

32
24



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía

**Análisis morfométrico de dos campos
volcánicos monogenéticos mexicanos**

TESIS

**Para obtener el grado de
Licenciada en Geografía**



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA

Presenta

PATRICIA JULIO MIRANDA

Ciudad Universitaria, D.F., Diciembre 1998

268733

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.

**Análisis morfométrico de volcanes escudo
de dos campos volcánicos mexicanos**

A Ofelia Miranda y Angel Julio

porque gracias a su esfuerzo, dedicación y apoyo soy universitaria

A Angelica, Gustavo e Israel

por sus apoyo y cariño incondicional

A Jorge

porque sin tu amor, apoyo y optimismo esta tesis no hubiera sido posible

A la Fam. Reveles Zavala

por su apoyo y preocupación

"Después de algunos años y muchos aprendizajes despues" he concluido este trabajo, lo que fue posible gracias a numerosas personas con quienes afortunadamente, para mi, he compartido diferentes espacios .

Mi más profundo agradecimiento al Dr. Hugo Delgado Granados por su confianza, apoyo y atenta dirección.

Al Dr. José Lugo, Dr. José Luis Palacio, Dr. José Juan Zamorano y Dr. Lorenzo Vázquez por sus sugerencias y apoyo.

A la UNAM a quien debo mi formación profesional.

A la DGAPA por el apoyo económico recibido durante la realización del presente trabajo.

Gracias :

A Gaby y Lupita por su amistad y optimismo.

A Lucio, Alex, Jorge y Héctor.

A mis amigas Bertha, Gris, Isabel y Norma por su apoyo incondicional, sus oídos y sobre todo por su amistad.

A Esther y José Carlos por su apoyo, su buen humor y su amistad.

A mis compañeros del Departamento de Vulcanología: Armando, Renato, José Luis, Virgilio, Beto, Noé, Charly, Karina, Lilia, Bety, Gabriel y Bernardo por su apoyo y compañía.

A Lourdes Godínes por su apoyo.

A la Sra. Esther por sus bendiciones y afecto.

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. ANTECEDENTES	1
I.2. ESTUDIOS PREVIOS	1
I.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
I.4. OBJETIVOS	4
I.5. METODOLOGÍA	4
II. MARCO CONCEPTUAL	9
II. 1. VULCANISMO	9
II.2. CLASIFICACIÓN DE VOLCANES	9
II.3 VOLCANISMO MONOGENÉTICO VS POLIGENÉTICO	11
II.4 VOLCANES ESCUDO	13
II.4.1 VOLCANES TIPO SCUTULUM	15
II.4.2 VOLCANES ESCUDO TIPO ISLÁNDICO	15
II.4.3 VOLCANES ESCUDO TIPO GALÁPAGOS	16
II.4.4 VOLCANES ESCUDO TIPO HAWAIANO	17
II.4.5 MACRO ESCUDOS	19
II.5 MORFOMETRÍA	20
II.5.1 CLASIFICACIÓN MORFOMÉTRICA DE PIKE	21
II.5.2 CLASIFICACIÓN MORFOMÉTRICA DE WOOD	22
II.5 TECTONISMO Y PETROGÉNESIS	22
III. MARCO GEOGRÁFICO	27
III.1 CAMPO VOLCÁNICO DE MICHOACÁN-GUANAJUATO	27
III. 1.1 UBICACIÓN	27
III.1.2 RELIEVE	27
III.1.3. CLIMA	28
III.2 SIERRA CHICHINAUTZIN	29
II.2.1. UBICACIÓN	29
III.2.2. RELIEVE	30
III.2.3. CLIMA	31
III.2.4. HIDROGRAFÍA	31

IV. MARCO GEOLÓGICO	32
IV.1. FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA	32
IV.1.1 GEOLOGÍA	32
IV.1.3. VULCANISMO	33
IV.1.4. AMBIENTE TECTÓNICO	34
IV.2. CAMPO VOLCÁNICO DE MICHOACÁN-GUANAJUATO	34
IV.2.1. ESTUDIOS PREVIOS	34
IV.2.2. DEFINICIÓN	37
IV.2.3. GEOLOGÍA	37
IV.2.4. VULCANISMO	39
IV.3. SIERRA CHICHINAUTZIN	42
IV.3.1. ESTUDIOS PREVIOS	42
IV.3.2. GEOLOGÍA	45
IV.3.4. VULCANISMO	46
V. MORFOMETRÍA DE VOLCANES ESCUDO MEXICANOS	48
V.I. ESTUDIOS PREVIOS	48
V.1.1.CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN GUANAJUATO	48
V.1.1.1. Características morfométricas	48
V.1.1.2. Características petrológicas	52
V.1.2. SIERRA CHICHINAUTZIN	53
V.1.2.1. Características morfométricas	53
V.1.2.2. CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS	55
V.2. RESULTADOS DE ESTE ESTUDIO	56
V.2.1 CLASIFICACIÓN DE LOS VOLCANES ESCUDO DEL CVMG Y SIERRA CHICHINAUTZIN	63
VI. DISCUSIÓN	65
VI. 1 DEFINICIÓN DE VOLCÁN ESCUDO	65
VI.2 RESULTADOS MORFOMÉTRICOS VS TRABAJOS PREVIOS	66
VI. 3 VOLCANES ESCUDO DEL CVMG VS SIERRA CHICHINAUTZIN	68
VII CONCLUSIONES	69
BIBLIOGRAFÍA	71

Lista de figuras

- II.1 Perfiles comparativos de los tres tipos de volcanes escudo, Williams y McBirney (1979)
- II.2 Localización de volcanes escudo
- II.3 Relación altura-diámetro de volcanes escudo, Whitford-Stark (1975)
- II.4 Perfiles de volcanes escudo islandeses, Rossi (1996)
- II.5 Principales elementos morfométricos de volcanes escudo islandeses, Rossi (1996)
- II.6 Comparación de volcanes escudo islandeses, Rossi (1996)
- II.7 Volcanes de la isla de Hawai, Macdonald (1972)
- II.8 Perfiles comparativos del Monte Olympus y la isla de Hawai, Macdonald (1972)
- II.9 Variables morfométricas empleadas por Pike (1978)
- III.1 Localización del CVMG, Sierra Chichinautzin y volcanes activos
- III.2 Localización de los volcanes escudo del CVMG
- III.3 Climas del CVMG
- III.4 Localización de los volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin
- IV.1 Ambiente tectónico de la FVTM
- V.1-22 Gráficas
- V.23 Orientación del diámetro base
- V.24 Clasificación de los volcanes escudo mexicanos
- VI.25 Comparación de los volcanes escudo mexicano y volcanes escudo islandeses

Lista de tablas

1. Volcanes escudo estudiados
2. Dimensiones promedio de volcanes terrestres monogenético
3. Series magmáticas características y ambientes tectónicos, Wilson (1989)
4. Datos climáticos para algunas estaciones localizadas en el CVMG, García (1973)
5. Valores morfométricos de volcanes escudo de la región de Cotija, Rivera y Tristán (1996)
6. Grupo Chichinautzin, Martin del Pozzo, (1980,1982)
7. Volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin, Swinamer (1989)
8. Datos morfométricos obtenidos
9. Valores de densidad de disección vs clima
10. Características de volcanes escudo
11. Comparación de los datos morfométricos obtenidos

Resumen

Los volcanes escudo son denominados así debido a su semejanza con la forma de los escudos de antiguos guerreros del norte europeo, su forma es convexa con una ligera prominencia o depresión en la cima. Sin embargo, a esta definición inicial, diversos autores, han contribuido cuantitativamente definiendo características específicas tales como altura, pendiente, composición del material, etc., lo que ha permitido que los volcanes escudo se puedan clasificar con base en su diámetro basal y su altura en cinco grupos: scutulium, islandeses, galápagos, hawaianos y macroescudos.

En México existen volcanes escudo en el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato y en la Sierra Chichinautzin, algunos de los cuales han sido objeto de análisis morfométricos previos con el fin de clasificarlos. El objetivo del presente estudio fue obtener valores morfométricos que permitan caracterizar a este tipo de volcanes de ambas regiones con el propósito de establecer comparaciones entre ellos, clasificarlos y compararlos con datos previamente publicados.

El análisis de los datos obtenidos permite establecer que, de acuerdo con las características principales definidas para un volcán escudo por autores previos, los volcanes escudo del CVMG y Sierra Chichinautzin cumplen con los parámetros definidos. Sin embargo, las definiciones presentan diferencias importantes sobre todo en lo que respecta a la pendiente cuyo rango varía de 1 a 35 grados, y los volcanes escudo analizados varían de 4.5 a 15.9 grados.

No existen diferencias importantes entre los datos morfométricos obtenidos en el presente estudio y los de estudios previos. Es posible que las diferencias menores sean producto de diferencias metodológicas no del todo ponderables.

Los datos morfométricos de los volcanes escudo de las dos regiones estudiadas muestran un comportamiento homogéneo, salvo en los valores de profundidad de disección que requieren un estudio detallado para definir el comportamiento de la erosión en los volcanes escudo en cada una de las regiones estudiadas. Los valores morfométricos permiten afirmar que los volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin son similares a los volcanes escudo de tamaño medio del CVMG.

De acuerdo con la clasificación de Whitford-Stark (1975), el 19% de los volcanes escudo mexicanos analizados son tipo galápagos y el resto son tipo islandés. Sin embargo se puede observar que se agrupan muy bien en una región de diferente altura, en comparación con los volcanes escudo islandeses que presentan gran dispersión.

Con respecto a la clasificación de los volcanes escudo, se deben considerar los siguientes aspectos: los volcanes como los hawaianos que conforman grandes islas y cuyas dimensiones deben ser medidas desde su base en el piso oceánico y que son de origen poligenético deben compararse con volcanes escudo de características similares. En tanto que volcanes escudo pequeños monogenéticos que se han emplazado sobre los mismos volcanes escudo de grandes dimensiones, sobre islas oceánicas o sobre zonas continentales deben ser comparados entre sí, por ejemplo los volcanes escudo mexicanos con los escudos parásitos de los grandes volcanes escudo de Hawai.

Los volcanes escudo monogenéticos de márgenes continentales activas alcanzan alturas sobre su base mayores que los volcanes escudo monogenéticos de islas oceánicas o crestas oceánicas, debido posiblemente a que la composición de sus magmas es menos máfica y primitiva que éstos. Por esta razón los volcanes escudo mexicanos se agrupan en el extremo superior del campo correspondiente a volcanes escudo tipo islandes en la clasificación de Whitford-Stark (1975).

I. Introducción

I.1. Antecedentes

Las formas del relieve de origen volcánico cubren una parte importante del territorio nacional. Particularmente la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) concentra casi en su totalidad la actividad volcánica cuaternaria. Dentro de la FVTM se localizan regiones que concentran cientos o incluso miles de aparatos volcánicos, tal es el caso del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato y de la Sierra Chichinautzin.

Un primer paso en el estudio de las diversas regiones volcánicas es inventariar y caracterizar los diversos tipos de volcanes que las conforman, para lo cual es necesario realizar estudios morfométricos. Este tipo de estudios permite hacer caracterizaciones cuantitativas de las formas volcánicas a fin de clasificarlas o bien compararlas con formas volcánicas similares de otras regiones.

Dentro del CVMG y de la Sierra Chichinautzin coexisten tanto conos cineríticos como volcanes escudo, cada uno con una morfología particular y fácilmente diferenciable. Los volcanes escudo de ambos campos volcánicos han sido estudiados desde un punto de vista morfométrico. Sin embargo, no se han podido clasificar adecuadamente debido a las peculiaridades morfométricas que, según dichos estudios, muestran al compararlos con volcanes escudo de otras regiones del planeta.

I.2. Estudios previos

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) fue denominado así por Hasenaka y Carmichael (1985a), quienes localizaron más de 1000 fuentes eruptivas dentro de una región de aproximadamente 40,000 km². En el CVMG se concentran principalmente conos cineríticos (1040), volcanes escudo con conos en la cima (13), maares (22) y flujos de lava no asociados a conos (61).

Hasenaka y Carmichael (1985b) elaboraron una compilación en la que incluyeron localización, tamaño y parámetros geomorfológicos de las diversas

estructuras volcánicas del CVMG, de las cuales 120 son volcanes escudo con diámetros que varían de 4 a 14 km.

Connor (1987), describió e interpretó la geología estructural del CVMG a través del análisis de la distribución y alineaciones de volcanes. Identificó 1894 volcanes en un área de 34,500 km² y con base en análisis estadísticos de la altura y distribución diferenció poblaciones de conos cineríticos monogenéticos, conos cineríticos poligenéticos, volcanes escudo y estratovolcanes.

Ban et al. (1992) establecieron fechamientos mediante K-Ar para ocho volcanes escudo y un estratovolcán del CVMG. Establecen que los volcanes de la parte norte son de la misma edad y más antiguos con respecto a los de la parte sur, lo que parece indicar una migración hacia el sur de la actividad volcánica en los últimos dos millones de años.

Delgado (1992a) elaboró la geología de los alrededores del Lago de Chapala en la que incluye un análisis morfométrico de las diversas estructuras volcánicas, entre las que se encuentran 30 volcanes escudo, señala que estos volcanes presentan pendientes fuertes a diferencia de volcanes escudo hawaianos y gálpagos y que por tanto deberían ser considerados como otro tipo de volcanes escudo.

Hasenaka (1994) presentó los resultados de un análisis morfométrico de volcanes escudo del CVMG. Establece que los volcanes escudo del CVMG tienen pendientes fuertes de forma cercanas a líneas rectas o curvas ligeramente convexas y muestran gran semejanza en tamaño, forma y modo eruptivo con los escudos islandeses en comparación con los volcanes escudo hawaianos y gálpagos.

Hasenaka et al. (1994) analizaron los diferentes modos eruptivos de los conos cineríticos y de los volcanes escudo dentro del CVMG. Observaron que los volcanes escudo presentan pendientes más fuertes en comparación con los volcanes escudo islandeses debido posiblemente a la composición química, que es diferente a la que presenta un volcán escudo típico.

Rivera Cabrera y Tristán Serrano (1996) elaboraron un estudio geológico de la región de Cotija, Michoacán, incluyendo un análisis morfométrico de los diversos tipos

de volcanes de la región, de entre los cuales, 15 son volcanes escudo. Señalan que éstos no cumplen con las características de volcanes escudo típicos y que aun cuando presentan similitudes con los volcanes escudo islandeses el grado de pendiente es mayor, por lo cual deberían denominarse volcanes escudos tipo mexicano.

En la Sierra Chichinautzin, Bloomfield (1975) analizó 41 conos volcánicos y sus flujos de lava asociados. Diferenció entre flujos de lava y conos, subdividiendo a éstos en conos piroclásticos y conos de lava en bloque.

Martin del Pozzo (1980, 1982) realizó un análisis morfométrico de 146 volcanes y sus respectivos depósitos en un área de 952 km² y estableció diferencias entre conos de escoria, conos de lava y flujos de lava no asociados a conos.

Swinamer (1989) analizó morfométricamente seis volcanes escudo, observó que los volcanes escudo varían de simétricos a asimétricos y que todos poseen en su cima conos cineríticos.

I.3. Planteamiento del problema

Los estudios morfométricos hasta ahora realizados acerca de los volcanes escudo de México, indican que éstos presentan algunas peculiaridades de pendiente y altura con respecto a los volcanes escudo típicos. Sin embargo, hasta el momento no se han establecido comparaciones entre los volcanes escudo de diferentes regiones del país a fin de establecer las similitudes y diferencias

Es por ello que el presente trabajo pretende caracterizar la morfometría los volcanes escudo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y de la Sierra Chichinautzin, con el propósito de comparar los resultados de ambas regiones y a su vez comparar éstos con los de otras regiones del planeta, a fin de clasificarlos dentro de alguno de los grupos de volcanes escudo existentes o bien definirlos como un tipo diferente de volcán escudo.

I.4. Objetivos

Objetivo principal

- Caracterizar morfométricamente los volcanes escudo de los campos volcánicos de Michoacán-Guanajuato y Sierra Chichinautzin.

Objetivos específicos

- Obtener y analizar los datos morfométricos de volcanes escudo de dos campos volcánicos mexicanos.
- Sintetizar las características morfométricas resultado del análisis
- Comparar los resultados del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato con los de la Sierra Chichinautzin
- Contrastar los rasgos morfométricos de volcanes escudo mexicanos con los de volcanes escudo islándeses, gálapagos y hawaianos.

I.5. Metodología

Como primer paso se hizo una revisión bibliográfica acerca de las clasificaciones de volcanes, con especial énfasis en las definiciones de volcán escudo y en los tres tipos en los que se clasifican estos volcanes (hawaiano, islándico y gálapagos).

Posteriormente se compilaron los datos morfométricos de volcanes escudo, tanto del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, como de la Sierra Chichinautzin. Con tales datos se elaboró una primera lista de 82 volcanes del CVMG y 6 de la Sierra Chichinautzin. Empleando mapas topográficos escala 1:50,000 se procedió a ubicar cada uno de los volcanes listados, al mismo tiempo que se revisaron cerca de 60 cartas topográficas del CVMG en la búsqueda de otros volcanes escudo que no se encontraran en la lista inicial. Para identificar los volcanes escudo se consideró la forma, expresión topográfica y tamaño, en comparación con la de los conos cineríticos que es fácilmente diferenciable y con los cuales coexisten en ambos campos volcánicos. El resultado final fue una lista de 97 volcanes escudo, 92 correspondientes al Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato y 5 a la Sierra Chichinautzin.

Se elaboró un catalogo de mapas topográficos de cada uno de los volcanes con el fin de hacer un primer análisis de la forma del volcán y descartar aquellos que se encontraran afectados por fallas o bien por procesos erosivos muy fuertes que hubieran modificado notablemente su forma original. Después de esta revisión la lista de volcanes escudo se redujo a 21 del CVMG y 5 de la Sierra Chichinautzin (Tabla 1) de esta manera se definió la población con la cual se trabajó.

El siguiente paso fue delimitar el área de cada volcán, considerando el espaciamiento de las curvas de nivel, procedimiento relativamente fácil en los sitios donde la estructura volcánica se localiza en una planicie, tal como sucede en gran parte del CVMG. En cambio en la Sierra Chichinautzin, las estructuras volcánicas se encuentran menos espaciadas y las curvas de nivel se presentan más cerradas, aunado a los numerosos conos cineríticos y flujos de lava que existen y que en ocasiones se encuentran encimados, la delimitación de las estructuras volcánicas resulta entonces complicada.

Una vez que se delimitó cada uno de los volcanes se procedió a medir los siguientes parámetros morfométricos, mismos que han sido empleados en trabajos similares siendo, por lo tanto, los más indicados para establecer comparaciones entre los resultados del presente estudio y los que hasta el momento se han publicado.

1. **Latitud y longitud.** Se determinaron considerando las coordenadas de la cima de cada aparato volcánico o bien, del centro de éste o del cráter.
2. **Altitud cima.** Se tomó la altura de la curva de nivel que indicaba la cima del volcán, se expresó en metros sobre el nivel del mar.
3. **Altitud de la base.** Esta variable se midió de dos formas. En la primera se consideró la cota indicada por la curva de nivel en la base del volcán, es decir el sitio en donde las curvas de nivel se ensanchaban considerablemente o bien, donde se observaba un cambio drástico de su forma. En el caso en que la base de dos o más volcanes se traslapaban, se consideró como base los límites del traslape. La segunda opción se consideró cuando el aparato volcánico presentara una base a diferentes alturas; ante esta situación, se hizo un

Tabla 1. Volcanes escudo analizados en el presente estudio (ubicación)

Volcán	Carta	Latitud N	Longitud W
Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato			
Cerro Blanco	E13-B38	19° 23' 11''	102° 37' 47''
Cerro La Paja	E13-B39	19° 22' 42''	102° 35' 51''
Cerro Buenavista Tomatlán	E13-B48	19° 09' 19''	102° 36' 18''
Cerro Grande Cortazar	F14-C74	20° 24' 22''	100° 52' 24''
Cerro Yahuarato	E14-A22	19° 36' 47''	101° 33' 00''
Cerro Grande de la Piedad	F13-D79	20° 18' 05''	102° 06' 54''
Cerro Culiacán	F14-C74	20° 20' 14''	101° 01' 48''
Cerro Fresno	E14-A11	19° 57' 21''	101° 47' 53''
Cerro Pacaracua	E14-A21	19° 43' 31''	101° 58' 32''
Cerro Emiliano Zapata	E13-B18	19° 59' 30''	102° 34' 03''
Cerro Cuates	E13-B18	19° 54' 18''	102° 21' 46''
Cerro Grande Ocotlán	F13-D77	20° 19' 04''	102° 52' 08''
Volcán Grande de Puruandiro	F14-C82	20° 05' 06''	101° 38' 00''
Cerro La Cruz	E13-B19	19° 57' 50''	102° 09' 38''
Cerro Jalpa	E13-B38	19° 29' 25''	102° 32' 55''
Hoya Los Limones	E13-B28	19° 34' 24''	102° 32' 16''
Cerro La Beata	E13-B19	19° 56' 56''	102° 11' 05''
Cerro El Jocoque	F14-C64	20° 37' 13''	100° 41' 28''
Cerro Moreno	F14-C71	20° 20' 17''	101° 42' 24''
Cerro Peralta	F14-C72	20° 26' 47''	101° 25' 50''
Cerro Totepec	F14-D75	20° 30' 15''	103° 31' 24''
Sierra Chichinautzin			
Volcán Pelado	E14-B49	19° 09'00"	99° 17'00"
Volcán Chichinautzin	E14-B49	19° 05'15"	99° 08'10"
Volcán Loma Larga	E14-B41	19° 09'15"	98° 56'25"
Volcán Tláloc	E14-B49	19° 06'30"	99° 01'50"
Volcán Chiconquiác	E14-B41	19° 10'01"	98° 49'10"

promedio de las alturas indicadas por las curvas de nivel, siéndo éste la altura de la base. Se expresó en m.s.n.m.

4. **Altura del volcán (A).** Se obtuvo mediante la siguiente expresión:

$$\text{Altura} = \text{altitud de la cima} - \text{altitud de la base}$$

5. **Diámetro base mayor (DBM) y diámetro base menor (dbm).** Para obtener ambos diámetros se comparó la base del volcán con una figura semejante a una elipse, en donde el diámetro mayor de la figura corresponderá a la base mayor del volcán y por consiguiente el diámetro menor al diámetro base menor del volcán, ambos datos se obtuvieron en metros (Figura I.1a).

6. **Diámetro base promedio (DBP).** Se obtuvo de la siguiente expresión:

$$\text{Diámetro base promedio} = \frac{\text{diámetro base mayor} + \text{diámetro base menor}}{2}$$

7. **Diámetro cráter (Dcr).** En algunos volcanes el cráter se define nítidamente, en especial en aquéllos volcanes que tienen un cono cinerítico en su cima, en otros es necesario decidir de acuerdo con la topografía, los límites del cráter, ya que más bien se trata de una cima plana; al medirse la parte superior de cada estructura se consideró el diámetro mayor.

8. **Relación altura- diámetro base mayor (A/DBM).** Este es un parámetro de la edad del volcán, Wood (1980) mostró que decrece con el tiempo en el campo volcánico de San Francisco, Arizona; en tanto Hasenaka (1985) lo emplea en sus estudios del CVMG, en donde la variación calculada fue de 0.24 a cerca de cero.

9. **Pendiente.** Se calculó según lo propuesto por Hasenaka (1994), en donde la pendiente es igual al arco tangente de la relación altura/diámetro base promedio menos diámetro del cráter, la expresión es:

$$m = \tan^{-1} \left(2 * \frac{A}{DBP} - Dcr \right)$$

10. **Volumen.** Se empleó la formula propuesta por Hasenaka (1985b) para obtener el volumen por aproximación a un cono cinerítico truncado:

$$V = \frac{\pi A}{12} [Dcr^2 + (Dcr) (DBP) + DBP^2]$$

Donde

A = altura, Dcr = diámetro cráter, DBP = diámetro base promedio (Figura I.1b)

Esta fórmula es similar a la expresión que se emplea para obtener el volumen de un cono truncado pero utilizando el radio no el diámetro, que es:

$$V = \frac{1}{3} \pi (h) [a^2 + (a)(b) + b^2]$$

en donde a = radio superior b = radio inferior h = altura

Hasenaka modificó la fórmula empleando los diámetros, en donde a=Dcr, b=DBP y h=A, por lo que la expresión queda

$$V = \frac{1}{3} \pi A [\frac{Dcr^2}{2} + \frac{(Dcr) (DBP)}{2} + \frac{DBP^2}{2}]$$

si se eleva al cuadrado entonces

$$V = \frac{1}{3} \pi A [\frac{Dcr^2}{4} + \frac{(Dcr) (DBP)}{4} + \frac{DBP^2}{4}]$$

si se toma 1/4 como factor común y se multiplica por 1/3 la expresión resultante es la propuesta por Hasenaka.

11. **Edad.** Únicamente se compilaron edades publicadas en trabajos previos.

12. **Conos parásitos.** Se marcaron y contaron en las cartas topográficas.

13. **Rumbo.** Se midió el azimut del eje mayor de cada estructura, que corresponde al DBM.

14. **Clima.** Se consultaron datos de estaciones climatológicas para establecer la importancia de las variantes climáticas en cada región, especialmente en lo referente a la precipitación media anual; también se obtuvo la temperatura media anual.

15. **Densidad de disección.** Primero se infirieron los cauces en cada estructura volcánica, después se midió la longitud total de cauces por unidad de área (1km²) obteniendo así la densidad de corrientes fluviales

Finalmente se elaboró un anexo cartográfico con la topografía y perfil de cada uno de los volcanes estudiados.

