que es utilizada por la herramienta de geoprocésamiento *Surface difference*:

$$V_f = V_a - V_o$$

Éste método ha sido empleado para estudios en la Isla de Gran Canaria (Rodríguez-García *et al.*, 2011), además se han analizado los flujos del Monte Etna (Stevens *et al.*, 1997). De igual manera los flujos de lava de la erupción de 1971 del volcán Teneguía (López-Acevedo y Pellicer-Bautista, 2014) y en la región de Mascota en México (Owbney, 2008).

Las curvas de nivel descargadas de la plataforma digital de INEGI con equidistancia de 15 m fueron utilizadas para trabajar en una Red Irregular de Triángulos que representa la topografía actual de los flujos y de los domos de la Sierra Chichinautzin (Figura 13). Las curvas de nivel que pertenecen a cada uno de los flujos son modificadas una por una, bajo el principio geomorfológico que explica que los flujos de lava tienden a situarse sobre relieves negativos. Por lo que la reconstrucción del paleorelieve consistió en reconstruir valles por debajo de los flujos. Con estas curvas de nivel que dan idea del paleorelieve se genera un nuevo TIN que no contiene a los flujos de lava (Figura 13). Es necesario mencionar que este paleorelieve propuesto es muy simple ya que se carece de información estratigráfica.

Al introducir en *ArcGis* la topografía actual y el paleorelieve, a través de su herramienta *Surface Difference*, genera una superficie de variación, resultado de restar el relieve actual menos el relieve que existía antes de la actividad volcánica por lo que la diferencia es el volumen de los flujos de lava. La superficie de variación se multiplica por el área y de esta manera se obtiene el volumen total.

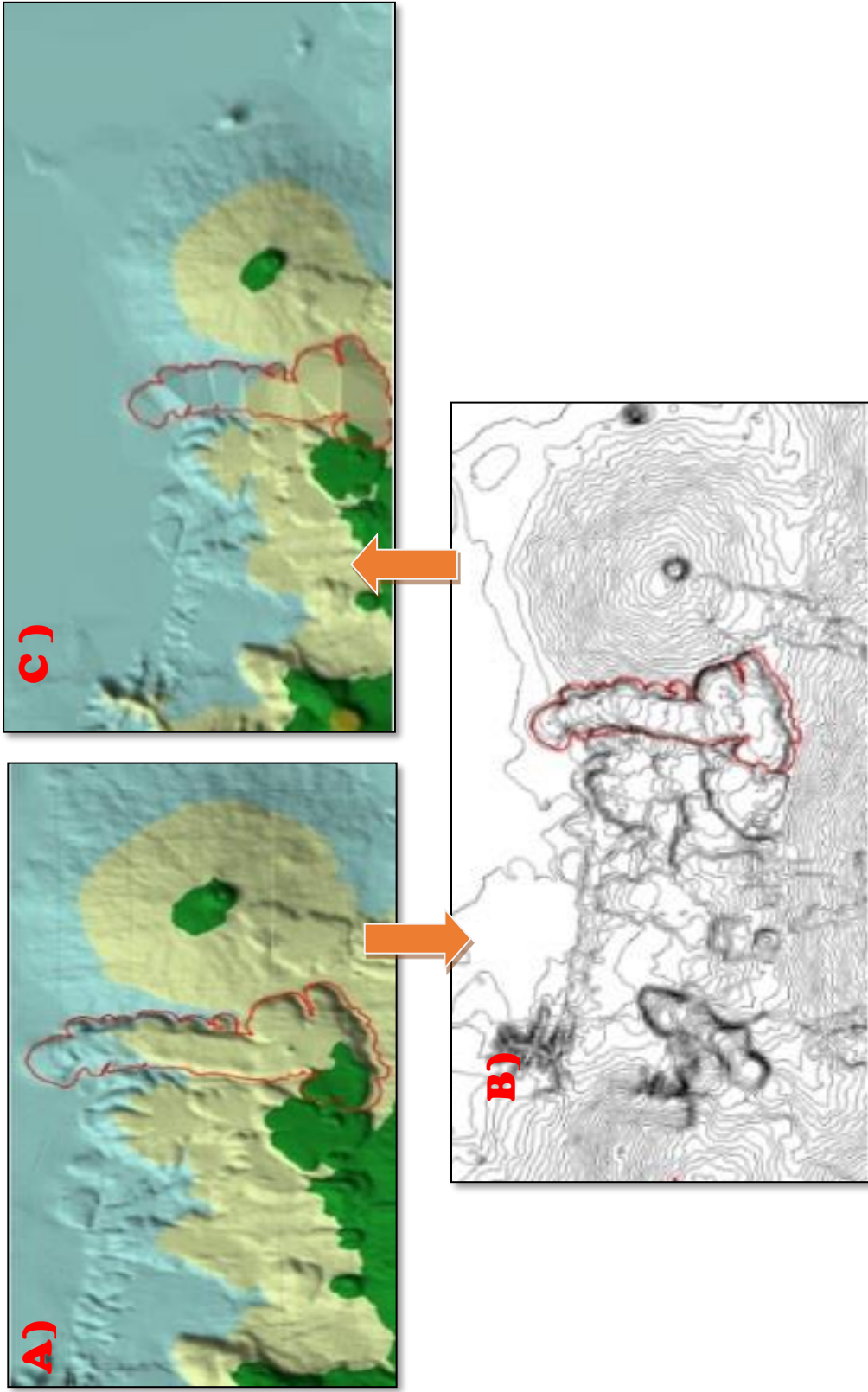


Figura 13. Se muestra la red TIN donde se observa el relieve actual de Xicomulco, posteriormente se extraen de las curvas de nivel de la unidad geomorfológica. Para finalmente generar un nuevo TIN que ya no contenga los valores altitudinales actuales sino un acercamiento al paleorelieve.

2.3.3. Volumen mediante el uso de un Modelo Digital del Terreno.

El cálculo de volumen para flujos de lava a través de MDT es una metodología propuesta para obtener los volúmenes de edificios volcánicos, esta ha sido aplicada en el Monte Etna (Favalli *et al.*, 2009) y explicado por Grosse *et al.* (2012). En este estudio será empleado para flujos de lava y domos; se multiplicará el tamaño del pixel por la altura del DMT con referencia en una superficie basal (Grosse *et al.*, 2012). La fórmula propuesta por Favalli *et al.*, (2009) para explicar esta metodología es la siguiente:

$$V = (Z - Z_{min}) \cdot A_{pix}$$

Donde Z es la altura real, Z min es la altura mínima del flujo y Apix es el área del pixel que está en función de la resolución de la imagen con la que se trabaja. Este método se dificulta debido a que no considera el paleorelieve.

Para esta metodología se trabajó con el MDT a través de un análisis tridimensional, donde a cada flujo de lava se le extrae su valor de Z min, es decir, la altura mínima del flujo de lava. El área del pixel es obtenida a través de la resolución espacial del pixel, en este caso es de 15 m x 15 m. A través de la multiplicación del área por la altura del pixel es posible obtener el volumen de cada uno de los pixeles que se encuentran dentro de los flujos por lo que la sumatoria de todos los volúmenes de cada pixel que conforman al flujo de lava, dará el volumen total del flujo. Se generó un diagrama de flujo (*Model Builder*) (Figura 14) para el cálculo de los volúmenes de flujos, domos y conos.

Donde *Export_Output* es el polígono de la unidad a obtener el volumen; *Distrito_Federal_Projectrast.imges* el Modelo Digital del Terreno que contiene la información altitudinal. A través de *ZonalStatics*, se obtiene el valor de *Z_Min* (Altura mínima) dentro del polígono. Mediante *Raster Calculator* se obtuvo la diferencia altitudinal de la unidad con respecto al valor de *Z_min* (*Z_rango*). En el *Raster Calculator* (2) se multiplica el valor altitudinal de cada pixel por el área del pixel para obtener el volumen de cada pixel. Finalmente, el *Zonal Statistics as table* realiza una sumatoria de los volúmenes obtenidos en los pixeles, lo cual da como resultado finalmente el volumen total de la unidad (*Export_output*).

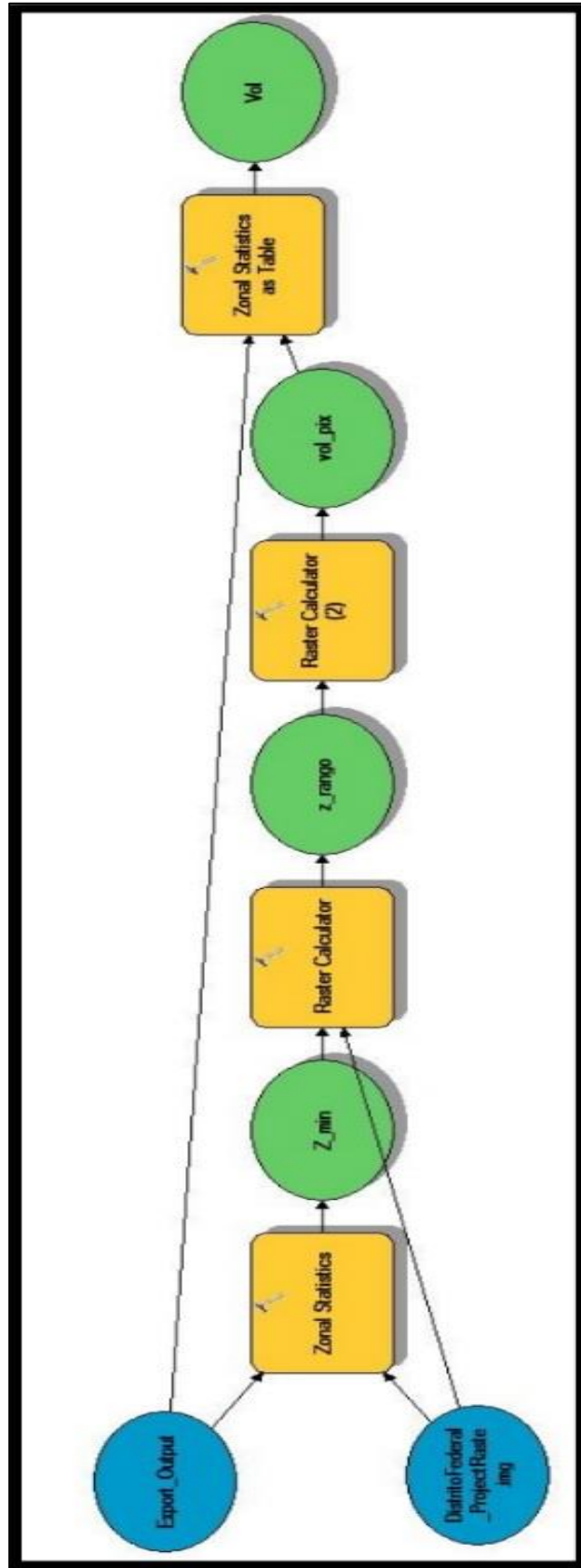


Figura 14. Diagrama de flujo introducido en ArcGis para automatizar la obtención de los valores de volúmenes de los flujos de lava, domos y conos estudiados en este trabajo.

III. Morfología

3.1 Parámetros morfométricos

A través de los años, mediante los estudios de Porter (1972), Wood (1980), Dóniz (2011) y Henley (2012) las relaciones morfométricas han obtenido un mayor peso dentro de las investigaciones asociadas a la geología en general y en particular al vulcanismo monogenético. Las proporciones morfométricas obtenidas para este trabajo se encuentran en la tabla 2. En este trabajo se obtuvieron las relaciones Hco/Wco y Wcr/Wco ya que son los parámetros que nos aproximan más a uno de los objetivos de esta tesis que es la descripción de la evolución del paisaje a través de la geomorfología. Porter (1972), Bloomfield (1975) y Wood (1980) proponen una relación directa que existe entre la altura y el diámetro del cono, al encontrar en distintos conos del mundo una proporción de 0.18 de la altura, con respecto a lo que mide el diámetro del cono¹. También encontraron que el diámetro del cráter equivale a 0.36 veces lo que equivale el diámetro del cono. Estas dos proporciones, han sido validadas en distintos conos jóvenes del Pleistoceno en el mundo.

Con la finalidad de entender más estas proporciones se han obtenido los índices de correlación a través de la metodología propuesta por Pearson (1896) así como lo realizaron Dóniz *et al.*, (2008) para el caso de estudio de las Islas Canarias. El coeficiente de correlación de Pearson es utilizado para definir la relación lineal de dos variables cuantitativas, este se obtiene con la estandarización de la desviación promedio de dos variables correlacionadas y sirve para saber si las variables están relacionadas entre sí, la fórmula para obtener el coeficiente de correlación es la siguiente:

$$r_{xy} = \frac{\sum x_i y_i}{n S_x S_y}$$

¹) Estas relaciones morfométricas han sido explicadas en el capítulo II, página 19

Donde r es el coeficiente de correlación, X_i y X_y es la variación de las dos variables, S_x es la desviación típica de la variable X y S_y es la desviación típica de la variable Y . De tal manera se puede asegurar que, si r es igual a 1, existe una correlación positiva por lo que hay dependencia entre las dos variables; si $r = 0$ no existe dependencia entre las dos variables; por último, si $r = -1$ existe una relación negativa perfecta, es decir, son indirectamente proporcionales. Estos índices nos permitirán explicar de mejor manera los parámetros propuestos por Porter (1972) y Wood (1980). Los índices de correlación de Pearson del presente trabajo se ubican en la Tabla 3, estos se encuentran en un rango que va de -1 a 1.

Para el caso de la relación Hco/Wco , Porter (1972) propone un valor de 0.18, sin embargo. En años más recientes, Settle (1979), propone que es de 0.2 la tendencia en los conos en esta relación. Para la presente tesis, el promedio de la relación de los conos es de 0.18 por lo cual se puede decir que los valores obtenidos en la Sierra Chichinautzin coinciden con los propuestos por Porter (1972) para conos jóvenes pertenecientes al Holoceno y Pleistoceno.

Por otra parte, el índice de correlación entre la altura (Hco) y diámetro del cono (Wco) es de 0.93 por lo cual podemos afirmar que los dos parámetros morfométricos sí están relacionados, es decir que sí hay una relación morfológica entre estos dos parámetros, así que cuando la base sea mayor, la altura de igual forma crecerá. La explicación geomorfológica de esta relación es el ángulo de reposo que tiene que guardar la ladera de un cono por lo que mientras más grande sea la base del cono, mayor altura podrá tener. Esto es explicado por Kervyn *et al.*, (2011) a través de un experimento hecho con arena, donde simula la formación de los conos y la tendencia es de 0.18 en su relación altura/base para mantener un ángulo estable en las laderas del volcán.

Tabla 2 Morfometría de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Simbología: volcán escudo (1); flujo de lava (2); cono de escoria (3); domo (4); cono de escoria con flujo de lava (5); flujo de lava viejo (6).

<i>Estructura</i>	<i>Olilizqui (1)</i>	<i>Hijo de Cuauhtzin (5)</i>	<i>Tzompoli (5)</i>	<i>Teoca (5)</i>	<i>Teuhtli (1)</i>	<i>Oyameyo (1)</i>	<i>Tochuca (5)</i>	<i>Tepapacaxtle (3)</i>	<i>C. Pelón (3)</i>	<i>Tesquisco (1)</i>
Área km ²	31.78	5.42	5.30	14.71	30.71	17.09	1.70	-	-	2.29
Espesor	-	47.93	22.77	101.42	30.00	-	31.64	-	-	51.77
Volumen flujos km ³	1.31	0.26	0.12	1.49	0.68	0.53	0.05	-	-	0.73
Distancia (km)	7.77	8.50	4.60	5.25	3.70	3.10	3.40	-	-	2.16
Altura del cono (Hco) (m)	146.09	104.63	110.86	188.14	106.00	295.87	59.17	191.62	55.74	53.00
Diámetro mayor del cono (Wbco) (m)	820.66	578.40	635.80	1051.71	719.00	1257.49	538.94	1133.19	415.00	448.00
Diámetro menor del cono (Wsco) (m)	610.74	341.03	528.74	1011.79	634.00	1073.83	463.33	1024.32	375.00	372.00
Diámetro del cono (Wco) (m)	715.70	459.72	582.27	1031.75	676.50	1165.66	501.14	1078.76	395.00	410.00
Área del cono (Aco) (km ²)	0.44	0.20	0.28	0.83	0.38	1.16	0.24	0.97	0.15	0.11
Profundidad del cráter (Dcr)(m)	42.00	2.00	44.00	21.00	18.00	2.00	13.00	0.00	10.00	7.00
Diámetro mayor del cráter (Wbcr) (m)	349.54	161.73	357.78	401.55	193.00	481.00	278.42	299.25	129.00	131.00
Diámetro menor del cráter (Wscr) (m)	259.90	154.17	217.34	277.52	172.00	285.00	132.29	169.30	96.00	95.00
Diámetro del cráter (Wcr) (m)	304.72	157.95	287.56	339.54	182.50	383.00	205.36	234.28	112.50	113.00
Hco/Wco	0.20	0.23	0.19	0.18	0.16	0.25	0.12	0.18	0.14	0.13
Wcr/Wco	0.36	0.34	0.37	0.27	0.25	0.24	0.26	0.16	0.24	0.28
Pendiente (Sco) grados	32.56	22.56	19.10	25.19	32.46	28.29	21.63	21.78	17.13	7.51
Índice de separación de conos (Isco) mts	462	1190	1034	696	1306	3478	1117	1021	709	1200.00
Elongación del cono (Eco)	1.34	1.70	1.20	1.04	1.13	1.17	1.16	1.11	1.11	1.20
Elongación del cráter (Ecr)	1.34	1.05	1.65	1.45	1.12	1.69	2.10	1.77	1.34	1.38
Volumen Parcial (km ³)	0.10	0.02	0.06	0.22	0.07	0.19	0.01	0.20	0.02	2.11
Volumen total (km ³)	1.40	0.28	0.18	1.71	0.75	0.72	0.07	0.20	0.02	2.83

Tabla 2.1 (Continuación) Morfometría de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Simbología: volcán escudo (1); flujo de lava (2); cono de escoria (3); domo (4); cono de escoria con flujo de lava (5); flujo de lava viejo (6).