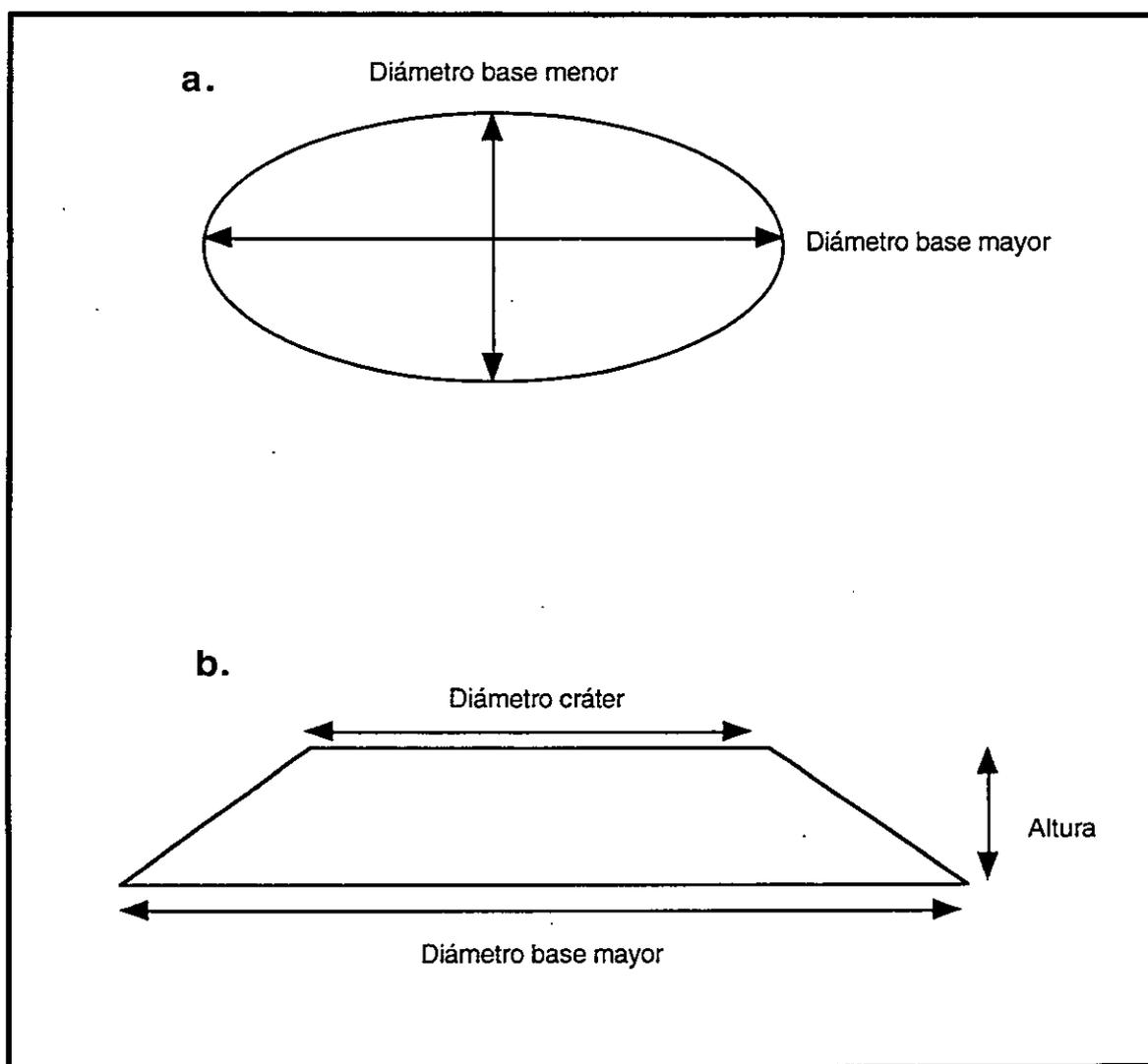


Figura I.1 Representación esquemática de algunos de los parámetros morfométricos empleados.

II. Marco Conceptual

II. 1. Vulcanismo

Es la manifestación en la superficie de un planeta o satélite de procesos termales internos a través de la emisión a la superficie de productos sólidos, líquidos o gaseosos. Por lo tanto, es un fenómeno estrechamente ligado a la tectónica de placas y sus manifestaciones se presentan en diversos ambientes tectónicos (Francis, 1993).

Un volcán es un montículo, colina o montaña construida por extrusión de lava, de material piroclástico o de ambos, proveniente del interior de la Tierra. Aunque algunos volcanes muestran peculiaridades, éstos pueden agruparse en familias de acuerdo con su forma, tamaño o tipo de material, etc. Tales diferencias son producto de la composición del magma original y de los efectos producidos por procesos subsecuentes en el magma en su camino hacia la superficie.

II.2. Clasificación de volcanes

Los volcanes han sido objeto de diversas clasificaciones de acuerdo con parámetros morfométricos, tales como tipo de actividad, composición química, génesis, estilo eruptivo, materiales constituyentes, ambiente tectónico, etc. Las variables y los métodos empleados se han ido modificando permitiendo una mayor sistematización y rigor en las clasificaciones. Numerosos son los autores que han propuesto clasificaciones de las formas del relieve volcánicas. A continuación se presenta una breve revisión de las más conocidas, haciendo énfasis en los volcanes escudo.

Macdonald (1972) clasifica las formas de origen volcánico basándose en su tamaño y topografía, su clasificación es la siguiente:

a. Pequeñas estructuras asociadas a fuentes eruptivas, se producen por la acumulación del material emitido por un orificio central durante una erupción y su forma depende de la violencia de la erupción y de las características del material emitido; el tipo de material puede ser tanto material suelto que se acumula para formar conos cineríticos, conos de plastas de lava soldada, conos de tobas y

conos litorales, o bien, emisión de lava que puede formar pequeños volcanes escudo y domos de lava.

b. Grandes edificios volcánicos. Son construidos generalmente por repetidas erupciones, ya sea de la misma fuente eruptiva o de otra en la misma área; conforman este grupo las mesas de lava, planicies de ignimbritas, volcanes escudo, conos de lava y conos compuestos.

c. Formas negativas o depresiones de origen volcánico. Presentan variados tipos y procesos de formación, sus formas básicas son: cráteres, calderas y fosas tectónicas.

En esta clasificación los volcanes escudo son considerados tanto en el grupo de estructuras pequeñas, como en el grupo de grandes edificios volcánicos.

En tanto, Williams y McBirney (1979) clasifican las formas volcánicas en cuatro grupos, atendiendo a su tamaño y composición:

a. Grandes conos compuestos. Agrupa a los volcanes más grandes y que han sido formados por la alternancia de productos piroclásticos y flujos de lava

b. Pequeños conos piroclásticos. Conos de tobas, conos de ceniza, anillos de tobas y maars.

c. Domos. Formados por flujos de lava, por ejemplo: domo peleano, espinas, domo exógeno, domo intrusivo

e. Volcanes escudo. Conformados por flujos de lava y se clasifican en islándicos, hawaianos y galápagos (Figura. II.1)

Por su parte Ollier (1988) presenta una clasificación en la cual en primer término considera la forma del volcán y en segundo, el tipo de material emitido: lavas (básicas o ácidas), o escoria. Su clasificación, por tanto, se basa en los materiales constituyentes, así como en la composición química de las formas volcánicas. Esta comprende cinco subcategorías:

a. Volcanes de lavas básicas : volcanes escudo, domos de lava, conos de lava, montículos de lava y discos de lava.

b. Volcanes de lavas ácidas, cúmulo-domos, tholoides, plug domes, espinas.

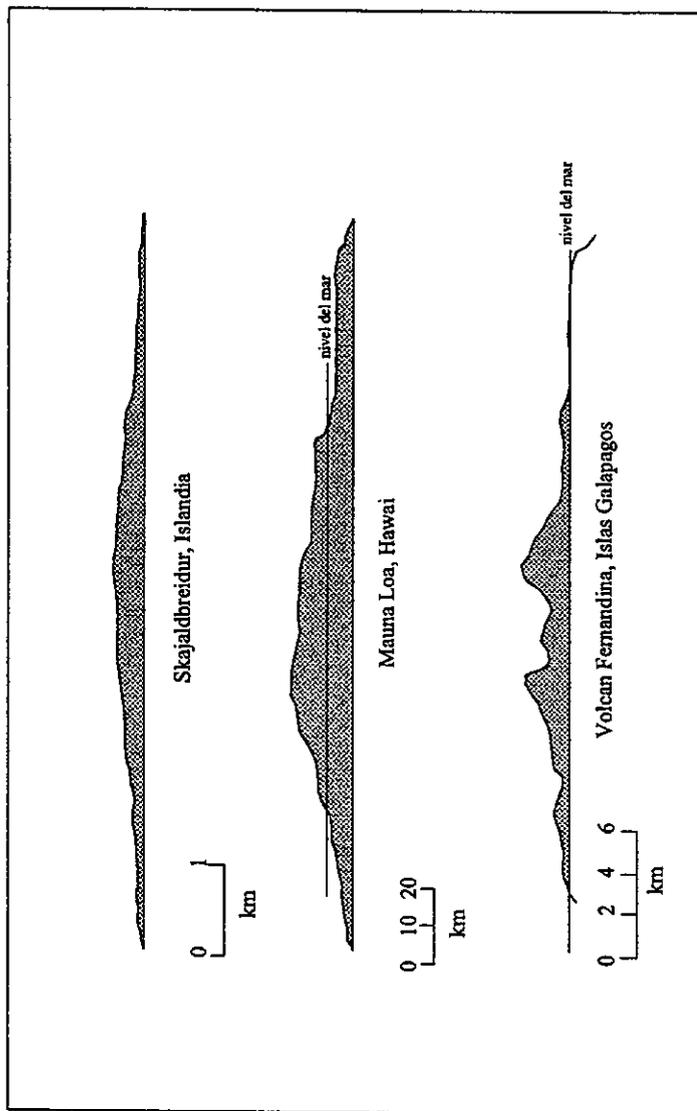


Figura II.1. Perfiles comparativos de los tres tipos de volcanes escudo a diferente escala (Williams y McBirney, 1979)

c. Volcanes de piroclastos, conos de escoria, montículos de escoria, conos anidados de escoria, conos litorales y maares (anillos de tobas).

d. Volcanes de erupción mixta, estratovolcanes, volcanes intraglaciares y mesetas.

e. Miscelánea, volcanes compuestos, conos parásitos, conos múltiples, montes marinos, guyots y criptovolcanes.

Francis (1993) clasifica a los volcanes de acuerdo con la duración de sus emisiones:

a. Volcanes monogenéticos, conos de escoria, maares, anillos de tobas, conos de tobas y diatremas.

b. Volcanes poligenéticos, conos simples, conos compuestos, complejos volcánicos.

c. Volcanes escudo, escudos hawaianos, islandeses y galápagos.

En esta clasificación el autor considera a los volcanes escudo como un grupo independiente, sin definir si son monogenéticos o poligenéticos. Las razones por las cuales define a los volcanes escudo como un grupo independiente no son mencionadas.

II.3 Vulcanismo monogenético vs poligenético

Para Wood (1979) son volcanes monogenéticos los conos construidos por una erupción cuya duración es de algunos días a algunos años y constituyen las formas más comunes producidas por una erupción volcánica en la Tierra.

Fedotov (1981) basándose en argumentos termodinámicos propuso que la variación en la tasa de aporte magmático determina el tipo de vulcanismo, es decir, una tasa de aporte magmático baja conduce a la formación de campos volcánicos monogenéticos, en tanto que una tasa de aporte magmático alta mantiene el calor y el flujo de masa necesario para dar origen a volcanes poligenéticos.

Wood (1981) señala que los campos volcánicos monogenéticos están conformados por estructuras asociadas a una sola fuente y fase eruptiva (conos

cineríticos, maares, flujos de lava) en comparación con un estratovolcán que puede poseer más de una fuente y fase eruptiva o de un volcán escudo con numerosos conductos esparcidos sobre sus laderas. Tales diferencias posiblemente puedan explicarse en términos de ambiente tectónico así como de cercanía y geometría de la fuente de almacenamiento. En general, los campos volcánicos monogenéticos se presentan en regímenes donde existe un amplio fracturamiento que permite que el magma ascienda a la superficie fácilmente, ocasionando que los campos volcánicos monogenéticos crezcan más en forma lateral, mediante el surgimiento de nuevos volcanes que en forma vertical mediante la activación repetida de un conducto central.

Cas y Wrigth (1987) definen a los volcanes monogenéticos como aquéllos que se producen durante una sola fase eruptiva y que involucran un tipo de magma. Un ejemplo de ello son los volcanes Parícutin (México) y Heimaey (Islandia) producidos mediante una sola fase eruptiva, aun cuando en el caso del Heimaey (1973) la erupción duró varios meses y en el del Parícutin duró 9 años (1943-1952). En contraste el vulcanismo poligenético se manifiesta en la construcción de volcanes producto de varias erupciones separadas por períodos relativamente largos y que involucran diferentes magmas. Las islas Hawai son ejemplo de un gran complejo poligenético, formadas por enormes volcanes escudo debidos a repetidas fases eruptivas separadas por períodos de reposo. El material emitido puede provenir de una misma fuente eruptiva o de cualquier otra, ya que son numerosas las fisuras o pequeños conos monogenéticos que se localizan sobre sus laderas.

Cas y Wrigth (1987) también establecen que los volcanes monogenéticos poseen un sistema de conductos simple que es empleado durante su única fase eruptiva, en tanto que los volcanes poligenéticos poseen complejos sistemas de conductos que ha sido utilizados en su totalidad o en partes durante las diversas fases eruptivas que presentan.

Francis (1993) considera que un volcán monogenético es producto de un sólo episodio eruptivo que puede durar desde unas cuantas horas hasta algunos años, siendo una característica esencial que una vez que concluye la fase eruptiva que lo

originó, el volcán no vuelve a tener actividad, en tanto que los volcanes poligenéticos son aquéllos que han experimentado más de un episodio eruptivo en su historia.

Takada (1994) define a los volcanes monogenéticos como aquéllos producidos por una sola erupción breve en comparación con los volcanes poligenéticos que presentan actividad en repetidas ocasiones. El autor propone un modelo para explicar el desarrollo de volcanes monogenéticos y poligenéticos de acuerdo con el aporte magmático y el campo de esfuerzos regionales que existe en la litosfera.

Takada (1994) considera que hay un gran número de evidencias que señalan que los campos monogenéticos se originan predominantemente en ambientes tectónicos extensionales, lo que indica que los esfuerzos diferenciales en la litosfera juegan un papel importante en el desarrollo del vulcanismo monogenético y poligenético. No obstante, los volcanes monogenéticos y poligenéticos coexisten en muchas regiones del planeta; un ejemplo de ello, se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana en donde coexisten volcanes monogenéticos y poligenéticos, producto de la variación de las tasas de producción magmática y de los esfuerzos.

II.4 Volcanes escudo

Los volcanes escudo son llamados así por su semejanza con la forma de los escudos de antiguos guerreros del norte europeo, tales escudos son convexos con una ligera prominencia o depresión en el centro (Maconnald, 1972). No obstante, existen diversas definiciones acerca de los volcanes escudo.

Para Whitford-Stark (1975) los volcanes escudo presentan variaciones importantes, su forma puede ser circular (Efstadalsfjall, Islandia) o elongada (Kohala, Hawaii); la mayoría están compuestos de basaltos con un contenido de SiO_2 que varía de 40 a 45% (Hawaii); sin embargo, algunos son más ácidos, con un contenido de SiO_2 mayor a 55% (Hayli Gub, Etiopia). Unos tienen calderas en la cima (Mauna Loa, Hawaii), otros tienen cimas planas, algunos tienen fracturas radiales (Hawaii) mientras que otros las tienen concéntricas (Gálapagos).

Un volcán escudo con una morfología poco común es el *eldborg* (así llamado en Islandia) que en la cima presenta una estructura de pendientes fuertes y dentro de la cual se encuentra un cráter, esta estructura es de diferente composición a la del cuerpo del volcán, lo que puede explicarse en términos del tiempo durante el cual el magma cambió su composición química, haciéndose más ácido, y construyó la estructura de la cima.

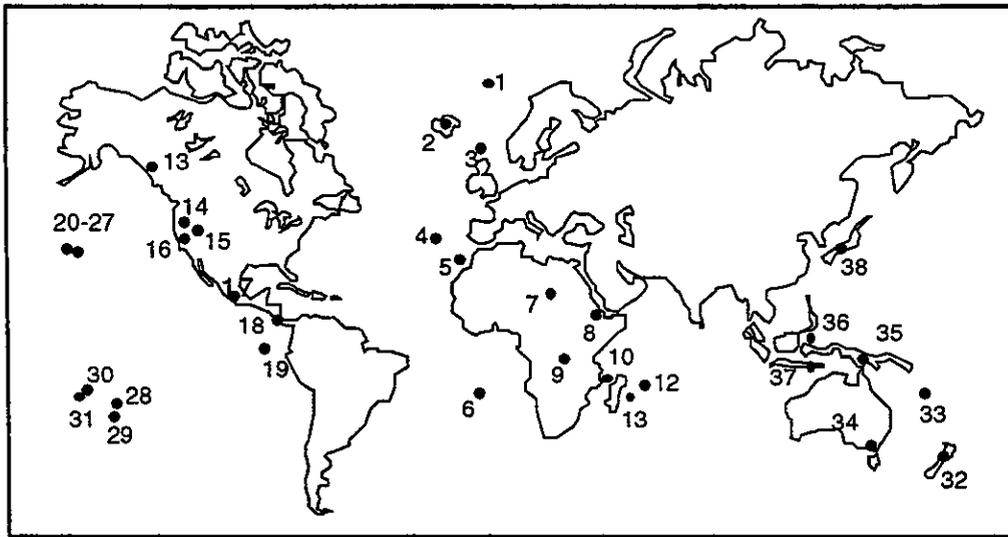
Para Cas y Wrigth (1987) los volcanes escudo, en planta, son simétricos y de forma circular a elíptica e incluso pueden acercarse a una estrella de tres picos, mientras que su altura debe ser una vigésima parte de su diámetro basal.

Un rasgo fundamental de este tipo de volcanes es la forma que poseen sus vertientes, generalmente convexas y de pendientes suaves. Respecto a los flancos, Macdonald (1972) establece que los volcanes escudo tienen pendientes que varían de 2° a 10° y que raramente pueden llegar a los 15°, en tanto que Cas y Wrigth (1987) mencionan que las pendientes son menores a 10° y Whitford-Stark (1975) amplía el rango de 1° a 10° y en casos extremos hasta 35°, tal como sucede con los volcanes escudo de las Islas Galápagos.

Respecto a los materiales que conforman este tipo de volcanes, Williams y McBirney (1979) mencionan que son producidos por acumulación de lavas basálticas fluidas, que pueden ser de tipo alcalino como en Africa Central hasta de tipo toleítico como en los océanos Pacífico y Atlántico.

Cas y Wrigth (1987) precisan que pueden contener no sólo lavas basálticas, sino también material piroclástico (1% de su volumen total) incluyendo escoria y depósitos producidos por explosiones hidromagmáticas, así como horizontes de suelos oxidados y capas epiclásticas de origen diverso.

Respecto a su distribución, los volcanes escudo son numerosos y se localizan en diversos ambientes tectónicos: en ambientes de cresta mesoceánica (Islandia), en ambientes de punto triple (islas Galápagos), en márgenes continentales activas (México), en islas oceánicas (Hawai); sin embargo, las regiones en las que han sido más estudiados son Hawai, Islandia y las Islas Galápagos (Figura. II.2).



- | | | | | |
|-----------------------------|-------------------|------------------------|-------------------|-------------------|
| 1. Isla Mayer
Beerenberg | 3. Islas Feroe | 17. México | Indefatigable | 33. N. Hebridas |
| 2. Islandia | 4. Azores | * Michoacán-Guanajuato | James | Aoba |
| Almannagja | 5. Islas Canarias | Blanco | Narborough | 34. Australia |
| Amarsetur | 6. Santa Helena | La Paja | Sierra Negra | Mt. Pomdon |
| Asbyrgi | 7. Sudán | B. Tomatlán | Tower | Tweed |
| Baldheithi | Jebel Marra | G. Cortazar | Wolf | 35. Nueva Guinea |
| Bjornsfell | 8. Etiopia | Yahuarato | 20. Hawaii | Mt. Giluwe |
| Blafjoll | Alayta | G. Piedad | Hualalai | 36. Emp. De China |
| Blagnippa | Erta Ale | Cuñiacán | Kilauea | 37. Bai |
| Borgarholar | Hayle'Gub | Fresno | Kohala | Batur |
| Burfell | 9. Congo | Pacaracua | Mauna Kea | 38. Japón |
| Dyngjuhals | Nyamuragira | E. Zapata | Mauna Loa | Hakusan |
| Eftstadalsfjall | 10. Comores | Cuates | 21. Oahu | |
| Eldborg | Anjouan | Ocotlán | Koolau | |
| Geitahlith | Karthala | Puruandiro | Waianea | |
| Haleyjarbunga | La Grille | La Cruz | 22. Maui | |
| Hestvatn | 11. Reunión | Jaipa | East Maui | |
| Kerlingardyngja | 12. Mauricio | H. Los Limones | West Maui | |
| Kjalhraun | 13. Columbia Br. | La Beata | 23. Molaki | |
| Lagafell | Mt. Edziza | Jocoque | East Molaki | |
| Lambahraun | 14. Oregón | Moreno | Kalaupapa | |
| Langholl | Mt. Newberry | Peralta | West Molaki | |
| Lulli-hratur | 15. Idaho | Totepec | 24. Kahoolawe | |
| Lyngdalsheithi | Snake River | * Sierra Chichinautzin | 25. Lanai | |
| Mithdalsfjall | 16 California | Pelado | 26. Kauai | |
| Ok | Mt. Badger | Chichinautzin | 27. Niihau | |
| Rauthamelskulur | Mt. Black | Tláloc | 28. I. Sociedad | |
| Sandfell | Mt. Crater | Chiconquiac | 29. Rarotonga | |
| Selvogsheithi | Harkness | Loma Larga | 30. Samoa | |
| Skalapnes | Medicine Lake | 18. Nicaragua | Matavanu | |
| Skersli | Prospect Peak | Masaya | 31. Niuafoóu | |
| Skjaldbreithut | Raker | 19. Islas Galápagos | 32. Nueva Zelanda | |
| Sjoflungur | Red Mountain | Abingdon | Akaroa | |
| Skrithan | Simcoe com | Alcedo | Pirogia | |
| Skuggadynja | Mt. Table | Ablingdon | Pukekagua | |
| Solkath | Whalebake | Cape Berkeley | Pukekohe H. | |
| Trolladulur | | Cerro Azul | Lyttleton | |
| Troyadingja | | Charles | Rangitoto | |
| Vatnsheithi | | Culpepper | Whatiri | |
| | | Darwin | Kariori | |

Figura II.2 Localización de volcanes escudo (Whitford-Stark, 1975)

Whitford-Stark (1975) estableció una clasificación para los volcanes escudo, al graficar su diámetro basal y su altura en una escala logarítmica; de tal relación obtuvo 5 grupos, cada uno de los cuales corresponde a un tipo de volcán escudo: scutulum, islándico, galápagos, hawaiano y macroescudos (Figura II.3). Es importante aclarar que los valores de altura y diámetro basal en los que se basa esta clasificación están medidos sobre el nivel del mar.

A continuación se presentan las características más destacadas de cada uno de los grupos de la clasificación propuesta por Whitford-Stark (1975), que es hasta el momento la clasificación más aceptada para volcanes escudo.

II.4.1 Volcanes tipo Scutulum

Estos volcanes son los de menores dimensiones, se localizan principalmente sobre la meseta basáltica de las islas Ferøe (Mar del Norte), son volcanes excepcionalmente planos, su diámetro basal no excede de los 10 km y alcanzan tan sólo decenas de metros de altura, sus pendientes son menores a 1° (Whitford-Stark, 1975). Estas características hacen suponer que su formación está asociada a pequeñas fisuras. Al parecer, estos "miniescudos" están constituidos por toleitas de olivino. Existe poca información acerca de este tipo de volcanes (Williams y McBirney, 1979).

II.4.2 Volcanes escudo tipo islándico

Son de pequeñas dimensiones pero con gran simetría, su altura varía de 50 a 1000 m.s.n.m, siendo su altura promedio de 350 m. Se ha observado que la altura relativa y absoluta de estos volcanes se incrementa hacia el centro de Islandia. Tal variación, posiblemente refleja diferencias en los esfuerzos corticales y del hielo sobre las cámaras magmáticas.

Sus pendientes varían de 1° a 5° , aunque excepcionalmente pueden tener 10° , lo que indica una baja viscosidad de las lavas que los forman. Sus cráteres son de forma aproximadamente circular y de diámetro superior a 1 km.

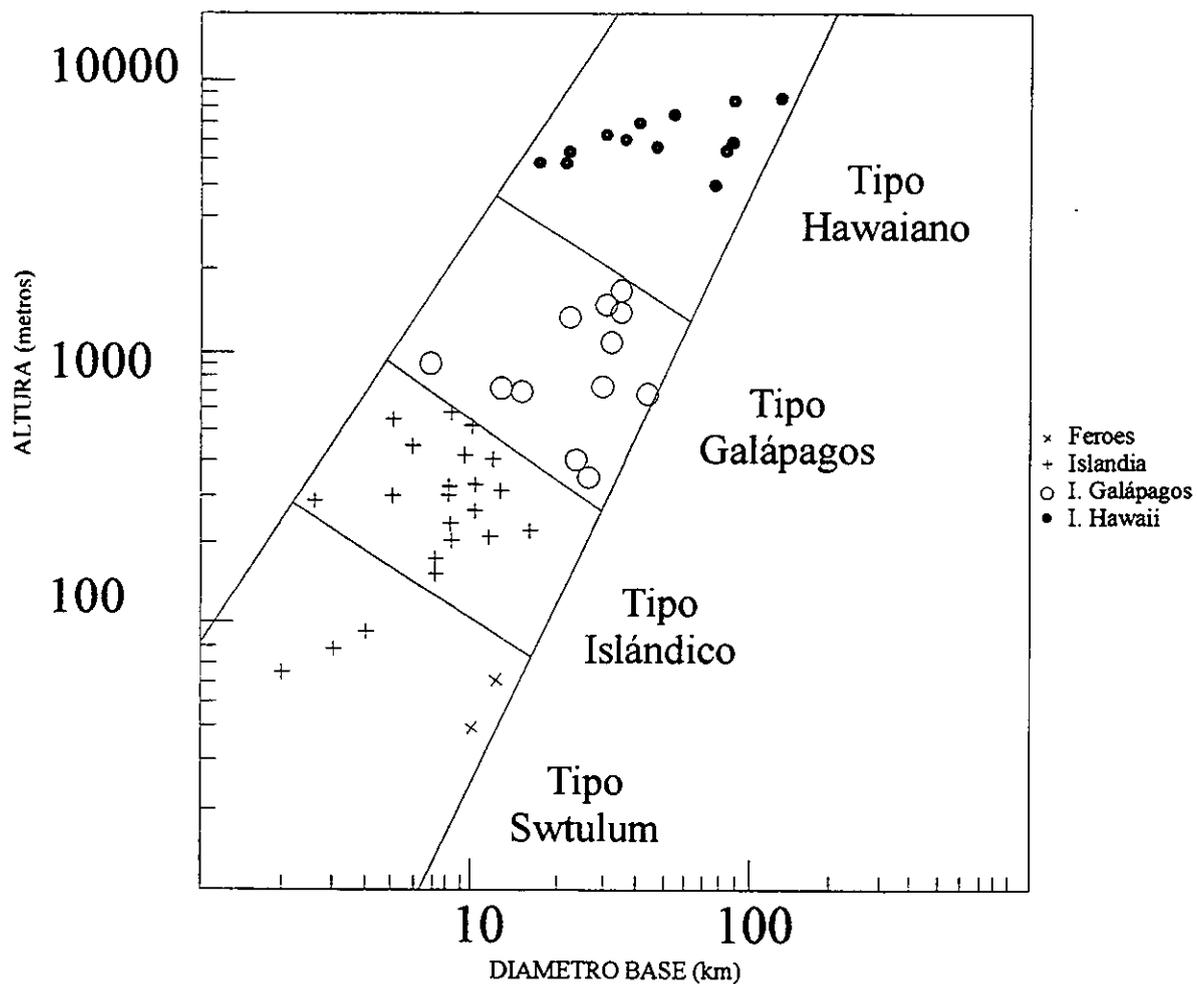


Figura II.3 La clasificación de los volcanes escudo propuesta por Whitford-Stark (1975) consiste en graficar el diámetro base y la altura del volcán en una escala logarítmica en la que se han definido campos para cada uno de los tipos de volcanes escudo.

Es posible que estos volcanes hayan sido construidos rápidamente por una erupción continua de delgados flujos de lava basáltica tipo pahoehoe, proveniente de una fuente eruptiva central. Estudios recientes sugieren que la mayoría de los volcanes escudo islandeses se originaron en fisuras y desarrollaron escudos cuando la actividad volcánica comenzó a ser localizada (Williams y McBirney, 1979).

Macdonald (1972), menciona que muchos volcanes escudo pequeños están coronados por conos cineríticos o por conos de plastas de lava, es posible que los conos cineríticos sean resultado del incremento en la explosividad de la erupción en su etapa final, o bien que los conos cineríticos se empiecen a construir al inicio de la erupción y sean parcialmente cubiertos por la acumulación de lavas a su alrededor, hasta que finalmente sobresale sólo su parte superior.

Rossi (1996) presenta datos morfométricos de 31 volcanes escudo islandeses cuya edad es holocénica, 24 de ellos están compuestos por basalto toleítico de olivino y 7 por basalto picrítico (Figura II.4). Dichos volcanes se formaron durante una época postglacial, con tasas de emisión elevadas. Los volcanes escudo estudiados, desde un punto de vista morfológico están constituidos por un cono central de lava, que se encuentra rodeado por un frente de lava periférico conformado por flujos de lava que se extienden más allá del cono central y que modifican enormemente la simetría de estos volcanes (Figura II.5). Rossi los clasificó en tres grupos: volcanes escudo planos o ligeramente convexos, volcanes escudo cóncavos y volcanes escudo convexos-cóncavos. Tales diferencias morfológicas pueden estar relacionadas con cambios en la liberación del magma, que puede asimismo, ser afectada por variaciones en la tasa de aporte magmático y por la duración total de la erupción. Basándose en el análisis morfométrico hecho a estos 31 volcanes escudo islandeses algunos son clasificados dentro de la categoría Scutulium, de acuerdo con el trabajo de Noe-Nygaard (Figura II.6).

II.4.3 Volcanes escudo tipo Galápagos

Las islas Galápagos están conformadas por volcanes escudo. Según Cas y Wright (1987), en promedio las islas tienen de 45 a 80 km de largo al nivel del mar, y

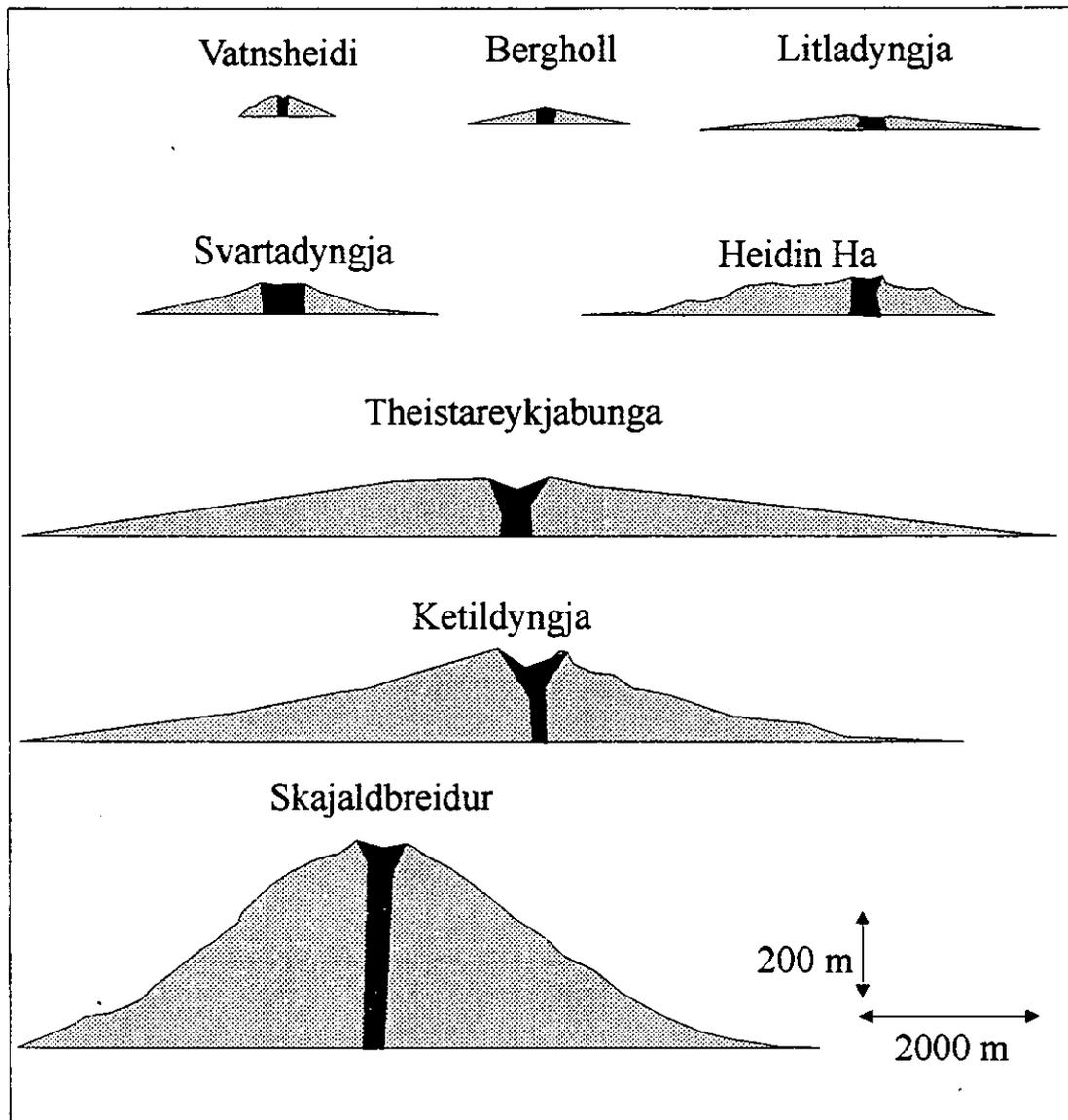


Figura II.4. En Islandia son numerosos los volcanes escudo, en la figura se presentan algunos de los más representativos en cuanto a su tamaño, forma y pendiente (Rossi, 1996).

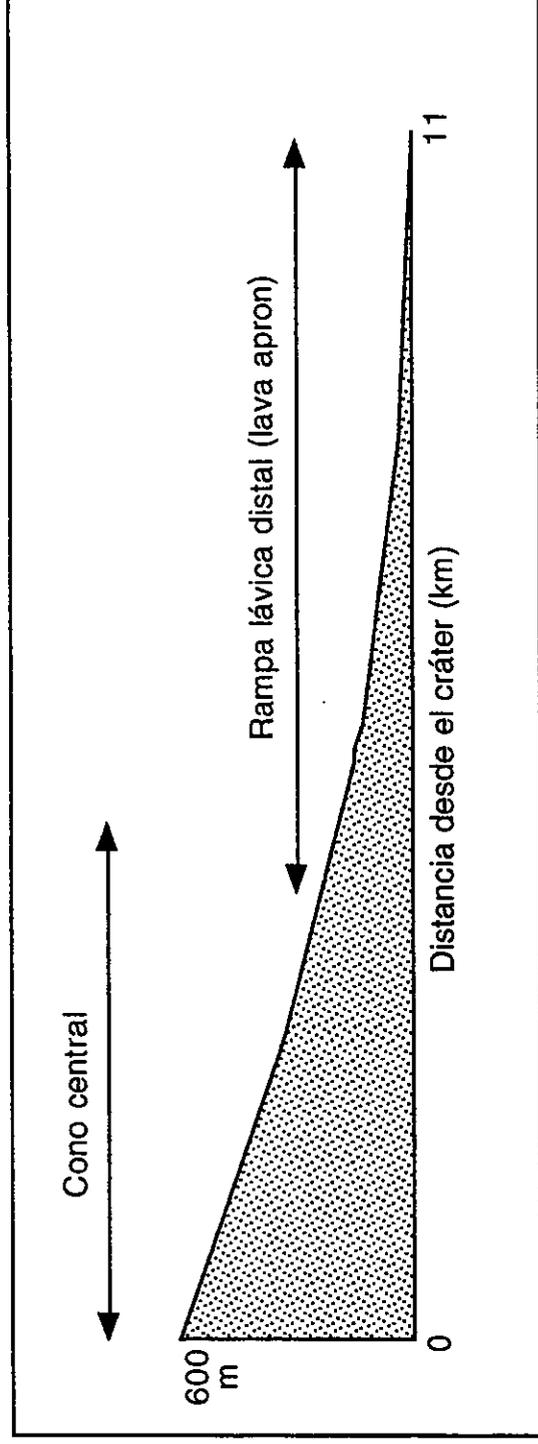


Figura II.5 Principales elementos morfológicos de volcanes escudo islandeses (Rossi, 1996)

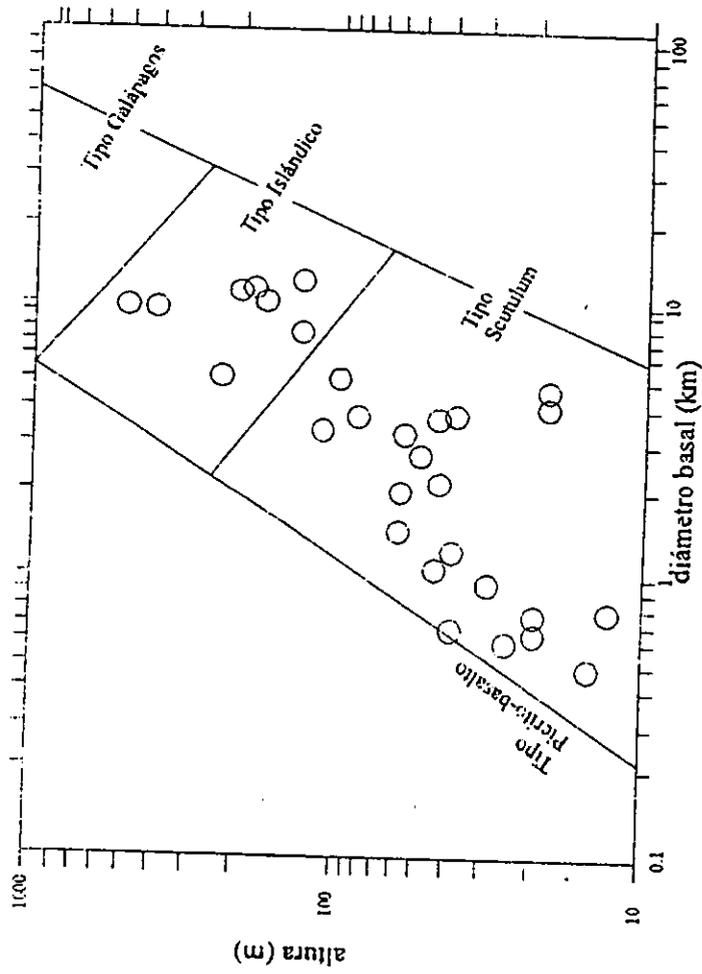


Figura II.6. Clasificación de los volcanes escudo de Islandia de acuerdo con la clasificación de Withford-Stark, como se observa la mayoría se gráfica dentro del campo de los volcanes escudo tipo Scutulium y sólo algunos presentan características de volcán escudo islándes (Rossi, 1996).

una altura de 1500 msnm. Los volcanes son de pendientes suaves en su parte baja, en su parte media sus pendientes se vuelven pronunciadas, pudiendo alcanzar hasta 35°, (Whitford-Stark, 1975).

En su cima poseen espectaculares calderas, alrededor de las cuales es común localizar fisuras concéntricas definidas por la existencia de conos de escoria y conos de plastas de lava (Francis, 1993). En tanto, Rowland (1992) establece que las calderas son un rasgo común de los volcanes escudo basálticos; la formación de estas estructuras está asociada a las diversas etapas dentro de la evolución de los volcanes. La caldera del volcán Fernandina es una de las más espectaculares por sus dimensiones; tiene una dirección NW-SE, su máxima profundidad alcanza aproximadamente 1 km y la pendiente en sus paredes varía de 30° a 50°. La caldera está rodeada por un área subhorizontal denominada "plataforma elevada". Expuestos en la pared de la caldera se observan extensas secuencias de flujos de lava, numerosos diques y escasas unidades piroclásticas, gran parte de las paredes internas están cubiertas por taludes.

Los volcanes tipo galápagos están formados por flujos basálticos de un grado más alcalino que los volcanes escudo hawaianos. Algunos de los volcanes escudo han sido producidos por flujos únicos, sin embargo las islas Isabela y Fernandina tienen algunos volcanes escudo que son considerados poligenéticos.

II.4.4 Volcanes escudo tipo hawaiano

Estos son los volcanes escudo terrestres de mayores dimensiones y conforman las islas Hawai (Figura II.7). El volcán Mauna Loa (Figura II.8) tiene dimensiones comparables con las del Monte Everest, si se considera desde su base en el piso oceánico (Whitford-Stark, 1975) a partir de la cual mide 9 km, siendo su altura sobre el nivel del mar de 4169 m, su volumen es de 40,000 km³ (Williams y McBirney, 1979).

Su forma es elongada debido a que se encuentran en zonas de fracturas, cuya expresión topográfica son los numerosos conos de tobas soldadas, orificios colapsados, fracturas abiertas y las cadenas de conos cineríticos que se localizan

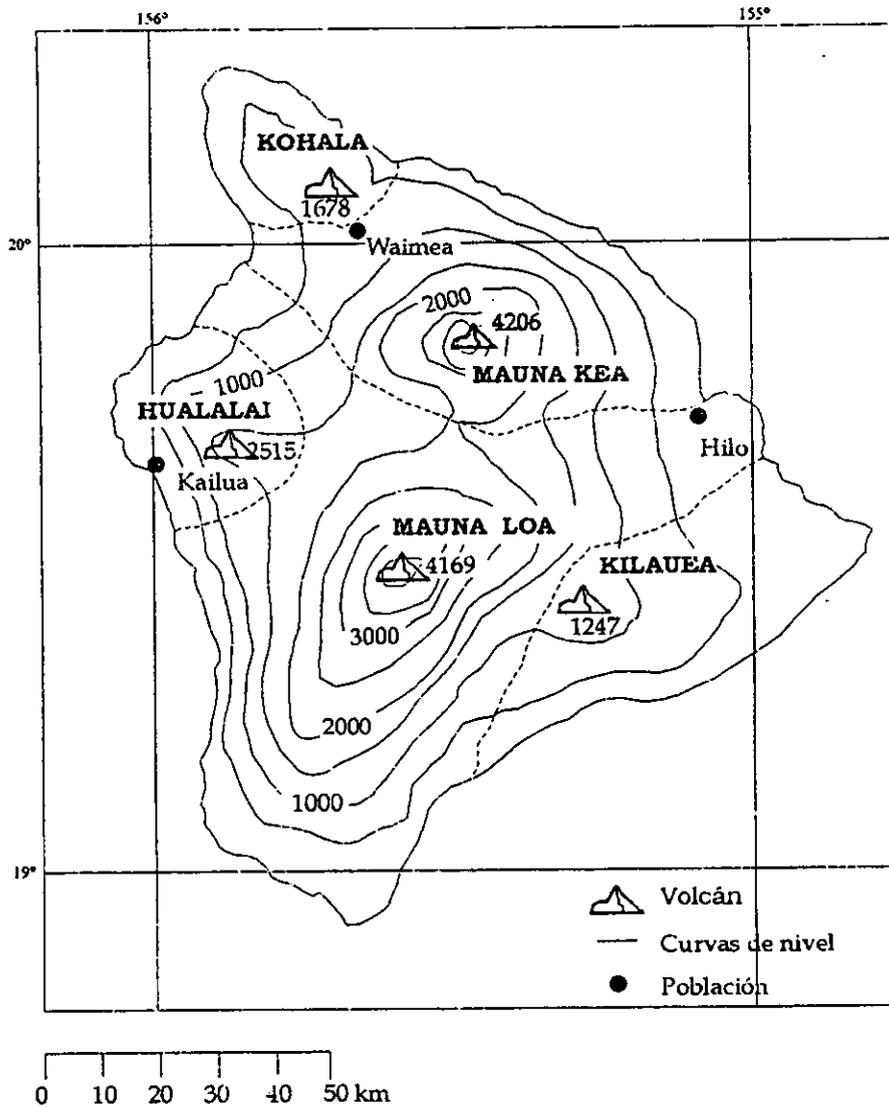


Figura II.7. La isla Hawai está conformada por grandes volcanes escudo y considera un gran complejo poligenético (MacDonald, 1972).

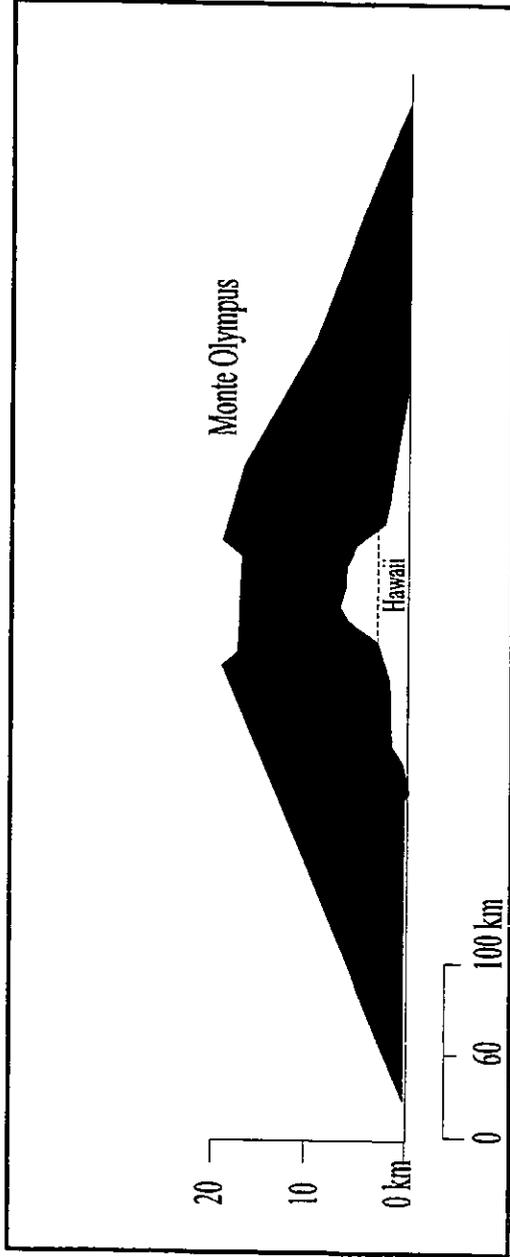


Figura 11.8. Perfiles comparativos del Monte Olympus (macroescudo) y la isla Hawaii, la línea punteada indica el nivel del mar. La escala vertical ha sido exagerada (Macdonald, 1972).

sobre los numerosos diques, incluso algunos escudos poseen en promedio, de 60 a 120 diques por km² (Macdonald, 1972).

Sus pendientes varían, en su base de 2° a 3°, en su parte media de 10° a 12° y en la cima son planos y generalmente poseen una caldera.

Williams y McBirney (1979) mencionan que Moore y Fiske (1969) establecen que un volcán escudo hawaiano típico está formado por tres unidades superpuestas:

Inferior, formada por lavas almohadilladas y otros productos de erupciones submarinas.

Intermedia, constituída por hialoclastitas formadas por erupciones en aguas someras y por lavas subaéreas.

Superior, formada por delgados flujos subaéreos, constituye la parte visible del volcán ya que se encuentra sobre el nivel del mar.

Los volcanes están constituidos por basaltos con un contenido de SiO₂ que varía de 45 a 50%. La mayoría de las lavas son de tipo pahoehoe en las cercanías de la fuente eruptiva, ladera abajo se presentan flujos de lava tipo aa, originados en una boca central o en fuentes eruptivas localizadas sobre los flancos del volcán. En su estructura también presentan material piroclástico que constituye <1% de su volumen y se produce principalmente en las etapas finales de su desarrollo.

Macdonald (1972) establece que durante los estadios iniciales de crecimiento, los volcanes hawaianos semejan escudos islandeses, ya que son constituidos por repetidos flujos provenientes de una fuente eruptiva en la cima. Posteriormente, la actividad efusiva de la fuente superior es acompañada por erupciones provenientes de fuentes que se localizan en las laderas y sobre las zonas de fractura del edificio volcánico.

Williams y McBirney (1979) precisan que un rasgo sobresaliente de la etapa de madurez de estos volcanes, es la convergencia de numerosas zonas de fractura. En algunos volcanes se han identificado tres. A este estado de madurez se le ha denominado "Mauna Loa", y del cual pasan a un estado de declinación denominado

“Mauna Kea”, caracterizado porque en sus laderas se forman pequeñas estructuras volcánicas de pendientes pronunciadas conformadas por lavas viscosas y productos piroclásticos, así como enjambres de conos parásitos y domos .

Se ha observado que en la última fase eruptiva del volcán Mauna Kea, en sus laderas se produjo actividad explosiva que dio origen a aproximadamente 300 conos de escoria, que se localizan a lo largo de las zonas de rift y cuya densidad se ha calculado en $8/\text{km}^2$.

Probablemente su gran volumen, la existencia de fisuras radiales y concéntricas así como su perfil, sean las principales características de este tipo de volcanes escudo, que son los que más han llamado la atención de los vulcanólogos. No obstante, existen numerosas dudas sobre los factores que controlan su formación y evolución.

II.4.5 Macroescudos

A este tipo de volcanes pertenecen los que se han encontrado en Marte y que presentan una magnitud superior a la de los volcanes escudo hawaianos. Ejemplos: el Monte Ascræus, cuya altura aproximada es de 10 km y para el cual se ha estimado un rango de construcción menor a 0.1 km^3 por año; el Monte Olympus, el escudo marciano de mayor magnitud conocido en el Sistema Solar, su altura es de aproximadamente 20 km sobre su nivel de base, su diámetro basal es de 200 km y su tasa de construcción en las últimas decenas de millones de años fue superior a $.01 \text{ km}^3$ por año (Whitford-Stark, 1975).

Sin embargo, cabe aclarar que cuando se realizan comparaciones entre las formas del relieve de la Tierra, la Luna y Marte, deben considerarse los efectos de la erosión. Por ejemplo, en la Tierra los agentes erosivos reducen un volcán en aproximadamente 10^7 años a una forma no reconocible a primera vista (Whitford-Stark, 1975).

En la Luna en cambio, los rangos de erosión son bajos, aproximadamente $1\text{mm}/10^6$ años. En el planeta Marte, aún cuando no se conocen los ritmos con que

actua la erosión, parece ser que el ritmo de denudación es mucho más rápido que en la Luna, pero más lentamente que en nuestro planeta.

II.5 Morfometría

La descripción y clasificación de las formas del relieve ha pasado de ser cualitativa a ser preponderantemente cuantitativa, debido en parte, al empleo de técnicas tales como la morfometría, que se encarga de la medición de las formas. El empleo de este tipo de técnicas ha permitido establecer una mayor precisión en las clasificaciones (Goudie, 1990).

Según Richards (1990), la morfometría se divide en morfometría general que considera el análisis a gran escala y la morfometría específica que se encarga de medir y analizar rasgos superficiales específicos, abstrayéndolos de las partes adyacentes de la superficie terrestre con base en claros criterios de delimitación (Goudie, 1990).

Cuando se realiza una cuantificación de las propiedades de las formas del relieve deben considerarse varios aspectos, ya que de la imagen conceptual de la forma se pasará a un conjunto de atributos susceptibles de ser medidos y que representen satisfactoriamente el concepto inicial, por lo que es necesario en primer término establecer una definición operacional.

Debe considerarse la escala, de la cual dependen las técnicas de medición, la fuente de datos, la naturaleza de las interrelaciones que se establezcan entre las variables, pero sobre todo el nivel de generalización con el que se trabaje.

Deben elegirse variables que puedan ser medidas y que correspondan a cualidades físicas o geométricas del sujeto de análisis. Algunas variables son derivadas de dos o más mediciones primarias y se combinan para formar cocientes, un ejemplo de este tipo de variable es la que se utiliza para la descripción geométrica de los flujos de lava.

II.5.1 Clasificación morfométrica de Pike

En términos generales, son pocas las clasificaciones morfométricas de volcanes, una es la de Pike (1978) quién clasificó volcanes centrales con depresiones en la cima. Este trabajo es una versión ampliada del realizado por Rittmann (1962) quién agrupó las formas volcánicas por tipo de edificio y composición física o química del material emitido.

Para elaborar esta clasificación, Pike hizo mediciones a 665 edificios volcánicos, midiendo altura y ancho, así como profundidad y circularidad del cráter (Figura II.9). Con estos datos realizó un análisis de componentes principales en los que observó 20 clases que conformaron siete u ocho grupos.

En un trabajo posterior Pike (1981) al hacer una revisión a su clasificación, aumenta el número de formas volcánicas a 730, y añade una variable más (el diámetro). Su clasificación agrupa a los volcanes en dos grandes grupos:

Poligenéticos

- Estratoconos
- Plancies de flujos de ceniza
- Grandes escudos con caldera
 - Basalto toleítico
 - Alcalino, basaltos mixtos
- Montes marinos

Monogenéticos

- Escudos de lava con cráter
 - Islándico
 - De pendientes abruptas
 - De pendientes suaves
- Conos cineríticos
- Anillos de tobas
- Maares
- Conos de cenizas y plastas de lava
- Domos de lava
- Mesetas

Pike clasifica a los grandes escudos con caldera como el Kilauea, el Olokele (Hawai) y el Fernandina (Galápagos) como volcanes poligenéticos, en tanto que los

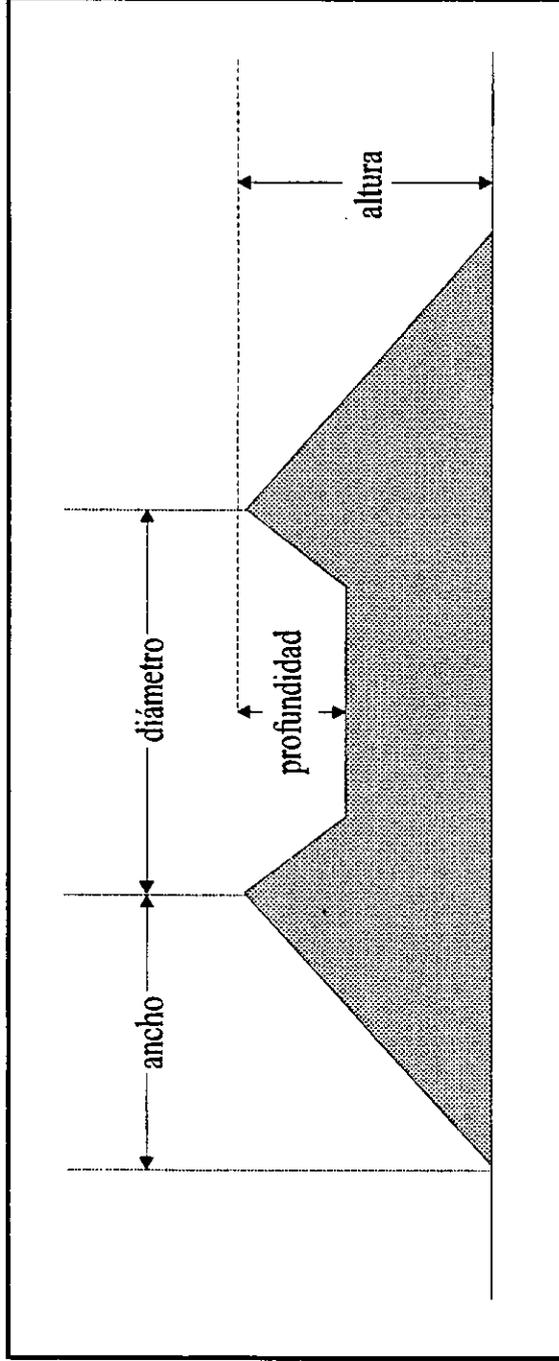


Figura 11.9. Las variables morfométricas empleadas en la clasificación de Pike (1978) son: diámetro y profundidad del cráter, ancho y altura del aparato volcánico. Con base en éstas definió ocho grupos de estructuras volcánicas.

escudos de lava con cráter, tipo islándico como el Skjaldbreidur, los escudos de pendientes abruptas como el Mauna Ulu (Hawai), o los escudos de pendientes suaves como el Mauna Iki (Hawai) o el Ketildynja (Islandia) como volcanes monogenéticos.