<i>Estructura</i>	<i>Tlálloc I (1)</i>	<i>Tlálloc II (1)</i>	<i>Tlálloc III (1)</i>	<i>Ocusacayo I (1)</i>	<i>Ocusacayo II (1)</i>	<i>Ocusacayo III (1)</i>	<i>Ocusacayo IV (1)</i>
Área km ²	48.69	48.69	48.69	14.46	14.46	14.46	14.46
Espesor	40.00	40.00	40.00	29.33	29.33	29.33	29.33
Volumen flujos km ³	2.21	2.21	2.21	0.42	0.42	0.42	0.42
Distancia (km)	6.30	6.30	6.30	9.00	9.00	9.00	9.00
Altura del cono (Hco) (m)	124	131	117	69	75	74	45
Diámetro mayor del cono (Wbco) (m)	802	852	790	345	400	377	230
Diámetro menor del cono (Wsc) (m)	560	501	500	280	280	277	285
Diámetro del cono (Wco) (m)	681	676.5	645	312.5	340	327	257.5
Área del cono (Aco) (km ²)	0.29	0.13	0.16	0.44	0.92	0.82	0.36
Profundidad del cráter (Dcr)(m)	13	8	2	0	2	2	0
Diámetro mayor del cráter (Wbcr) (m)	236	275	233	80	120	145	70
Diámetro menor del cráter (Wscr) (m)	219	174	169	80	77	67	61
Diámetro del cráter (Wcr) (m)	227.5	224.5	201	80	98.5	106	65.5
Hco/Wco	0.18	0.19	0.18	0.18	0.221	0.226	0.175
Wcr/Wco	0.334	0.215	0.193	0.256	0.290	0.324	0.254
Pendiente (Sco) grados	34.74	34.74	34.74	25.433	25.433	25.433	25.433
Índice de separación de conos (Isco) m	1.256	1.420	1.420	1.232	1.429	1.361	0.807
Elongación del cono (Eco)	1.43	1.70	1.58	1.23	1.43	1.36	0.81
Elongación del cráter (Ecr)	1.08	1.58	1.38	1.00	1.56	2.16	1.15
Volumen Parcial (km ³)	0.11	0.11	0.11	0.38	0.38	0.38	0.38
Volumen total (km ³)	2.32	2.32	2.32	0.81	0.81	0.81	0.81

Tabla 2.2 (Continuación) Morfometría de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Simbología: volcán escudo (1); flujo de lava (2); cono de escoria (3); domo (4); cono de escoria con flujo de lava (5); flujo de lava viejo (6).

Estructura	Atoctpan (2)	Cuauhtzin (4)	Lava vieja (6)	Magdalena (4)	Xicomulco (2)	Tlacotenco (2)	Topilejo (4)
Área km ²	2.10	58.14	1.66	0.74	9.24	9.77	3.75
Espesor	23.77	80.00	27.96	77.30	105.54	26.87	150.14
Volumen flujos km ³	0.05	1.74	0.05	0.25	0.98	0.26	0.56
Distancia (km)	2.20	7.80	3.90	0.99	5.75	11.00	3.50
Altura del cono (Hco) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro mayor del cono (Wbco) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro menor del cono (Wsco) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro del cono (Wco) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Área del cono (Aco) (km ²)	-	-	-	-	-	-	-
Profundidad del cráter (Dcr)(m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro mayor del cráter (Wbcr) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro menor del cráter (Wscr) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Diámetro del cráter (Wcr) (m)	-	-	-	-	-	-	-
Hco/Wco	-	-	-	-	-	-	-
Wcr/Wco	-	-	-	-	-	-	-
Pendiente (Sco) grados	-	-	-	-	-	-	-
Índice de separación de conos (Isco) m	-	-	-	-	-	-	-
Elongación del cono (Eco)	-	-	-	-	-	-	-
Elongación del cráter (Ecr)	-	-	-	-	-	-	-
Volumen Parcial (km ³)	-	-	-	-	-	-	-
Volumen total (km ³)	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 3. Índice de correlación de Pearson de las variables morfométricas estudiadas en la Sierra Chichinautzin.

	Altura del cono (Hco)	Diámetro mayor del cono (Wbco)	Diámetro menor del cono (Wscó)	Diámetro del cono (Wco)	Área del cono (Aco)	Profundidad del cráter (Dcr)	Diámetro mayor del cráter (Wbcr)	Diámetro menor del cráter (Wscr)
Altura del cono (Hco)	-	0.935	0.901	0.934	0.619	0.090	0.848	0.822
Diámetro basal del cono (Wbco)	0.935	-	0.937	0.986	0.436	0.172	0.869	0.864
Diámetro menor del cono (Wscó)	0.901	0.937	-	0.982	0.557	0.179	0.840	0.799
Diámetro del cono (Wco)	0.934	0.986	0.982	-	0.501	0.178	0.869	0.847
Área del cono (Aco)	0.619	0.436	0.557	0.501	-	-0.194	0.383	0.237
Profundidad del cráter (Dcr)	0.090	0.172	0.179	0.178	-0.194	-	0.484	0.548
Diámetro mayor del cráter (Wbcr)	0.848	0.869	0.840	0.869	0.383	0.484	-	0.917
Diámetro menor del cráter (Wscr)	0.822	0.864	0.799	0.847	0.237	0.548	0.917	-
Diámetro del cráter (Wcr)	0.855	0.885	0.841	0.878	0.334	0.519	0.988	0.968
Hco/Wco	0.538	0.302	0.180	0.248	0.579	-0.101	0.284	0.298
Wcr/Wco	-0.193	-0.284	-0.319	-0.305	-0.138	0.601	0.029	0.146
Pendiente (Sco)	0.337	0.364	0.182	0.282	0.088	0.050	0.243	0.387
Índice de separación de conos (Isco)	0.630	0.522	0.594	0.565	0.350	0.045	0.574	0.475
Elongación del cono (Eco)	0.020	0.089	-0.247	-0.071	-0.264	-0.089	-0.014	0.078
Elongación del cráter (Ecr)	0.145	0.152	0.182	0.169	0.392	0.013	0.350	-0.013
Volumen Parcial	-0.269	-0.276	-0.209	-0.248	-0.111	-0.196	-0.315	-0.340

Tabla 3.1 (Continuación). Índice de correlación de Pearson de las variables morfométricas estudiadas en la Sierra Chichinautzin.

	Diámetro del cráter (Wcr)	Hco/Wco	Wcr/Wco	Pendiente (Sco)	Índice de separación de conos (Isco)	Elongación del cono (Eco)	Elongación del cráter (Ecr)	Volumen Parcial
Altura del cono (Hco)	0.8553	0.538	-0.193	0.337	0.630	0.020	0.145	-0.269
Diámetro basal del cono (Wbco)	0.8847	0.302	-0.284	0.364	0.522	0.089	0.152	-0.276
Diámetro menor del cono (Wsco)	0.8412	0.180	-0.319	0.182	0.594	-0.247	0.182	-0.209
Diámetro del cono (Wco)	0.8780	0.248	-0.305	0.282	0.565	-0.071	0.169	-0.248
Área del cono (Aco)	0.3337	0.579	-0.138	0.088	0.350	-0.264	0.392	-0.111
Profundidad del cráter (Dcr)	0.5188	-0.101	0.601	0.050	0.045	-0.089	0.013	-0.196
Diámetro mayor del cráter (Wbcr)	0.9877	0.284	0.029	0.243	0.574	-0.014	0.350	-0.315
Diámetro menor del cráter (Wscr)	0.9680	0.298	0.146	0.387	0.475	0.078	-0.013	-0.340
Diámetro del cráter (Wcr)	-	0.295	0.075	0.304	0.547	0.022	0.215	-0.332
Hco/Wco	0.2954	-	0.257	0.397	0.178	0.388	0.056	-0.292
Wcr/Wco	0.0754	0.257	-	-0.065	-0.071	0.154	-0.087	-0.016
Pendiente (Sco)	0.3043	0.397	-0.065	-	-0.239	0.383	-0.173	-0.619
Índice de separación de conos (Isco)	0.5471	0.178	-0.071	-0.239	-	-0.232	0.177	0.044
Elongación del cono (Eco)	0.0219	0.388	0.154	0.383	-0.232	-	-0.044	-0.148
Elongación del cráter (Ecr)	0.2150	0.056	-0.087	-0.173	0.177	-0.044	-	-0.043
Volumen Parcial	-0.3315	-0.292	-0.016	-0.619	0.044	-0.148	-0.043	-

Porter (1972) y Wood (1980) proponen para la relación W_{co}/W_{cr} un valor de 0.36, para los volcanes jóvenes (Pleistoceno y Holoceno), es decir, que el diámetro del cráter equivale a 0.36 con respecto al diámetro de la base, para los conos cineríticos de este trabajo el promedio de esta proporción morfométrica es de 0.27, por lo que están fuera de rango. El índice de correlación entre estos dos parámetros es de 0.87 con lo cual se puede afirmar que el diámetro del cráter y el diámetro de la base sí tienen una relación morfológica, sin embargo, el promedio de esta relación para la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin se encuentra por debajo del valor propuesto por Porter (1972) y Wood (1980) para conos jóvenes del Holoceno. Esto se explica debido a la presencia de conos abiertos o en forma de herradura que distorsionan los parámetros métricos.

Para un mejor entendimiento de las relaciones morfométricas obtenidas se han elaborado las figuras 15 y 16, que indican la distribución de los parámetros morfométricos en la zona, con respecto a los valores propuestos por Porter (1972) y Wood (1980). Para el caso de la relación H_{co}/W_{co} (Figura 15) se puede decir por ejemplo que el Oyameyo es el cono con los parámetros más alejados de 0.18, pues su proporción morfométrica es de 0.25 lo cual nos indica que es uno de los volcanes con mayor antigüedad de la región estudiada o que la erosión ha actuado a mayor intensidad sobre él.

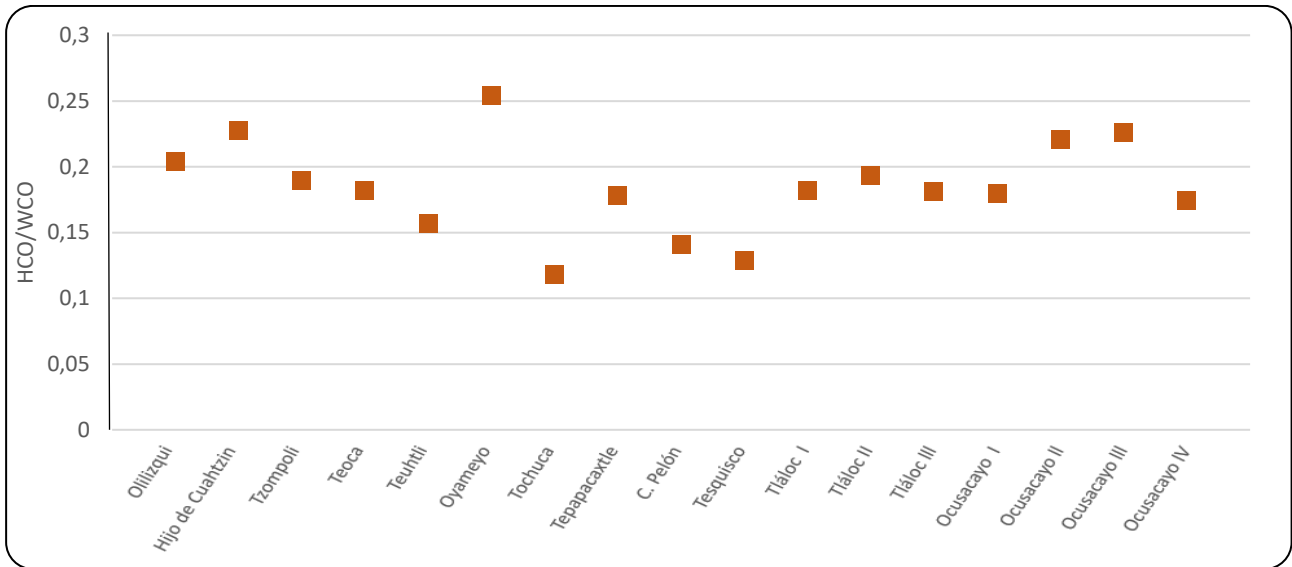


Figura 15. Hco/Wco de los conos estudiados. Este parámetro indica la proporción que tiene la altura del cono con respecto al diámetro de la base de este.

Con respecto a la figura 16, se observa que la mayor parte de los conos de esta tesis tienden a encontrarse dentro de los parámetros cercanos a los 0.36, el volcán Tepapacaxtle es el volcán que se encuentra más alejado a 0.36, lo cual nos sugiere una mayor edad en la formación del cono o una menor resistencia de los materiales a la erosión.

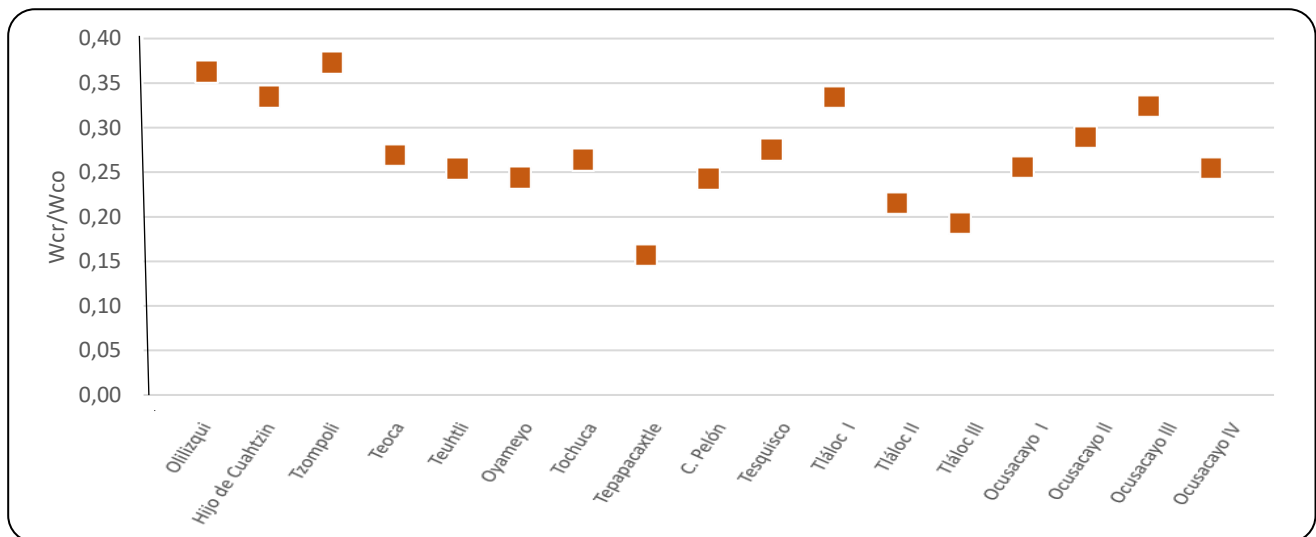


Figura 16. Relación de las variables Wcr/Wco en los conos de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin. Este parámetro indica la proporción que tiene el diámetro del cráter con relación al diámetro del cono.

3.2 Geomorfología del área de estudio

La geomorfología del lugar está compuesta en su mayoría por volcanes monogenéticos y se caracteriza por la presencia de conos cineríticos con y sin flujos de lava asociados, flujos de lava, domos y volcanes escudo.