II.5.2 Clasificación morfométrica de Wood

Wood (1979) presenta una caracterización de las diferentes morfologías y mecanismos de erupción de los principales tipos de conos volcánicos monogenéticos de la Tierra (Tabla 2). Cuando el magma llega a la superficie de la Tierra, puede producirse un flujo de lava, pueden ser expulsados materiales como cenizas o escoria, o bien pueden suceder ambas situaciones. Esta clasificación se basa en la relación entre el proceso y la forma volcánica resultante y en parámetros morfométricos tales como volumen, ancho del cono (W_{co}), cociente entre ancho del cráter y del cono (W_{cr}/W_{co}) y cociente entre la altura del cono y el ancho. De acuerdo con esta clasificación, los volcanes escudo son construidos por flujos de lava y se dividen en tres grupos, siendo los escudos islándicos los de mayores dimensiones.

Tabla 2. Dimensiones promedio de volcanes terrestres monogenéticos (Wood 1979)

Tipo de volcán	Volumen ($10^6 m^3$)	W_{co} (km)	W_{cr}/W_{co}	H_{co}/W_{co}
Conos construidos por acumulación de material piroclástico				
Cono de plasta de lava	0.06	0.08	0.36	0.22
Cono cinerítico	40	0.80	0.40	0.18
Seudocráter	0.02	0.08	0.42	0.10
Maar	25	1.38	0.60	0.06
Conos construidos por flujos de lava				
Escudo islándico	9200	8.6	0.06	0.06
Escudos de pendiente pronunciada	50	1.6	0.12	0.04
Escudos de pendiente suave	450	4.8	0.08	0.02

II.5 Tectonismo y petrogénesis

Con el propósito de establecer una mejor caracterización de los volcanes escudo es necesario hacer una breve revisión sobre el ambiente tectónico en el que se presentan, ya que de éste dependen las características petrogenéticas, mismas que inciden en la forma que adopta el magma al salir a la superficie.

La actividad volcánica se desarrolla en variados ambientes tectónicos:

- ◆ **Ambientes de márgenes de placas constructivos**
 - Crestas mesoceánicas
 - Centros de esparcimiento transarco
- ◆ **Ambientes de márgenes de placas destructivos**
 - Arcos de islas
 - Márgenes continentales activas
- ◆ **Ambientes intraplacas oceánicas**
 - Islas oceánicas
- ◆ **Ambientes intraplacas continentales**
 - Provincias de mesetas de basaltos
 - Zonas de rift continental
 - Zonas de manifestación de magmatismo potásico y ultrapotásico no relacionado a zonas de riftogénesis.

Volumétricamente, los sitios de mayor generación de magma en el presente son los límites divergentes o crestas mesoceánicas. En estas regiones se generan magmas basálticos (MORB, Mid-Ocean Ridge Basalts) por fusión parcial del manto superior, que es extrusionado e intrusionado para formar la corteza oceánica.

Esta corteza recientemente formada, empuja la corteza más vieja a ambos lados del eje de la cresta, por lo que la edad de la corteza oceánica aumenta simétricamente a partir de la cresta, tal como lo corroboran las franjas magnéticas del piso oceánico.

La corteza oceánica es metamorfizada en un grado incierto por su interacción con la hidrósfera, particularmente, como consecuencia de la penetración convectiva profunda del agua marina en la corteza basáltica caliente cerca de los ejes de las crestas mesoceánicas. Esto involucra tanto hidratación como intercambio químico de algunos elementos móviles entre el basalto y el agua marina.

Al moverse la placa oceánica lejos del eje de la cresta mesoceánica se enfría y engrosa, y ocasionalmente puede ser inyectada con magma basáltico, generado en puntos calientes, lo que puede resultar en la formación de islas oceánicas. El movimiento relativamente rápido de la placa oceánica sobre el punto caliente puede producir cadenas lineales de islas como las hawaianas.

Al incrementar su edad, las placas oceánicas pueden volverse densas (debido al enfriamiento) y vuelven a hundirse de nuevo en el manto en los límites de placas convergentes o zonas de subducción.

Las zonas de subducción son las segundas productoras de magma, la mayoría de los volcanes subaéreos activos del mundo, así como los terremotos de profundidad media y alta se encuentran asociados a estas zonas.

El proceso de subducción provoca que, tanto rocas basálticas como sedimentos, sean arrastrados desde la zona de la trinchera, para posteriormente ser calentadas en su camino hacia el manto, llevándose a cabo una compleja serie de reacciones de deshidratación, que revierte los efectos del proceso de metamorfismo del piso oceánico.

Al final, el material puede calentarse suficientemente para fundirse parcialmente. Los fluidos hidratados liberados durante la deshidratación, ricos en sílice, ascienden hacia la cuña que se forma en la zona de subducción, encima de la placa subducida, donde pueden inducir fusión parcial. Los magmas basálticos hidratados resultantes suben a la corteza, donde se diferencian en cámaras magmáticas subvolcánicas para formar una gama de magmas más ricos en sílice. El volcanismo en este ambiente puede ser altamente explosivo debido a los altos contenidos de volátiles en los magmas (Wilson, 1989).

La convergencia de placas produce patrones asimétricos de magmatismo, tectonismo y metamorfismo en la placa cabalgante. Si ésta es una placa oceánica, se desarrollan cadenas lineales de islas formando un arco de islas, si la placa es continental, el volcanismo crea una margen continental activa. La generación de magma en estos dos ambientes es similar en términos generales, pero en el de subducción, las características geoquímicas de los magmas pueden ser modificadas por contaminación cortical continental.

Detrás de algunos arcos volcánicos, se presenta esparcimiento secundario del piso oceánico, resultando un desarrollo de cuencas marginales transarco. Los procesos aquí son similares a los que operan en las crestas mesoocéánicas, aunque los magmas

basálticos resultantes suelen ser más complejos geoquímicamente, teniendo características tanto de ambientes tectónicos de márgenes constructivas y destructivas.

Hoy día, la actividad volcánica está concentrada dentro o en zonas adyacentes a placas divergentes o convergentes (Tabla 3). No obstante, en medio de placas oceánicas o continentales existen volcanes activos, situados a distancia considerable de los límites de placas, formando provincias volcánicas intraplaca.

Tabla 3. Series magmáticas características y ambientes tectónicos (Wilson 1989)

Ambiente tectónico	Márgen de placa		Dentro de la placa	
	Convergente (destructivo)	Divergente (constructivo)	Intra-oceánica	Intra-continental
Rasgos volcánicos	arco de islas márgenes continentales activos	crestas meso-oceánicas centros de esparcimiento trans-arco	islas oceánicas	zonas de rift continental provincias de mesetas de basalto
Series magmáticas características	toleítica calcialcalina alcalina	toleítica ----- -----	toleítica ----- alcalina	toleítica ----- alcalina
Rango de SiO ₂	basaltos y diferenciados	basaltos	basaltos y diferenciados	basaltos y diferenciados

El magmatismo en el interior de las placas continentales es insignificante en el presente y está asociado fundamentalmente a sistemas rift intraplaca como el rift de Africa Oriental. Sin embargo, éste pudo haber sido un ambiente generador de magmas mucho más importante en el pasado, por ejemplo durante la formación a gran escala de provincias de mesetas de basalto.

En general, el potencial de preservación de rocas ígneas generadas en ambientes tectónicos, como los de las islas oceánicas, arcos de islas o en crestas meso-oceánicas es bajo, ya que estas forman parte de la litosfera oceánica, la cual es reciclada hacia el manto en un intervalo de tiempo del orden de 100 Ma. Estas rocas rara vez son preservadas como rebanadas obducidas, en complejos ofiolíticos. En consecuencia, las rocas ígneas de ambientes intracontinentales de márgenes continentales activas, deben ser más comunes en el registro geológico.

Generalmente es aceptado que la fusión parcial de material del manto produce magmas primarios de composición máfica o ultramáfica en la mayoría de los ambientes tectónicos, y que procesos de diferenciación subsecuente (cristalización fraccionada, mezcla de magmas y contaminación cortical), son responsables de la generación del amplio espectro composicional de las rocas ígneas terrestres.

Las características geoquímicas de estos magmas primarios depende de parámetros, tales como la composición y mineralogía de la fuente, la profundidad y el grado de fusión parcial, factores que pueden variar de un ambiente tectónico a otro. Los magmas primarios parecen ser generados dentro de un rango de profundidades muy restringido (dentro de los 100-200 km superiores del manto), aunque en detalle sus profundidades de origen precisas han sido pobremente restringidas. Las kimberlitas contenedoras de diamantes son probablemente los magmas terrestres más profundos, originándose a profundidades mayores a 200-250 km.

Un objetivo fundamental de los estudios petrogenéticos de rocas ígneas es distinguir las características de la fuente de origen que son heredadas por la fusión parcial primitiva en su profundidad de segregación, de aquéllas provenientes de otros procesos subsecuentes. Las variaciones en las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en basaltos oceánicos han aportado importantes restricciones acerca de la estructura y heterogeneidad composicional del manto superior. En particular, éstas han apoyado el modelo de convección de dos capas, con la frontera entre ambas capas probablemente localizada en la discontinuidad sísmica de los 670 km.

La capa superior está empobrecida en elementos incompatibles y es la fuente de los MORB. Se considera que la formación de la corteza continental a través del tiempo geológico, es la responsable del empobrecimiento de esta capa. En cambio, la capa inferior es considerada menos empobrecida y debe estar aislada de la capa superior por períodos de más de 1 Ga.

III. Marco Geográfico

III.1 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

III. 1.1 Ubicación

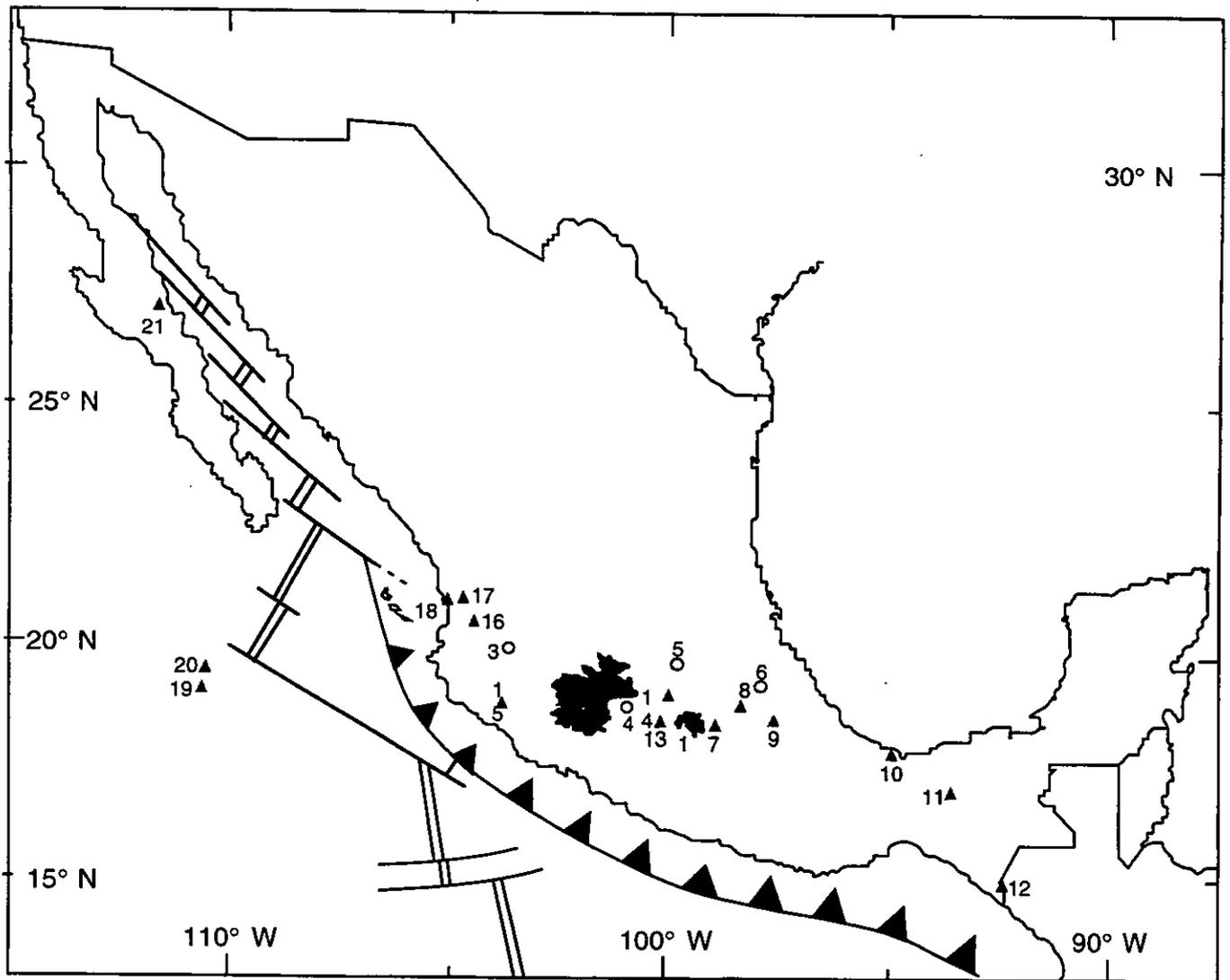
El CVMG se localiza en la porción centro-oeste de la Faja Volcánica Transmexicana, tiene una área aproximada de 40,000 km², comprende las porciones norte y centro del estado de Guanajuato, el centro-oeste de Jalisco y el norte y centro de Michoacán, en esta área se distribuyen los volcanes escudo objeto de estudio (Figura III.1).

Dentro del CVMG se encuentran numerosos poblados entre los que destacan: Celaya, Irapuato, Guanajuato, Pátzcuaro, Apatzingan, Chapala y Guadalajara. La región se encuentra bien comunicada debido a su situación geográfica y económica.

El CVMG fue denominado anteriormente como Provincia Volcánica de Michoacán (Foshag y González-Reyna, 1956), Región del Parícutin (Williams, 1950) y como Campo Volcánico de Zamora (Simkim et al, 1981). En un estudio posterior Hasenaka y Carmichael (1985a) le asignaron el nombre de Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, denominación que será utilizada en este trabajo por ser la que mejor representa, tanto su ubicación geográfica como su origen.

III.1.2 Relieve

El relieve del CVMG está constituido por cerca de 1000 pequeños centros volcánicos, principalmente conos de escoria, domos de lava, delgados flujos de lava y maares (Hasenaka y Carmichael, 1985a, 1985b), aunque recientemente se han localizado volcanes compuestos y se tienen catalogados cerca de 400 volcanes de tamaño medio (Hasenaka y Carmichael, 1986), que son de un tamaño intermedio entre los conos cineríticos y los volcanes compuestos, la mayoría son volcanes escudo, compuestos principalmente de flujos de lava (Hasenaka, 1993).



CAMPOS VOLCANICOS ●

- 1 SIERRA CHICHINAUTZIN
- 2 MICHOACAN-GUANAJUATO

CALDERAS ○

- 3 LA PRIMAVERA
- 4 LOS AZUFRES
- 5 HUICHAPAN
- 6 LOS HUMEROS

VOLCANES ▲

- 7 POPOCATEPETL
- 8 LA MALINCHE (Matalcueyatl)
- 9 PICO DE ORIZABA (Citlaltepetl)
- 10 SAN MARTIN
- 11 EL CHICHON
- 12 TACANA
- 13 NEVADO DE TOLUCA (Zinantecatl)
- 14 JOCOTITLAN
- 15 COLIMA
- 16 CEBORUCO
- 17 SAN JUAN
- 18 SANGANGUEY
- 19 BARCENA
- 20 EVERMAN
- 21 TRES VIRGENES

Figura III.1. Localización del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, Sierra de Chichinautzin y volcanes activos

La carta geomorfológica de México incluida en el Atlas Nacional de México (Lugo y Córdoba,1990) sitúa a la región de estudio dentro del Campo Volcánico Monogenético del Plioceno-Cuaternario, en donde el relieve volcánico acumulativo de origen explosivo está representado por los numerosos conos cineríticos y el de origen efusivo por los volcanes escudo y los flujos de lava.

Los volcanes escudo estudiados se encuentran dispersos en el CVMG, dos de ellos se encuentran en el estado de Jalisco (Figura III.2)

III.1.3. Clima

De acuerdo con los datos climáticos de García (1973), en el CVMG predomina un clima templado con lluvias en verano Cw el cual sufre modificaciones en distancias relativamente cortas, produciendo importantes variantes climáticas en lo referente al grado de humedad, siendo el clima Cw_2 el de mayor grado, el Cw_1 el de humedad intermedia y el Cw_0 el de menor humedad, también pueden diferenciarse por presentar un verano cálido (a) o fresco (b) (Figura III.3).

El clima Cw_2b estación No.1 Agostitlán localizada al sureste de la Cd. de Morelia, a una altitud de 2500 msnm, su temperatura promedio es de $14^{\circ}C$ y su precipitación promedio es de 1390 mm.

El clima Cw_1a , estación No.2 Camecuaro, se localiza al noroeste de la Cd. de Pátzcuaro, en las cercanías del Cerro La Cruz y el Cerro la Beata, su temperatura y precipitación promedio son $19^{\circ}C$ y 901 mm respectivamente.

El clima Cw_1b , se presenta en las estaciones Tancítaro al oeste y Acuitzio del Canje al este de la Cd. de Pátzcuaro, y Hacienda Botello ubicada entre el Cerro Fresno y el Volcán Grande de Puruándiro, así como Las Adjuntas, Acambaro y Guanajuato en la porción centro norte del estado.

El clima Cw_0a , es el más ampliamente distribuido en el CVMG, se presenta en la ciudad. de Irapuato, así como al este, oeste y suroeste de la misma, región en donde se localizan el Cerro El Jocoque, el Cerro Moreno y el Cerro Culiacán. También se presenta al sur y en los alrededores del Lago de Chapala. Las estaciones que

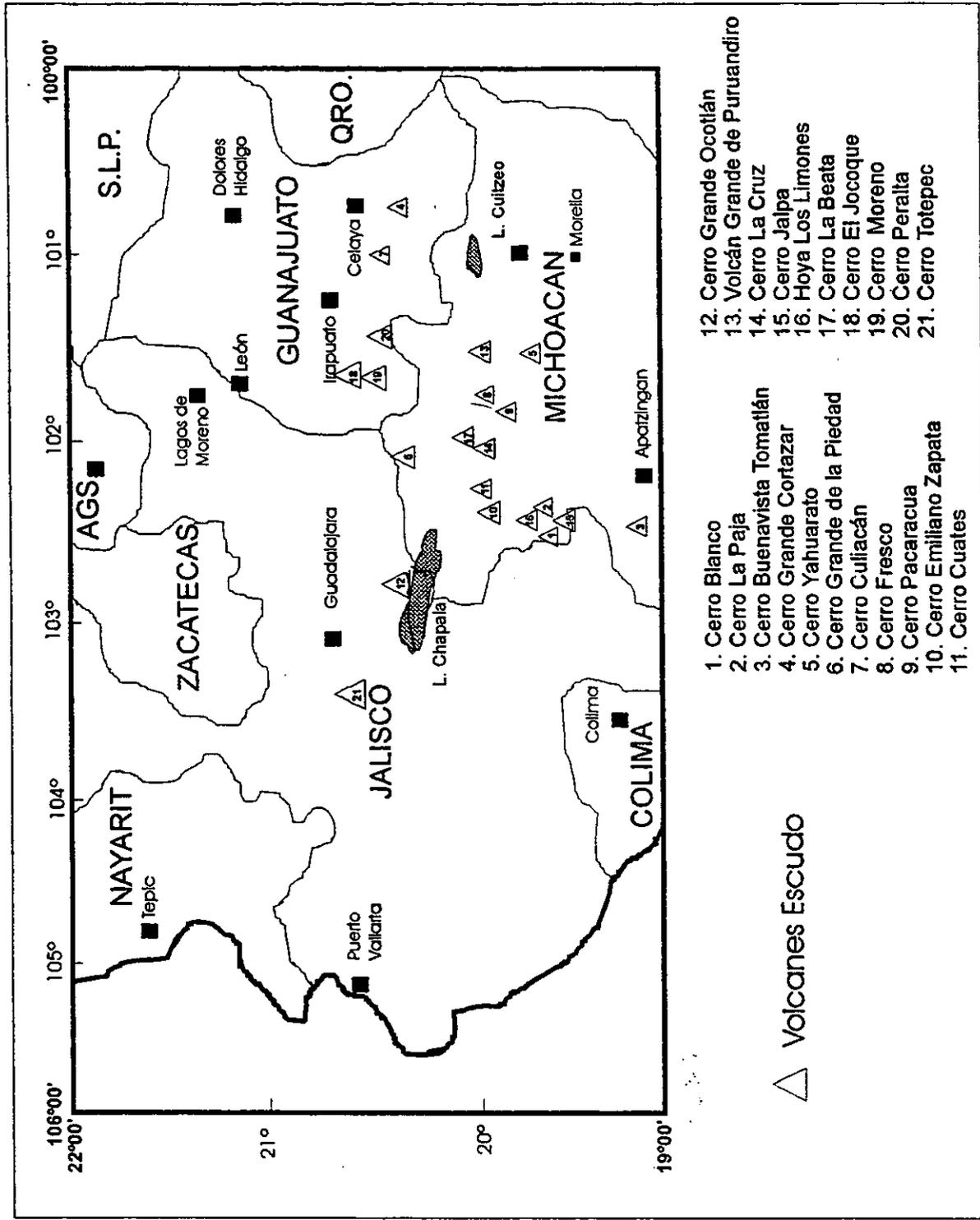


Figura III.2 Distribución espacial de los volcanes escudo del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato.

presentan este tipo climático son Irapuato, Juventino Rosas, Agua Tibia, Santa Martha, Angamacutiro, Chapala, Briseñas, La Palma, Cotija de la Paz, Abasolo y Acatlán de Juárez.

El clima seco BS(h') cuya temperatura media anual es superior a los 22°C, se presenta en las estaciones No. 20 Buenavista Tomatlán (en las cercanías del volcán del mismo nombre) y No. 21 Apatzingán, sus respectivas temperaturas y precipitaciones promedio son 22.9°C, 28°C, 510.4 mm y 700.1 mm, este clima es de transición hacia los climas cálidos que predominan en la costa michoacana.

Tabla 4. Datos climáticos para algunas estaciones localizadas en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (García, 1973).

Estación	Tipo de clima	Temperatura promedio anual	Precipitación promedio anual
No.1 Agostitlán	Cw ₂ b	14	1390
No.2 Camecuaro	Cw ₁ a	19	900
No.3 Tancítaro	Cw ₁ b	18	910
No.4 Acuitzio del Canje	Cw ₁ b	17	930
No.5 Hacienda Botello	Cw ₁ b	18	890
No.6 Las Adjuntas	Cw ₁ b	17	710
No.7 Acambaro	Cw ₁ b	18	749
No.8 Guanajuato	Cw ₁ b	18	784
No.9 Irapuato	Cw ₀ a	20	715
No.10 Juventino Rosas	Cw ₀ a	19	727
No.11 Agua Tibia	Cw ₀ a	19	762
No.12 Santa Marta	Cw ₀ a	19	734
No.13 Agamacutiro	Cw ₀ a	20	770
No.14 Chapala	Cw ₀ a	20	813
No.15 Briseñas	Cw ₀ a	20	721
No.16 La Palma	Cw ₀ a	19	723
No.17 Cotija de la Paz	Cw ₀ a	20	780
No.18 Abasolo	Cw ₀ a	21	734
No.19 Acatlán de Juárez	Cw ₀ a	21	778
No.20 Buenavista	BS(h')	23	510
No.21 Apatzingan	BS(h')	28	700

III.2 Sierra Chichinautzin

III.2.1. Ubicación

La Sierra Chichinautzin al igual que el CVMG forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (Figura III.1). Se localiza al sur de la Cuenca de México, al sur limita

con el valle de Cuernavaca, al este con la Sierra Nevada y al oeste con la Sierra de las Cruces y Zempoala (Martin del Pozzo, 1980). Su altitud varía de 1500 msnm en su base cerca de la ciudad de Cuernavaca hasta los 3690 msnm en la cima del volcán Tláloc.

Su ubicación entre la ciudad de México y Cuernavaca la convierten en un paso obligado de los sistemas de transporte debido a que las principales vías de acceso a la ciudad de México la atraviesan. En la Sierra Chichinautzin se encuentran pequeños poblados dispersos, destacan Topilejo, Parres y Tres Marías.

III.2.2. Relieve

La Sierra Chichinautzin presenta gran similitud tanto en la edad como en el tipo de formas del relieve con el CVMG. Al igual que éste posee una gran concentración de volcanes jóvenes pleistocénicos, entre los que destacan por sus dimensiones los volcanes escudo, que se localizan principalmente en la porción centro-oriental de la sierra (Figura III.4).

En la región se encuentra representado ampliamente el relieve volcánico acumulativo. El de origen efusivo formado por emanaciones de lava y caracterizado por laderas, mesas, coladas. También se observa relieve acumulativo de origen explosivo, representado por conos cineríticos y el relieve de origen efusivo-explosivo conformado por coladas de lava con una cubierta de piroclastos (Lugo, 1984).

En el mapa geomorfológico del sur de la Cuenca de México, elaborado por Lugo (1984), la Sierra Chichinautzin se encuentra conformada en su porción centro-poniente por coladas de lava, que en algunos sitios se encuentran ligeramente cubiertas por piroclastos, en tanto que en la parte norte existen superficies complejas de lavas y piroclastos, en toda el área existen numerosos conos cineríticos. Los volcanes escudo en dicho mapa pueden identificarse únicamente por el cono cinerítico que poseen en la cima, sus laderas son superficies cubiertas por coladas de lava.

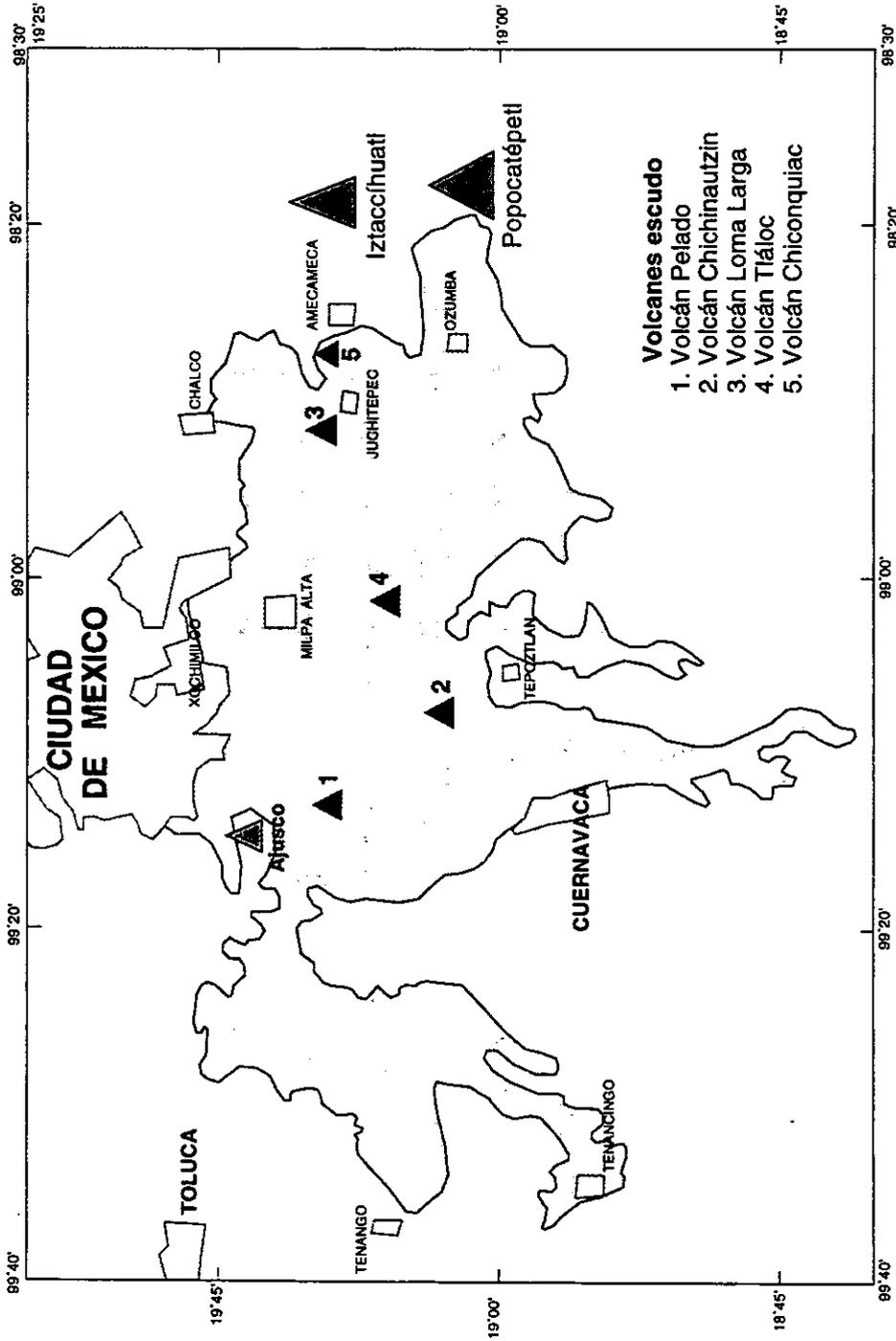


Figura III.4. Localización de los volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin

III.2.3. Clima

El clima predominante es el templado con lluvias en verano, este tipo de clima es característico de las montañas de la porción sur de la Altiplanicie Mexicana, como es el caso de la Sierra Chichinautzin, en donde la precipitación orográfica aumenta en verano por los movimientos convectivos del aire y por la influencia de los ciclones tropicales (García 1973).

Sin embargo, a nivel regional se pueden encontrar diversos mesoclimas de tipo semifrío húmedo y subhúmedo, determinados éstos principalmente por la altitud, que en el caso de la Sierra Chichinautzin alcanza los 3690 msnm en el volcán Tláloc. Debido a esto, en la Sierra Chichinautzin el clima predominante es C(e)(W)(w) semifrío subhúmedo con alto grado de humedad, con una precipitación promedio anual de 1129.5 mm y una temperatura media de 11°. El período de lluvias comprende de los meses de junio a septiembre (García 1973)..

La vegetación en relación al clima y la altitud presenta una variación altitudinal; se encuentran zonas de gramíneas, bosques de encino y oyamel y bosques de pino a mayor altitud. Cabe mencionar que la vegetación original ha sido alterada debido a un manejo inadecuado, así como por los numerosos incendios que se presentan durante la época de estiaje.

III.2.4. Hidrografía

En la Sierra Chichinautzin la red fluvial no ha alcanzado gran desarrollo, predominando las corrientes de órdenes menores, de poca longitud y profundidad. Por lo que la erosión fluvial se presenta en forma incipiente, aunque su intensidad es mayor en la vertiente sur debido a la integración de pequeñas cuencas que se ensanchan le integran a los afluentes del río Amacuzac, tributario del Balsas. En la vertiente septentrional de la Sierra Chichinautzin la erosión fluvial es aún menor, dado que no existen sistemas hidrológicos bien definidos, predominando la infiltración (Lugo, 1984).

IV. Marco Geológico

Tanto los volcanes escudo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato como los de la Sierra Chichinautzin se localizan en de la provincia volcánica denominada Faja Volcánica Transmexicana.

A continuación se presentan las características generales de esta importante provincia geológica, así como las de cada una de los sitios de interés para el presente estudio.

IV.1. Faja Volcánica Transmexicana

IV.1.1 Geología

La primera explicación científica acerca de la alineación de volcanes en la Faja Volcánica Transmexicana fue aportada por Humboldt en 1808, quien propuso la existencia de una fractura cortical a lo largo del paralelo 19° N y que se extendía desde el Océano Atlántico hasta el Pacífico.

Morán (1990) menciona que la composición química de las rocas que conforman la FVTM es muy variable, son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas y aun riodacíticas. Desde un punto de vista geoquímico, la FVTM es considerada como una provincia calcialcalina por la relación que guardan sus contenidos de sílice y alcalis.

Ortega Gutiérrez et al. (1992) la definen como una faja que cruza de este a oeste la República Mexicana, entre los paralelos 19° a 21°, desde las costas de Colima y Nayarit hasta el estado de Veracruz. Tiene una longitud aproximada de 100 km, con una anchura que varía de 50 a 250 km y está formada por una gran variedad de rocas volcánicas de tipo calcialcalino cuya edad abarca desde el Cenozoico Tardío a la actualidad. El frente de la Faja Volcánica Transmexicana está representada por campos volcánicos (Michoacán-Guanajuato y Sierra Chichinautzin) y volcanes activos mientras que las calderas se encuentran en la parte trasarco (Figura IV.1).

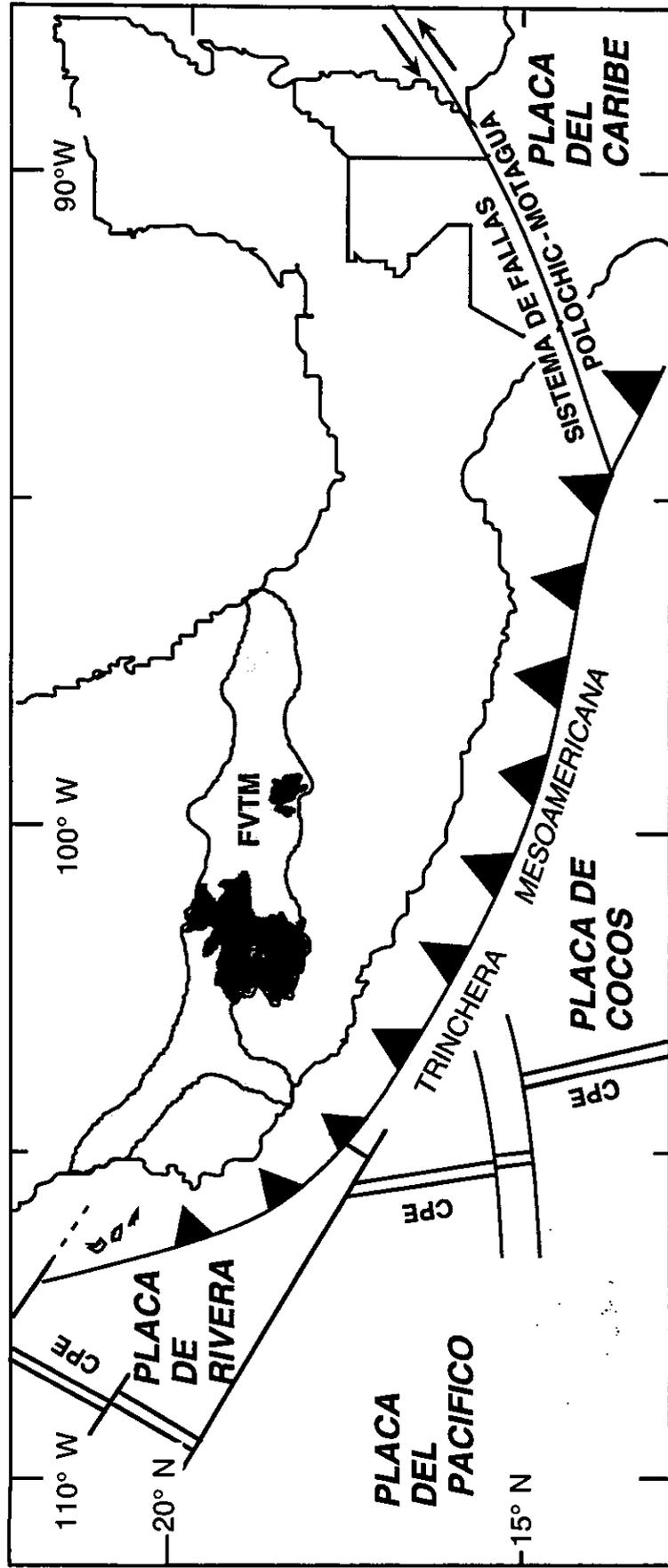


Figura IV.1 Ambiente tectónico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, en la cual se localizan: Sierra Chichinautzin (1) y Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (2)

IV.1.3. Vulcanismo

Morán (1990) establece que la FVTM está formada por una gran variedad de rocas volcánicas emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos. Los principales son estratovolcanes como el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca y Nevado de Colima. Existen también conos cineríticos como el Parícutin, que en algunos sitios se concentran formando campos volcánicos así como aparatos dómicos riolíticos como los que se localizan al sureste de Guadalajara y calderas tanto de colapso, como de explosión.

Mooser (1957, 1975) concluye que durante la formación de la Cuenca de México hubo 7 fases de vulcanismo, la última es considerada como la responsable de la actividad volcánica que interrumpió el drenaje de la cuenca hacia el sur y que culminó con la formación de la Sierra Chichinautzin durante el Cuaternario Tardío.

Lugo et al. (1985) proponen que los volcanes jóvenes de la Faja Volcánica Transmexicana no se limitan a una zona con tendencia este-oeste, sino que se extienden de norte a sur y que en algunos casos los límites de la FVTM se pueden reconocer por una reducción gradual en la concentración de volcanes en las áreas circundantes.

Lugo y colaboradores (1985) por medio de una cuantificación de los volcanes cuaternarios en la porción central de la FVTM obtuvieron zonas de 1 a 5 grados de actividad. La zona de mayor número de volcanes y por tanto de mayor actividad corresponde la zona de 5^o grado, en donde la concentración de volcanes es igual o mayor a 12 volcanes/100 Km², a este grado corresponden una zona localizada al noreste de Uruapan, otra zona localizada al nor-noreste de Ario de Rosales, ambas en el estado de Michoacán y la tercer zona que corresponde a la Sierra Chichinautzin. En las zonas de 4^o grado la concentración es de 9 volcanes/100 km², a este grado corresponde una zona que penetra dentro del CVMG dividiéndolo parcialmente.

IV.1.4. Ambiente tectónico

La Faja Volcánica Transmexicana está relacionada con la subducción de las placas de Ribera y de Cocos debajo de la placa y en contraste con otros sistemas típicos arco-trinchera, la FVTM no es paralela a la trinchera Mesoamericana, haciendo con ésta un ángulo oblicuo de 20° (Molnar y Skyes, 1969)

Urrutia y Del Castillo (1977) explican la falta de paralelismo en un modelo en el que se muestra que la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Americana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco. La placa de Cocos en sus extremos noroeste al sureste de la trinchera es más densa, menos caliente y joven, como consecuencia de mayor espesor y rigidez, lo que provoca que el ángulo de subducción disminuya paulatinamente hacia el extremo sureste y se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y la FVTM

Los factores involucrados en la evolución de los sistemas trinchera-arco magmático han mostrado ser difíciles de cuantificar y varios fenómenos se interrelacionan para producir cambios observables en la superficie. Adicionalmente, se tienen otros factores, tales como la ocurrencia de irregularidades topográficas en la placa oceánica, velocidad y dirección de convergencia, así como las características de la corteza y manto en la placa continental (Delgado, 1993b).

IV.2. Campo volcánico de Michoacán-Guanajuato

IV.2.1. Estudios previos

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato ha sido ampliamente estudiado por diversos autores que se han abocado a la tarea de esclarecer su origen y evolución. Destacan los siguientes trabajos:

Williams (1950) describió los volcanes del área del Parícutin, y observó la superposición de los flujos de lava comparando la morfología de los volcanes, así mostró que los conos cineríticos son en general más jóvenes que los estratovolcanes. Respecto a la composición química, los conos cineríticos varían de basalto de olivino y

augita a andesita de piroxeno y hornblenda, en tanto que los volcanes escudo viejos y los estratovolcanes son de composición andesítica.

Hasenaka y Carmichael (1985a) realizaron un estudio de la distribución, tamaño, morfología de los conos cineríticos y de sus lavas asociadas, asimismo establecieron indicadores morfológicos de edad, calibrando tales indicadores con edades radiométricas. Observaron que los conos cineríticos están aleatoriamente espaciados y no indican orientaciones preferenciales quedando restringidos a elevaciones relativamente bajas (planicies aluviales) o en las vertientes de los volcanes escudo.

Hasenaka y Carmichael (1985b) elaboraron un catálogo geomorfológico de 1040 volcanes, éste contiene el nombre del volcán, tipo de estructura (cono cinerítico, cono de lava, domo, cono erodado o altamente erosionado, maar, cono plano redondeado, cono parcialmente cubierto, volcán escudo con cono en la cima, flujo de lava no asociado a cono, anillo o cono de tobas), latitud, longitud, diámetro del cono, diámetro del cráter, altura del cono, volumen, cociente altura/diámetro, pendiente máxima y promedio, densidad de cárcavas y clasificación geomorfológica de los flujos de lava. Encontraron aproximadamente 120 volcanes escudo a través del campo, su diámetro varía de 4-14 km, pero debido a que la mayoría están disectados sólo se incluyeron en la compilación 13 volcanes con cono en la cima. Cabe mencionar que las mediciones se restringieron al pequeño cono que se localiza la cima de los volcanes escudo.

Connor (1987) en un área de 34,500 km² del CVMG, identificó 1894 volcanes a los que agrupó en dos poblaciones, una de conos cineríticos y otra de volcanes escudo y estratovolcanes. Identificó zonas de fallamiento con tendencia este-oeste, los lineamientos de los volcanes están orientados también este-oeste, lo que le permitió establecer que la componente principal del esfuerzo está orientada este-oeste y no es paralela a la dirección de la convergencia de placas.

Por su parte, Ban et al. (1992) establecieron edades mediante fechamientos K-Ar para 8 volcanes escudo y un estratovolcán pertenecientes al CVMG. Las edades varían entre 0.06 Ma y 2.27 Ma, siendo más antiguos los volcanes de la parte norte que los de la parte sur. Sus resultados sugieren que la actividad volcánica en el CVMG

migró hacia el sur en los últimos dos millones de años, probablemente como un reflejo de los cambios en el movimiento de placas, o en la ubicación y geometría de la zona de subducción.

En tanto, Delgado et al. (1993b) realizaron un muestreo paleomagnético en el CVMG, con el fin de obtener parámetros de edad relativos que al usarlos junto con fechamientos isotópicos permitieran visualizar un patrón espacial y temporal del vulcanismo en la región. Los resultados que obtuvieron sugieren que hubo una migración del CVMG, 90 km en dirección hacia la trinchera Mesoamericana en un tiempo cercano a 0.78 Ma. Esta migración la asocian con cambios en la cinemática y geometría de las placas Rivera, Cocos y Norteamérica, los cuales explican la rotación del vector de esfuerzos (σ_3) y la extrusión de magmas poco diferenciados como los del volcán El Jorullo.

Por su parte Hasenaka et al. (1994) caracterizó los volcanes escudo del CVMG, este tipo de volcanes predomina dentro del grupo de volcanes de tamaño medio, que también incluye conos de lava y volcanes compuestos. Un volcán escudo promedio tiene una altura de 340 m, un diámetro basal de 4,100 m, una pendiente promedio de 9.4° y un volumen de 1.7 km³. Los volcanes escudo del CVMG son en tamaño similares a los volcanes escudo tipo islándico, pero presentan pendientes más fuertes y diámetros basales más pequeños en comparación con éstos.

Por último, Hasenaka (1995) estableció comparaciones entre los volcanes escudo y los conos cineríticos del CVMG siendo dos poblaciones de volcanes que coexisten en tiempo y en espacio. Las lavas asociadas a conos cineríticos poseen un amplio rango composicional de 47 a 67% en contenido de SiO₂, con abundantes basaltos de olivino calcialcalinos y andesitas basálticas. Existen también unas cuantas rocas alcalinas. Las lavas de volcanes escudo son todas andesitas calcialcalinas que muestran un rango limitado de SiO₂ (comunmente 55%-61%) con ocurrencia común de fenocristales de ortopiroxeno y representan erupciones efusivas.

IV.2.2. Definición

Seattle(1979) describió la distribución de 170 conos cineríticos en los alrededores del volcán Parícutin y definió al campo como un campo volcánico tipo plataforma, debido a que los conos cineríticos están ampliamente distribuidos y están emplazados independientemente de los grandes volcanes.

Hasenaka y Carmichael (1985a) denominan a esta región Campo Volcánico de Michoacán Guanajuato (CVMG), con base en los 1000 centros eruptivos que se encuentran ampliamente distribuidos en la mitad norte del estado de Michoacán y la parte sur del estado de Guanajuato. Anteriormente el campo había sido denominado Provincia Volcánica de Michoacán, Región del Parícutin y Campo Volcánico de Zamora. Sin embargo, Delgado y Martín del Pozzo (1993b) indican que los límites del CVMG aún no han sido definidos en forma precisa, ya que el campo de volcanes monogenéticos puede extenderse hasta los estados de Jalisco y Querétaro.

El CVMG es considerado un campo de origen predominantemente monogenético (Hasenka 1985b), aún cuando Connor (1987) y Delgado et al. (1993b) han señalado la existencia de volcanes poligenéticos.

IV.2.3. Geología

Los principales tipos de rocas encontradas en la región son basaltos calcialcalinos (Delgado y Martín del Pozzo 1993b), aunque Hasenaka y Carmichael (1987) reportan la presencia de rocas alcalinas transicionales..

Mooser (1974) y Demant (1981) mapearon lineamientos de volcanes y observaron dos patrones, uno con dirección N35°E en la región del Parícutin y otro subparalelo al del Parícutin y que pasa a través del volcán Jorullo. Tales direcciones coinciden con la dirección convergente de la placa de Cocos y la Norteamericana y puede relacionarse a la segmentación de la placa de Cocos (Carr et al., 1974).

Connor (1987) identificó dentro del CVMG zonas de fallamiento cuya orientación es N60°W y N60°E. Al parecer, las fallas con tendencia E-W son comunes y están ampliamente distribuidas, el lineamiento de volcanes sigue la misma dirección, lo que

indica que la componente horizontal principal del esfuerzo está orientada E-W y no es paralela a la dirección de la convergencia de placas. Asimismo, localizó una banda de volcanes poligenéticos extintos con una orientación N60°W, que es paralela a la trinchera Mesoamericana a una distancia de 300 km de ésta. Dicha banda es colineal con la parte oeste de la FVTM y es paralela a una zona de intenso fallamiento, esto le permite suponer que se trata de una banda de volcanes poligenéticos de un arco volcánico extinto. Por otra parte, se ha documentado una transición regional de un vulcanismo poligenético en el norte, a un vulcanismo monogenético en el sur del CVMG, causado posiblemente por un cambio en el mecanismo de emplazamiento, lo que puede relacionarse con cambios en la geometría de la placa subducida, cambios en la profundidad de la fuente del magma, cambios en la estructura de la placa subyacente o la combinación de estos factores.

Kurokawa et al (1995) reconstruyeron el campo de esfuerzos del CVMG mediante el análisis de fallas. Observó que están bien desarrolladas en la parte norte del CVMG, en tanto que en la parte sur no se presentan. En la parte noroeste, las fallas con orientación WNW-ESE predominan, siendo continuación del rift de Chapala y forman parcialmente el graben de Cuitzeo. Muchos volcanes escudo presentan fallas normales con tendencia ENE-WSW, E-W o WNW-ESE, un ejemplo es el Cerro Brinco del Diablo que está cortado por dos fallas normales con tendencia ENE-WSW, la zona entre éstas incluye la parte central del volcán que está hundida. Estructuras similares se encuentran en muchos otros volcanes de la región. En el presente estudio se descartaron todos aquellos volcanes que presentaban este tipo de estructuras.

El conjunto de fallas normales y conjugadas permitió a Kurokawa (1995) sugerir que el eje principal de máximo esfuerzo compresional (σ_1) es vertical y que los otros dos ejes de esfuerzo están en el plano horizontal. El cambio lateral en la dirección de la traza de fallas sugiere que los ejes de esfuerzo medio (σ_2) y mínimo esfuerzo (σ_3) tienen una tendencia WNW-ESE y NNE-SSW respectivamente en la parte noroeste. En tanto que en la parte noreste la tendencia es NNW-SSE. Sin embargo, el significado del sistema de fallas normales con tendencia N-S que forman el graben de Penjamillo en la

parte central del área no es clara. Johnson y Harrison (1990) atribuyen su origen a una intrusión somera de un gran cuerpo magmático.

IV.2.4. Vulcanismo

Se ha analizado la morfometría de numerosos conos cineríticos, que es la estructura volcánica predominante, en especial aquéllas menores a 3 Ma. Estos muestran variada morfología, dependiendo básicamente del grado de erosión. Diseminados entre los conos cineríticos, en el CVMG se encuentra un número importante de volcanes escudo y debido a que la mayoría de estos volcanes están muy disectados, puede clasificarse su actividad eruptiva como una fase anterior a la de los conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael, 1985a)

Los conos cineríticos y los volcanes escudo representan diferentes modos eruptivos, tal como se señala en la mayoría de los libros de vulcanología, los cuales mencionan que los conos cineríticos son producto de erupciones de tipo estromboliano, mientras que los volcanes escudo son menos explosivos con pequeñas columnas eruptivas características de las erupciones tipo hawaianas y que forman volcanes mediante una rápida acumulación de lavas basálticas fluidas, lo que es aplicable para la mayoría de los volcanes de tamaño medio en el CVMG. No obstante, algunos volcanes de tamaño medio muestran capas intercaladas de piroclastos (cerro Tancítaro y Cerro Paracho, en la región de Michoacán). Al parecer, los volcanes de tamaño medio (entre los que se encuentran los volcanes escudo) parecen ser más antiguos y más erosionados que los conos cineríticos. Sin embargo, tanto en la parte norte como en el sur, el vulcanismo contrastante ha coexistido en tiempo y en espacio (Hasenaka et al., 1994b)

En lo que respecta a los patrones de distribución de las numerosas y diversas estructuras del CVMG se ha podido establecer que presentan una elevada concentración a una distancia de 250 km con respecto a la trinchera Mesoamericana. Aproximadamente un 75% de los volcanes se encuentran a una distancia de la trinchera que varía entre los 200 km y 300 km, más allá de los 300 km el número de volcanes decrece. Se ha podido establecer que aunque los conos cineríticos y los

volcanes escudo en el CVMG muestran distintas formas y modos eruptivos, se superponen en patrones de edad y distribución. Los pequeños conos monogenéticos están distribuidos entre los 190 km y los 440 km de la trinchera mesoamericana. Los volcanes escudo están distribuidos en un área similar, pero a diferencia de los pequeños conos no muestran agrupamientos o lineamientos distintivos (Hasenaka et al., 1994)

La densidad promedio de volcanes para el campo es de 2.5 volcanes/100 km², la mayor densidad de volcanes se localiza en la región del Parícutin y es de 11.3 volcanes/100 km², (Hasenaka y Carmichael 1985a). En relación con la distribución de volcanes, desde el punto de vista geoquímico, se observa un cambio progresivo en la composición con respecto a la distancia a la trinchera. Para el mismo contenido de SiO₂, elementos incompatibles como el K, P y Zr se incrementan con la distancia a ésta, en tanto el MgO, Cr y el Ni son abundantes en volcanes cercanos a la trinchera y menos abundantes en volcanes más alejados (Hasenaka y Carmichael 1985a).

Ban et al. (1992) establecieron edades mediante el método K-Ar para lavas de 8 volcanes escudo y 6 conos cineríticos. Estas varían entre 0.06 Ma y 2.27 Ma. Con base en estas edades se analizaron las variaciones temporales y espaciales de la actividad volcánica, encontrando que los volcanes de la parte norte, tanto volcanes escudo como conos cineríticos del CVMG son más antiguos que los de la parte sur.

La tasa de emisión magmática calculada para el campo es de 0.8 km³/1000 años Hasenaka y Carmichael (1985a), en comparación con la del Volcán de Colima que es de 2.7 km³/1000 años (Lurh y Carmichael, 1980) y con la del Ceboruco que es de 10 km³/1000 años (Nelson, 1980). Dado que el vulcanismo migró de la parte norte del campo hacia el sur (en dirección a la trinchera) hace cerca de 1 Ma, se calculó que la tasa de aporte magmático promedio previa a la migración fue de 0.2 km³/1000 años, mientras que la tasa de aporte magmático postmigración fue de 0.7 km³/1000 años, lo cual es comparable a la estimación realizada de 1.2 km³/1000 años para los últimos 40,000 años (Hasenaka, 1994).

Las diferentes estimaciones de la tasa de aporte magmático antes y después de 1 Ma se relacionan con diferentes composiciones de magma entre estos dos períodos. Las concentraciones de Mg, Ni y Cr en las lavas con el mismo contenido de SiO₂ muestran un decremento general con la distancia a la trinchera, basaltos con un elevado contenido de Mg (9%) se localizan sólo entre 200 y 270 km de la trinchera. Así, el vulcanismo más antiguo (>1 Ma) en el norte está caracterizado por erupciones de magmas de temperaturas relativamente bajas, en tanto que el vulcanismo joven (<1 Ma) en el sur se caracteriza por haber producido magmas de elevadas temperaturas. Es necesario establecer un modelo tectónico detallado de la región, así como un modelo petrológico para encontrar las relaciones directas entre la migración del vulcanismo sobre la superficie y los procesos magmáticos profundos en el manto y la corteza (Hasenaka, 1995).

Delgado (1993b) señala que si el vulcanismo monogenético posee un posible rango de edad de 10 Ma en la región, tal rango excede los límites Plioceno-Cuaternario establecidos por otros autores (Demant y Robin, 1975) para el inicio de la actividad volcánica relacionada con la FVTM y que se traslapa con las edades miocénicas del vulcanismo de la Sierra Madre Oriental. Nieto et al. (1985) han sugerido que el período Mioceno Tardío-Plioceno Temprano representa el tiempo en que se desarrolla una "proto FVTM". Al parecer este período fue una época de transición en las características y distribución del vulcanismo, debido a las variaciones en la composición de los magmas y a la coexistencia de volcanes con lavas alcalinas (típicas de zonas asociadas a procesos de riftogénesis) y lavas calcialcalinas (típicas de zonas de convergencia).

Delgado et al.,(1993) sugieren que los cambios en la composición de los magmas, así como los cambios en la distribución del vulcanismo en el CVMG, se pueden asociar a cambios en la geometría de las placas ocurridos durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. El patrón extensional parece favorecer el desarrollo del vulcanismo monogenético, en lugar de permitir el desarrollo de grandes edificios volcánicos. Asimismo, el régimen tensional ha propiciado en los últimos 10 Ma (particularmente entre los 6.5 y 4.5 Ma) que los magmas viajen a través de una corteza

altamente fracturada hasta la superficie con poca diferenciación magmática. Por otra parte, la migración del CVMG, 90 km hacia el suroeste sugiere que el ángulo de subducción de la placa oceánica asociada (placa de Cocos) cambio su inclinación en los últimos 0.78 Ma, haciéndose más pronunciada. Este cambio, pudo haber estado vinculado con una intensificación del régimen tensional en la región, que ocasionó que magmas más primitivos alcanzaran la superficie .