Volcanes escudo

Se caracterizan por ser conos cineríticos sobre una superficie de flujos de lavas de forma radial y de bajas pendientes formando mesetas en forma de escudos, Lugo-Hubp (1989) menciona que este tipo de volcanes deben de presentar en sus flujos una pendiente entre 7 y 8 grados, la pendiente promedio de estos flujos de lava en la región es de 7.5

De acuerdo a las características descritas anteriormente los volcanes tipo escudo en la zona son: Olilizqui, Tesquisco, Tláloc, Ocusacayo y Oyameyo. Los volcanes Oyameyo, Tesquisco y Teuhtli cuentan con un cono principal coronando su cima y la forma de los flujos de lava son regularmente radiales (Fig. 1). Mientras que, los volcanes Olilizqui, Tláloc, y Ocusacayo además de su cono principal poseen dos o más conos parásitos compartiendo el escudo, estos tres edificios se caracterizan por una geometría irregular radial en sus flujos de lava.

A continuación, se hará una breve descripción geomorfológica de cada uno de los volcanes escudos de la zona de estudio, utilizando los valores de la tabla 2.

Volcán Ocusacayo

Localizado en las coordenadas 19°08'31"N, 99°03'58"W a 3 117 msnm, es un volcán escudo coronado por cuatro conos de escoria, dos de ellos presentan una morfología cerrada o anular y los otros dos una estructura abierta o en forma de herradura hacia el SE y N, a estos conos se les ha designado un número con la finalidad de diferenciarlos según su edad relativa de formación que se obtuvo por las fotografías aéreas y las imágenes LIDAR, siendo el Ocusacayo I (Oc 1) el más joven ya que como se observa, es una estructura redondeada y bien desarrollada, con un cráter central (Fig. 17). El volcán se

encuentra emplazado sobre los otros conos más antiguos, tiene una altura de 69 m. Le sigue el Ocusacayo II (Oc 2). Un cono elongado hacia el NW cubierto por la formación posterior del Ocusacayo I; su altura es de 74 m. Antecede a estos dos, en orden cronológico el Ocusacayo III (Oc 3) que presenta una morfología en forma de herradura, con la ausencia de su ladera E por la sobreposición del Ocusacayo I; se puede observar que fue el cono más grande del conjunto. En la base se encuentra el Ocusacayo IV (Oc 4) que presenta una morfología abierta en forma de herradura en dirección N, La altura de estos dos últimos es de 74 y 45 metros respectivamente.

Con respecto a sus flujos de lava, fluyeron de manera radial, ocupando un área de 14.5 km². Sin embargo, fue en la dirección S-N donde estas encontraron la topografía adecuada para desplazarse por lo que en esta dirección recorrieron 9 km, con un espesor promedio de 23.8 metros que ocupan un total de 0.43 km³ de volumen, también se desplazaron en dirección N-S, aunque recorrieron solo una distancia de 4.5 km.

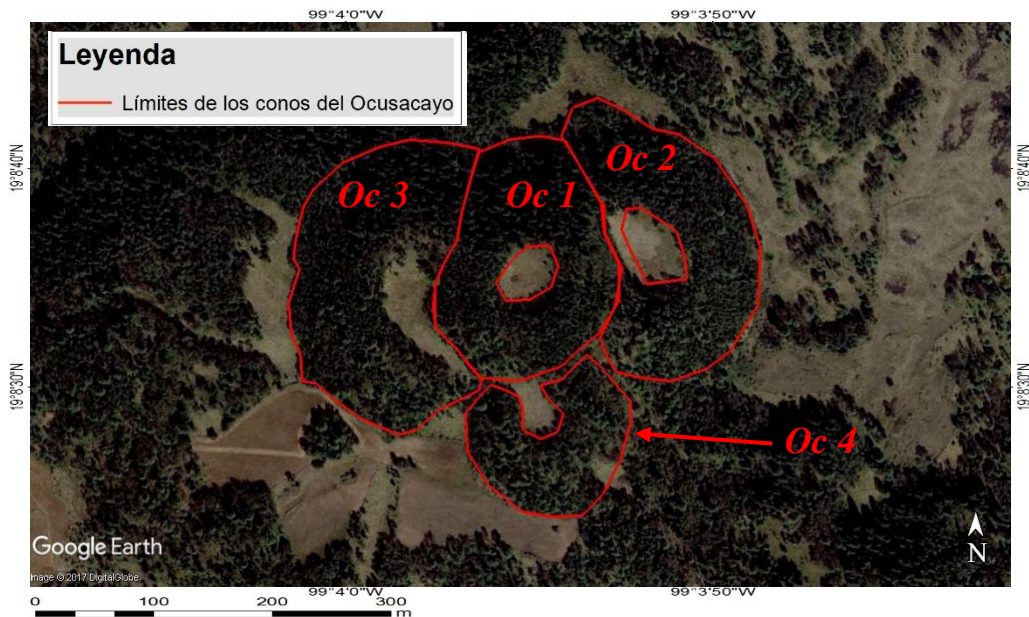


Figura 17. Imagen tomada de Google. (2015). Vista aérea de los cuatro conos del Ocusacayo, donde: Oc 1: Ocusacayo 1, Oc 2: Ocusacayo 2, Oc 3: Ocusacayo 3 y Oc 4: Ocusacayo 4.

Volcán Olilizqui

Se localiza en las coordenadas $19^{\circ}13'14''\text{N}$ y $99^{\circ}10'46''\text{W}$ con una elevación de 3 014 msnm, es un volcán escudo cerrado o anular, que tiene un volumen de 0.10 km^3 y tiene una altura de 146 m, es uno de los más altos de la región. Los flujos de lava de este escudo no presentan una distribución radial ya que la mayoría de estas fluyeron en dirección N, con un recorrido de 7.8 km; tienen una pendiente suave que no sobrepasa los 7 grados de inclinación.

Volcán Teuhtli

Se encuentra al NE de la región de estudio, en las coordenadas $19^{\circ}13'25'' \text{ N}$ y $99^{\circ}01'47'' \text{ W}$, a una altitud de 2 692 msnm. Es un volcán que se caracteriza por la distribución radial perfecta de sus flujos de lava que fluyeron en todas direcciones, con una pendiente suave y con una longitud de 3.7 km. Estos flujos presentan un espesor de 30 metros (Fig. 18). Su cono cinerítico mantiene una proporción de 0.16 entre su altura y su diámetro (altura de 106 metros y diámetro de 676 m), su cono posee una pendiente promedio de 32.5 grados.

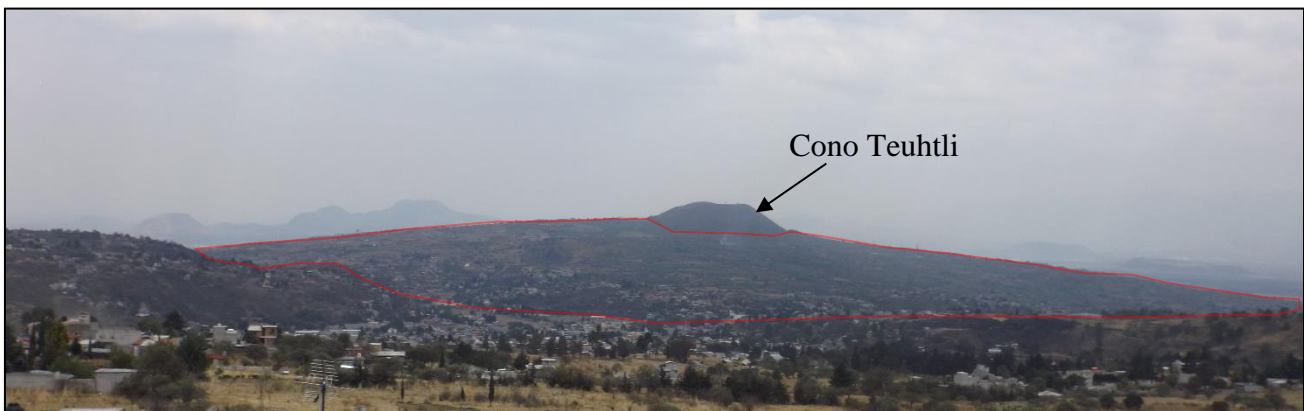


Figura 18. Fotografía de la sección S del Teuhtli, en rojo han sido señaladas sus flujos de lava en forma de escudo en las que se observa una pendiente suave, un espesor de 30 metros y su distribución radial.

Volcán Oyameyo

Se localiza en las coordenadas $19^{\circ}10'33''\text{N}$ y $99^{\circ}10'49''\text{W}$, a una altitud de 3 312 msnm. Al igual que el Teuhtli, presenta una distribución radial de sus flujos de lava, con una longitud máxima de 3.10 km. Este escudo se encuentra coronado por un cono cinerítico que es el más alto de la región con una altura de 296 m, su morfología es cerrada o anular,

tiene una pendiente de 28.3 grados, el diámetro de su base mide 1 165 m. Sus flujos de lava ocupan un área total de 17 km², con un volumen total de 0.53 km³.



Figura 19. Fotografía del volcán Oyameyo. Sus flujos de lava forman una planicie con pendiente suave.

Volcán Tesquisco

Localizado en el sector N de la región con coordenadas 19°12'10"N y 99°04'44"W, que se encuentra a una altitud de 2 640 msnm. Sus flujos de lava son las de menor tamaño comparados con los demás volcanes de este tipo, ya que solamente presentaron una distancia longitudinal de 2.16 km. Sin embargo, se calculó un espesor de 51.8 m. Estos flujos fluyeron en dirección N con una morfología lobular.

Volcán Tláloc

Se localiza en las coordenadas 19°06'32"N y 99°01'53"W a 3 367 msnm, sus flujos de lava son de los mayores, ya que éstos cubren un área total de 49 km², solamente superadas por los flujos de lava del Cuauhtzin. El volcán Tláloc es un edificio formado por 3 conos cineríticos alineados en dirección E-W. Para diferenciarlos se utilizó la nomenclatura propuesta por Arana-Salinas (2004), enumerados en Tláloc I (Oeste), Tláloc II (Centro) y Tláloc III (Este). Son conos con una pendiente de 34.7 grados en promedio y con alturas

de 124, 131 y 117 metros respectivamente, como se puede observar en la figura 20. Sus flujos de lava se distribuyeron alrededor, pero principalmente en dirección S y N; Es en la dirección S-N donde lograron recorrer mayor distancia con una longitud de 6.3 km. El promedio de espesor se estima en 40 metros y la pendiente promedio de éstos es de 7 grados.



Figura 20. Fotografía tomada desde el sector E del volcán Tláloc. Solo es visible uno de sus tres conos. Sin embargo, es notoria la gran extensión de sus flujos de lava.

Flujos de lava

Los flujos de lava de gran extensión tipificados en el área son Atocpan, Xicomulco y Tlacotenco, estos presentan en su mayoría dirección S-N. El promedio de su pendiente es de 7 grados y los espesores más grandes los tiene el flujo Xicomulco. En el área se midieron espesores de hasta 150 m, la longitud de los flujos en esta región se encuentra en un rango de entre 2 y 12 km.

Flujo de Atocpan

Se localiza al límite SW del volcán Teuhtli, sus coordenadas geográficas son: 19°12'53"N y 99°02'14"W, tiene una altitud de 2 510 msnm. Este derrame se desplazó hasta 2.20 km en dirección SW, con un espesor promedio de 24 metros y cubre un área de 2.10 km² con

un volumen total de 0.05 km³. Su frente de lava se caracteriza por presentarse en forma lobular, de gran espesor y sin punto de emisión evidente.

Flujo Xicomulco

Está ubicado al N de la zona de estudio en las coordenadas 19°12'31"N y 99°03'55"W a 2 590 msnm de altitud; presenta uno de los mayores promedios de espesores en la región, siendo de 105.5 m. El derrame recorrió una distancia de 5.75 km en dirección N. Sus dimensiones indican una mayor viscosidad debido a su alto promedio de espesor. En este flujo de lava sobresalen sus grandes escarpes en el frente del flujo. La pendiente promedio de este edificio es de 9.3 grados; sin embargo, en sus escarpes se localizan secciones de más de 45 grados de inclinación.

Flujo Tlacotenco

Se localiza en las coordenadas 19°06'47"N y 99°00'31"W, su altitud se encuentra entre los 3 400 msnm y 2 300 mmsn (desnivel de 1 100 m). Es el flujo de lava que posee mayor longitud de la zona con 11 km. Debido a la topografía en la que se emplazó, en dirección N, sus espesores tienen un promedio de 26.87 m.

Conos de escoria con flujos de lava asociados

En la zona de estudio se han identificado cuatro edificios caracterizados por presentar las dos fases eruptivas (efusiva y explosiva) denominados conos de escoria con flujos asociados, pero además se tienen en la región dos conos a los que no se les asocia un flujo de lava, el volcán Tepapacaxtle y el Cerro Pelón. Los conos cineríticos en la región tienen una edad menor a los 40 000 años en su mayoría, son considerados jóvenes. La juventud de este campo ha permitido que la medición de los valores morfométricos sea fácil de obtener ya que las características morfológicas de los conos no se han visto tan afectadas por los agentes erosivos. Esto ha permitido clasificarlos de acuerdo a sus parámetros cualitativos en volcanes anulares y volcanes abiertos en forma de herradura, al ser los primeros los predominantes en la zona con un 76%.

Volcán Hijo de Cuauhtzin

Localizado en las coordenadas $19^{\circ}02'22''\text{N}$ y $99^{\circ}05'33''\text{W}$, su altitud varía entre los 2 450 y 3 320 msnm. Este volcán se caracteriza por tener un cono de 104 metros de altura y presenta un cráter cerrado en forma anular con muy poca profundidad. Su flujo de lava se desplazó en dirección primero hacia el E y poco después hacia el N, recorrió una distancia de 8.5 km, con un espesor promedio de 48 m, se le ha estimado un volumen total de 0.28 km^3 . (Fig. 21)



Figura 21. Fotografía tomada desde la cima del Domo Cuauhtzin, vista al E del Hijo del Cuauhtzin, donde se observa el cono y con la cima del cráter arbolado.

Volcán Tzompoli

Localizado al N de la zona de estudio, a los $19^{\circ}12'15''\text{N}$ y los $99^{\circ}06'53''\text{W}$, su altitud máxima es de 2 660 msnm y la mínima de 2 245 msnm, se compone de un cono de 110 metros de alto y cuenta con un cráter abierto e en forma de herradura en dirección NW. La

profundidad del cono es mayor a los 15 m. Sus flujos de lava tienen una dirección N y una longitud de 4.6 km. El flujo de lava cercano al cráter tiene 700 metros de ancho en promedio, sin embargo, en los últimos 2.6 km su anchura se incrementa hasta 2.2 km.

Volcán Teoca

Se ubica en las coordenadas $19^{\circ}12'15''N$ y $99^{\circ}05'37''W$, su altitud varía entre los 2 330 msnm (altitud máxima) y los 2 715 msnm (altitud mínima). Es un cono de escoria con flujos de lava asociados que cubren un área total de 14.7 km² en forma de abanico. El cono está conformado por un cráter abierto hacia el N con un diámetro de 339.5 metros y una profundidad de 21 m, la altura del cono es de 188. m. Sus flujos de lava se desplazaron en dirección N y su espesor promedio es de 101.4 metros con una longitud de 5.25 km (Figura 22).

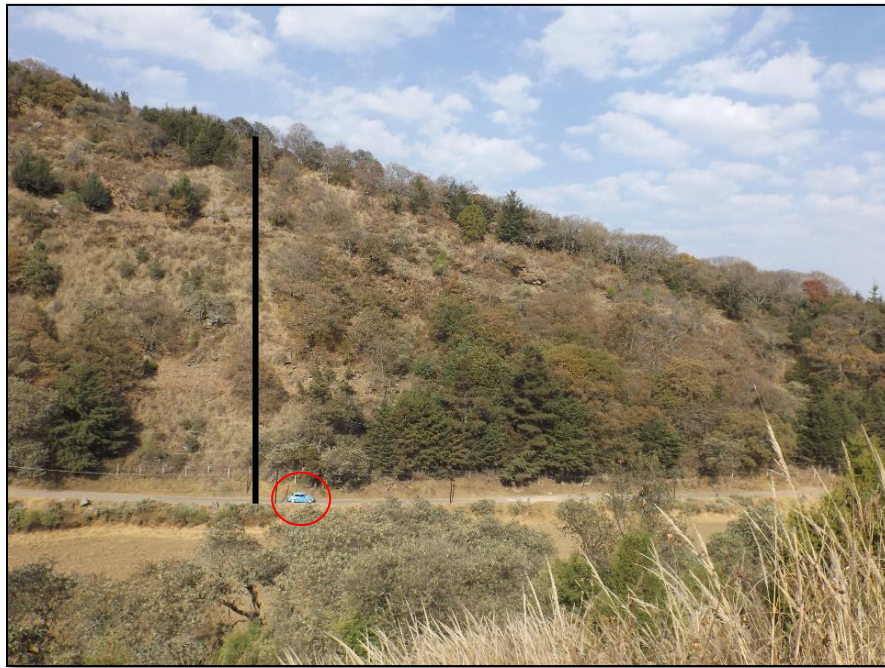


Figura 22. Fotografía de la ladera E del cono del volcán Teoca, que muestra su altura de 188 m. Como escala de referencia se utiliza el vehículo que viaja por la carretera (Círculo rojo).