IV.3. Sierra Chichinautzin

IV.3.1. Estudios previos

Fries (1960) fue quien designó a las rocas volcánicas del sur de la ciudad de México como Grupo Chichinautzin, sin embargo, no las subdividió formalmente ya que designó el nombre antes de la adopción del Código Estratigráfico en 1961.

Schlaepfer (1968) elaboró un mapa de reconocimiento de la región a escala 1:100,000, en el que indicó la distribución de los conos cineríticos y los flujos de lava asociados.

Gunn y Mooser (1970) trabajaron sobre la petrología, la geoquímica y la petrogénesis de rocas volcánicas en una amplia área de la FVTM, analizaron 28 muestras de la región de Guadalajara y 80 de la región del Valle de México, en las que incluyeron 9 muestras de la Sierra Chichinautzin. Observaron que en la región de la Ciudad de México las rocas son calcialcalinas predominando las andesitas y dacitas, con menor ocurrencia de basalto de olivino y riolita púmitica.

Negendank (1972, 1973a, 1973b) trabajó sobre la petrología, geoquímica y petrogénesis de las rocas volcánicas del Valle de México. Negendank (1972) hizo 38 análisis que incluían 11 muestras de la Sierra Chichinautzin. Negendank (1973a, 1973b) comparó sus resultados con los análisis publicados por Gunn y Mooser (1970) coincidiendo en la afinidad calcialcalina de las rocas, no así con la petrología y el modelo petrogenético.

Mooser et al. (1974) reportaron resultados paleomagnéticos de rocas del Valle de México, las rocas de la Sierra Chichinautzin resultaron de polaridad magnética

normal que indica una edad menor a 700,000 años. Los resultados sugieren que el vulcanismo en la Sierra Chichinautzin pudo haber comenzado durante la parte final de la Epoca Matuyama Inversa y continuar hasta el presente.

En tanto, Lugo (1970) realizó estudios geomorfológico y petrológico detallados del extremo noroeste de la Sierra Chichinautzin.

Bloomfield (1972, 1975) realizó estudios geomorfológicos, estratigráficos, petrológicos y químicos de afloramientos de la Sierra Chichinautzin. Observó que los volcanes son principalmente conos cineríticos, flujos asociados de lava y extensas secuencias de tefra. Los conos cineríticos tienen alturas que varía en un rango de 15 a 260 m, sus pendientes varían de 20 a 26 grados y la densidad de conos calculada fue de 0.1 conos/km² (Bloomfield, 1975). Los flujos de lava son principalmente de tipo aa, siendo menos comunes los flujos tipo pahoehoe. Usando parámetros geomorfológicos para los flujos de lava (Bloomfield, 1975) analizó los conos cineríticos menores a 40,000 años, subdividiéndolos en cinco grupos que comprenden del Pleistoceno (Pvl1, Pvl2, Pvl3, Pvl4) al Holoceno.

Pal et al. (1978) realizaron un estudio geoquímico que contiene cerca de 330 análisis químicos a lo largo de la FVTM, incluyendo 145 análisis de la región del Valle de México, tomados principalmente del trabajo de Gunn y Mooser (1970) y Negendank (1972). Sus resultados confirman que las rocas son calcialcalinas y pueden relacionarse con la subducción a lo largo de la trinchera Mesoamericana. Infieren una fuente del manto para los magmas y proponen la fraccionación de minerales ferromagnesianos y plagioclasas como el mecanismo más importante en la producción de andesitas y dacitas.

Martin del Pozzo (1980, 1981, 1982) estudió la parte central de la Sierra Chichinautzin retomando lo realizado por Bloomfield (1973, 1975). Identificó conos escoriáceos, flujos de lava asociados, conos de lava, delgados flujos de lava no asociados a conos y extensos depósitos de tefra. El rango de altura para los conos cineríticos fue de 10 a 315 m, con una pendiente de 30 grados y la densidad calculada fue de 0.15 conos/km² (Martin del Pozzo, 1982).

Swinamer (1989) describió la morfología, petrografía y geoquímica de las rocas, comparándolas con rocas similares vecinas y determinó la petrogénesis, tanto de los flujos como de los conos. Determinó mediante morfología comparativa que los conos cineríticos, flujos de lava, volcanes escudo y depósitos de tefra son menores a 40,000 años. Los volcanes tienen volúmenes que varían de 0.001 a 10.6 km³ y cubren un área de 2,340 km² con un volumen total de 1,600 km³. Analizó 64 muestras que incluyen andesitas basálticas, dacitas y una hawaita; a excepción de ésta, las rocas pertenecen a la serie magmática calcialcalina.

Delgado y Martin del Pozzo (1993) realizaron un estudio estratigráfico de la zona en donde se unen la Sierra de Las Cruces, el volcán Ajusco y la Sierra Chichinautzin. Establecen que entre el Plioceno Tardío y el Holoceno ocurrieron tres diferentes períodos de vulcanismo, el período más antiguo denominado período eruptivo Las Cruces, representado por la actividad del volcán poligenético Los Picachos. El segundo período es el denominado Ajusco que se presentó durante el Pleistoceno Medio y que dio origen al volcán Ajusco mediante el emplazamiento de varios domos de composición intermedia. La última fase eruptiva en la región es el período denominado Chichinautzin, caracterizado por un vulcanismo de tipo monogenético desarrollado durante el Plioceno Tardío y el Holoceno, los conos de escoria y de lava que fueron formados durante este período constituyen las diferentes unidades del Grupo Chichinautzin. Este período de vulcanismo fue contemporáneo con un otro interglacial.

Cervantes y Molinero (1995) determinaron las características de la erupción del volcán Xitle, reconstruyendo su historia eruptiva para aplicarlo a un análisis de peligros volcánicos en el sur de la Ciudad de México. La estratigrafía de la zona estudiada comprende la Formación Las Cruces, la Formación Ajusco, el Grupo Chichinautzin representado por varias unidades volcánicas de composición andesítica, andesita-basáltica y basáltica constituídas por flujos de lava y depósitos piroclásticos cuya edad va del Pleistoceno al Holoceno y la Formación Xitle, constituida por depósitos piroclásticos y flujos de lava y que corresponden a las dos fases eruptivas del volcán Xitle.

Ávila (1998) elaboró la cartografía geológica y estratigráfica del grupo Chichinautzin en el área de Tepoztlán, Mor. Propuso informalmente 15 unidades estratigráficas para el Grupo Chichinautzin, cuya actividad comenzó en el Pleistoceno Tardío. Sin embargo, evidencias arqueológicas encontradas en el Cerro del Tepozteco indican que la actividad eruptiva reciente fue contemporánea con los antiguos habitantes de la región. Mediante análisis petrográficos determinó que la composición de las rocas es andesítico-basáltica.

IV.3.2. Geología

El basamento de la Sierra Chichinautzin está constituido por rocas volcánicas indiferenciadas de edad terciaria y correlacionables posiblemente con las Formaciones Zempoala, Tarango, Las Cruces, Ajusco e Iztaccíhuatl (Ávila 1998). Los productos volcánicos se encuentran formando conos escoriáceos, conos de lava y domos. Los piroclastos presentan características intermedias entre los del tipo estromboliano y surtseyano y las lavas son predominantemente de bloque, aunque se encuentran pequeños afloramientos de lavas tipo aa (Martín del Pozzo, 1980).

En la Sierra Chichinautzin se observa el traslape de conos cineríticos, flujos asociados, secuencias de tefra, volcanes escudo y sedimentos cuaternarios intercalados. Los conos cineríticos se pueden localizar tanto en las vertientes como en la cima de los volcanes escudo o bien en pequeños grupos esparcidos siguiendo una orientación preferencial este-oeste (Swinamer, 1989).

Los volcanes escudo varían desde una forma asimétrica (Teuhtli) hasta asimétricos (Loma Larga) dependiendo principalmente de la topografía sobre la cual se formaron, algunos volcanes escudo como el Pelado, Chichinautzin y Tlaloc muestran en planta grandes irregularidades debido a que sus flujos se emplazaron entre o alrededor de estructuras volcánicas preexistentes. De los análisis petroquímicos realizados por Swinamer (1989) a 64 muestras de la Sierra Chichinautzin, 20 correspondieron a andesitas basálticas, 36 a andesitas, 7 a dacitas y 1 a hawaita; su geoquímica la esperada para una zona de subducción, las rocas son predominantemente subalcalinas y pertenecen a la serie calcialcalina, a excepción de la muestra

proveniente del volcán Cajete que es alcalina (hawaiita). Considerando que el área de la Sierra Chichinautzin es de 2,340 km² el volumen calculado del material emitido es de 1600 km³ (Swinamer, 1989).

Verma (1981) mediante un estudio geoquímico e isótopico de rocas de la Sierra Chichinautzin las clasificó como basaltos de olivino y andesitas con una edad aparente de 400 ± 210 Ma. Verma y Armienta (1985) hicieron estudios geoquímicos de ocho basaltos y andesitas y una dacita más antigua. Sus resultados muestran que las rocas de la Sierra Chichinautzin pertenecen a la serie calcialcalina y que fueron producto de un magma originado en el manto superior con una mínima contribución de la corteza oceánica alterada, sedimentos subducidos o corteza continental.

En lo que se refiere a los rasgos estructurales de la Sierra Chichinautzin se observan claros lineamientos este-oeste de conos cineríticos monogenéticos, siendo este tipo de conos un indicador de zonas extensionales. Al respecto, Ávila (1998) menciona que las alineaciones de algunos volcanes con dirección casi E-W son evidentes, un ejemplo es la alineación de los volcanes Chichinautzin, Manteca, Palomito y Caballito, así como la fractura en el edificio principal del volcán Chichinautzin y su cono parásito, esta alineación posiblemente define una fisura de más de 7 km de longitud. Otro rasgo estructural sobresaliente en la región es el escarpe que se encuentra entre los límites de la Sierra Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca y cuyo desnivel es de aproximadamente 1900 m, con una marcada alineación este-oeste y con una pendiente aproximada de 32°, en trabajos recientes (Lermo-Samaniego et al., 1996 y Delgado et al., 1997) se ha definido esta estructura como un sistema de fallas, denominado "Sistema de fallas de desprendimiento La Pera", al cual se asocia el vulcanismo monogenético cuaternario que originó la Sierra Chichinautzin.

IV.3.4. Vulcanismo

Del análisis de 41 conos y flujos de lava asociados, Bloomfield (1975), concluyó que existen dos tipos de conos: los cineríticos como el Cuautli y Tezontle y los conformados por flujos de lava en bloques, como los cerros Tlacotepec y Chapultepec.

Las rocas de este campo tienen de 52% a 64% de SiO_2 y son esencialmente de composición andesítica, lo que llevó a Bloomfield a suponer que los volcanes monogenéticos de este campo probablemente fueron formados por erupciones de tipo estromboliano y con algunas manifestaciones de erupciones de tipo hawaiano.

Martin del Pozzo (1980) empleando parámetros morfométricos y morfológicos caracteriza la actividad volcánica de la Sierra de Chichinautzin. La actividad temprana inició en el Pleistoceno y produjo el vulcanismo andesítico que corresponde a la unidad Plv1 (Pleistoceno1). Los conos cineríticos y los conos de lava que se presentan en la parte central presentan una relación entre la proporción de lavas y piroclastos que permiten inferir un índice de explosividad intermedia, en donde predominó una actividad de tipo estromboliano. Los volcanes pertenecientes a la unidad Plv2 (Pleistoceno 2) se concentran en la parte noroeste, en donde el vulcanismo varió de andesítico a basáltico, siendo más máfico que el vulcanismo de la unidad Plv1 con el que comparte índices de explosividad, así como de morfología similares. Las rocas de la unidad Plv3 (Pleistoceno3) poseen la misma composición, índice de explosividad y distribución que la unidad Plv2. Los conos de la unidad Plv4 (Pleistoceno 4) se concentran en la parte sur del área, con excepción del volcán Cuautzin que se localiza en la parte central. Esta unidad está formada principalmente por flujos de lava de composición andesítica y basáltica que se extienden en amplias áreas, su índice de explosividad es menor a las unidades anteriores. La actividad holocénica se localizó en tres diferentes sitios dentro del área y a esta corresponden delgados flujos de andesitas de olivino e hiperstena en la parte noreste, la actividad volcánica debió de haber sido básicamente efusiva con flujos viscosos asociados a escaso material piroclástico. En general, la actividad volcánica muestra un índice de explosividad intermedio e incluso algunos volcanes como Chichinautzin pudieron haber tenido una actividad similar a la de volcanes hawaianos ya que están formados principalmente de flujos de lava. Al parecer la actividad volcánica de la Sierra Chichinautzin es similar a la que presentan conos monogenéticos de Michoacán.

V. Morfometría de volcanes escudo mexicanos

V.I. Estudios previos

V.1.1. Campo Volcánico Michoacán Guanajuato

V.1.1.1. Características morfométricas

Ban et al. (1992) señala que existen cerca de 300 volcanes de tamaño medio, principalmente volcanes escudo, que emitieron el principal volumen de magma en el área. Estos volcanes escudo se diferencian por su pendiente: los de pendientes ligeramente convexas y los que poseen pendientes relativamente fuertes. La mayoría de los volcanes escudo tienen diámetro basal que varía entre los 3 y 8 km, altura de 300 a 700 m, pendiente de 5° a 15° y volumen de 1 a 10 km³. Con base en estas características los clasifican como volcanes escudo tipo islandés, aunque puntualizan que los volcanes escudo mexicanos comparativamente presentan pendientes mayores.

Los mismos autores aclaran que dadas las características de los volcanes escudo es relativamente fácil diferenciarlos de otro tipo de volcanes, como el volcán Tancitaro, un estratovolcán, formado por la alternancia de flujos de lava y piroclastos.

Los volcanes escudo tipo islandes fueron construidos esencialmente durante una descarga continua de magma a partir de un conducto central siendo, por lo que son, volcanes monogenéticos. Con base en lo anterior, señalan que los volcanes escudo del CVMG muestran flujos de lava con estados erosivos similares a los islandeses (Hasenaka 1994) por lo que es probable que sus lavas hayan sido emitidas durante un sólo evento eruptivo, y por lo tanto sean también monogenéticos.

Hasenaka (1994) presenta una caracterización morfométrica de los volcanes escudo del CVMG. Este trabajo se considera de gran relevancia, debido a que sus resultados se contrastan con los obtenidos en el presente estudio, por tanto, es pertinente presentarlos con detalle.

En el CVMG existen cerca de 400 volcanes de tamaño medio, fácilmente diferenciables de los conos cineríticos y de los volcanes compuestos típicos. La mayoría de los volcanes de tamaño medio están formados principalmente de flujos de lava, que representan una parte importante del suministro total de magma al campo volcánico. Desde el punto de vista geomorfológico la mayoría de los flujos de lava de estos volcanes parecen ser más antiguos que los provenientes de los conos cineríticos y de otros centros eruptivos.

Los volcanes de tamaño medio se caracterizan por presentar un diámetro basal que varía de 2 a 12 km, una altura de 100 a 1000 m y un volumen de entre 0.5 y 10 km³. Cabe señalar que entre los volcanes de tamaño medio los más abundantes son los escudo.

Los volcanes escudo en el CVMG presentan pendientes cercanas a líneas rectas o curvas ligeramente convexas, mostrando así perfiles típicos de escudos. En este campo muestran, al parecer, gran semejanza con los islandeses en tamaño, forma y modo eruptivo, en comparación con los volcanes tipo hawaiano y galápagos.

El autor señala que en comparación con los tres tipos de volcanes escudo terrestres, los cuales muestran depresiones o calderas en la cima, los del CVMG presentan un pequeño cono en la cima (Cerro Grande, Cerro El Metate, Cerro Cuates, etc), que puede estar constituido por lava, escoria o una mezcla de bombas y escoria aglutinadas. Algunos incluso, como el Cerro Cuates, tienen dos conos en la cima, lo que probablemente refleja un cambio en la posición de la fuente eruptiva durante la erupción; otros como el Cerro Grande tienen conos parásitos alineados sobre sus vertientes, lo que sugiere la existencia de un dique fisural.

Las observaciones de campo indican que los volcanes escudo del CVMG están constituidos principalmente por flujos de lava, el material piroclástico está limitado a la cima. Además, los volcanes escudo del CVMG, en comparación con los volcanes escudo típicos pueden tener una gran proporción de depósitos piroclásticos si se considera su composición andesítica. Los flujos asociados a estos volcanes son de bloque o aa, donde las unidades individuales de flujo son difíciles de identificar en el

campo, debido a la erosión. Añaden que es importante considerar que volcanes escudo como el Metate y el Cerro Capáxtiro son elongados en dirección a la pendiente porque se formaron sobre una base elevada.

Con base en la pendiente, Hasenaka (1994) clasificó los volcanes escudo del CVMG en dos grupos.

Tipo A, con pendiente suave (aproximadamente 5°), similares a los escudos islandeses.

Tipo B, con pendiente fuerte (aproximadamente 10°), volcanes de este tipo se localizan en otras áreas de la Faja Volcánica Transmexicana, tal es el caso de la región del Lago de Chapala y la Sierra Chichinautzin.

De entre los 378 volcanes de tamaño medio compilados por Hasenaka (1994) el de mayores dimensiones es el Cerro Grande, un volcán escudo tipo A, con un volumen de 54 km^3 , un diámetro basal promedio de 17 km y una altura de 680 m desde la base.

La altura y el diámetro de los volcanes escudo del CVMG se graficaron en el diagrama de Whitford-Stark (1975). la mayoría se localiza dentro del campo de los volcanes escudo islandeses y una minoría en el tipo Scutulium. El diagrama indica que especialmente los volcanes escudo tipo B del CVMG parecen representar una clase diferente de volcán escudo con respecto a los islandeses.

La pendiente de los volcanes escudo del CVMG varía de 3° a 25° y aproximadamente la mitad de los volcanes presenta pendientes con ángulos mayores a 10° . Algunas de las causas que posiblemente expliquen estas fuertes pendientes son: una alta viscosidad de las lavas, pequeñas tasas de emisión magmática, sedimentación de material piroclástico cerca de la cima o la combinación de éstas. La viscosidad de la mezcla de silicatos depende considerablemente de la composición, especialmente de la concentración de sílice. El rango de SiO_2 de los volcanes estudiados por Hasenaka (1994) varía de 55% a 61%, en contraste con otras lavas de volcanes escudo terrestres, las cuales son principalmente basálticas.

Walker (1973) mostró que la longitud del flujo de la lava está relacionada con la tasa de aporte magmático, pequeñas tasas producen pequeños flujos de lava que se

apilan resultando así conos con fuertes ángulos de pendiente. Sin embargo, Hasenaka (1994) advierte que es difícil confirmarlo debido a que nunca se han observado erupciones de este tipo en el CVMG y señala la posibilidad de que los depósitos de ceniza y escoria que conforman los conos en la cima de los volcanes escudo puedan aumentar el nivel de base de los flujos de lava, especialmente en la parte superior del volcán, aunque esto podría implicar que en realidad algunos volcanes escudo sean en realidad volcanes compuestos.

De acuerdo con el criterio de Hasenaka y Carmichael (1985a), los volcanes escudo del CVMG son mayores a 40,000 años y son clasificados como pleistocénicos. La principal diferencia entre los volcanes escudo mayores a 1 Ma y los menores a 1 Ma son las profundas barrancas que cortan los flujos de lava que se encuentran sobre sus vertientes. Los escudos más viejos en la parte norte del campo volcánico están profundamente erosionados.

Rivera Cabrera y Tristán Serrano (1996) reconocieron la geología de la región de Cotija, Michoacán, que incluye una clasificación de los volcanes del área. En primera instancia inventariaron las estructuras volcánicas mejor preservadas, y empleando parámetros similares a los de Hasenka (1994) realizaron la morfometría de éstas. Los resultados obtenidos para los volcanes escudo de la región fueron los siguientes: los ángulos de pendiente no coinciden con los establecidos en la literatura para un volcán escudo, los volcanes no satisfacen la definición de Cas y Wrigth (1987) respecto a la altura, en la que establece que la altura de un volcán escudo es una vigésima parte de su diámetro basal. Por otra parte, al graficar sus datos en la clasificación propuesta por Whitford-Stark observaron que sólo los volcanes grandes se sitúan en el campo de los volcanes islandeses con una tendencia hacia los escudos tipo galápagos (Tabla 5). Debido a las características peculiares que presentan los volcanes escudo sugieren emplear el término "volcanes escudo tipo mexicano".

Tabla V.5. Valores morfométricos de volcanes escudo de la Región de Cotija. Rivera Cabrera y Tristán Serrano (1996).

Parámetros morfométricos	Valores mínimos	Valores máximos
altura	240 m	740 m
diámetro basal mayor	3,450 m	10,100 m
diámetro basal menor	1,050 m	7,500 m
promedio basal cono	2,250 m	8,800 m
ancho cráter	250 m	750 m
cociente H/Wco	0.06	0.125
volumen	0.12 km ³	2.3 km ³
pendiente (grados)	5.6	16.6

V.1.1.2. Características petrológicas

Hasenaka (1994) señala las principales características petrográficas de los volcanes escudo, y conos cineríticos del CVMG. Sus resultados indican que los volcanes de tamaño medio han emitido andesitas calcialcalinas, la mayoría de lavas se encuentran en un rango de SiO₂ que varía de 55% a 61%, en contraste, los conos cineríticos han emitido lavas que varían de alcalinas a calcialcalinas con una amplia variación en sílice de 47% a 65%.

Los volcanes escudo presentan un contenido de MgO <5 lo que indica una diferenciación magmática importante. Sin embargo, el Cerro Buenavista presenta un contenido inusual de MgO (6.7%). Los flujos de lava que no están asociados con conos, también muestran bajo contenido de MgO, en tanto que los conos cineríticos tienen contenidos más elevados. En muestras de volcanes escudo, volcanes compuestos y flujos de lava se encontraron concentraciones inusualmente elevadas de Sr (>1000 ppm), que son difíciles de explicar mediante cristalización fraccionada o por acumulación de plagioclasa y probablemente representan eventos diferentes de mezclas parciales o fuentes diferentes. Todas las lavas andesíticas de volcanes escudo contienen una matriz de ortopiroxeno, lo que indica contenidos relativamente pequeños de H₂O.

Hasenaka (1994) concluye que las observaciones petrológicas muestran que las lavas de volcanes escudo son más diferenciadas que las lavas de los conos cineríticos

lo que puede implicar un tiempo de residencia suficientemente largo para que se produzca la cristalización fraccionada. El gran volumen emitido por un volcán escudo sugiere un gran depósito magmático, la cual pudiera ser más estable en la corteza y tener así un tiempo más largo de residencia.

V.1.2. Sierra Chichinautzin

V.1.2.1. Características morfométricas

Bloomfield (1975) analizó 41 conos con sus flujos asociados, obtuvo que la densidad de conos en el área es de $0.1/\text{km}^2$, llegando hasta $1/\text{km}^2$, el rango de altura es de 15 a 260 m, el diámetro del cráter varía de 175 a 500 m, y presentan simetría norte-sur. En este trabajo no se clasificaron las formas volcánicas de manera estricta, únicamente se diferenciaron flujos de lavas y conos, subdividiéndose éstos en conos piroclásticos (pendientes de 20° a 26°) y conos de lava en bloques (pendientes 25° a 30°). Bloomfield también calculó el cociente promedio entre la altura/ancho del cono del mismo, siendo de 0.21 para los conos holocénicos y 0.19 para los conos pleistocénicos; el cociente promedio entre ancho del cráter y ancho del cono es de 0.40 para conos holocénicos y 0.45 para los conos pleistocénicos.

Calculó un volumen $>0.75 \text{ km}^3$ de tefra para tres conos cineríticos, cubriendo un área $>200 \text{ km}^2$, el resto de los conos sólo produjo pequeñas cantidades. El autor menciona que, al parecer, los volcanes se presentan en pequeños grupos con alineación este-oeste, paralela a la dirección de la fractura dominante en el área y cuyo control es de tipo estructural. En lo que respecta a los flujos de lava, son de tipo aa, con espesores que varían entre 10 y 70 m, y con una longitud máxima de 1 a 13.5 km. Las lavas más recientes son principalmente andesíticas y cubren un área de $\pm 115 \text{ km}^2$ y tienen un volumen $\pm 4.5 \text{ km}^3$.

Martin del Pozzo (1980, 1982) realizó un análisis morfométrico de 146 volcanes y sus respectivos depósitos en un área de 952 km^2 . Obtuvo una densidad de conos de $0.15/\text{km}^2$, un diámetro de cráter de 50 a 750 m, un cociente altura/diámetro cuyo valor decrece de 0.20 a 0.12 con la edad, así como diámetros basales que varían de 0.1 a 2

km. Asimismo identificó tres tipos de estructuras en el área: conos de escoria, conos de lava y delgados flujos de lava no asociados a conos. También realizó la subdivisión estratigráfica del Grupo Chichinautzin (Tabla 6) utilizando los parámetros geomorfológicos y las edades radiométricas publicadas por Bloomfield (1975), señala que sus datos son similares a los reportados por Bloomfield y que además la morfología es similar a la de los volcanes monogenéticos de Michoacán.

Tabla 6. Grupo Chichinautzin (Martin del Pozzo 1980, 1982)

Unidad	Parámetros geomorfológicos	Características morfométricas	Edad*
Hv	se conforma por dos subunidades, cubierta uniforme de pequeños arboles y todas las estructuras de flujo están perfectamente preservadas	r/H: 2.2 - 2.2 H/Wco: 0.15 - 0.20 Wcr/Wco: 0.42 - 0.35	8.4 ± 0.7 Ka
Piv4	las unidades de flujo individual tienen bancos marginales bien marcados, los márgenes de los derrames presentan una cubierta de árboles, las partes centrales tienen una cubierta delgada de suelo	r/H: 3.4 H/Wco: 0.15 Wcr/Wco: 0.40	19.5 ± 0.1 Ka
Piv3	la cubierta del suelo no es persistente, todas las crestas de presión son visibles, los bordes de los derrames están muy marcados y se observa poca erosión en las crestas terminales	r/H: 3 H/Wco: 0.12 Wcr/Wco: 0.30	21.8 ± 0.3 Ka
Piv2	márgenes de derrames y crestas terminales marcados, superficie de derrames cubierta con suelo (2 a 3 m), crestas de presión escasas	r/H: 2.9 H/Wco: 0.11 Wcr/Wco: 0.38	30.5 ± 1.1 Ka
Piv1	márgenes de derrames redondeados, sin estructuras de flujo interno, gruesas cubierta de suelo (4 m) y crestas de presión escasas	r/H: 2 H/Wco: 0.18 Wcr/Wco: 0.40	38.6 ± 3.2 Ka

r/h = cociente radio/ altura, H/WCo = altura/ ancho cono, WCr/wCo = cociente ancho cráter/ ancho cono.* Bloomfield (1975)

Swinamer (1989) clasifica las estructuras volcánicas en conos cineríticos, volcanes escudo y flujos de lava, los analiza desde el punto de vista morfométrico y petrológico. Los parámetros morfométricos que emplea son: ancho basal del cono (Wco), altura del cono (Hco), ancho cráter (Wcr), profundidad del cráter (Dcr) y pendiente (S). Distingue a los conos cineríticos de los volcanes escudo, básicamente por su forma. Considera que un volcán escudo es un cono plano compuesto principalmente de flujos de lava y cuya pendiente varía de 2° a 10° (Ehlers y Blatt, 1982).

Las consideraciones hechas para definir la morfometría de los volcanes escudo fueron las siguientes: debido a que el sustrato bajo el volcán es irregular, la elevación basal la obtuvo por el promedio de 10 mediciones equiespaciadas alrededor de la base y dado que todos los volcanes escudo dentro de la Sierra Chichinautzin están

coronados por un cono cinerítico, la elevación de la cima fue determinada como una elevación al ápice del cono cinerítico. La pendiente la calculó como el promedio de 4 mediciones equiespaciadas alrededor del cono.

El análisis morfométrico realizado le permitió caracterizar los volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin de la siguiente manera: su forma varía desde simétrica como el volcán Teuhtli, hasta totalmente asimétrica como el volcán Loma Larga, dependiendo esto de la topografía sobre la cual se formaron. Algunos volcanes como el Pelado, Chichinautzin y Tláloc presentan contornos irregulares ya que sus lavas fluyeron entre o alrededor de viejos volcanes escudo o conos cineríticos preexistentes. Todos los volcanes escudo están conformados de flujos de lava compuestos, el tipo de erupción volcánica que los produjo, probablemente fue de tipo hawaiano y con un volumen mayor a las erupciones que originaron los flujos de lava asociados a los conos cineríticos. En la Tabla 7 se presentan los valores obtenidos para los volcanes escudo analizados, mismos que fueron estudiados desde el punto de vista petrográfico, respecto a su edad y aplicando el esquema desarrollado por Bloomfield (1975), la mayoría de los conos son holocénicos (Hv), excepto el Cerro Chiconquiatic (Plv2) y el Cerro del Agua (Plv1) los cuales son Pleistocénicos.

Tabla 7. Volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin (Swinamer, 1989)

Volcán	Unidad	altura cono (metros)	área (Km ²)	volumen (Km ³)	pendiente (en grados)	estructura superficial
Pelado	Hv	380m	60.5	7.7	5.8	aa
Chichinautzin	Hv	320	38.2	4.1	6.7	aa
Loma Larga	Hv	380	83.3	10.6	8.2	aa
Tláloc	Hv	450	54.1	8.1	6.8	aa
Chinconquiatic	Plv2	180	31.3	1.9	5.0	aa

V.1.2.2. Características petrológicas

De las 64 muestras analizadas por Swinamer (1989), 20 corresponden a andesitas basálticas, 36 a andesitas, 7 a dacitas y 1 a hawaiiita. Todas las rocas son porfiríticas, pero pobres en fenocristales. La mineralogía incluye olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, fenocristales de plagioclasa y la existencia de una traza secundaria de

biotita. Las características de las rocas en la cercanía de la Sierra Nevada señalan hacia una mezcla de magmas, lo que no se presenta en la Sierra Chichinautzin. La composición de las rocas es consistente con la geoquímica de una zona de subducción. Las rocas resultaron predominantemente subalcalinas a alcalinas transicionales, a excepción del volcán Cajete, que es claramente alcalino (hawaita). Las rocas del Grupo Chichinautzin presentaron elevados contenidos de MgO, Cr, Ni y Zr en comparación con rocas de otras provincias volcánicas con valores de SiO₂ comparables. Los cálculos de la superficie de saturación del olivino indicaron temperaturas durante la erupción de las andesitas basálticas de 1231°C a 1192°C en tanto que para las andesitas varían de 1173°C a 1001°C.

V.2. Resultados

Los datos morfométricos de los volcanes estudiados se presentan en la Tabla 8, el análisis de las gráficas correspondientes a cada variable permite establecer las siguientes observaciones.

La Sierra Chichinautzin muestra un rango altitudinal mayor (3690 - 2900 msnm) con respecto al CVMG (3020 – 900 msnm), reflejo de las condiciones topográficas de cada una de las regiones estudiadas (Figura V.1).

La altura (A) varía de 1140 a 230 m, presenta diferencias notables entre los volcanes del CVMG dentro del cual se encuentran los volcanes de mayor y menor altura de la población analizada. Los volcanes de la Sierra Chichinautzin no muestran variaciones significativas presentando alturas similares (Figura .V.2).

El diámetro basal mayor (DBM) varía de 20550 a 4200 m (Figura V.3), y diámetro basal menor (dbm) de 16100 a 4000 m (Figura V.4). El índice de circularidad está determinado por el cociente entre el DBM y el dbm, si es igual a 1 los volcanes, en planta, presentan una forma circular

Más del 73% de los volcanes presenta valores mayores a 1 y por lo que su base tienden a ser elongada (Figura V.5). Esto es seguramente influencia de la estructura geológica sobre la que se emplazaron, es decir si la lava se fue acumulando sobre una

Tabla 8. Datos morfométricos obtenidos en el presente estudio.

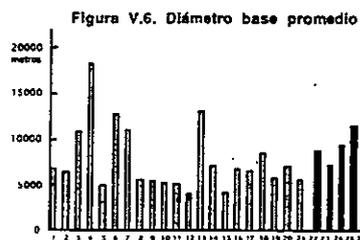
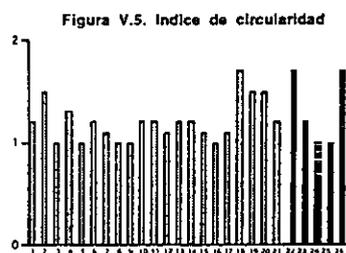
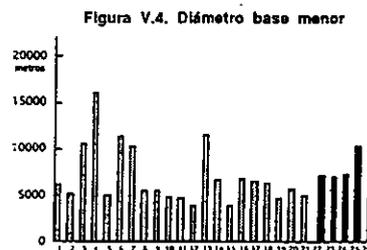
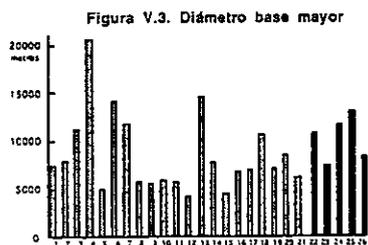
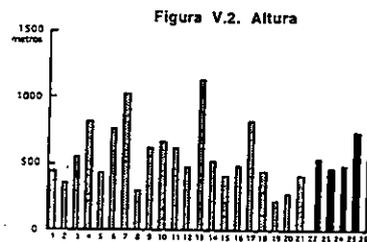
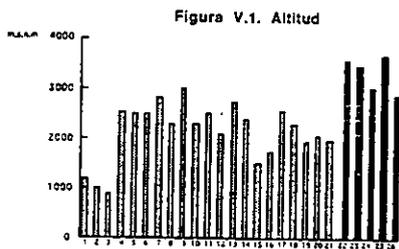
Los datos han sido ordenados en orden decreciente con base en la pendiente

Nombre	Altitud (msnm) base	Altura (A) m	DBM m	dbm m	DBM/dbm	DBP m	Dcr m	A/DBP	DBP/A	Pendiente en grados	Volumen km ³	Edad Ma	Conos parásitos	Rumbo
C.V.Michoacán-Guanajuato														
Cerro Emiliano Zapata	2300	1635	5850	4850	1.2	5350	425	0.12	8.0	15.9	5.4		1	55°NE
Cerro Cuates	2500	1880	5800	4700	1.2	5250	450	0.12	8.5	15.1	4.9		1	86°NE
Cerro La Beata	2580	1750	6900	6500	1.1	6700	150	0.12	8.1	14.8	10.0		1	79°NE
Cerro Grande Ocotlán	2100	1620	4200	4000	1.1	4100	100	0.12	8.5	14.0	2.2	2.7d	1	87°NE
Cerro Pacaracua	3020	2400	5550	5550	1.0	5550	100	0.11	9.0	13.3	5.1		1	58°NE
Cerro Jalpa	1520	1110	4500	4000	1.1	4250	250	0.10	10.4	11.9	2.1		3	48°NE
Cerro Culiacán	2830	1800	11900	10350	1.1	11125	150	0.09	10.8	10.9	33.8	2.1 c		60°NE
Cerro Yahuarato	2500	2060	5000	5000	1.0	5000	300	0.09	11.4	10.9	3.1	0.54 b		62°NE
Volcán Grande de Puruandiro	2740	1600	14600	11700	1.2	13150	700	0.09	11.5	10.6	54.5			74°NE
Hoya Los Limones	1760	1270	6850	6850	1.0	6850	350	0.07	14.0	8.7	6.3		3	70°NE
Cerro Totepec	1990	1575	6200	5100	1.2	5650	110	0.07	13.6	8.6	3.5	1.4 d		47°NE
Cerro La Cruz	2400	1880	7800	6600	1.2	7200	100	0.07	13.8	8.5	7.2		2	79°SE
Cerro Blanco	1200	750	7500	6100	1.2	6800	250	0.07	15.1	7.9	5.7		3	62°SE
Cerro Grande de la Piedad	2510	1740	14200	11500	1.2	12850	200	0.06	16.7	7.0	33.8	1.6 b		60°NE
Cerro La Paja	1000	640	7850	5250	1.5	6550	130	0.06	18.2	6.5	4.1		1	32°SE
Cerro Fresno	2300	2000	5700	5600	1.0	5650	250	0.05	18.8	6.4	2.6		1	13°NE
Cerro El Jocoque	2290	1845	10700	6350	1.7	8525	150	0.05	19.2	6.1	8.6			45°SE
Cerro Buenavista Tomatlán	900	340	11200	10700	1.0	10950	250	0.05	19.6	6.0	18.0	0.54 a		77°NE
Cerro Grande Cortazar	2550	1725	20550	16100	1.3	18925	150	0.05	22.2	5.2	73.2	2.27 b	4	42°SE
Cerro Paraila	2060	1775	8500	5700	1.5	7100	150	0.04	24.9	4.7	3.8		1	63°NE
Cerro Moreno	1940	1710	7100	4750	1.5	5925	100	0.04	25.8	4.5	2.2			68°NE
Sierra de Chichinautzin														
Volcán Chiconquiác	2900	2350	8400	4750	1.7	6575	150	0.08	11.9	9.9	6.4		4	46°SE
Volcán Chichinautzin	3470	3000	7500	6950	1.2	7225	100	0.07	15.3	7.6	6.5		14	74°NE
Volcán Tláloc	3690	2850	13050	10300	1.2	11675	100	0.06	15.7	7.4	26.6		1	83°NE
Volcán Pelado	3600	3050	10750	7100	1.5	8925	200	0.06	16.2	7.3	11.7	.0017 e		83°NE
Volcán Loma Larga	3040	2550	11750	7250	1.6	9500	150	0.05	19.3	6	11.8		4	89°SE

La edad fue compilada de: a. Hasenaka y Carmichael (1985a), b. Ban et al (1992), c. Hasenaka (1994), d. Delgado (1992a), e. Arana (1998)
DBM=diámetro base mayor, dbm=diámetro base menor, Dcr=diámetro cráter.

base plana estos tenderan a la circularidad, en tanto aquellos que lo hicieron sobre una base con cierta inclinación serán elongados.

El diámetro base promedio (DBP) presentan un rango amplio de 18325 a 4100 m dentro del CVMG, no así en la Sierra Chichinautzin (Figura V.6).

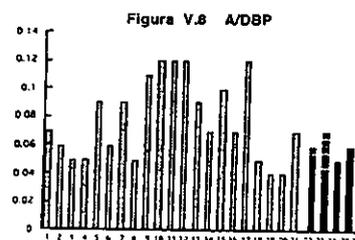
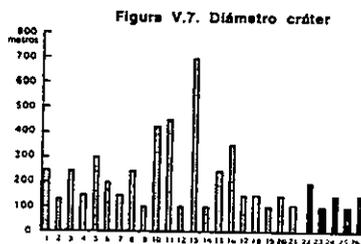


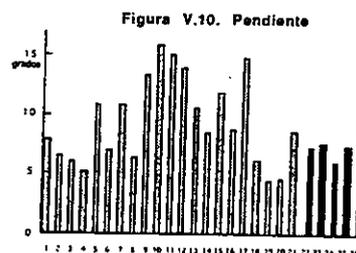
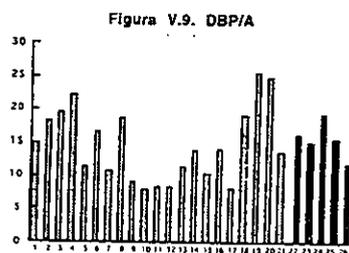
El diámetro del cráter (Figura V.7) presenta gran variación en el CVMG, en donde el volcán Grande de Puruándiro presenta el cráter con mayores dimensiones (700 m). En la Sierra Chichinautzin la variación es mínima, los valores oscilan entre 100 y 200 m.

El cociente altura/diámetro base promedio (Figura V.8), es en cierta forma una pendiente aproximada y presenta diferencias a nivel regional, en la Sierra Chichinautzin se presentan valores intermedios y homogéneos de .05 a .08; lo que permite señalar que la variación de la pendiente es menor en comparación con el CVMG en donde los valores muestran una mayor variación (0.12 a 0.04).

Cas y Wrigth (1987) definen que la altura de los escudo debe ser una vigésima parte de su diámetro basal, sin embargo de la población analizada sólo el 20% de los volcanes escudo cumple en forma estricta con dicha relación (Figura V.9)

Una de las variables que permite definir mejor a los volcanes escudo es la pendiente (Figura V.10). Se observa diferente comportamiento para cada región, en el CVMG se pueden diferenciar entre una población mayoritaria con pendiente de entre 5 y 10 grados y una cuyos valores oscilan entre 10 y 16 grados. Para la Sierra Chichinautzin el reango se restringe de 5 a 10 grados. Los valores obtenidos son característicos de volcanes escudo.





El volumen presenta gran heterogeneidad (Figura V.11), se pueden definir tres intervalos con respecto al volúmenes. Los de gran volumen (30-73 km³) que son los menos, los de volumen medio que pertenecen a Chichinautzin y los de volumen pequeño que corresponden a un número importante de volcanes del CVMG..

En lo que respecta a la edad, sólo se compilaron 7 edades de volcanes del CVMG, siendo el Cerro Yahuarato el más joven con 0.54 Ma y el Cerro Grande de Ocotlán el más viejo con 2.7 Ma, lo que los sitúa en un rango Plioceno-Pleistoceno. En la Sierra Chichinautzin sólo se obtuvo la edad del volcán Pelado (1700 años).

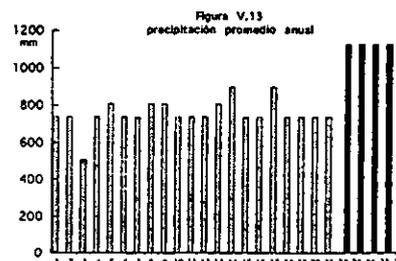
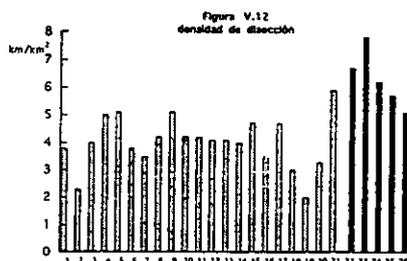
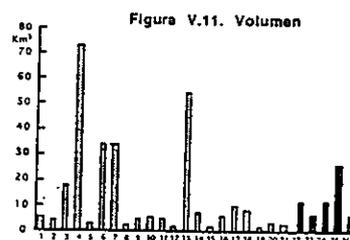
Los conos parásitos que son característicos de los volcanes escudo de gran tamaño se presentan en 14 volcanes, principalmente en su cima, destaca el Volcán Tláloc con 14 conos cineríticos.

Los datos de densidad de disección (Tabla 9) muestran claras diferencias. Así mismo la Figura V.12 permite observar que la Sierra Chichinautzin muestra valores de densidad de disección superiores a 5 km/km² en comparación con el CVMG cuyos valores de densidad son menores a los de la Sierra Chichinautzin, a excepción del Cerro Totepec (21) que presenta un área pequeña y una elevada longitud de cauces. La precipitación promedio anual es mayor en la Sierra Chichinautzin (Figura V.13) y corresponde con los valores elevados de densidad de disección, sin embargo la relaciones precipitación promedio anual y densidad de disección en el CVMG son confusas.

Tabla 9. Valores de densidad de disección vs clima de volcanes escudo
 Los volcanes están en orden decreciente con respecto a los valores de densidad de disección

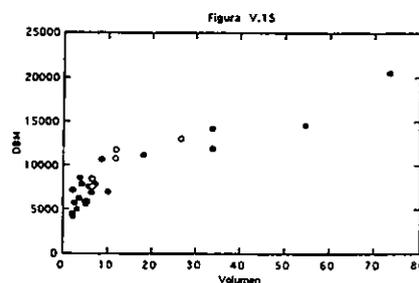
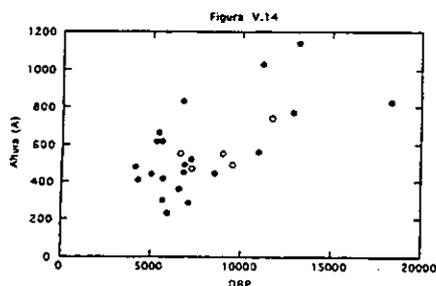
Volcán	área km ²	long. cauces km	desviación estandar	densidad de disección km ² /km ²	clima	temperatura prom. anual	precipitación prom. anual
V. Chichinautzin*	20	156	1.0	7.8	CeWw	11.4	1129
V. Pelado*	61	408	1.4	6.7	CeWw	11.4	1129
V. Loma Larga*	66	406	1.4	6.2	CeWw	11.4	1129
C. Totepec	26	153	1.0	5.9	Cwoa	19.7	741
V. Tlaloc*	103	582	1.2	5.7	CeWw	11.4	1129
C. Yahuarato	21	107	1.5	5.1	Cw1b	17.6	811
V. Chiconquiaco*	26	132	1.3	5.1	CeWw	11.4	1129
C. Pacaracua	27	137	1.0	5.1	Cw1b	17.6	811
C. Grande Cortazar	260	1303	1.1	5.0	Cwoa	19.7	741
C. Jalpa	15	71	5.0	4.7	Cwoa	19.7	741
C. La Beata	38	179	0.8	4.7	Cw1a	18.5	900
C. Fresno	26	110	0.8	4.2	Cw1b	17.6	811
C. Cuates	24	101	1.1	4.2	Cwoa	19.7	741
C. Emiliano Zapata	24	100	0.9	4.2	Cwoa	19.7	741
C. Grande Ocotlán	14	58	1.5	4.1	Cwoa	19.7	741
C. Puruandiro	112	461	1.2	4.1	Cw1b	17.6	811
C. La Cruz	47	190	0.9	4.0	Cw1a	18.5	900
C. Buenavista Tomatlán	88	352	1.0	4.0	Bsh'	22.9	510
C. Blanco	38	146	0.9	3.8	Cwoa	19.7	741
C. Grande la Piedad	123	461	1.1	3.8	Cwoa	19.7	741
C. Culliacán	105	371	1.0	3.5	Cwoa	19.7	741
H. Los Limones	38	133	1.0	3.5	Cwoa	19.7	741
C. Peralta	38	125	0.8	3.3	Cwoa	19.7	741
C. El Jocoque	56	167	0.8	3.0	Cwoa	19.7	741
C. La Paja	34	79	0.6	2.3	Cwoa	19.7	741
C. Moreno	26	51	0.6	2.0	Cwoa	19.7	741

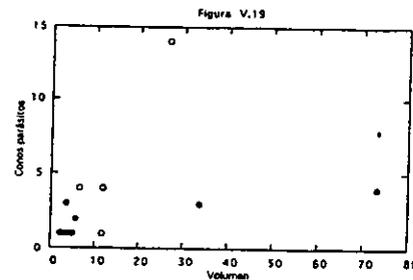
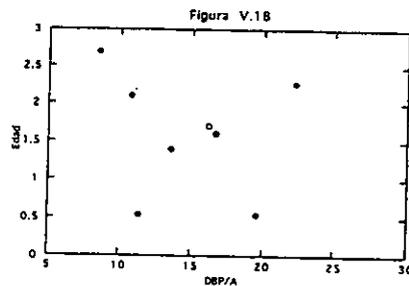
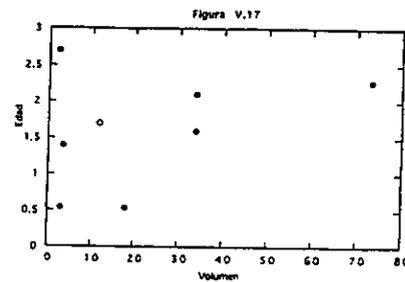
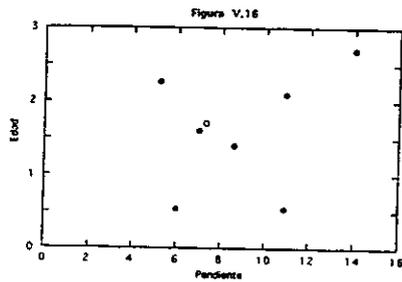
Nota: los volcanes marcados con asterisco pertenecen a la Sierra Chichinautzin



Sin embargo, en relación con el diámetro base promedio (DBP) y altura (A) se observan dos grupos, uno mayoritario cuyo rango de DBP varía de 5000 a 10000 m y la altura de 200 a 600 m y otro grupo de grandes diámetros basales y alturas (Figura V.14), probablemente éstos volcanes sean los que se grafican en el campo de los volcanes escudo tipo galápagos de acuerdo con la gráfica de Withford-Stark (1975).

La relación entre el volumen y el DBM en términos generales es casi lineal. Es decir a mayor volumen, el DBP también aumenta (Figura V.15). En la relación pendiente-edad se observan dos tendencias, una positiva en donde al aumentar la pendiente aumenta la edad y otra negativa en donde conforme disminuye la pendiente la edad aumenta (Figura V.16). No existe relación entre el volumen y la edad. Esta relación sería útil si se consideraran volcanes escudo de volúmenes similares y edades diferentes (Figura V.17). No obstante, cabe señalar que el vulcanismo >1.5 Ma fue más voluminoso ya que el rango de volumen es más amplio, antes de esa fecha el vulcanismo es de menor volumen.

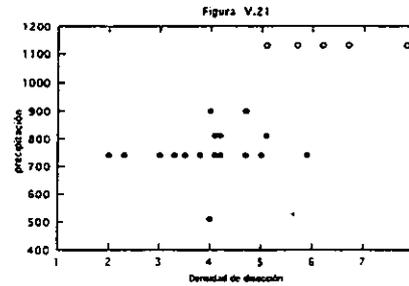
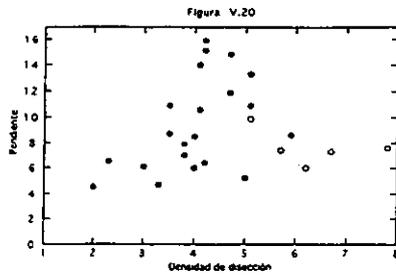




El cociente DBP/A es, en sentido estricto la inversa de la pendiente, la cual si se relaciona con la edad (Figura V. 18) muestra similitud con la Figura V.16. Respecto al volumen y número de conos cineríticos se observa que los volcanes escudo de volúmenes pequeños muestran una mayor ocurrencia de conos cineríticos en un rango de 1 a 5, es notoria la existencia de 14 conos cineríticos en un volcán de aproximadamente 35 km^3 (Figura V.19).

Los volcanes escudo presentan principalmente rangos de densidad de disección que varían de 3 a 6. Una parte importante de la población muestra que a menor densidad de disección la pendiente es menor (Figura V. 20).

La relación entre densidad de disección y precipitación es directa (Figura V.21), es decir, a mayor precipitación se muestran valores de disección más elevados. Como se observa por un lado se agrupan los valores del CVMG y por otro los de la Sierra Chichinautzin, éstos últimos muestran los valores más elevados de densidad de disección y precipitación. La elevada densidad de disección que muestra la Sierra de Chichinautzin en comparación con el CVMG puede explicarse en términos de la elevada precipitación, existencia de conos cineríticos de tamaño considerable. Por otra parte también puede asociarse a un mayor desnivel entre su altura y su nivel de base, a la deforestación o bien al grado de fracturación de la roca.



La densidad de disección no corresponde con la edad (Figura V.22), y difícilmente se pueden establecer correlaciones, sería necesario hacer análisis detallados sobre la composición de los volcanes.

Finalmente se midió la orientación del diámetro base mayor de cada volcán (Figura V.23), se observa que hay varias orientaciones preferenciales, destaca la que comprende de 70° a 80°, cabe mencionar que todas tienen una orientación NE-SW tanto para el CVMG como Sierra Chichinautzin.

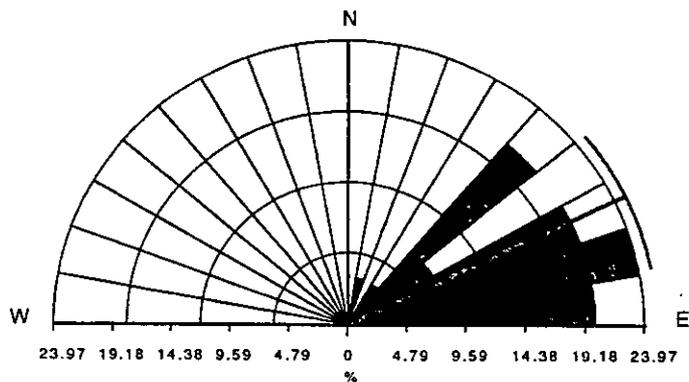
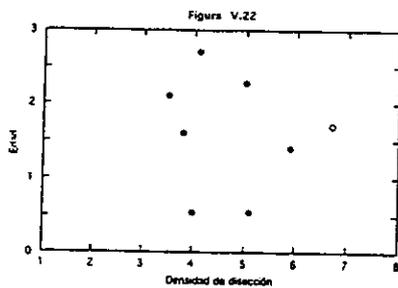


Figura V.23. Orientación del diámetro base mayor los volcanes escudo del CVMG y Sierra Chichinautzin

V.2.1 Clasificación de los volcanes escudo del CVMG y Sierra Chichinautzin

Como anteriormente se mencionó, Whitford-Stark (1975) estableció una clasificación para los volcanes escudo, al graficar su diámetro basal y su altura en una escala logarítmica. De tal relación obtuvo 5 grupos, cada uno de los cuales corresponde a un tipo de volcán escudo: scutulium, islándico, galápagos, hawaiano y macroescudo. Con el propósito de establecer dentro de cuál de estos grupos se ubican los volcanes escudo estudiados se gráficaron de acuerdo a los parámetros de Whitford-Stark, obteniéndose que 21 de ellos son tipo islándes y 5 tipo galápagos (Figura V.24). Sin embargo los volcanes mexicanos se agrupan en la esquina superior del campo de los volcanes islandeses debido a que presentan una mayor altura con respecto a su diámetro basal.