Volcán Tochuca

Este edificio volcánico está formado por un cono cinerítico y un flujo de lava, ubicado a los 19°12'13"N y 99°06'36"W, a una altitud de 2 500 msnm. El cono posee una altura de 59 metros y es uno de los conos cineríticos más pequeños en la zona. Es abierto en forma de herradura y en su cráter tiene una profundidad de 10 m. El flujo de lava cubre un área de 1.70 km² con dirección N desde su centro de emisión con un volumen de 0.05 km³.

Volcán Tepapacaxtle

Localizado en las coordenadas 19°12'46"N y 99°06'50"W con una elevación de 2 545 msnm. Es un cono cinerítico cubierto por los flujos de lava de los volcanes Tochuca y Tzompoli. Su altura es de 191 metros con un cráter poco visible y una pendiente de 21.7 grados. Sus grandes cárcavas reflejan procesos erosivos fuertes que son indicadores de su vejez.

Volcán Cerro Pelón

Ubicado en las coordenadas 19°12'22"N y 99°05'15"W a 2 650 msnm. Es un cono cinerítico de los más pequeños de la región. Su cráter presenta una forma cerrada o anular. Su altura es de 56 metros y carece de flujo de lava, pues se encuentra rodeado por flujos de lava, al sur los del Cuauhtzin, al E los del Tesquisco y al W por los del Teoca.

Domos

En la región se identificaron al Cuauhtzin, Magdalena y Topilejo como domos. Estos tienen una pendiente promedio de 9.8 grados en sus laderas, sus parámetros morfométricos se encuentran en la Tabla 2. Por su parte los estudios métricos reportan espesores en esta zona mayores a los 75 metros y volúmenes muy grandes como el caso del volcán Cuauhtzin (1.74 km³). Los domos se forman por la extrusión lenta de un magma viscoso a través de un conducto volcánico (Lugo-Hubp, 1989) y tienden a formarse en los cráteres de volcanes o en sus alrededores.

Volcán Cuauhtzin

Se localiza en los $19^{\circ}09'15''\text{N}$ y $99^{\circ}06'14''\text{W}$, su altitud varía entre 3 430 msnm (altitud máxima de los flujos) y 3 000 msnm (altitud mínima de los flujos). Posee una de las mayores áreas de la zona ya que sus flujos de lava cubren 58 km^2 y ocupa un volumen estimado de 1.74 km^3 ; el espesor promedio para este domo ha sido calculado en 80 m. Sus flujos se caracterizan por grandes lóbulos dispersos alrededor del montículo principal (Figura 23), sin embargo, hacia el W presenta una gran abertura por explosión produciendo una avalancha de dimensiones pequeñas. En la figura 24 se muestra el área que cubren estos flujos de lava, con una pendiente suave, que no sobrepasa los 7 grados de inclinación.



Figura 23. Fotografía tomada desde el Sur del Cuauhtzin. La línea negra señala los lóbulos de los derrames de los flujos de lava del Cuauhtzin, como escala los árboles tienen una altura promedio de 2.5 m.



Figura 24. Fotografía panorámica de los flujos de lava del Cuauhtzin, la escala es una persona señalada en el círculo rojo.

Volcán Magdalena

Su ubica en las coordenadas $19^{\circ}13'46''N$ y $99^{\circ}11'12''W$ a una altitud de 2 945 m. Es un remanente de domo que se encuentra por debajo de los flujos de lavas del volcán Olilizqui. Las partes que son visibles cubren un área de 0.74 km² y están distribuidas al W del cono del volcán Olilizqui, hacia el E en los límites de los flujos distales del Olilizqui y del domo Topilejo y la porción exhibida más extensa ubicada al NE del Olilizqui. En los sitios que aflora es posible observar un espesor promedio de 77 m.

Volcán Topilejo

Su altitud promedio es de 2 745 msnm, se localiza en las coordenadas $19^{\circ}12'51''N$ y $99^{\circ}08'17''W$. Es un edificio cónico que se ubicado entre los volcanes Olilizqui y Tzompoli, presenta un espesor de 150 metros y un volumen de 0.56 km³, se encuentra orientado en una dirección SW-NE.

3.2.1. Morfometría de los conos

Algunos parámetros métricos de los conos como la altura, el área y el volumen, permiten hacer una clasificación de acuerdo a su tamaño en pequeño, mediano y grande (Dóniz, 2004; Becerra-Ramírez, *et al* 2008). Las variables a considerar en esta clasificación son la altura, el área y el volumen, sin considerar el volumen de tefra emitido. Para este trabajo utilizaremos esta clasificación.

Los volcanes considerados como chicos tienen una altura menor a los 128 m, un área menor a los 0.5 km² y un volumen menor a los 0.1 km³. Estos son el Hijo de Cuauhtzin, Tzompoli, Teuhtli, Tochuca, Cerro Pelón, Tesquisco, Tlálloc y Ocusacayo. Los volcanes considerados como medianos tienen una altura entre los 129 y los 211 m, un área entre los 0.5 y los 0.9 km² y un volumen entre 0.1 y 0.19 km³. Estos son el Olilizqui y el Teoca. Entre los volcanes considerados como grandes tenemos al Oyameyo y el Tepapacaxtle, que presentan una altura mayor a los 212 metros, un área mayor a los 0.9 km² y un volumen mayor a los 0.2 km³.

Se obtuvieron los rangos morfométricos más comunes dentro de los conos del campo monogenético con lo que es posible asegurar que el 58.82% de los conos presenta una altura que es mayor a los 100 metros; un 58.82% cuenta con un diámetro de cono mayor a los 500 metros. Por su parte, el 82.35% de los cráteres tienen una profundidad menor a los 20 metros mientras que el 64.7% de estos, cuentan con un diámetro mayor a los 150 m. El 82.35% de los conos cuentan con una pendiente que es mayor a los 20 grados. La tendencia de estos rangos se encuentra en la Tabla 4 y han servido para un mejor entendimiento de los valores métricos de los conos.

Tabla 4. Rangos tendencia de los parámetros morfométricos de los conos de la Sierra Chichinautzin.

Parámetros morfométricos	Rangos	Porcentaje de la RFCSCH	Número de conos
Altura del cono (Hco) (m)	<100	58.82%	10
Diámetro del cono (Wco) (m)	<500	58.82%	10
Área del cono (Aco) (km ²)	<0.2 km ²	64.70%	11
Profundidad del cráter (Dcr)(m)	>20 m	82.35%	14
Diámetro del cráter (Wcr) (m)	<150	64.70%	11
Hco/Wco	0.16-0.18	58.82%	10
Wcr/Wco	<0.25	70.58%	12
Pendiente del cono (Sco) (grados)	<20	82.35%	14
Volumen (km ³)	<0.1 km ³	70.58%	12
Morfología	Anular	76.47%	13

En cuanto a la distribución espacial de los conos se calculó una densidad de 1.09 Conos/km². Además se calculó el índice de separación (Settle, 1979; Wood, 1980; Dóniz, 2004; Becerra-Ramírez, *et al.*, 2008), que mide a partir del centro geométrico del cono, la distancia que existe con el de su vecino próximo; en el que se obtuvo una media de 1.28 Km, este índice es un poco menor si se compara con las medidas obtenidas para los campos volcánicos de Michoacán-Guanajuato en la región del Paricutín (Hasenaka y Carmichael, 1985) y para el campo de Calatrava, localizado en España (Becerra-Ramírez, *et al.*, 2008).

Para el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, se calcularon 2 km, mientras que para la región del Paricutín, que se encuentra dentro del mismo campo Michoacán-Guanajuato, fue de 1.150 km, por último, para el campo de Calatrava el índice se calculó en 1.820 km. El índice obtenido para la Sierra Chichinautzin, al ser tan bajo, como los demás estudios, nos indica que estamos en campos volcánicos continentales, ya que serían mayores los índices si hablamos de regiones volcánicas insulares (Becerra-Ramírez, *et al.*, 2008).

Además de valores cuantitativos se utilizaron valores cualitativos (Dóniz, 2004) ya que los volcanes monogenéticos suelen responder a dos tipos de morfologías: volcanes abiertos en forma de herradura (Tzompoli, Teoca, Ocusacayo III, Tochuca y Tersquisco) que representan un 24% de los volcanes de la región y los volcanes anulares (Olilizqui, Hijo de Cuauhtzin, Teuhtli, Oyameyo, Cerro Pelón, Tláloc I, Tláloc II, Tláloc III, Ocusacayo I, Ocusacayo II y Ocusacayo IV) que son el 76% del total de la población. A partir de esta clasificación morfológica-cualitativa de conos se ha logrado observar diferencias morfométricas entre los conos que han sido expuestas en la figura 25. En éste se observa que la altura media de los conos abiertos en forma de herradura es de 97 m mientras que para volcanes anulares es de 115 m. Por su parte el diámetro del cono es de 570 metros para los volcanes abiertos y de 575 m para los anulares, valores muy similares.

En cuanto al volumen también se observan diferencias ya que los que tienen forma de herradura presentan un promedio de 0.15 km³ mientras que en los anulares la media es de 0.17 km³. La pendiente es mayor en los volcanes con una morfología anular ya que su ángulo de inclinación es de 28.5 grados a diferencia de los 19.8 grados de los volcanes abiertos en forma de herradura.

Con respecto a las relaciones morfométricas también se observan diferencias que han sido graficadas (Figura 25) donde en el parámetro H_{co}/W_{co} se identifica que los conos cerrados se mantienen más cercanos al 0.18. Esto coincide con estudios previos realizados por Porter (1972) y Wood (1980), mientras que los volcanes abiertos o en forma de herradura se encuentran por debajo de este rango. En cuanto a la relación W_{cr}/W_{co} el promedio para los volcanes abiertos es de 0.27 mientras que para los volcanes en forma de herradura la media es de 0.30, por lo cual son estos últimos los que más se aproximan al 0.36 que es un valor que coincide con los obtenidos para conos del Cuaternario de acuerdo a Porter (1972) y Wood (1980). Con respecto a la pendiente, en la figura 25, de igual manera se observa que los volcanes en forma de herradura presentan una pendiente menor a la que presentan los volcanes abiertos.

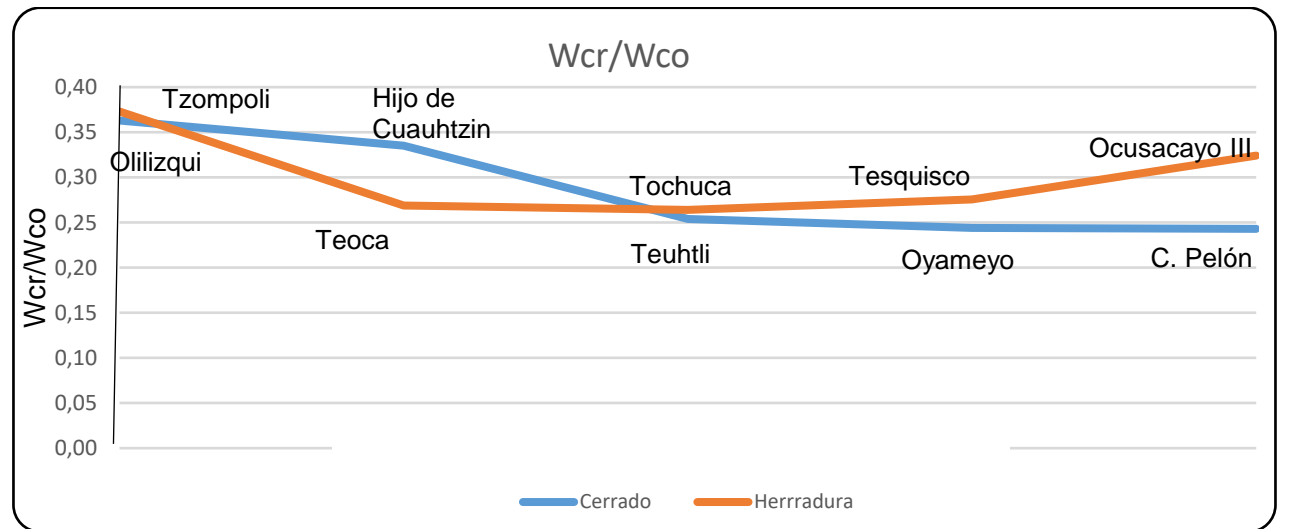
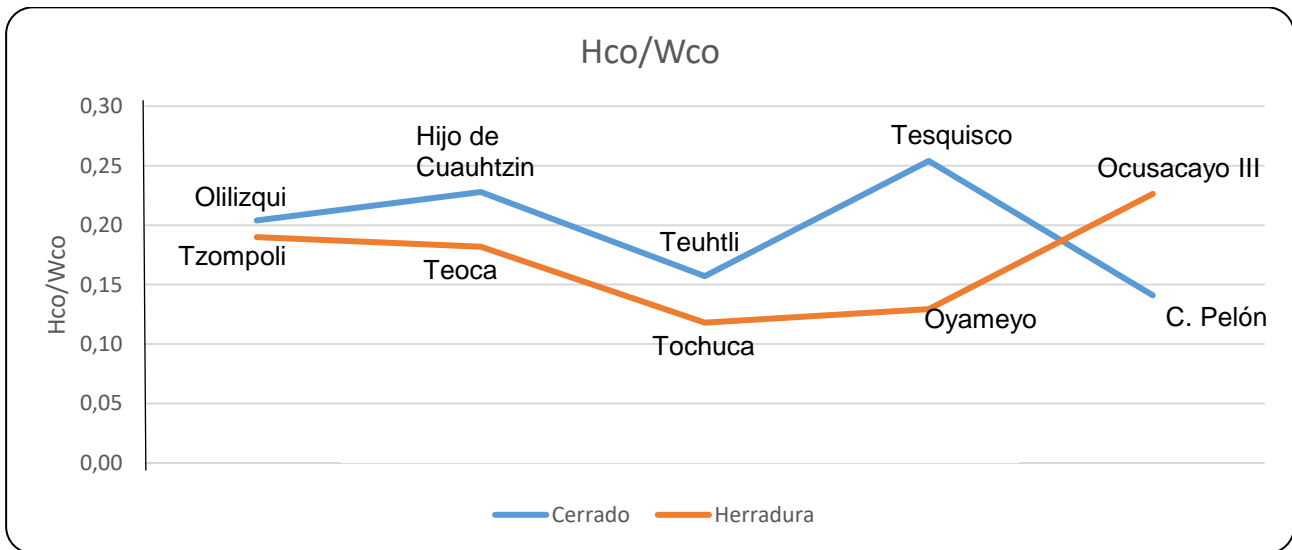
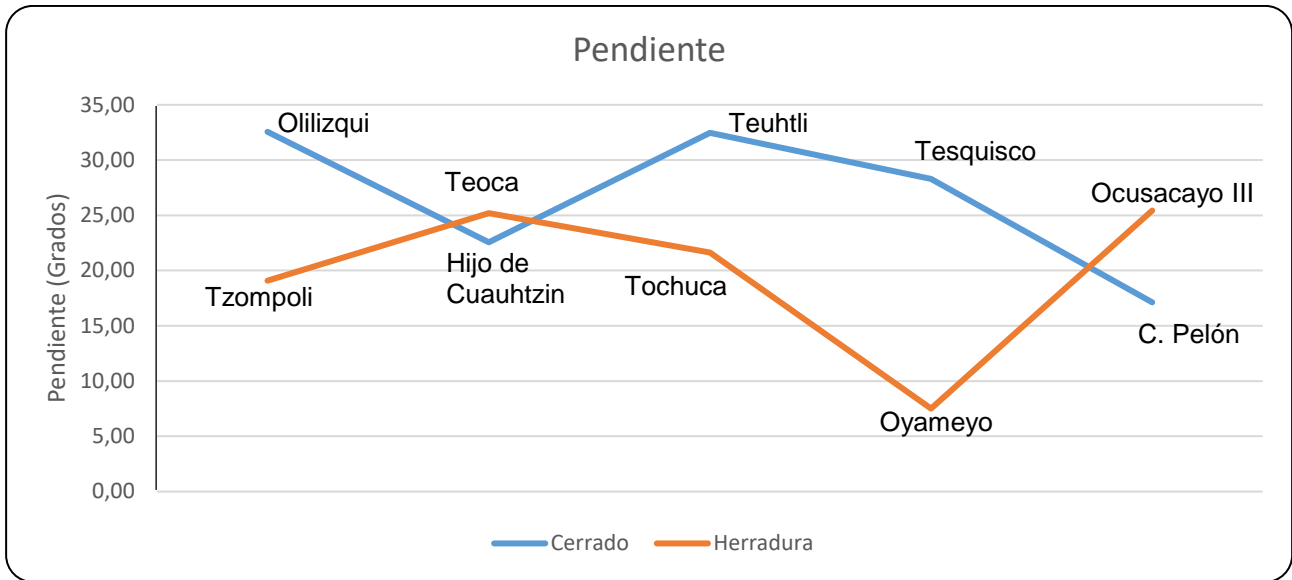


Figura 25. Se comparan los parámetros morfométricos entre los conos cerrados y los abiertos (herradura).

3.2.2. Morfometría de los flujos de lava.

Walker (1973) realiza una clasificación de las propiedades morfológicas de los flujos de lava de acuerdo a sus propiedades petrológicas, el contenido de sílice será una propiedad que posee un valor alto de influencia sobre la longitud y su espesor, un menor contenido de sílice tal como en las lavas basálticas generará flujos de lava menos espesos, que fluirán más y no se acumularán tanto. Por el contrario, las lavas ácidas, tendrán mayor espesor, lo cual propicia que la mecánica del flujo sea de menor movimiento por lo cual no recorrerán grandes distancias; todo esto queda explicado de manera gráfica en la Tabla 5 (Modificada de Walker, 1973).

Tabla 5. Tabla modificada de Walker (1973) donde se explican las diferencias morfométricas existentes entre las lavas con alto contenido y con bajo contenido de sílice.

	Poca viscosidad	Mayor viscosidad
Composición	Andesitas basálticas, dacíticas basálticas	Lavas silíceas
Promedio de espesor	10 m	100 m
Rango normal de espesor	2 a 30 m	20 a 30 m
Morfología	Pahoehoe, pasan a AA conforme la viscosidad incrementa	Mayoritariamente en bloque

En cuanto a los flujos lava de la Sierra Chichinautzin, las menos viscosas, asociadas a un menor contenido de sílice, como lo son: Ocusacayo, Oyameyo, Teuhtli, Tláloc, Atocpan, Cuauhtzin, Hijo de Cuauhtzin y Tlacotenco (dacíticas), presentan un promedio de espesor de 44 m; mientras que los flujos de lava con mayor viscosidad, asociados a un mayor contenido de sílice (Magdalena, Teoca, Tesquisco, Tochuca, Topilejo, Tzompoli y Xicomulco), cuentan con una media de 77 m. Además, las distancias recorridas por los flujos de lava con menor viscosidad son mayores con respecto a las silíceas, ya que en promedio tienen una longitud de 6.5 km, mientras que los flujo de lava con mayor viscosidad promedian 3.6 km, casi la mitad del recorrido de las otras. Estos valores se muestran en las tablas 6 y 7.

Tabla 6. Parámetros morfométricos de los flujos de lava con mayor viscosidad en la Sierra Chichinautzin. Composiciones extraídas del mapa geológico de Arana-Salinas (2004).

Nombre	Área total km ²	Volumen total km ³	Distancia longitudinal (km)	Espesor promedio
Magdalena	0.74	0.25	0.993	77.30
Teoca	14.71	1.49	5.250	101.42
Tesquisco	2.29	0.73	2.164	51.77
Tochuca	1.70	0.05	3.400	31.64
Topilejo	3.75	0.56	3.500	150.14
Tzompoli	5.30	0.12	4.600	22.77
Xicomulco	9.24	0.98	5.750	105.54
Promedio	5.39	0.60	3.665	77.23

Tabla 7. Parámetros morfométricos de los flujos de lava con menor viscosidad en la Sierra Chichinautzin. Composiciones extraídas del mapa geológico de Arana-Salinas (2004).

Nombre	Área total km ²	Volumen total km ³	Distancia longitudinal (km)	Espesor promedio (m)
Ocusacayo	14.456	0.424	9	23.77
Oyameyo	17.087	5.498	3.1	80.00
Teuhtli	30.709	0.443	3.7	47.93
Tláloc	48.685	1.853	6.3	26.87
Atocpan	2.10	0.05	2.2	-
Cuauhtzin	58.14	1.74	7.8	-
Hijo de Cuauhtzin	5.42	0.26	8.5	-
Tlacotenco	9.77	0.26	11	-
Promedio	23.296	1.316	6.4	44.64

El área de cobertura, de la misma manera, está en función de la viscosidad ya que los flujos de lava con mayor contenido de sílice tienen un promedio de área de 5.39 km² que es en gran medida menor al de los flujos de lava con menores contenido de sílice que es de 23.3

km². Todo lo anterior parece indicar que los parámetros morfométricos están determinados por la composición de las lavas, ya que está vería afectada la mecánica de su fluido de acuerdo a su química y viscosidad. Esto es explicado de manera más gráfica en la figura 26. Estas gráficas lineales contraponen los valores entre los dos distintos flujos de lava de la región. Aquí se observa que los volúmenes son similares en ambos tipos de flujos, en los flujos de lava con altos contenidos de sílice se promedian 0.60 km³ mientras que los flujos de lava andesíticos y dacíticos promedian 1.31 km³. La figura 26 nos demuestra que el volumen no es tan dependiente a las propiedades químicas de la lava como lo son el área y la distancia longitudinal.

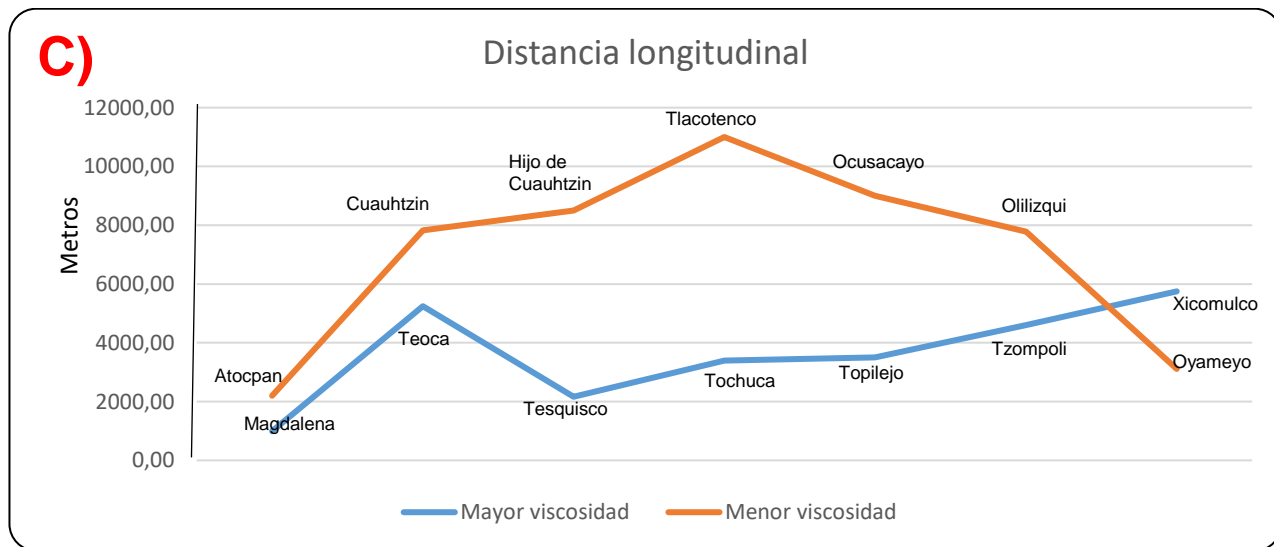
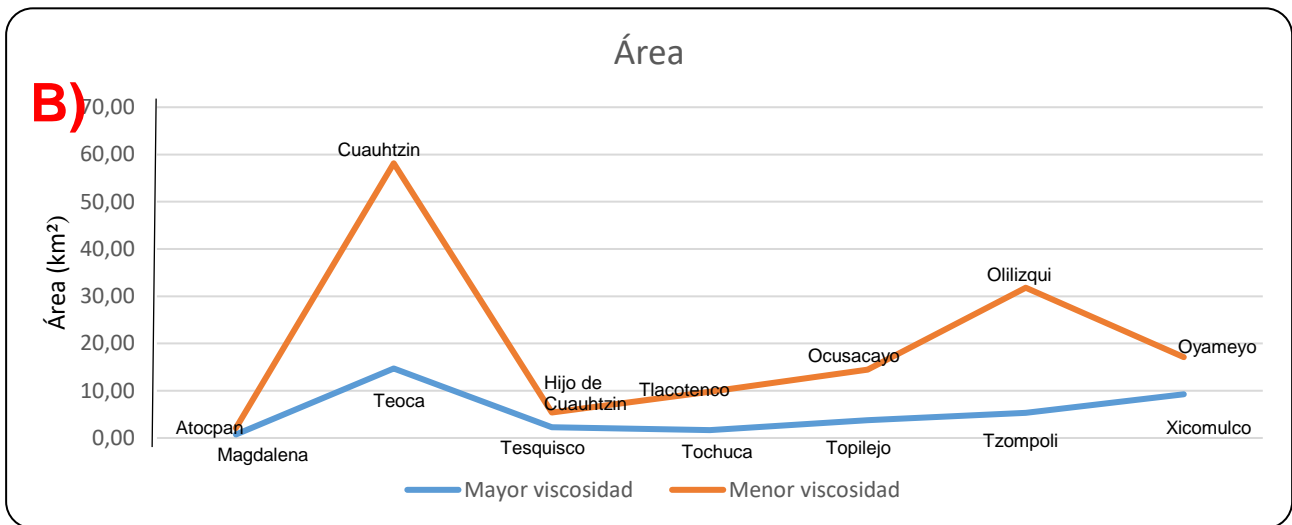
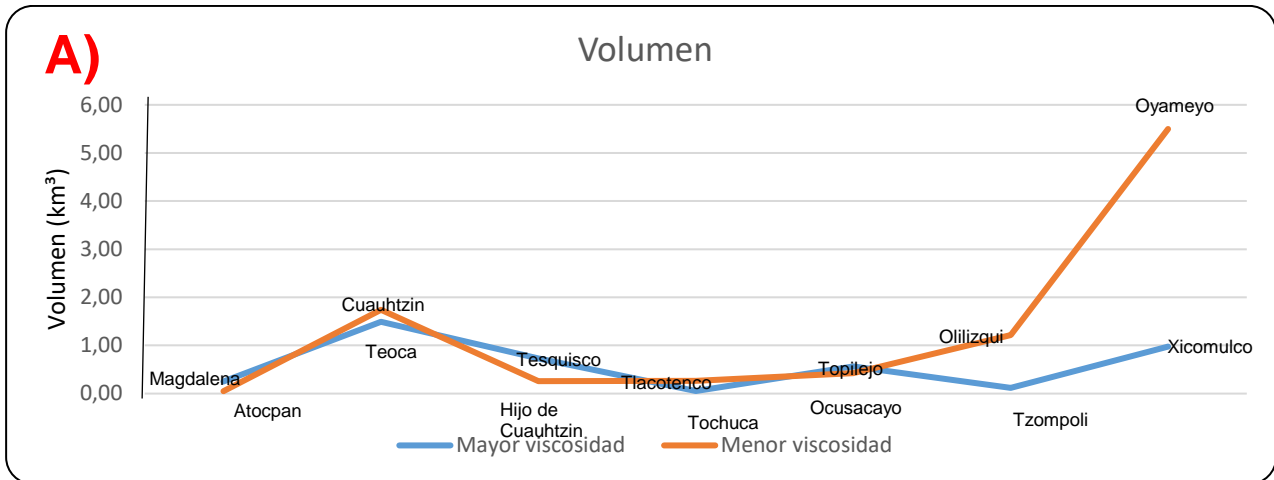


Figura 26. Comparación gráfica de los parámetros morfométricos entre flujos de lava con mayor viscosidad y los de menor viscosidad. A) Diferencia de volumen de los flujos de lava B) Diferencia de área entre las lavas C) Diferencia de distancia longitudinal entre los flujos de lava.

3.3 Relaciones entre la morfometría de los conos y su edad

Valores morfométricos como la pendiente, la relación de Hco/Wco y de Wcr/Wco son parámetros que se ven modificados conforme el volcán se vuelve más antiguo pues los procesos de erosión toman tiempo para alterar la morfología de un cono. Para el caso de la pendiente, Kervyn *et al.* 2011 consideran que un cono cinerítico tiende a tener un valor de 31.8 ± 0.08 grados a 32.8 ± 0.08 grados según el tamaño del piroclasto del cual está constituido ya que es la pendiente que necesitan esos productos para no caer por factores fluviales, eólicos o gravitacionales. Por lo que los conos que se encuentran por debajo de los 31 grados de pendiente pueden ser considerados más antiguos que los que aún se mantienen cerca de los parámetros iniciales esperados para conos jóvenes (Holoceno y Pleistoceno).

Con los datos proporcionados por las curvas de nivel del mapa topográfico se obtuvieron las diferentes pendientes de los conos cineríticos, con estos se construyó la figura 27 donde se muestra que las pendientes por debajo de los 31 grados de inclinación muestran a los volcanes de mayor edad. Estos son: Hijo de Cuauhtzin, Tzompoli, Teoca, Oyameyo, Tochuca, Tepapacaxtle, Cerro Pelón, Tesquisco, Ocusacayo I, II, III y IV. 6 de 11 conos se encuentran cercanos a los 30 grados, estos representan un 68.42% del total de los conos estudiados. Por otro lado, los conos de Tesquisco y Cerro Pelón presentan las pendientes más bajas de la región por debajo de los 17 grados, lo que nos indica que podrían ser los volcanes más antiguos de la región. Es necesario aclarar que esto es solo un acercamiento a las edades relativas, ya que no se están tomando en consideración la resistencia de los materiales al intemperismo y la erosión, agentes que de igual forma condicionan a la pendiente.

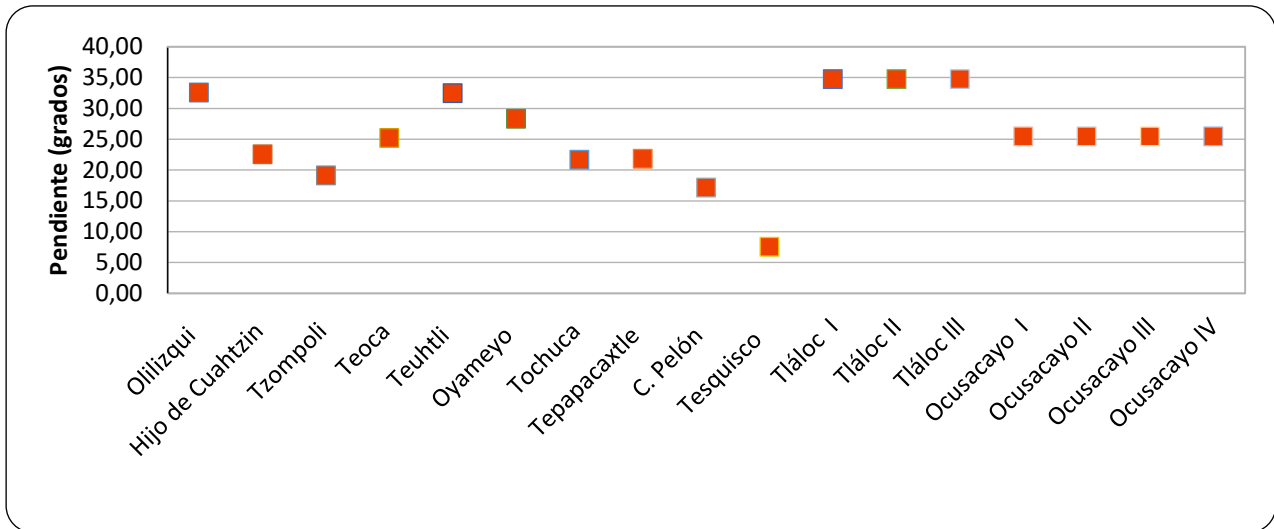


Figura 27. Pendiente de los conos de la Región Fronto-Central de la Sierra Chichinautzin.

Con respecto a la relación morfométrica Hco/Wco , Porter (1972) y Wood (1980) proponen 0.18 como el valor de la relación para volcanes jóvenes del Holoceno. Sin embargo, Settle (1979) propone 0.20 para el mismo parámetro. En el presente estudio se toma el valor propuesto por Settle (1979) ya que de esta manera serán considerados jóvenes los volcanes que tengan una relación morfométrica de Hco/Wco de 0.20 y conforme los conos se alejen de este dato serán considerados más antiguos. Esto debido a que sus propiedades morfométricas de altura y diámetro basal ya han sido modificadas y no guardan sus proporciones iniciales.

En la figura 28 se graficaron los valores de Hco/Wco con la línea de tendencia esperada de 0.20 en conos jóvenes y se observa que en su mayoría los datos son muy próximos a los esperados para conos del Holoceno y Pleistoceno, es decir, conos jóvenes. Además los conos promedian 0.18 por lo cual se puede hablar de conos muy jóvenes en su mayoría a excepción de Tochuca y Oyameyo que presentan 0.12 y 0.25 respectivamente. Estos valores están muy alejados del 0.20 propuesto para conos jóvenes lo que sugiere que el volcán Tochuca es de los más viejos. A pesar de que autores como Inbar y Risso (2001) consideran que cuando la relación Hco/Wco aumenta es porque el cono ha envejecido (como en el caso del Oyameyo), nosotros no consideramos que ese sea el caso del volcán Oyameyo, ya que su escudo de lava puede alterar las mediciones, pues como se observa

en la figura 1, el volcán presenta una forma geométrica de cono muy marcada. Además, Martín del Pozzo (1980) calculó 0.2 en esta misma relación.

En los párrafos anteriores se han hecho aproximaciones a las edades relativas de los conos con base en sus propiedades métricas, se obtuvo como resultado que Olilizqui, Teuhtli y Tláloc son volcanes jóvenes ya que sus parámetros morfométricos se mantienen dentro de los valores esperados para volcanes jóvenes pertenecientes al Pleistoceno y Holoceno. Por su parte los volcanes Tochuca y Tesquisco han demostrado a través de su morfometría que son estructuras más antiguas, esto es posible confirmarlo, debido a dataciones que se han hecho en estudios previos en la Sierra Chichinautzin realizadas en los trabajos de Martín del Pozzo (1980); Arana-Salinas (2004) y Siebe *et al.*, (2005); estos nos confirman que el volcán Ocusacayo es de los más antiguos con una edad $>21\ 675$ años; por su parte el volcán Tláloc es de las estructuras más recientes al tener una edad de $< 6200 \pm$ años.

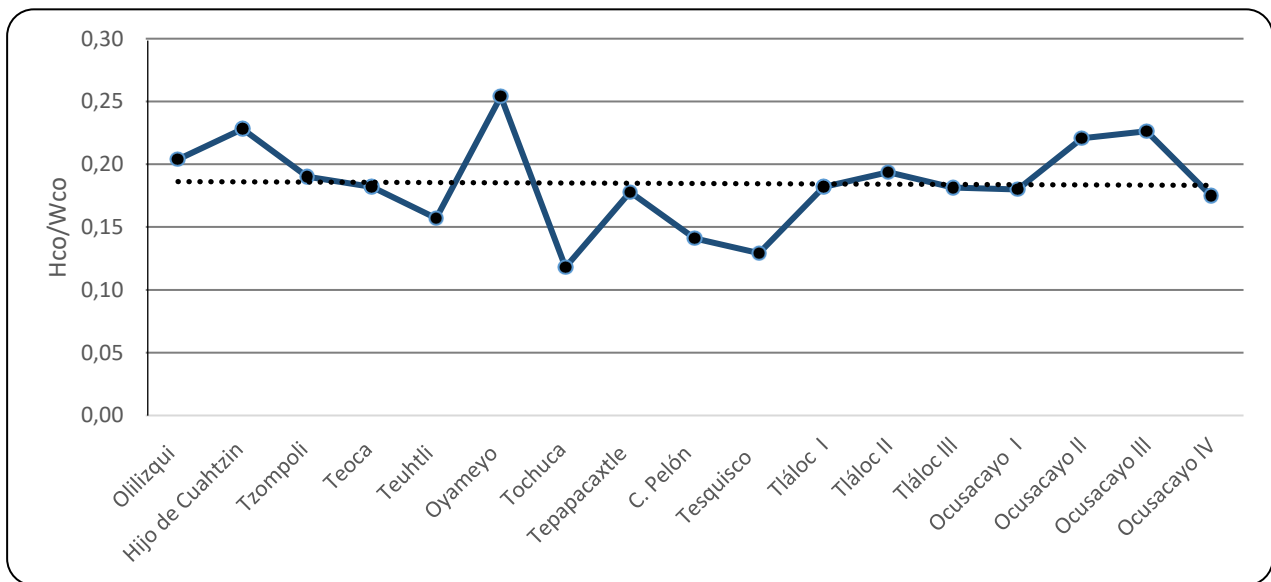


Figura 28. Relación Hco/Wco para los conos. La línea punteada indica al valor esperado para conos jóvenes.

Con la interpretación de las dataciones es posible observar las diferencias morfométricas entre los volcanes del Holoceno ($< 8440 \pm 70$ años) y los volcanes del Pleistoceno ($< 38590 \pm 3210$ años). El volcán Tláloc pertenece al Holoceno mientras que los volcanes Hijo de Cuauhtzin, Teuhtli y Ocusacayo pertenecen al Pleistoceno por lo en la tabla 8 se contrasta el promedio de la morfometría del primero contra la morfometría de los segundos. Así, se

observa que la pendiente de los volcanes del Pleistoceno es en promedio de 26.1 a diferencia de los 35 grados promedio de los volcanes del Holoceno; con respecto a la relación H_{co}/W_{co} se observa una diferencia entre los volcanes del Pleistoceno con respecto a los del Holoceno ya que estos últimos tienen un valor de 0.20 mientras que los primeros se encuentran con un 0.19 que es el valor esperado en esta tesis para los conos jóvenes del Pleistoceno y del Holoceno. Con respecto a la relación morfométrica W_{cr}/W_{co} el volcán joven presenta un valor de 0.25 mientras que es de 0.29 para las estructuras más antiguas.

En cuanto a la altura de los conos los volcanes del Pleistoceno tienen una menor altura ya que presentan un promedio de 79 m mientras que los volcanes del Holoceno promedian mayor altura, 124 m. Esto nos ayuda a afirmar que los conos ven afectada su altura con el paso del tiempo. Otro de los parámetros métricos que se ven alterados con el tiempo, es la elongación del cráter y la elongación del cono, pues en los conos del Holoceno los valores son mayores, 1.35 y 1.6 respectivamente, mientras que en los volcanes del Pleistoceno los valores son menores de 1.4 y 1.34 respectivamente. Con esto es posible identificar que sí existen diferencias morfométricas entre los volcanes del Pleistoceno y los del Holoceno en la Sierra Chichinautzin. Por lo tanto, nosotros hemos llegado a los mismos resultados a los trabajos realizados por Keresturi y Németh (2012). De tal forma que es posible aseverar que en el área de estudio el tiempo ha modificado las propiedades físicas de los conos por lo que un correcto estudio morfométrico en conos cineríticos puede ser una buena aproximación a las edades relativas de los edificios.

Tabla 8. Características morfológicas de los edificios volcánicos de la zona de estudio.

Estructura	Hijo de Cuauhtzin	Ocusacayo I	Ocusacayo II	Ocusacayo III	Ocusacayo IV	Promedio	Tlálóc I	Tlálóc II	Tlálóc III	Promedio
Tiempo geológico	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Pleistoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno	Holoceno
Edad	>20 895	> 21 675	> 21 675	> 21 675	> 21 675		< 6 200 ± 85	< 6 200 ± 85	< 6 200 ± 85	
Área (km ²)	5,42	14,46	14,46	14,46	14,46	15,66	48,69	48,69	48,69	48,69
Espesor (m)	47,93	29,33	29,33	29,33	29,33	32,54	40,00	40,00	40,00	40,00
Volumen flujos (km ³)	0,26	0,42	0,42	0,42	0,42	0,44	2,21	2,21	2,21	2,21
Distancia (km)	8,50	9,00	9,00	9,00	9,00	8,03	6,30	6,30	6,30	6,30
Altura del cono (Hco) (m)	104,63	69	75	74	45	78,94	124	131	117	124,00
Diámetro mayor del cono (Wbco) (m)	578,40	345	400	377	230	441,57	802	852	790	814,67
Diámetro menor del cono (WSCO) (m)	341,03	280	280	277	285	349,51	560	501	500	520,33
Diámetro del cono (Wco) (m)	459,72	312,5	340	327	257,5	395,54	681	676,5	645	667,50
Área del cono (Aco) (Km ²)	0,20	0,44	0,92	0,82	0,36	0,52	0,29	0,13	0,16	0,20
Profundidad del cráter (Dcr)(m)	2,00	0	2	2	0	4,00	13	8	2	7,67
Diámetro mayor del cráter (Wbcr) (m)	161,73	80	120	145	70	128,29	236	275	233	248,00
Diámetro menor del crater (Wscr) (m)	154,17	80	77	67	61	101,86	219	174	169	187,33
Diámetro del crater (Wcr) (m)	157,95	80	98,5	106	65,5	115,08	227,5	224,5	201	217,67
Hco/Wco	0,23	0,18	0,221	0,226	0,175	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19
Wcr/Wco	0,34	0,256	0,290	0,324	0,254	0,29	0,334	0,215	0,193	0,25
Pendiente (Sco) (grados)	22,56	25,433	25,433	25,433	25,433	26,12	34,74	34,74	34,74	34,74
Índice de separación de conos (Isco) (m)	1190	1,232	1,429	1,361	0,807	416,80	1,256	1,420	1,420	1,37
Elongación del cono (Eco)	1,70	1,23	1,43	1,36	0,81	1,28	1,43	1,70	1,58	1,57
Elongación del cráter (Ecr)	1,05	1,00	1,56	2,16	1,15	1,34	1,08	1,58	1,38	1,35
Volumen Parcial (km ³)	0,02	0,38	0,38	0,38	0,38	0,27	0,11	0,11	0,11	0,11
Volumen total (km ³)	0,28	0,81	0,81	0,81	0,81	0,71	2,32	2,32	2,32	2,32

Al considerar que el vulcanismo se manifiesta de dos tipos, efusivo y explosivo, se clasificaron a los volcanes de la región estudiada de acuerdo a un rango de efusividad propuesto por Keresturi y Németh (2012) donde expone que mientras menor sea el volumen de los flujos de lava asociadas al cono, mayor será la actividad gaseosa de la erupción, es decir, se presentará una actividad explosiva predominante lo cual favorecerá a la formación de conos abiertos en forma de herradura donde sus propiedades métricas se vean altamente alterados, es decir, las relaciones de H_{co}/W_{co} , W_{cr}/W_{co} y pendiente se encontrarán por debajo de los valores esperados (0.18, 0.36 y 31 grados respectivamente). Mientras que en cuanto mayor sea el volumen de los flujos de lava asociados al cono, la actividad será más bien efusiva por lo que los conos formados con esta característica serán de una morfología más cercana a la anular y sus parámetros morfométricos se verán poco afectados, es decir, sus parámetros morfométricos de H_{co}/W_{co} , W_{cr}/W_{cr} y pendiente se encontrarán más cercanos a 0.18, 0.36 y 31 grados respectivamente.

Keresturi y Németh (2012) explican que los flujos de lava con un mayor volumen estarán asociadas a erupciones de gran efusividad, por otro lado, conforme la efusividad es menor, disminuye el volumen de las lavas emitidas con lo que se verán favorecidos los procesos de erosión en los conos ya que están asociados más a una actividad explosiva por lo cual los edificios volcánicos estarán en su mayoría constituidos por ceniza y lapilli, materiales menos resistentes.

En la figura 29 se observa que lo escrito por Keresturi y Németh (2012) se aplica de la misma manera para los conos de la región en la Sierra Chichinautzin ya que conforme el volumen de los flujos de lava aumenta, los valores de pendiente se encuentran más cercanos a los 31 grados, sin embargo, cuando el volumen de los flujos de lava ha sido menor, la pendiente ha disminuido considerablemente por debajo de los 22 grados. Es necesario recordar que la pendiente es uno de las propiedades métricas que más se ven alteradas conforme la erosión comienza a actuar sobre el edificio volcánico. Por lo tanto, es posible afirmar que la morfometría de los conos depende directamente del nivel de efusividad durante la formación del cono, aunque también existen otros factores como el clima que de igual manera modifican los valores métricos

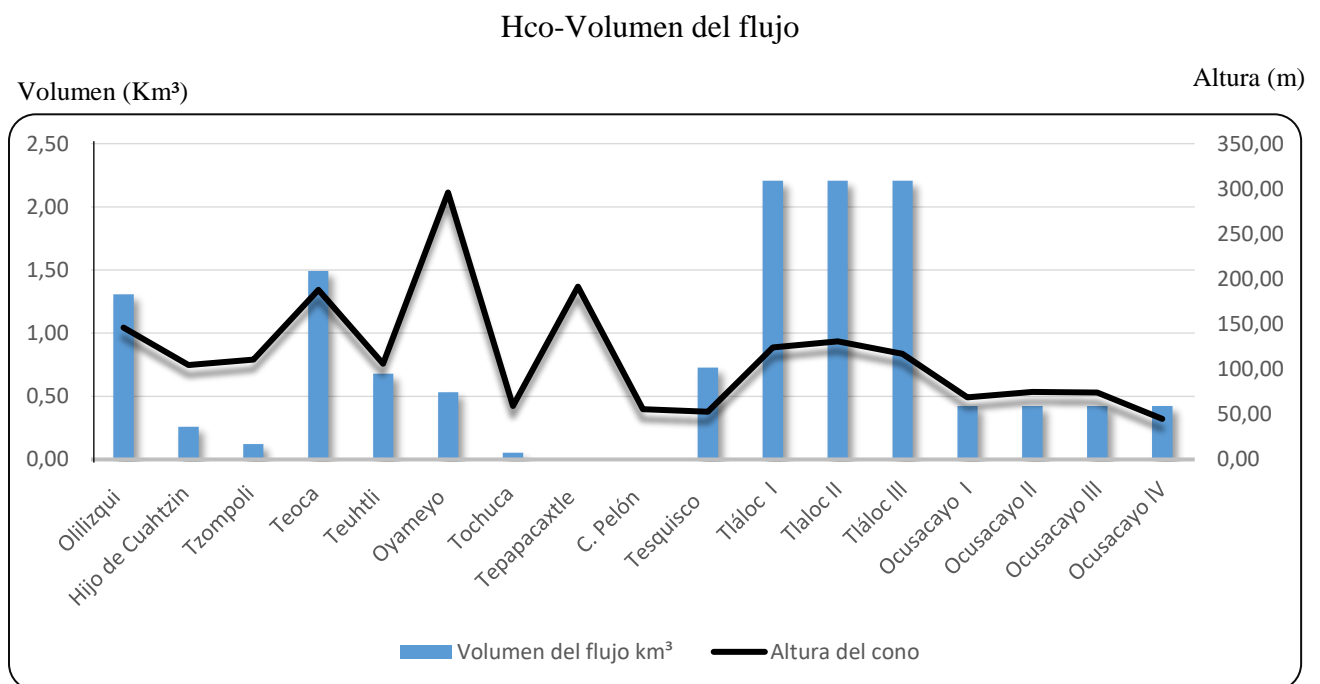
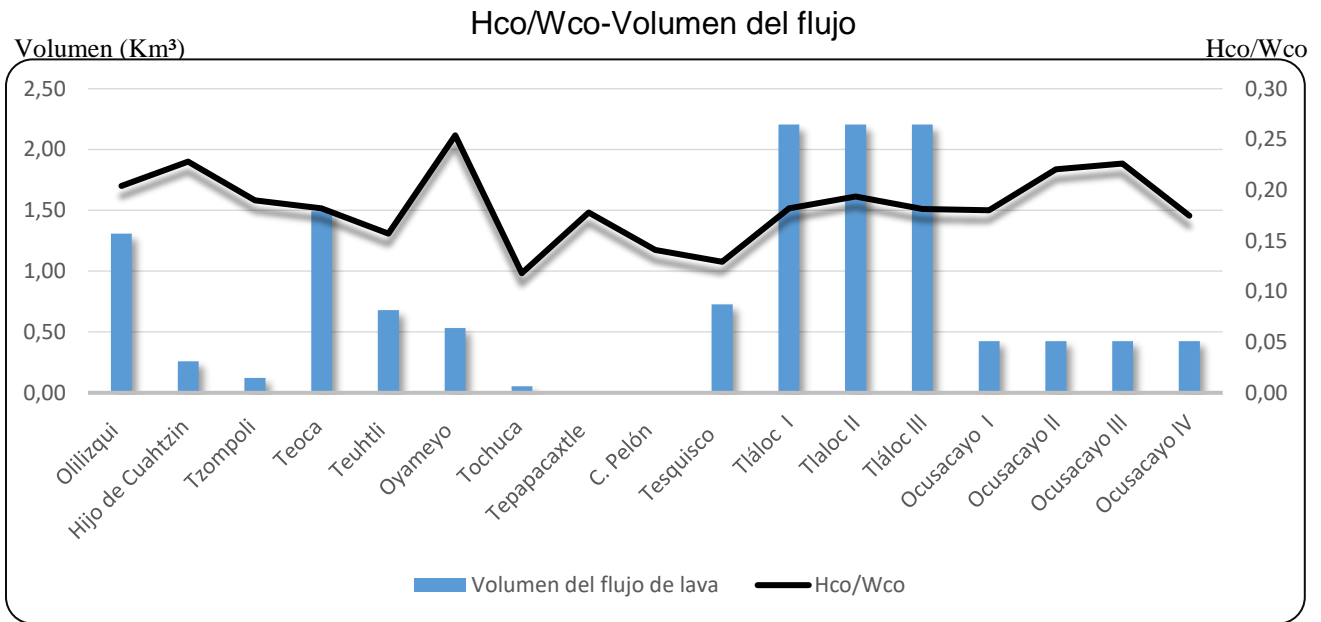


Figura 29. Representación gráfica de la relación que tiene la escala de efusividad con la relación Hco/Wco y Hco.

Como se ha expuesto con anterioridad, la altura es un factor directamente proporcional a la erosión de los conos y a su vez a la edad por lo que en el figura 30 se relacionaron las variables de altura y de edad, en la que se observan que mientras mayor sea la altura, menor será la edad de los conos, tal como lo indica la línea de tendencia, la cual tiene una r^2 de 0.9005 lo que nos expone un alto grado de relación entre la variable pendiente y la edad; ya que el tiempo permite a los agentes erosivos modificar la altura de los conos.

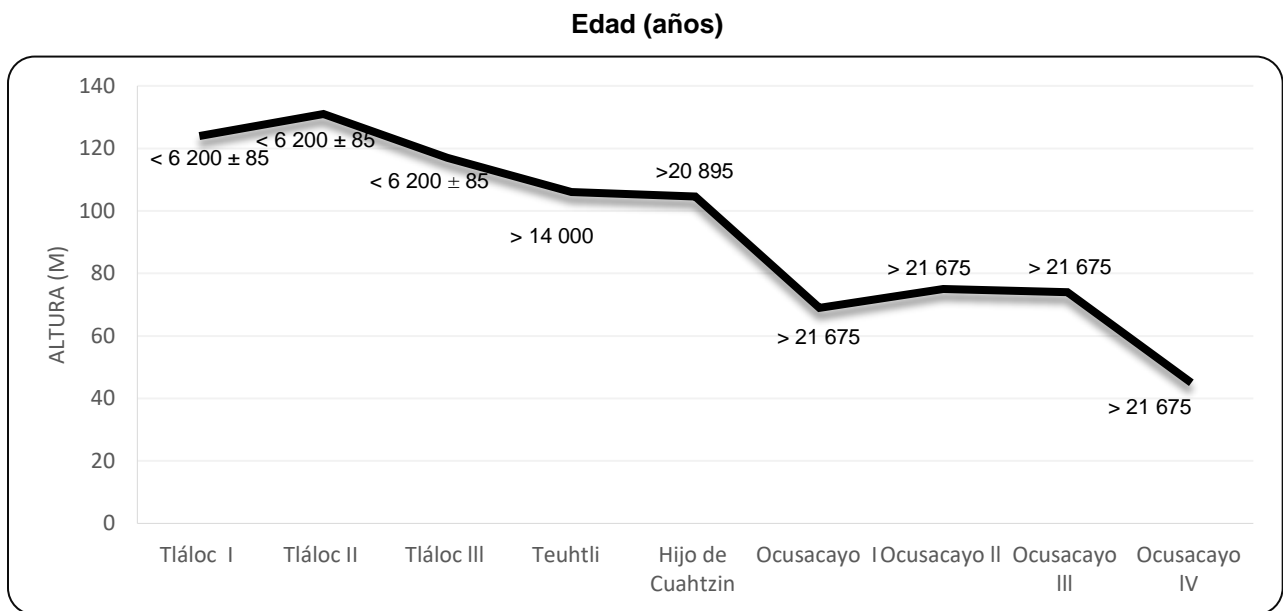


Figura 30 Relación de la altura de los conos con su edad, se observa que conforme mayor sea la edad de los conos, menor será su altura.

3.4 Comparación de resultados con trabajos previos

Martín del Pozzo (1980) y Arana-Salinas (2004) han realizado trabajos en la región que incluyen análisis morfométricos de algunos conos y flujos estudiados en esta tesis, sin embargo, las metodologías y herramientas para su cálculo han cambiado con el paso del tiempo por lo cual en este trabajo se contrastó los diferentes resultados con el objetivo de encontrar las ventajas y las desventajas de las metodologías manuales con respecto a las metodologías digitales.

Para la morfometría de flujos de lava, los diferentes resultados se encuentran en las tablas 9.1 y 9.2 donde se observa que los valores de Martín del Pozzo (1980) en área, volumen y longitud máxima son menores con respecto a los valores obtenidos en la presente tesis, tal es el ejemplo de Xicomulco donde Martín del Pozzo (1980) reporta un área de 5.6 km² mientras que para la presente tesis el área que se obtuvo es de 9.24 km², una diferencia de 3.64 km². Por otro lado, la longitud máxima para el mismo edificio por Martín del Pozzo (1980) es calculada en 4.5 km² mientras que para la presente tesis es de 5.75 km.

Esta tendencia indica que en nuestro trabajo los valores de área, volumen y longitud máxima son considerablemente mayores a los de hace 30 años debido a la delimitación utilizada, ya que recientemente se han realizado estudios geológicos en los cuales se han trazado límites diferentes a los marcados por Martín del Pozzo (1980); véase Arana-Salinas (2004). Además, la calidad y cantidad de datos digitales disponibles ha aumentado (MDE, Lidar, SIG's).

Tabla 9.1 Datos morfométricos de conos, de distintos autores: Martín del Pozzo (1980), Arana-Salinas (2004) y la presente tesis.

Martín del Pozzo						Arana-Salinas						Bazán Reyes					
Nombre	Altura	Diámetro del Cráter	Diámetro de la base	Hco/Wco	Wcr/Wco	Nombre	Altura	Diámetro del Cráter	Diámetro de la base	Hco/Wco	Wcr/Wco	Nombre	Altura	Diámetro del Cráter	Diámetro de la base	Hco/Wco	Wcr/Wco
Oyameyo	250	300	1250	0.2	0.24	-	-	-	-	-	-	Oyameyo	295	383	1165.66	0.25	0.24
Cuauhtzin	250	750	2000	0.12	0.37	Cuauhtzin	200	400	1800	0.11	0.22	-	-	-	-	-	-
Teuhtli	100	250	750	0.13	0.33	Teuhtli	170	250	600	0.28	0.4	Teuhtli	106	182.5	676.5	0.16	0.25
Ocusacayo	50	125	500	0.1	0.33	Ocusacayo	70	150	250	0.28	0.32	Ocusacayo	69	80	312	0.18	0.25

Tabla 9.2 Datos morfométricos de flujos de lava, de distintos autores: Martín del Pozzo (1980), Arana-Salinas (2004) y la presente tesis.

Martín del Pozzo					Arana-Salinas					Bazán Reyes				
Nombre	Promedio de espesor	Longitud máxima	Área km ²	Volumen km ³	Nombre	Promedio de espesor	Longitud máxima	Área km ²	Volumen km ³	Nombre	Promedio de espesor	Longitud máxima	Área km ²	Volumen km ³
Xicomulco	75	4.5	5.6	0.45	-	-	-	-	-	Xicomulco	105	5.75	9.24	0.98
Teoca	70	1.5	-	0.21	-	-	-	-	-	Teoca	101.42	5.25	14.71	1.49
Tzompoli	20	2	-	0.03	-	-	-	-	-	Tzompoli	22.77	4.6	5.3	0.12
Tlálloc	40	7	-	4.8	Tlálloc	15-25	-	54.39	.82-1.36	Tlálloc	40	6.3	48.69	2.21
Ocusacayo	35	7	-	0.49	Ocusacayo	10	7.5	24.24	0.24	Ocusacayo	29.33	9	14.46	0.42
Cuauhtzin	80	5	40	3.2	Cuauhtzin	15	6	38.93	0.58	Cuauhtzin	-	7.8	58.14	1.74
Oyameyo	-	2.5	17.5	-	-	-	-	-	-	Oyameyo	80	3.1	17.09	0.53

Con respecto a la morfometría de los conos se tomará como ejemplo a los conos Ocusacayo y Teuhtli; los valores de Martín del Pozzo (1980), los de Arana-Salinas (2004) y los del presente trabajo. Es notoria una mayor similitud entre los resultados a diferencia de los valores métricos en los flujos de lava. Se observa que la diferencia entre los valores de altura del cono Ocusacayo es de solo 20 m entre los tres trabajos, es decir, los valores difieren en un 28% en un rango de treinta años. Con respecto al diámetro del cono, las diferencias son de 150 metros (37.5%) entre los resultados de Arana-Salinas (2004) y Martín del Pozzo (1980) para el volcán Ocusacayo, sin embargo, para el mismo volcán la diferencia entre la presente tesis y los resultados de Arana-Salinas (2004) la diferencia es de 62 m (19.87%).

Para el volcán Teuhtli, la diferencia entre los trabajos de Arana-Salinas (2004) y Martín del Pozzo (1980) es de 150 m (20%), mientras que la diferencia entre Arana-Salinas y la presente tesis es de solo 10%; mismo porcentaje en la diferencia entre los valores de Martín del Pozzo (1980) y los de este trabajo. Finalmente, para el caso del volcán Oyameyo, la diferencia entre el trabajo de Martín del Pozzo (1980) y el presente trabajo es de 84.34 m, una diferencia de tan solo el 6.75%.

3.5. Evaluación de diferentes metodologías para el cálculo del volumen de flujos de lava.

Con la finalidad de obtener parámetros morfométricos más cercanos a la realidad en los flujos de lava se utilizaron tres metodologías diferentes que ya han sido explicadas con anterioridad en el capítulo II. Con los resultados es posible evaluarlas y explicar las ventajas y desventajas de cada una de estas; es importante considerar que los resultados no son similares entre las tres metodologías. En la figura 31 se observa la diferencia entre las distintas metodologías de forma gráfica, en donde es notorio que el método de los perfiles siempre arroja valores menores a diferencia de las otras dos metodologías esto sucede porque en nuestra metodología utilizando DEM y TIN no se realizó un estudio de paleorelieve, por lo que tienden a exagerar el volumen real, por lo tal se ha determinado que para flujos y domos el método de los perfiles, al no considerar el paleorelieve, es la metodología que más acerca a la realidad.

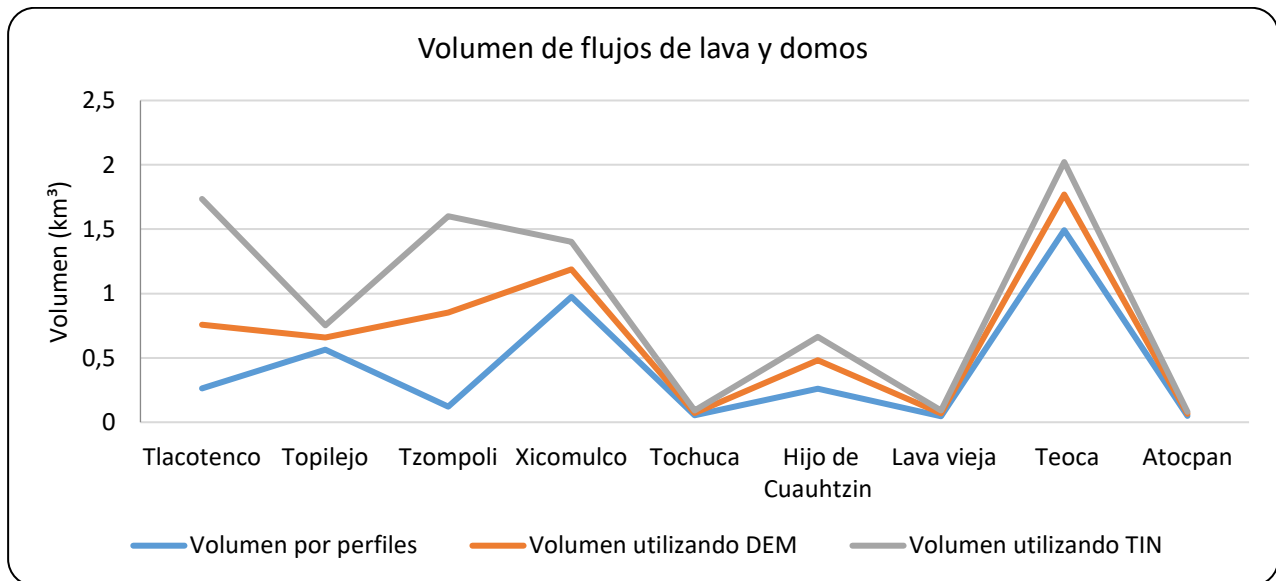


Figura 31. Volúmenes obtenidos para los mismos flujos de lava, con la utilización de diferentes metodologías.

Para el análisis morfométrico se dividieron los volúmenes de acuerdo al tipo de unidad morfológica, ya sean flujos de lava, domos y los volcanes escudos, esto con la finalidad de entender cuál es la metodología apropiada para las diferentes manifestaciones de vulcanología. Para el caso de los flujos de lava y domos se observa que los resultados son menores si se utiliza el promedio de espesor en comparación con las otras dos metodologías utilizadas; DEM y *Surface Difference*. Este valor menor nos propone que esta metodología (promedio de espesores) solo considera el volumen que se encuentra sobre la superficie, sin proponer cual es el paleorelieve.

El promedio de espesor en el cual no se usa el paleorelieve es considerado correcta para los flujos de lava ya que la zona al ser de reciente formación y con una densidad de volcanes tan alta, hace que no sea viable un análisis de paleorelieve; así, los métodos de DEM y de *Surface Difference* obtienen valores mayores ya que consideran volúmenes por debajo de los flujos y domos que no pertenecen a estos, tal como se observa en la figura 32.

Con respecto a los volcanes escudo el obtener los espesores promedio representó una dificultad metodológica por la topografía abrupta y tan dinámica sobre la cual se emplazaron, además de su extensa longitud y sus constantes cambios altitudinales, hicieron que los espesores obtenidos no fueran confiables. Es por ello que considero, mejor utilizar el método de diferencia altitudinal a través del DEM. Los volúmenes obtenidos en esta metodología son muy parecidos (9.42% de diferencia), si los comparamos con los obtenidos mediante *surface difference* utilizando un TIN; el que coincidan los valores de dos metodologías diferentes nos plantea la posibilidad de que los resultados entonces, sean muy cercanos a la realidad. Esto se observa de manera más visual en la figura 32 donde es muy notoria la similitud entre los resultados de las diferentes metodologías.

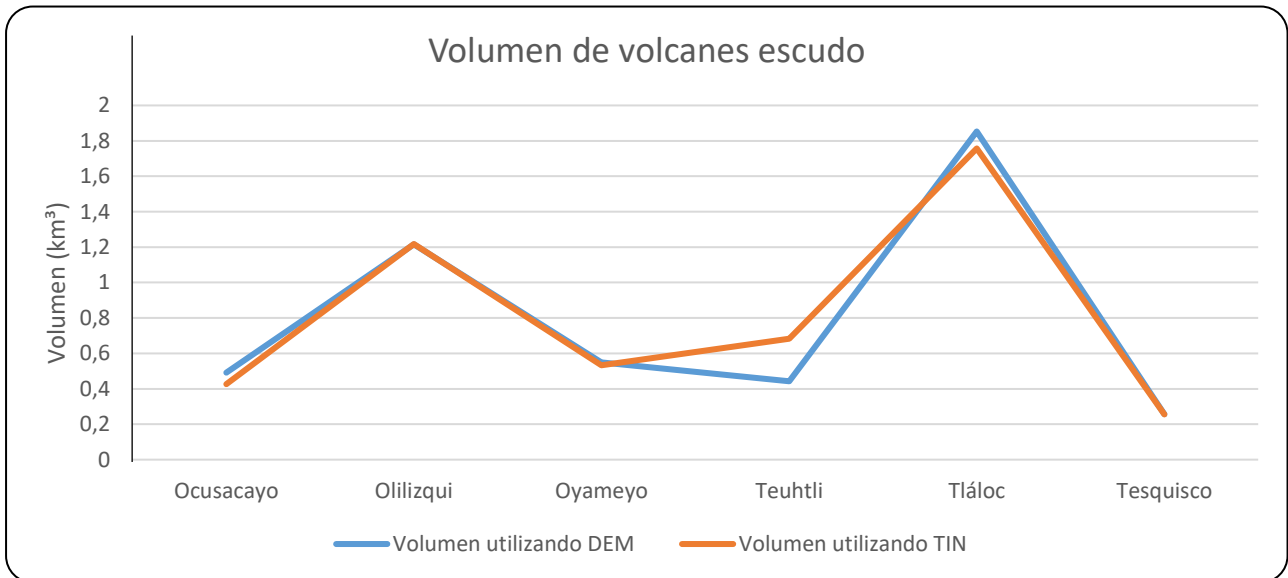


Figura 32. Volúmenes de los volcanes escudos utilizando dos metodologías que son más similares, DEM y TIN.

IV. Discusión

Aunque Martín del Pozzo (1980) sugiere que en la Sierra Chichinautzin se encuentran flujos, conos de escoria y conos con lava, en la porción estudiada se han logrado identificar más morfologías, como lo son: conos cineríticos, flujos de lava, conos cineríticos con flujo de lava asociados, escudos y domos. Los valores morfométricos obtenidos para este trabajo son mayores a los calculados por Martín del Pozzo (1980) y Arana-Salinas (2004); esto se debe a la utilización de imágenes satelitales de alta resolución Lidar y SIG's que han permitido un mayor acercamiento a la realidad.

Con respecto a las proporciones Hco/Wco y Wcr/Wco , distintos estudios morfométricos proponen una disminución en el cociente Wcr/Wco (0.36) conforme el cono va envejeciendo (Dohrenwend *et al.*, 1986; Hooper y Sheridan, 1998) algunos otros estudios opinan que la relación Wcr/Wco incrementa (Inbar y Risso, 2001). Estos autores han considerado solamente la variable tiempo como el agente responsable de la distorsión en la morfometría del cono. Sin embargo, a partir de nuestro análisis se proponen algunas variables que consideramos alteran las relaciones métricas de los conos además del tiempo, las cuales son: Tipo de actividad volcánica (efusiva o explosiva), morfología de los conos (cerrados y abiertos) y la resistencia de los materiales a la meteorización. Los conos Tláloc II y Tláloc III son volcanes jóvenes que pertenecen al Holoceno sin embargo su proporción Wcr/Wco es baja (0.21 y 0.19 respectivamente) lo que nos permite defender que la edad no es el único factor que modifica las propiedades métricas del cono.

Con este estudio, es posible identificar que sí existen diferencias morfométricas entre los volcanes del Pleistoceno y los del Holoceno en la Sierra Chichinautzin (Tabla 8). Por lo tanto, se puede afirmar que las conclusiones de Kerestury y Németh (2012) son concordantes con nuestros datos, así mismo podemos aseverar que el tiempo modificará las propiedades físicas de los conos.

V. Conclusiones y recomendaciones

- A. La zona de estudio del sector norte de la Sierra Chichinautzin está constituida por dos conos de escoria, cuatro conos con flujos de lava asociados, seis conos de escoria coronados por un escudo de lava, tres domos y cuatro flujos de lava.
- B. El estudio morfométrico indica que los conos cineríticos son la morfología predominante en la zona, mayoritariamente son pequeños, con una altura menor a los 128 m y un área menor a los 0.5 km².
- C. El 76% de los conos de la región tienen un cráter cerrado o anular, el 24% tienen una morfología abierta o en forma de herradura. Se encontraron diferencias métricas importantes entre los conos abiertos y cerrados. La pendiente y la proporción Hco/Wco, son mayores en los conos cerrados. Por lo que la edad no es el único factor que altera la morfometría de los conos.
- D. Los flujos de lava presentan una gran diferencia en sus espesores, el menor valor calculado le pertenece al volcán Tzompoli (22 m) y el valor mayor calculado pertenece a Topilejo (150 m), el primer valor pertenece a un flujo de lava asociado a un cono (Tzompoli) y el segundo a un edificio cóncavo (Topilejo). Los flujos de lava presentaron espesores más bajos y esto les permitió recorrer mayores distancias, por su parte los domos, tuvieron espesores más grandes y menor recorrido.
- E. El flujo de Xicomulco tiene un espesor de 105 metros, hay una diferencia muy grande, si se le compara con el promedio de espesor en la región (56.42 metros), esta variabilidad se asocia con la viscosidad de la lava.
- F. Los conos que presentan un cráter abierto y flujo de lava, nos sugieren una alternancia en su actividad, con presencia de actividad efusiva y actividad explosiva, tal es el caso de los volcanes Teoca, Tzompoli y Tesquisco.
- G. El índice de separación de conos obtenido para la Sierra Chichinautzin, al ser tan bajo, como en otros estudios (Hasenaka y Carmichael, 1985 y Becerra-Ramírez *et al.*, 2008), nos indica que estamos en campos volcánicos continentales, ya que serían mayores los índices si habláramos de regiones volcánicas insulares (Becerra-Ramírez *et al.*, 2008).
- H. Los Sistemas de Información Geográfica son una herramienta que facilita la elaboración de estudios morfométricos, agiliza el tiempo invertido en cálculos y estimaciones. El

promedio de espesores es la metodología más eficiente para el cálculo de volúmenes de flujos de lava.

- I. Los Sistemas de Información Geográfica son una herramienta fundamental en los estudios morfométricos, el correcto uso e interpretación de valores métricos han permitido clasificar a los edificios volcánicos de la región de estudio de acuerdo a su morfología. Esta afirmación permite justificar que el objetivo del presente trabajo se ha cumplido.
- J. Para sustentar aún más los estudios morfométricos, es necesario hacer trabajo de campo y fotointerpretación que rectifiquen los valores obtenidos en gabinete.

VI. Bibliografía

- Agustín-Flores J. 2009. Geología y petrogénesis de los volcanes monogenéticos Pelagatos, Cerro del Agua y Dos Cerros en la Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México. Tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias (Vulcanología). Instituto de Geofísica UNAM.
- Arana-Salinas, L., 2004. Geología de los volcanes monogenéticos Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin en la Sierra Chichinautzin, al Sur de la Ciudad de México. Tesis de maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 117 pp.
- Becerra Ramírez, R., González Cárdenas, E & Dóniz Páez, J. 2008. Aplicación del análisis morfométrico a los volcanes del extremo sur-oriental de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España).
- Blomfield, K. 1975. A late Quaternary monogenetic volcano field in central México. *Geol. Rundsch.*, 64, 476-496.
- Cabrera, F. y Legorreta G. 1989. Estudio de relieves volcánicos mediante el análisis de parámetros geomorfológicos. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Carn, S., 2000. The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 81-108.
- Chevrel, M. O., Siebe, C., Guilbaud, M. N., & Salinas, S. 2015. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): México's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks: Londres, George, Allen and Unwin, 450 p.

- De Cserna, Z., y Fries, C., 1981. Resumen de la geología de la Hoja Taxco 14Q-h(7), Estados de Guerrero, México y Morelos: México, D.F., Universidad nacional Autónoma de México, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, 47 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., y Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, v. 104, 71 p.
- Demant, A., 1981. L'axe Néo-volcanique transmexicain, étude volcanologique et pétrographique, signification géodynamique: Marseille, France, Universite de Droit, d'Économie et des Sciences, These Doctoral, 259 p. (Unpublished).
- Dohrenwend, J.C., Wells, S.G., Turrin, B.D., 1986. Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 97, 421–427.
- Dóniz Páez, J. 2004. *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogenético de la isla de Tenerife* (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna).
- Dóniz Páez, J. C., Becerra Ramírez, R., & Guillén Martín, 2007. Erupción basáltica fisural al ne del volcán monogénico de Orchilla (El Hierro, Canarias): caracteres geomorfológicos.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., & García, A. 2008. Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3), 185-195.
- Dóniz Páez, J. 2011. Relaciones entre topografía del terreno y morfología de los edificios volcánicos basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias, España). *Estudios Geográficos*, 72(270), 59-75.

- 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), 320-330.
- Fries, C., 1956, Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México, in XX Congreso Internacional de Geología Memorias del XX Congreso Internacional de Geología, Excursión C-9: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F., p. 17-53.
- Fries, C. 1960, Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, v. 60, 236 p.
- Fries, C. 1966, Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos, Guerrero y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100.000, resumen en el anverso del mapa.
- García, A., Macías, J.L., Saldaña, J.L., Espíndola, J.M., 1996, Marco geológico estructural de la región del Nevado de Toluca, Estado de México: Actas INAGEQ, v. 2, p. 115-120.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., y Espíndola, J.M., 2001, Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, Central México: Geological Society of America Map Series, en prensa.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Grosse, P., De Vries, B. V. W., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

- Guilbaud M-N, Siebe C, Layer P, Salinas S, Castro-Govea R, GarduñoMonroy VH, Le Corvec N, 2011. Geology, geochronology, and Bull Volcanol (2012) 74:1187–1211 1209 tectonic setting of the Jorullo volcano region, Michoacán, México. J Volcanol Geotherm Res 201:97–112.
- Gunn, B. M., Mooser, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of Central México. Bull. Volcanol., 34, 577-616.
- Haase, G., 1976. The chorical structure of the natural landscape. *XXIII Cong. International Geographie*, Moscou.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1), 105-124.
- Henley Trujillo, M. 2012. Estudio morfométrico de los conos volcánicos monogénicos de Cumbre Vieja (La Palma, Islas Canarias). Tesis para obtener el grado de Máster en Tecnologías de la Información Geográfica (TIG). Universidad Complutense de Madrid
- Herrero, E. y Pal, S., 1978. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin. *Geof. Int.*, 17, 167-180.
- Hooper, D., Sheridan, M., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, 241–267.
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N 2000. Pyroclastic transport and deposition. *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego*, 545, 554.
- Inbar, M., Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of high cinder cone volcanic field — Payun Matru, south-central Andes-Argentina. *Z. Geomorphol.* 45 (3), 321–344.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

- James, P., 1950. Programa para un relevamiento geográfico de América. *Publicación del Instituto de Geografía de la Universidad de Buenos Aires*, 98 Pp.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central México: Physics of Earth and Planetary Interiors, v. 64, p. 187 -210.
- Karátson, D., 1996. Rates and factors of stratovolcano degradation in continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73, 65–78.
- Kendall, M. and Babington Smith B., 1940. On the method of paired comparisons. *Biometrika*. Vol. 31. pp. 324-345.
- Kereszturi, G., & Németh, K. 2012. Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology*, 136(1), 45-58.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.-C. y Jacobs., P, 2011. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136: 59-75.
- Kirianov, B.Y., Koloskov, A., De la Cruz, R. S., Martín del Pozzo, A. L., 1990. Osnovnie etapa proiavlénna novieyshevo vulcanizma v zone Chichinatuzin (Meksikanskgy vulcanicheskiy poiaz). *Inf. Acad. Cienc Ex. URSS*, 311, 432-434.
- Limón-Hernández, C. 2011. Estratigrafía y morfología de los flujos de lava y depósitos asociados a la actividad efusiva del Colcán Tacaná, México-Guatemala. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. 125 pp.
- López Acevedo, F. J., & Pellicer Bautista, M. J. 2014. Uso de Sistemas de Información Geográfica para el cálculo del volumen de los materiales emitidos en la erupción de 1971 del volcán Teneguía (La Palma, Islas Canarias). *Geogaceta*, (56), 59-62.
- Lugo-Hubp, J. 1984. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. *Serie Varia*, 1(8), 1-95.

- Lugo-Hubp, J. 1989. Diccionario geomorfológico. *Universidad Nacional Autónoma de México*, 337.
- Lugo-Hubp, J., 1991, Elementos de la geomorfología aplicada (Métodos Cartográficos): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 128 p.
- MacDonald, G.A., y Katsura, T., 1964, Chemical compositions of Hawaiian lavas: *Journal of Petrology*, v. 5, p. 82-133.
- Macdonald, G. A., 1972. *Volcanoes*, 510 pp., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Márquez, A., Verma, S.P., y Anguita, F., 1997, Tectonics and volcanism of Sierra de Chichinautzin—a rift-related volcanic-field at the front of the central Trans-mexican volcanic belt, in Abstract volume. Volcanic activity and the environment. General Assembly IAVCEI: Puerto Vallarta, Jalisco: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial IAVCEI Abstract Programs, p. 143
- Márquez, A. Verma, S.P., Anguita F. Oyarizun, R., Brendle. J. L., 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensions at the front of the Central Trans.-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93, 125-150.
- Martín del Pozzo, A. L. 1980. Monogenetic volcanism in sierra Chichinautzin. *México: Bulletin of Volcanology*, 45(1), 9-24.
- Martín del Pozzo, A. L. 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, México: *Bulletin Volcanologique*, v. 45, p. 9-24
- Martín del Pozzo, A. L., 1989. Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis de doctorado. UNAM, México, D.F., 148p.
- Maskrey, A. 1993. Los desastres no son naturales. En *Los desastres no son naturales*. Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina.
- McGehee, R., 1976. Structures of the Xitle Volcano and the lavas of the Pedregal de San Angel, México, D.F.: Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 55.

- Medina-Martínez, F. 1997. Sismicidad y volcanismo en México: México; FCE/ La ciencia desde México 151, 106 Pp.
- Mooser, F. M., Nairn, A. E. M., Negendank J. 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks VIII. A paleomagnetic and petrologic study of the volcanics of the Valley of México. *Geol Rundsch.*, 63, 451-483.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., & Hall, C. M. 2008. The eruptive history of the Mascota volcanic field, western México: age and volume constraints on the origin of andesite among a diverse suite of lamprophyric and calc-alkaline lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 1077-1091.
- Pavlopoulos, K., Evelpidou, N., Vassilopoulos, A., 2009. Mapping geomorphological environments. Berlin. Springer Science & Business Media. 235 pp.
- Pearson, K. 1877. Mathematical contributions to the theory of evolution: III. Regression, Heredity and Panmixia. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A.* 1877, 253-318.
- Porter, S. C. 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3607-3612.
- Rodríguez-García, A., Fernández-Turiel, J.L., Perez-Torrado, F.J., Aulinas, M., Carracedo, J.C., Gimeno, D., Guillou, H. y Paris, R. 2011. *Geomorphology* 134, 249–259.
- Rodriguez-Gonzalez, A., & Fernandez-Turiel, J. L. 2015. Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40.
- Rodríguez-Lara, V. C. 1997. Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal-Morelos, México. *Tesis de Licenciatura, IPN.*
- Romero, C., García-Cacho, L., Araña, V., Yanes, A., Felpeto, A., 2000. Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 105–119

- Sala, M., Batalla, R.J., 1999. Teoría y métodos en geografía física. Ed. Síntesis, Madrid. 303 pp.
- Salinas S. 2005. Mapeo morfogénico y análisis cuantitativo del depósito de avalancha de detritos del volcán Jocotitlán, Estado de México. Tesis de Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México
- Salinas, S., & López-Blanco, J. 2010. Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central México. *Geomorphology*, 123(1), 142-153.
- Sayago, J.M., 1982. Las unidades geomorfológicas como base para la evaluación integrada del paisaje natural. *Revista Geológica Lilloana XVI* (1): 169-180. Tucumán, Argentina.
- Schlaepfer, C.P., 1968. Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1: 100,000.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J.Sci.* 279, 1089–1107.
- Siebe, C. 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern basin of México City. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 104,45-64.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. 2004. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of México City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66(3), 203-225.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., & Abrams, M. 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3), 225-243.
- Stevens, N. F., Murray, J. B., & Wadge, G. 1997. The volume and shape of the 1991–1993 lava flow field at Mount Etna, Sicily. *Bulletin of volcanology*, 58(6), 449-454.

- Stevens, N. F., Manville, V., & Heron, D. W. 2003. The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1), 89-105.
- Swinamer, R. T., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Van Zuidam, R., 1977. *Terrain analysis and classification using aerial photographs*. ITC text book. Enschede. 65 Pp
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, v. 28, p. 133-189
- Velasco-Tapia, F., & Verma, S. P. 2001. First partial melting inversion model for a rift-related origin of the Sierra de Chichinautzin volcanic field, central Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, 43(9), 788-817.
- Walker, G., 1973. Lengths of lava flows. Geology Department, Imperial College, London. (107-118)
- Wallace, P., and Carmichael I., 1999. Quaternary volcanism near the Valley Of México: Implications for subducting zona magmatism and the effects of cristal thickness variations on primitive magma compositions. *Contr. Mineral. Petrol.* 135: 291-314.
- Wood, C. A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3), 387-413.
- Zaragoza-Zúñiga, N. 2006. Procesos de ladera en la región de Cuetzalan: un enfoque geomorfológico. Tesis Licenciatura en Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México 96 pp.
- Zuidam Van, R. y F. Van Zuidam C. 1979. *Terrain Analysis and clasiffication using aerial photographs*. ITC Text book. Enschede.