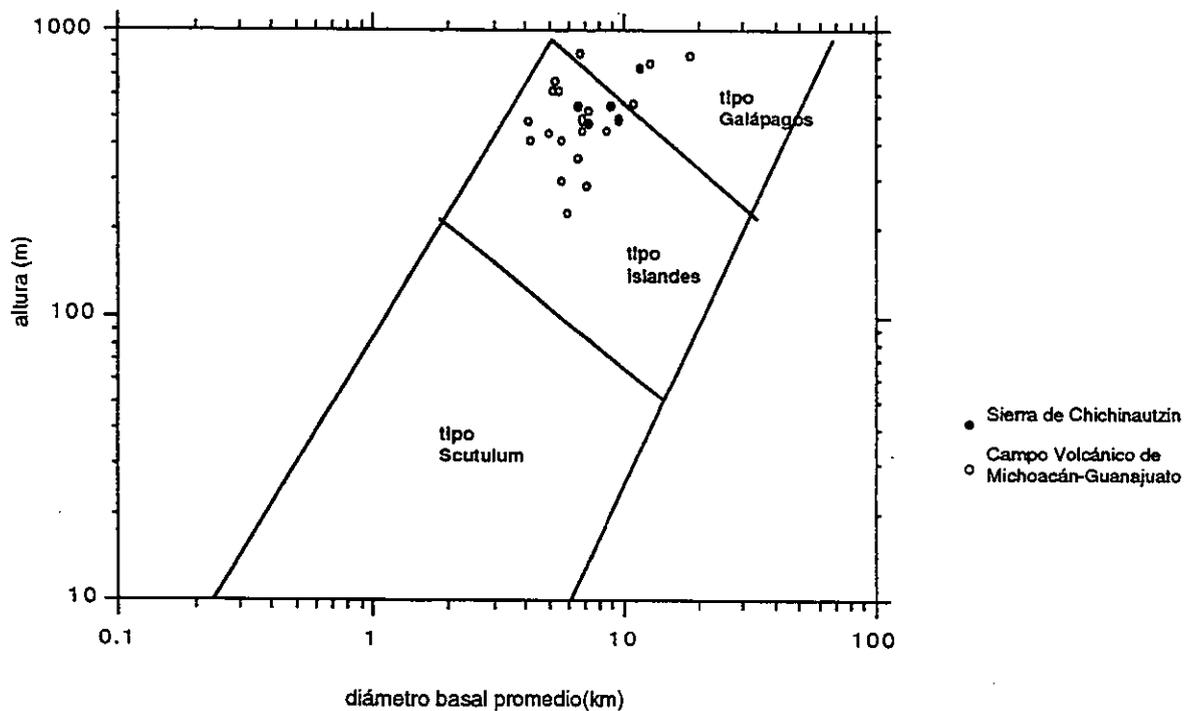


Figura V.24 Clasificación de los volcanes escudo mexicanos del CVMG y Chichinautzin de acuerdo a la clasificación de Whitford-Stark.

Por otra parte, con el objeto de comparar datos de volcanes escudo tipo islandes con los del presente estudio y también de acuerdo con los parámetros de Whitford-Stark (1975), se graficaron los datos del CVMG, Sierra Chichinautzin y 31 volcanes escudo islandeses tomados del trabajo de Rossi (1996). Como se puede apreciar los volcanes de Rossi se localizan tanto en el campo de los volcanes scutulium como en el de los volcanes tipo islandés. En tanto que de los 26 volcanes escudo mexicanos, 21 se ubican en el campo de volcanes escudo tipo islandes, pero en la parte correspondiente a mayor altura y 5 se ubican en el campo de los volcanes escudo tipo galápagos (Figura V. 25).

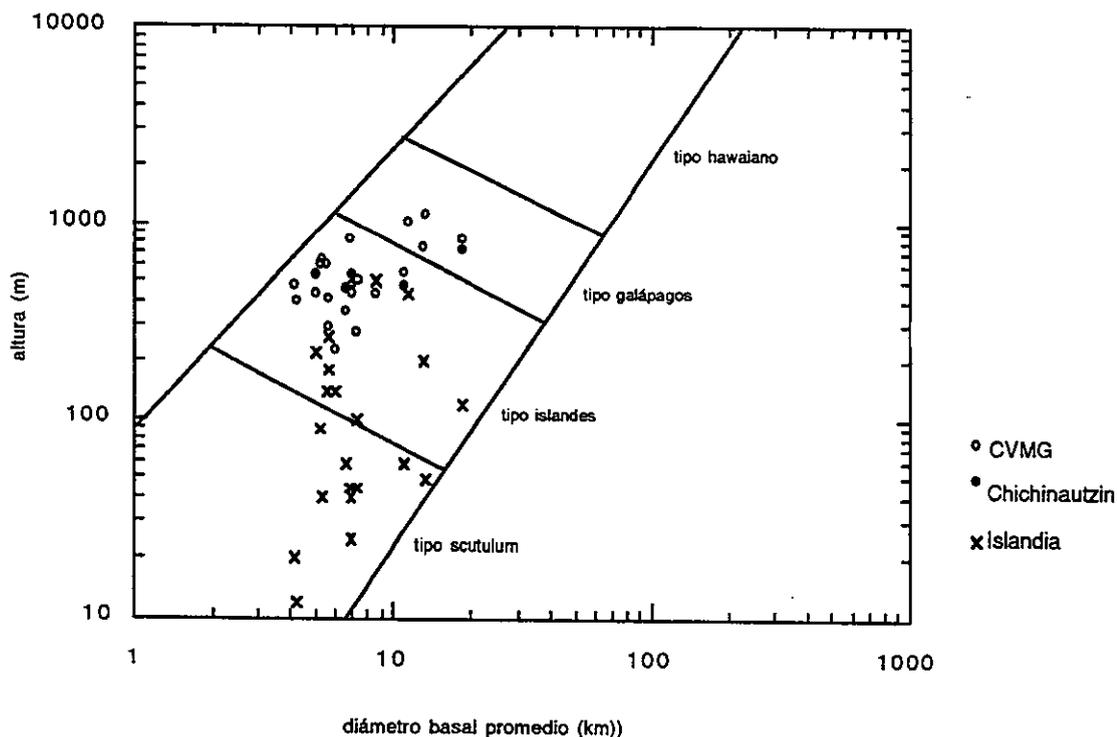


Figura V.25 Comparación de los volcanes escudo mexicanos del CVMG y Chichinautzin con los volcanes escudo islandeses de acuerdo a la clasificación de Whitford-Stark.

VI. DISCUSIÓN

VI. 1 Definición de volcán escudo

Un volcán escudo en principio era definido por su forma, sin embargo, ahora se consideran otras características. En la Tabla 10 se presentan algunas de las características fundamentales de los volcanes escudo típicos y las obtenidas en el presente estudio. Cas y Wrigth (1987) definen la altura como una vigésima parte del diámetro base del volcán, si la relación se cumple entonces los volcanes tendrán gran diámetro basal y poca altura, no obstante, sólo el 20% de los volcanes estudiados cumple en forma estricta con dicha relación (0.05), se observa que entre más grande sea dicho valor, la pendiente también aumenta.

En relación con la pendiente, Cas y Wrigth (1987), consideran como límite los 10 grados; de esta consideración resulta que sólo un tercio de los volcanes sobrepasa tal valor. El resto, sin embargo posee pendientes menores a 16 grados, valor aceptable para Whitford-Stark (1975) e incluso para Macdonal (1972).

Cabe señalar que los volcanes escudo mexicanos estan constituidos por rocas que poseen contenidos de SiO_2 superiores a los reportados para un volcán escudo, así mismo la presencia de conos cineríticos añade material que puede contribuir a que las vertientes presenten pendientes mayores.

En lo referente a la forma, existe consenso entre los autores en cuanto a la forma en planta los volcanes escudo, variando de circular a elongada. Situación similar se observa en los volcanes escudo del presente estudio lo que depende en forma importante de la topografía preexistente y la tectónica. Un ejemplo, el volcán Loma Larga en la Sierra Chichinautzin y el volcán Pelado que poseen flujos de lava irregulares debido a que se emplazaron sobre o entre las estructuras preexistentes.

Tabla 10. Características de los volcanes escudo mexicanos

	Altura	Pendiente	Tipo de roca	Contorno	Observaciones
MacDonald 1972		2° - 15°			
Whitford- Stark, 1975		1° - 35°	40% - 55% SiO ₂	Circular a elongada	Conos cineríticos Calderas Cimas planas
Williams y McBirney 1979			Alcalino- toleíticas		
Cas, 1987	1/20 de DB(.05)	< 10°		Circular a elongada	Material piroclástico 1% de su volumen
Escudos mexicanos	.04-.12	6° - 10°	55% - 61%	Circular a elongada	Conos cineríticos en la cima

Respecto a las existencia de conos cineríticos, los volcanes escudo, tanto del CVMG, como de la Sierra Chichinautzin presentan este tipo de estructuras, principalmente en la cima y en algunos incluso se observan conos cineríticos alineados en sus laderas. Es el caso del Volcán Tláloc que posee 14 conos cineríticos, estos conos son la componente piroclástica de los volcanes escudo. El análisis cuantitativo y geoquímico del material que conforman los conos cineríticos sería un elemento importante para establecer la evolución morfológica de los volcanes escudo.

En términos generales se puede concluir que los volcanes escudo del Campo volcánico Michoacán-Guanajuato y Sierra Chichinautzin cumplen con la mayoría de las características definidas para un volcán escudo.

VI.2 Resultados morfométricos vs trabajos previos

En la Tabla 11 se sintetizan y comparan los datos de los trabajos previos para el CVMG y Sierra Chichinautzin, con los del presente estudio. Para el CVMG existe similitud en los valores mínimos para la altura, sin embargo, aquí se presenta un valor máximo de 1140 (Volcán Grande de Puruándiro) que se dispara con respecto a los presentados por Rivera y Tristán (1996) y Ban et al (1992). Para la Sierra de Chichinautzin los valores de Swinamer (1989) difieren de los presentados en este

Tabla 11. Comparación de los datos morfométricos obtenidos

Variables	Campo		Volcánico		Michoacán		Guanajuato		Sierra		Chichinautzin	
	Ban et al 1992		Hasenaka 1994a	Hasenaka et al 1994b	Rivera y Tristán 1996	Este estudio	Swinamer 1989	Este estudio				
Altura (m)	300-700				240-740	230-1140	180-380	490-740				
DBM (km)					3-10	4-20		8-12				
Dbm (km)					1-7	4-11		5-10				
DBP(km)	3-8		2-12		2-8	4-18		6-12				
Dcráter (m)					250-750	100-700		100-200				
A/DBP					.07-.12	.04-.12		.05-.08				
Volumen (km ³)	1-10		.5-10	54	0.12-2.3	2-73	1.9-10.6	11-26				
Pendiente (en grados)	5-15		5-10	3-25	5-16	6-16	5-8	6-10				
Tipo de rocas	Andesitas Calcaicalinas	Andesitas Calcaicalinas	Andesitas Calcaicalinas				Andesitas basálticas					
Observaciones		Conos cineríticos en la cima	Conos cineríticos en la cima		Conos cineríticos en la cima	Conos cineríticos en la cima		Conos cineríticos en la cima				
Clasificación Whitford-Stark (1975)	Islandés	Islandés	Islandés	Islandés		Islandés galápagos		Islandés galápagos				

estudio. La razón de tal variación puede explicarse en función del método utilizado por Swinamer, quien calculó la altura con base en mediciones de campo.

En relación con diámetro basal menor y mayor hay diferencias considerables entre los datos de Rivera y Tristán (1996) y los del presente estudio, lo que puede indicar que los volcanes de la región de Cotija son de menor tamaño en comparación con los del CVMG. El diámetro basal promedio presenta como valor máximo 18 km, lo que reafirma la aseveración anterior. Lo mismo sucede para los datos presentados por Ban et al (1992) y Hasenaka (199 a y 1994b) quienes analizaron volcanes de menores dimensiones. En la Sierra Chichinautzin no es posible establecer comparaciones debido a que los trabajos previos no incluyen estos parámetros.

El rango en el que varía el diámetro del cráter del presente estudio es similar al que presentan Rivera y Tristán (1996) para el CVMG, en tanto que se observa que este valor es menor para la Sierra de Chichinautzin en donde los cráteres son de menores dimensiones. La relación A/DBP es muy similar para el presente estudio y los anteriores del CVMG, en tanto que el rango de este parámetro en la Sierra de Chichinautzin coincide con los rangos del CVMG.

El CVMG presenta una volumen máximo de 73 km³, a diferencia de Ban et al (1992), Hasenaka (1994), quienes reportan un volumen que varía de 0.5 a 10 km³. Sería importante estudiar a detalle el Volcán Grande de Cortázar y el Volcán Grande de Puruándiro para definir su composición y determinar si son volcanes escudo de grandes dimensiones o volcanes compuestos que de acuerdo con (Hasenaka 1994b) existen en el CVMG. Estos grandes volcanes son los que se grafican en el campo de volcanes escudo tipo galápagos en la clasificación de Whitford-Stark (1975). En los datos de volumen presentados por Swinamer (1986) y los del presente estudio existen diferencias considerables y como se mencionó anteriormente, es probable que se deba a los métodos de medición.

Respecto a la existencia de conos cineríticos en la cima y/o ladera de los volcanes escudo hay coincidencia con Hasenaka (1994), él explica la presencia de estas estructuras en términos de un cambio en el tipo de vulcanismo que en sus etapas

iniciales emitió material menos ácido que en las etapas finales cuando se originaron los conos de material piroclástico. Cabe mencionar que estas estructuras pueden incidir en los ángulos de pendientes, así como en la densidad de disección de los volcanes, ya que el material piroclástico que los compone presenta mayor ángulo de pendiente y debido a su poca consolidación la disección actúa rápidamente.

Respecto a la clasificación existe consenso, de acuerdo con Whitford-Stark (1975) los volcanes escudo del CVMG y Sierra Chichinautzin son de tipo islandes y sólo 19% de ellos corresponde a volcanes escudo tipo galápagos.

VI. 3 Volcanes escudo del CVMG vs Sierra Chichinautzin

Las características de los volcanes escudo de las dos regiones estudiadas no presentan grandes contrastes, lo que nos permite suponer que deben existir similitudes en el material y comportamiento de estos no presentan diferencias que lleven a considerarlos como dos grupos diferentes. Salvo en los valores de profundidad de disección y que ya se explicaron con anterioridad, los valores morfométricos permiten establecer más similitudes que diferencias y considerar a los volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin como volcanes escudo de tamaño medio similares a los de tamaño medio del CVMG.

VII Conclusiones

- De acuerdo con las características principales definidas para un volcán escudo por diversos autores, los volcanes escudo del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y Sierra Chichinautzin cumplen con los parámetros definidos. Sin embargo las definiciones presentan diferencias importantes, sobre todo en lo que respecta a la pendiente.
- No existen diferencias importantes entre los datos morfométricos obtenidos en el presente estudio y los de estudios previos. Es posible que las diferencias menores sean producto de diferencias metodológicas no del todo ponderables.
- Los datos morfométricos de los volcanes escudo de las dos regiones estudiadas muestran un comportamiento homogéneo.
- De acuerdo con la clasificación de Whitford-Stark (1975), 5 de los volcanes escudo analizados son de tipo galápagos y el resto son de tipo islándes, sin embargo se puede observar que se agrupan en la región de mayor altura en comparación con los volcanes escudo islandeses que presentan mayor dispersión.
- La orientación predominante del diámetro base mayor de los volcanes escudo es NE-SW y coincide con la orientación de las zonas de fallamiento definidas por Kurokawa et al (1995) para la parte noreste del CVMG.
- Con respecto a la clasificación de los volcanes escudo, se deben considerar los siguientes aspectos: los volcanes como los hawaianos que conforman grandes islas y cuyas dimensiones deben ser medidas desde su base en el piso oceánico y que son de origen poligenético deben compararse con volcanes escudo de características similares. En tanto que volcanes escudo pequeños monogenéticos que se han emplazado sobre los mismos volcanes escudo de grandes dimensiones, sobre islas oceánicas o sobre zonas continentales deben ser comparados entre sí, por ejemplo los volcanes

escudo mexicanos con los escudos parásitos de los grandes volcanes escudo de Hawai.

- Los volcanes escudo monogenéticos de márgenes continentales activas alcanzan alturas mayores sobre su base que los volcanes escudo monogenéticos de islas oceánicas o crestas oceánicas, debido posiblemente a que la composición de sus magmas es menos máfica y primitiva que éstos. Por esta razón los volcanes escudo monogenéticos se agrupan en el extremo superior del campo correspondiente a volcanes escudo tipo islandés en la clasificación de Whitford-Stark (1975)

Bibliografía

- Arana, S., L., 1998, Geología del volcán Pelado, Fac. Ingeniería, UNAM, Tesis licenciatura, 90 p.
- Araña Saavedra, V., y Ortiz Ramis, R., 1984, Volcanología, Col. Colegio Universitario, Ed. Istmo, Madrid., 510 p.
- Avila, V., 1998, Cartografía geológica y estratigráfica del Grupo Chichinautzin, en el área de Tepoztlán, Morelos, Fac. Ingeniería, UNAM, Tesis licenciatura, 59 p.
- Ban, M; Hasenaka, T.; Delgado Granados, H.; y Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field Mexico. Geofísica Internacional, Vol. 31, No. 4, p. 467-473.
- Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. Geologische Rundschau, v.64 (2), p. 476-497.
- Bloomfield, K., 1973, The age and significance of the Tenango Basalt, central México, Bull. Volcanologique, 37, p. 586-595.
- Carr, M.J., Stoiber, R.E. y Drake, C.L., 1974, The segmented nature of some continental margins. In: C. Burke and C.L. Drake (Editors). The Geology of Continental Margins. Springer-verlag, New York, N.Y., p. 105-114.
- Cas, R. y Wrigth, J., 1987, Volcanic Successions Modern and Ancient. Chapman and Hall, 528 p.
- Cervantes Lang, P. y Molinero Molinero, R., 1995, Eventos volcánicos al sur de la Cd. de México, , Fac. Ingeniería, UNAM, Tesis licenciatura 74 p..
- Connor, Ch., 1987, Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 33, p. 191-200.
- Delgado-Granados, H., 1992a, Geology of the Chapala Rift, Mexico. Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 143 p. (tesis doctoral)
- Delgado-Granados, H., 1992b, A review of tectonics of the western trans-mexican volcanic belt in Subduction, Volcanism and Tectonics of western Mexican Volcanic belt.

- International Scientific Research Program, Japan-Mexico Cooperative Research. Faculty of Sciences, Tohoku University, Sendai-Japan, p. 80-103.
- Delgado-Granados, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. y Campos-Enriquez, O., 1997, La Pera Fault System: a Major Active Structure in Central Mexico, AGU, Fall Meeting, p. F823.
- Delgado-Granados, H. y Martin del Pozzo, A.L., 1993, Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. *Geofísica Internacional*, Vol. 32, No. 3, p. 511-522.
- Delgado-Granados, H, Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T. y Ban, M., 1993, Migración del Campo Volcánico Michoacán-guanajuato 90 km hacia el suroeste durante los últimos .78 Ma, *Unión Geológica Mexicana*, Monografía No. 1, p. 211-226.
- Demant, A., 1981, The Trans-Mexican Neo-Volcanic Axis: Volcanological and petrological Study: Geodynamic Significance. Ph.D. Dissertation, Université De Droit D'Economie et Des Sciences D'Aix-Marseille, 279 p.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, No. 2, p. 172-187
- Demant, A. y Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Rev. Instituto de Geología, UNAM*, v.1, p. 71-85.
- Ehlers, E.G., y Blatt, H., 1982, *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*, San Francisco, W.H. Freeman and Company, 732 p.
- Fedotov, S., A., 1981, Magma rate in feeding conduits of different volcanic centers, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 9, p. 379-394.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, *UNAM, Instituto de geología, Boletín No. 60*, 236 p.
- Foshag, W.F., y González Reyna, J., 1956, Birth and development of Parícutin Volcano, Mexico, *Bull. U.S. Geol. Surv.* 965D, p. 355-489.
- Francis, P., 1993, *Volcanoes, a planetary perspective*. Oxford University Press, USA, 441 p.

García E., 1973, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köeppen, Instituto de Geografía, UNAM, 245 p.

Goudie, A., 1990, *Geomorphological Techniques*, Unwin Hyman, London, 558 p.

Gunn, B.M., y Mooser, F., 1970, Geochemistry of the volcanics of central Mexico, *Bull. Volcanologique*, No. 34, p. 576-616.

Hasenaka, T., 1994, Size, distribution and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 63, p.13-31.

Hasenaka, T.; Ban, M. y Delgado Granado, H., 1994, Contrasting volcanism in the Michoacan- Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico: shield volcanoes vs cinder cones. *Geofísica Internacional*, Vol. 23-1, p. 125-138.

Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1987, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Petrology and Chemistry, *Journal of Petrology*, No.28-2, p. 241-269.

Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985a, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: their age, volume, distribution and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 25, p.104-124.

Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985b, A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 24-4, p.125-138.

Kurokawa, K., Otsuki, K. y Hasenaka, T., 1995, Tectonic stress field and fractal distribution of volcanoes in the MGVF region of the Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, V. 34, No. 3, p. 309-320.

Lermo-Samaniego, F., Nieto-Obregón, J., Delgado-Granados, H., Rodríguez-González, G., Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. y Arellano-Gil, J., 1995, La Pera Detachment Fault System: Active Faulting South of Mexico City (I): Seismological evidence. *Reunión Annual Unión geofísica Mexicana, Puerto vallarta, Jalisco, GEOS*, V. 15, No.2, p. 67.

Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico, *Phys. Earth Planet. Interiors*, No. 64, p. 187-210.

Lugo, J., 1970, Introducción al estudio de los conos volcánicos en la parte noroccidental de la Sierra Chichinautzin, ESIA, IPN, Tesis licenciatura.

- Lugo, J., 1984, Geomorfología del sur de la Cuenca de México. Instituto de Geografía, UNAM, Serie Varia T1-8, 95 p.
- Lugo, J., Ortiz, M.A., Palacio, J.L. y Bocco, G., 1985, Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano, *Geofísica Internacional*, Vol. 24, No. 1, p 47-82.
- Luhr, J.F., y Carmichael, I.S.E., 1980, The Colima volcanic complex, Mexico: Part I Post-caldera andesite from volcán Colima, *Contrib. Mineral. Petrol.*, No.71, p. 343-372.
- Macdonald, Gordon A., 1972, *Volcanoes*, Prentice-Hall, USA, 510 p.
- Martin del Pozzo, A., 1980, *Vulcanología de la Sierra Chichinautzin*. Fac. de Ciencias, UNAM. Tesis maestría, 131 p.
- Martin del Pozzo, A., 1981, *Volcanology of the Sierra Chichinautzin, México*. The geological Society of America, Cordilleran Section, 77th Annual Meeting, Abstracts With Programs; Geological Society of America, 13(2), p.94.
- Martin del Pozzo, A., 1982, Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin Mexico, *Bull. Volcanology*, Vol. 45-1.
- Molnar, P. y Skyes, R.P., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanism and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1639-1684.
- Morán, D., 1990, *Geología de la República Mexicana*, INEGI-UNAM, 88 p.
- Moore, J.G., y Fiske, R., S., 1969, Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii: *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 80, p. 1191-1202.
- Mooser, F., 1957, Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, Secc. 1: Vulcanismo Cenozoico, Tomo 2, p.337-348.
- Mooser, F., 1974, The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics, *Geofísica Internacional*, 12, p. 55-70.
- Mooser, F., 1975, *Historia geológica de la Cuenca de México: Memorias de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del D.F.*, Tomo 1, p. 9-38.
- Negendank, J.F.W., 1972, Volcanics of the Valley of Mexico: Part I. Petrography of the volcanics. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 116, p. 308-320.

- Negendank, J.F.W., 1973a, Some aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico, *Bull. Volcanologique*, No. 37, p. 292-303.
- Negendank, J.F.W., 1973b, Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico, *Geofísica Internacional*, p. 267-278.
- Nelson, S.A., 1980, Geology and petrology of volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part II, No. 91, p. 2290-2431.
- Nieto Obregón, J., Delgado-Argote, L.A., y Damon, P.E., 1985, Geochronologic Petrologic and Structural Data Related to Large Morphologic Features Between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt., *Geofísica Internacional*, 24-4, p. 623-663.
- Noe-Nygaard, A., 1968, On extrusion forms in plateau basalts: shield volcanoes of scutulum type. *Soci. Scientiarum Islandica* (anniversary volume), pp 10-13.
- Ollier, C., 1988, *Volcanoes*, Basil Blackwell, New York, p.228.
- Ortega Gutiérrez, F, 1992, Texto explicativo de la 5a. Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, Instituto de Geología, UNAM y CRM, SEMIP
- Pal, S., López, M.M., Pérez, R.J., y Terrell, D.J., 1978, Magma characteristics in the Mexican Volcanic Belt (mexico), *Bull. Volcanologique*, 41, p. 379-389.
- Palacio, J.L. 1985, Geomorfología regional del oriente de Michoacán y occidente del Edo. de México. *Fac. Filosofía y Letras, Col. Geografía*, Tesis doctoral, 120 p.
- Pike, R., 1978, Volcanoes on the inner planets: Some preliminary comparisons of gross topography, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 9th, p.3239-3270.
- Pike, R., 1981, Revised classification of terrestrial volcanoes and catalog of topographic dimensions, with new results on edifice volume, *USGS, open file report 81-1038*, p. 39.
- Rittman, A., 1962, *Volcanoes and Their Activity*, Interscience, Wiley, N.Y., 305 p.
- Rivera Cabrera, J.H. y Tristán Serrano, L.A., 1996, *Geología de la región de Cotija*, Mich. *Fac. Ingeniería*, UNAM. Tesis licenciatura. 183 p.
- Roggensack, K., 1988. Spatial and Chemical variation of the shield volcanoes, Central Mexico. *Trans. Am. Geophys Union (EOS)*, 69:1493.

Rossi, M.J., 1996, Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland, *Bull. Volcanol.* 57, p 530-540.

Schlaepfer, C., 1968, Hoja Mexico 14Q-H(5), con resumen de la hoja México, Distrito Federal y estado de México y Morelos, UNAM, Instituto de Geología.

Settle, M., 1979, The structure and emplacement of cinder cone fields, *Am. J. Sci.*, 279, p. 1089-1107.

Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. y Latter, J.H., 1981, *Volcanoes of the World*, Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, 232 p.

Swinamer, T., 1989, The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in Sierra del Chichinautzin Mexico, Queen's University, Canada, 212 p.

Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B7, P. 13,563-13,573.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Bohnel, 1998, Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 52, p. 320-329.

Verma, S.P. y Armienta, M.A., 1985, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Alkali and Alkaline Earth Element geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 24, No. 4, p. 665-678.

Verma, S.P., 1981, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, K, Rb, Cs, Ba y Sr, en la Sierra Chichinautzin, Valle de México y sus implicaciones petrogenéticas, *Unión geofísica Mexicana, Memorias de la Reunión*, p. A-46,46.

Walker, G., 1973, Lengths of lava flows. *Philos. Trans. R. Soc., London, Ser. A.* 274: 107-118.

Whidford-Stark, J.L., 1975, Shield Volcanoes in *Volcanoes of the Earth, Moon and Mars*, St. Martin Press, New York, p. 66-74.

Wilson, M, 1989, *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*, Unwi Hyman, London, 476 p.

Williams, H., 1950, Volcanoes of the Parícutin region, *U.S.Geol. Surv., Bull.*, 965B: p. 165-279.

Williams, H., and McBirney, A., 1979, Volcanology. Freeman , Cooper & Co., San Francisco, Cal., 397 p.

Wood, C.A., 1978, Morfometric evolution of composite volcanoes. Geophysical Research Letters, Vol. 5, No. 6, p. 437-439.

Wood, C.A., 1979, Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. NHB-Stop 119. Smithsonian Institution, Washington, D.C., p. 2815-2840.

Wood, C.A., 1981, Growth patterns of monogenetic volcanic fields, Trans. Am. Geophys Union (EOS), v.62-45, p.1061.



FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA