



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL CAMPO
VOLCÁNICO DE JILOTEPEC”

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A
ESTHER LEYVA SUÁREZ



MÉXICO, D. F.

2006.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A CONACYT, por el apoyo proporcionado al proyecto número 33084–T “Evolución geoquímica y evaluación del componente de subducción de las lavas del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano” a cargo del Dr. Gerardo Aguirre Díaz. A su vez agradezco al Dr. Gerardo Aguirre Díaz por todo el apoyo que me brindo.

A mis padres (Miguel Ángel e Irene) por el gran apoyo que me han brindado hasta el momento y por respetar los estudios que he hecho, así como a mis hermanos (Adriana, Gabriela, Ma. Eugenia, Verónica, Claudia, Martha Monserrat y Miguel Ángel) por apoyarme moralmente y ser mis hermanos.

Al M.C. Rodolfo Díaz, por la paciencia que me tuvo al enseñarme a digitalizar en el software Arc-View y las múltiples molestias que le ocasione, a M.C. Jesús Silva por las innumerables ayudas que me brindo con cierto software en los cuales tenía duda, a M.C. Gabriel Chávez por ayudarme con la topografía de mi mapa.

Al Ing. Jorge Nieto Obregón por su apoyo cuando fui al campo y por brindarme su amistad, al Dr. Dante Morán Zenteno por todo el apoyo moral que me dio y su comprensión, Dr. Roberto Molina por brindarme su amistad y apoyo moral, al Dr. Luis Vasallo por el apoyo que me brindo.

A Ing. Claudia Mendoza Rosales por la ayuda que me brindo al realizar la fotointerpretación de mis fotografías aéreas, al Ing. Javier Carrasco Hernández por brindarme su ayuda incondicional para generar las rosetas convencionales y su amistad; al Ing. Alberto Palomo Herrera por la gran ayuda que me brindo al revisar mis láminas delgadas.

A mis amigos que me han brindado incondicionalmente su amistad y que me han apoyado moralmente y me han impulsado a seguir adelante: Alejandra Berenice Mayo Vera, Germán Rodríguez González, Iván Vladimir Villagrana Macias, Laura Santillán Barcenas, Maria del Pilar Vergara Ríos, Cariño Ruiz Camargo, Enrique Guadalupe Martínez Sánchez, Elias Barrios Carrada, Fausto Jarquín, Candelario Angulo, Fernando Suárez. También a todos los amigos que hice a lo largo de la carrera.

DEDICATORIA

Le dedico este trabajo con mucho cariño y respeto a:

→ Dios por darme la vida por medio de mis padres y dejarme cumplir con este trabajo.

→ Mis padres por todo su apoyo en mis estudios, por ayudarme a superarme.

Miguel Ángel Leyva Guzmán
Irene Suárez Medina

→ Mis hermanos, que han sido un gran apoyo para mí, desde la mayor hasta el menor:

Adriana Suárez Pérez
Alejandra Gabriela Suárez Pérez
María Eugenia Suárez Pérez
Verónica Leyva Suárez
Claudia Leyva Suárez
Martha Monserrat Leyva Suárez
Miguel Ángel Leyva Suárez

→ Mis amigos que me brindaron su amistad incondicionalmente y apoyaron cuando fue necesario:

Alejandra Berenice Mayo Vera
Ivan Vladimir Villagrana Macías
Germán Rodríguez González
Laura Santillan Barcenas
Cariño Ruíz Camargo
Pilar Vergara Ríos
Elias Barrios Carrada
Enrique Guadalupe Martínez Sánchez
Fausto Jarquín

INDICE GENERAL

Agradecimientos	ii
Dedicatoria	iii
Resumen	vii
I. GENERALIDADES	
1.1 Propósito del estudio	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Localización y vías de acceso	2
1.4 Estudios previos	3
1.5 Metodología	6
1.5.1 Compilación bibliográfica	6
1.5.2 Mapa fotogeológico y geológico	8
1.5.3 Trabajo de campo	8
1.5.4 Tratamiento de muestras en el laboratorio	9
1.5.5 Petrografía	9
1.5.6 Análisis químicos	10
1.5.6.1 Descripción del método de trituración y pulverizado	10
a) <i>Trituración</i>	11
b) <i>Pulverizado</i>	12
c) <i>Pastilla prensada</i>	15
II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	
2.1 Características del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)	18
2.2 Sectores del CVM	19

2.2.1	Sector Oeste	21
2.2.2	Sector Central	22
2.2.3	Sector Este	24
2.3	Hipótesis acerca del origen del CVM	26
2.3.1	Hipótesis de vulcanismo relacionado con procesos de subducción	26
2.3.2	Hipótesis sobre zona cortical de debilidad	27
2.3.3	Hipótesis sobre pluma del manto	28
2.4	Migración del vulcanismo en el CVM	29
III.	GEOMORFOLOGÍA	
3.1	Conos	30
3.2	Domos	31
3.3	Parámetros geomorfológicos	32
IV.	GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE JILOTEPEC (CVJ)	
4.1	Geología del área de estudio	40
4.2	Unidades pre-CVJ	42
4.2.1	Riolita Ñadó	42
4.2.2	Andesita Ñadó	42
4.2.3	Derrames andesíticos del Mioceno Medio	44
4.2.4	Andesita Xithí	45
4.2.5	Andesita Santa María Macua	45
4.2.6	Unidades que forman los domos andesíticos del Mioceno	46
4.2.7	Depósitos fluvio-lacustres	47
4.2.8	Ignimbritas	47

4.2.9	Unidad que forma el domo Tixhiñú	55
4.3	Unidades del CVJ	55
4.3.1	Unidad que forman los conos cineríticos y derrames asociados	55
4.3.2	Unidad que forman los domos	66
4.3.3	Basalto Jilotepec	73
4.3.4	Andesita Nopala y derrames asociados	73
4.4	Clasificación química de las rocas	76
V.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
5.1	Orientación de conos cineríticos	80
5.2	Orientación de domos	83
5.3	Fallas Regionales	85
VII.	DISCUSION E IMPLICACIONES CON RESPECTO AL ORIGEN DEL CVM	88
6.1	Comparación con otros campos volcánicos monogenéticos del CVM	90
6.1.1	El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)	90
6.1.2	El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC)	92
6.1.3	El Campo Volcánico Valle de Bravo (CVVB)	93
6.1.4	Comparación del Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) con Otros Campos Monogenéticos del CVM	94
	Conclusiones	97
	Apéndice 1	99
	Apéndice 2	100
	Referencias	112

RESUMEN

El Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) se localiza a 100 – 120 km al norte de la Cd. de México, entre las coordenadas 99°20' – 99°55' Long. W y 19°51' – 20°21' Lat. N. Cubre un área aproximada de 2,669 km², la cual consta de 62 conos cineríticos, un amplio volcán escudo (Volcán Nopala) y 37 domos aislados (algunos más antiguos).

Se estima que el CVJ es de aproximadamente 2.5 Ma en base a las edades reportadas por otros autores. Los conos del CVJ son de composición basáltica – andesítica, con derrames andesíticos asociados. Los domos son andesíticos con derrames asociados de composición similar. Dentro del área se tiene un complejo de domos (Complejo San Lorenzo Nenamicoyan), de composición riolítica y andesítica, y la Caldera Santa María Macua del Plioceno.

Los lineamientos de los conos y domos del CVJ presentan orientaciones principales de N45°W y N35°W respectivamente, las cuales se relacionan con la orientación principal del sistema de fallas Taxco – San Miguel de Allende. Además los lineamientos de conos y domos del CVJ podrían estar relacionados por posibles fallas cubiertas por los productos del CVJ.

Comparado con otros campos monogenéticos del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), como el Chichinautzin, Michoacán – Guanajuato, y Valle de Bravo, el CVJ es el más antiguo y el segundo campo con más número de domos.

I. GENERALIDADES

1.1 Propósito del estudio

El Campo Volcánico de Jilotepec, se localiza en el sector central-norte del Cinturón Volcánico Mexicano (Fig. 1). Este es un campo monogenético que no había sido reconocido y estudiado anteriormente. En este trabajo de tesis se propuso llevar a cabo la cartografía geológica y se esbozó una estratigrafía volcánica preliminar de este sector del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Este trabajo incluye análisis petrográfico y químico de unidades representativas, con el fin de realizar una descripción completa de estas rocas.

1.2 Objetivos

- ✓ Cartografiar las diferentes unidades volcánicas del Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ).
- ✓ Establecer las características químicas generales de rocas volcánicas representativas.
- ✓ Elaborar el mapa geológico del CVJ.
- ✓ Establecer la distribución y estilos del vulcanismo asociado al CVJ

1.3 Localización y vías de acceso

El Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) se localiza en la parte central-norte del Cinturón Volcánico Mexicano, entre 99°20' y 99°55' de longitud W y 19°55' y 20°21' de latitud N. Esta área abarca la parte noroeste del estado de México y la parte suroeste del Estado de Hidalgo (Fig. 1). El CVJ cubre un área aproximada de 2250 km².

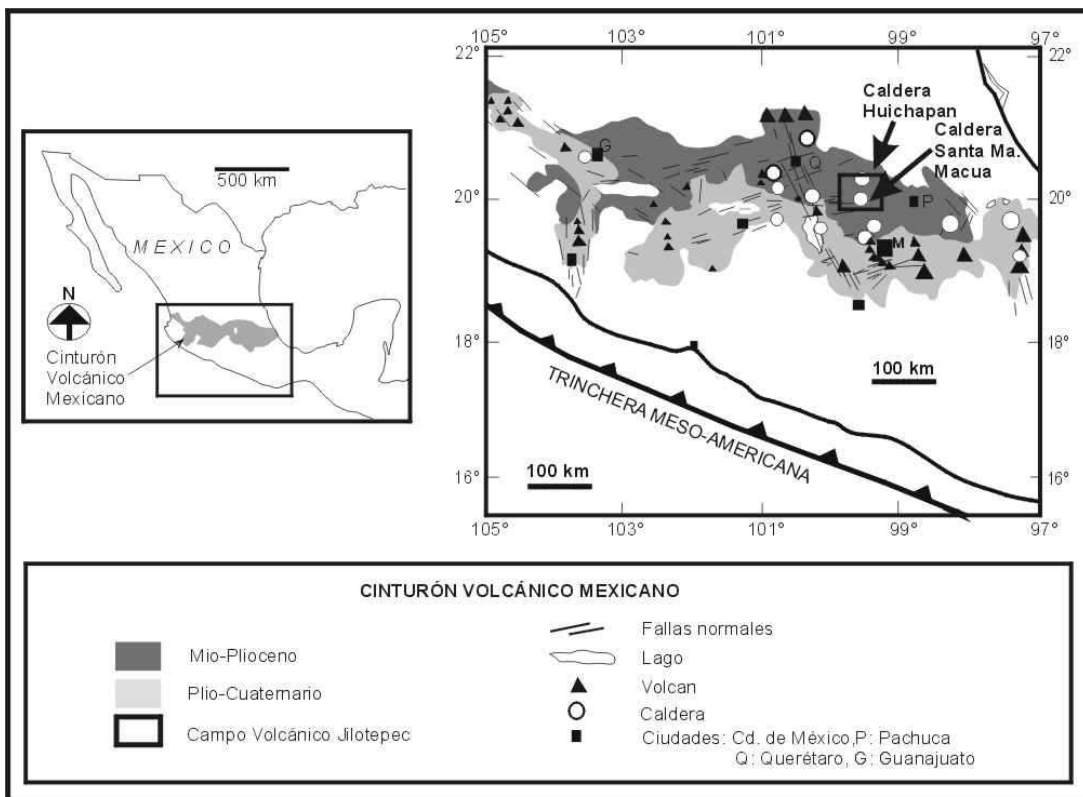


Fig. 1 Localización regional del Campo Volcánico de Jilotepec. (modificada de Aguirre-Díaz (1996))

Se puede llegar al CVJ por la autopista de cuota 57, México-Querétaro, la cual atraviesa la parte suroeste del área de estudio aproximadamente entre el km 85 y el km 150, (Fig. 2). Entroncan con esta autopista carreteras pavimentadas que comunican con las comunidades del Estado de México como Polotitlán,

Jilotepec, Aculco, entre otras hacia el oeste, y con poblados del Estado de Hidalgo como Nopala, Huichapan, Tula, entre otras hacia el este.

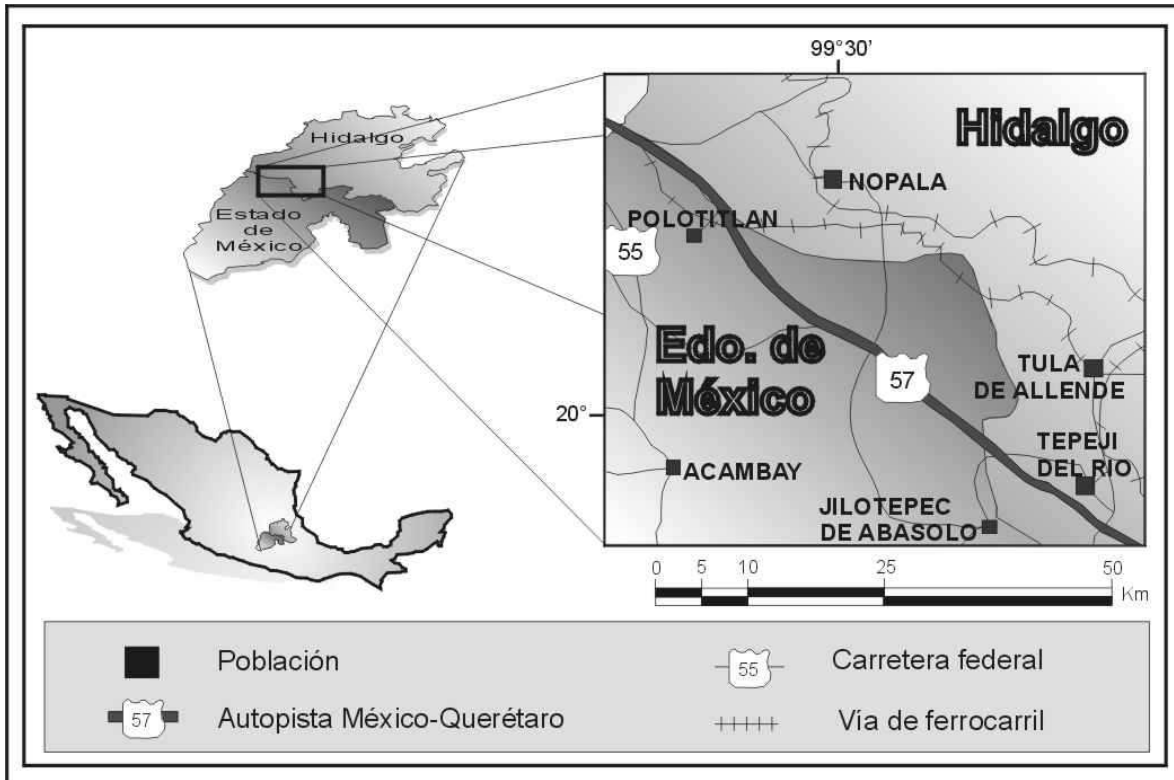


Fig. 2 Localización y vías de comunicación del CVJ

1.4 Estudios previos

La zona de interés ha sido muy poco estudiada. Existen trabajos de reconocimiento regional en áreas cercanas a Polotitlán y Tula de Allende, realizados por Silva-Mora y Córdoba (1996) y Silva Mora (1997). Otros trabajos realizados en áreas cercanas, o que incluyen parte del área estudio, fueron hechos por Aguirre-Díaz (1996) sobre la caldera de Amealco y alrededores, y por Aguirre-Díaz et al. (1997), Aguirre-Díaz (2001b) y Milán et al. (1993) en la Caldera

de Huichapan, que se localiza al norte del área. Existen otros trabajos realizados por Suter et al. (1995) y Aguirre-Díaz et al. (2000) en el graben de Acambay, que se ubica al sur del CVJ. Además Carrasco-Hernández (1999) y Aguirre-Díaz realizaron una investigación justo al sur del área de estudio, que incluye la geología de la porción norte de la Sierra de las Cruces, en donde ya mencionan unidades cartográficas extensas como la ignimbrita Poza Honda y lavas andesíticas del CVJ.

Las escasas edades radiométricas reportadas en el área de estudio corresponden con: a) un fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del “basalto” Jilotepec (en realidad andesita) por Suter et al. (1995) de 2.4 ± 0.2 Ma; b) una edad de 4.0 ± 0.2 Ma para la ignimbrita Huichapan por Aguirre-Díaz y López Martínez (2001); y de 2.4 ± 0.2 Ma para lavas del volcán Nopala por Aguirre-Díaz et al. (1997). Más recientemente, en un resumen Aguirre-Díaz (2001b) reporta una edad de 3.5 Ma para ignimbritas derivadas de la caldera Santa María Macua, la cual se ubica dentro del área de estudio. Aguirre-Díaz y López-Martínez (2004) en un nuevo estudio sobre la caldera Huichapan, al norte del área de estudio, confirman una edad de 4.2 ± 0.2 Ma para la toba Huichapan y de 2.4 Ma para lavas del Nopala.

Según Silva-Mora y Córdoba (1996) y Silva-Mora (1997), los períodos de emplazamiento para las estructuras volcánicas definen una edad del Mioceno - Pleistoceno; el primer pulso ocurrió entre 9 y 6 Ma el cual consiste en una emisión de derrames de lava basáltica, andesítica y dacítica; el segundo entre 5 y 3 Ma

que está conformado por un vulcanismo explosivo que originó rocas piroclásticas y uno de carácter efusivo.

Según Suter et al. (1995) el graben de Acambay es una depresión tectónica intra-arco, tiene 40 km de largo por 15 km de ancho y un rumbo E-W. El graben forma parte del sistema de falla Chapala-Tula localizado el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

Aguirre-Díaz (2001b) menciona varias calderas en el sector central del CVM (99° - 103° long W), entre ellas está la caldera Santa María Macua, ubicada dentro del área de estudio a 410 km de la Trinchera Mesoamericana. Dicha caldera emitió una ignimbrita riolítica no consolidada, a la cual se le estima una edad de 4 – 3 Ma, tiene una forma elíptica con diámetro es 3x5 km.

Aguirre-Díaz (2001b) y Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) propusieron que la caldera Huichapan se formó en cuatro fases. La fase 1 emitió la toba Donguinyó de 5.0 ± 0.3 Ma. En la segunda fase originó a la caldera Donguinyó se formó el anillo de la caldera marcado por un grupo de volcanes escudo y conos de escoria de 4.6 ± 0.3 Ma. La tercera fase consistió de erupciones explosivas que dieron lugar a una segunda caldera, anidada dentro de la caldera Huichapan, emitiendo la ignimbrita Huichapan de 4.2 ± 0.2 Ma. La cuarta y última fase, en la que se emplazaron varios domos intra-caldera, incluyendo al domo Hualtepec de 4.2 ± 0.3 Ma. Según Milán et al. (1993) este centro se desarrolló sobre un basamento sedimentario formado por caliza cretácica y una secuencia pre-caldera

constituida de riolitas del Grupo San Juan. De acuerdo a estos trabajos el complejo de calderas emitió las ignimbritas Donguinyó y San Francisco, y una secuencia post-ignimbrítica, constituida por andesita, dacita y basalto. Sin embargo, Aguirre-Díaz et al. (1997) no diferenciaron a la ignimbrita San Francisco, sino dentro de la toba Huichapan. Nichols (1970) fue el primero en fechar las rocas miocenas al norte de Huichapan (Pathé, Hidalgo).

En la Monografía Geológica-Minera del Estado de México (1993) se tienen fechamientos de dos localidades, una del área de estudio y la otra es aledaña a ésta. Los fechamientos que se citan son los reportados por Sánchez-Rubio (1983) en su tesis de maestría de esa región (Tabla 1).

Localidad (Poblado)	Edad (Ma)	Método	Tipo de roca	Mineral	Referencias
Acambay	8.5	K - Ar	Dacita	roca entera	Sánchez-Rubio, 1983
Aculco	5..0	K - Ar	Andesita	roca entera	Sánchez-Rubio, 1983

Tabla 1. Edades reportadas en la Monografía Geológica-Minera del Estado de México.

1.5 Metodología

1.5.1 Compilación bibliográfica

En esta fase del trabajo se consultaron los trabajos relacionados al área de estudio, que incluyen estudios regionales y locales, que se mencionan en el Capítulo 2.

También se consultaron las bases de datos y cartas geológicas publicadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) a escala 1:50,000 (San Juan del Río - F14C77, Polotitlán - F14C87) y topográficas (San Juan del Río – F14C77, Huichapan – F14C78, Polotitlán – F14C87, Tula de Allende – F14C88, Atlacomulco – E14A17, Tepeji del Río de Ocampo – E14A18) correspondientes al área de estudio, las cuales se muestran en la Fig. 3.

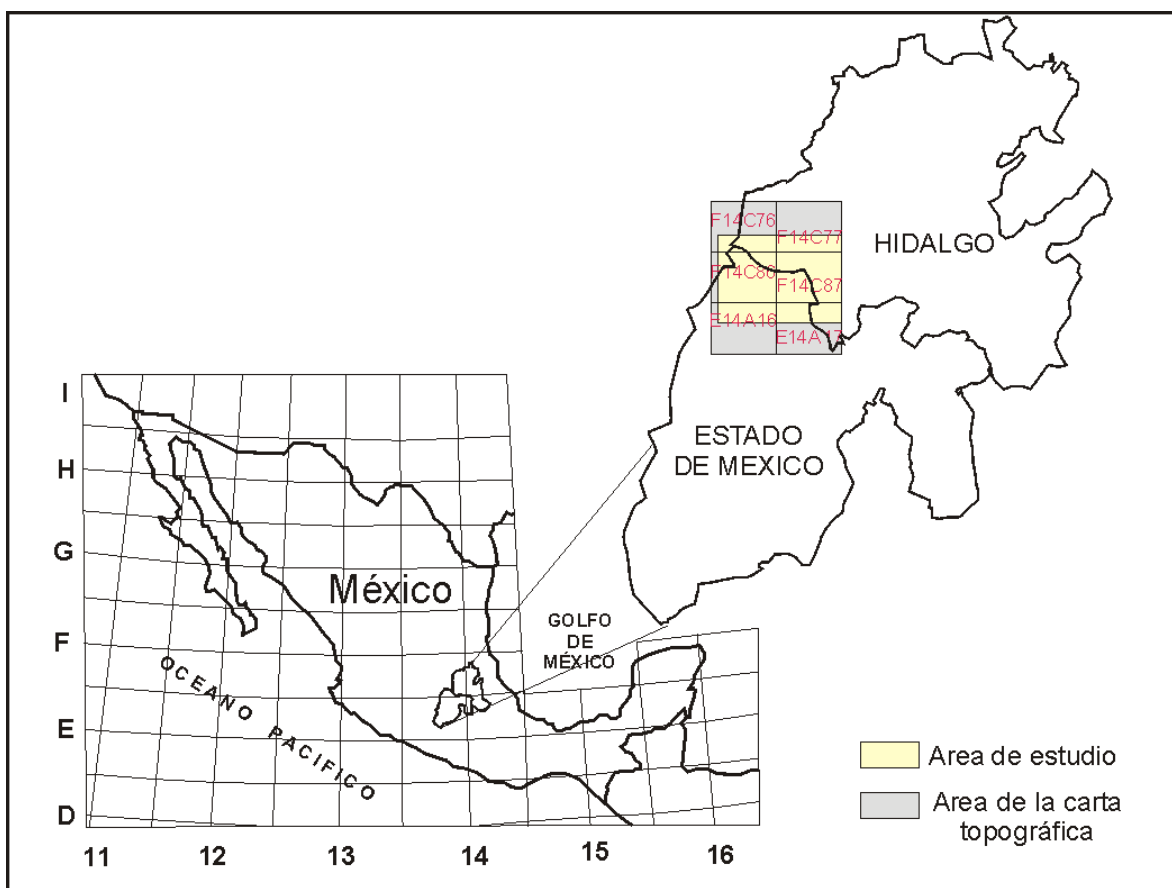


Fig. 3. Localización del área de estudio utilizando la clasificación de las cartas de INEGI

1.5.2 Mapa fotogeológico y geológico

Para la elaboración del mapa fotogeológico se utilizaron fotografías aéreas que cubren el área mostrada en la Fig. 3, que incluye la parte NE del Estado de México y la parte SW del Estado de Hidalgo. La primera etapa del trabajo de gabinete consistió en realizar el mapa fotogeológico preliminar mediante interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas escala 1:75,000.

La segunda etapa consistió en realizar trabajo de campo y recolección de muestras, verificando puntos previamente seleccionados durante la fotogeología.

Una vez completado el trabajo de campo, se procedió a elaborar la versión final del mapa geológico. Éste se digitalizó utilizando el software Arc-View versión 3.1, y se añadió la topografía digital con ayuda de la base de datos del Gema (INEGI), y el software Surfer. La versión final del mapa geológico se anexó a esta tesis.

1.5.3 Trabajo de campo

El propósito del trabajo de campo fue el de verificar la identidad litológica de las unidades definidas en la fotointerpretación, observar sus relaciones estratigráficas, revisar el mapa geológico preliminar, recolectar muestras para análisis petroquímico y reconocer las características físicas y morfológicas de los aparatos volcánicos.

En cada localidad se describieron las características litológicas de las unidades expuestas y se identificó la estructura volcánica que la emitió. Así mismo, se midieron varias secciones estratigráficas, sobre todo en los sitios con secuencias de depósitos piroclásticos.

1.5.4 Tratamiento de muestras en el laboratorio

Se llevó a cabo una selección de las muestras más representativas y apropiadas para estudios petrográficos microscópicos y análisis químicos. Se prepararon 69 láminas delgadas para petrografía y 33 muestras para ser analizadas por la técnica de fluorescencia de rayos X, elementos mayores, en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología de la UNAM-CU.

1.5.5 Petrografía

Se hizo el estudio tanto megascópico como microscópico en 69 muestras, para esto se utilizó un microscopio petrográfico Carl Zeiss del laboratorio de Petrología de la Facultad de Ingeniería, CU-UNAM y el microscopio petrográfico Olympus BX50 del Laboratorio de microscopios “Francisco Fabregat” del Instituto de Geología, CU-UNAM. La elaboración de las láminas delgadas corrió a cargo del Sr. Juan Tomás Vázquez del taller de laminación del Centro de Geociencias, Juriquilla, y de Jorge Cuevas Trejo del taller de laminación de la División de

Ingeniería en Ciencias de la Tierra (DICT) de la Facultad de Ingeniería, CU-UNAM, por el procedimiento estándar. Las muestras fueron montadas en los portaobjetos mediante mezcla de resina epóxica y catalizador (CGEO); y termoplástico y bálsamo de Canadá (DICT – FI).

1.5.6 Análisis químicos

Los análisis químicos fueron realizados por el Químico Rufino Lozano Santacruz en el LUGIS, del Instituto de Geología de la UNAM. El equipo utilizado fue un sistema secuencial de Fluorescencia de Rayos X marca Siemens SRS 3000 (tubo de Rh y ventana de Be 125 μm), sistemas computarizados para la preparación de muestras fundidas (elementos mayores) y muestras prensadas (elementos traza), ambos de *Corporation Scientific Claisse*.

1.5.6.1 Descripción del método de trituración y pulverizado

Los procesos de preparación de las muestras para análisis químicos con la técnica Fluorescencia de Rayos X (FRX) son tres: trituración, pulverizado de la muestra, elaboración de pastilla prensada y/o pastilla fundida. La trituración, pulverizado y elaboración de la pastilla prensada fueron realizados por esta autora en el Centro de Geociencias, mientras que, la fusión de la pastilla la realizó el químico Rufino Lozano, en el LUGIS.

a) Trituración

La trituración de la muestra se realizó con un marro de 4 lb y una placa de fierro. Para iniciar la trituración, se tuvo extremo cuidado en la limpieza del lugar de trabajo; para lo cual se utilizó aire comprimido y se colocó papel limpio tipo revolución en una caja de madera, el marro y la placa metálica se limpian con un cepillo de cerdas metálicas, y se sopletea con aire comprimido (Fig. 4). La muestra debe estar limpia, sin alteración ni intemperizada, para lo cual se utiliza el marro para limpiarla. Una vez limpia se procede a triturar la muestra; se coloca la muestra en la placa metálica y utilizando el marro se va quebrando la muestra hasta que tengan los fragmentos un tamaño de 5 mm aproximadamente. Se guarda la muestra triturada para su posterior pulverizado. Al finalizar el trabajo, se limpia el área de trabajo, el marro y la placa de fierro.



Fig. 4 Equipo para realizar la trituración de las muestras
(Laboratorio de Molienda, CGEO)

b) Pulverizado

Para realizar el pulverizado de la muestra previamente triturada. Se limpia el área de trabajo perfectamente con un trapo húmedo y después se limpia con un papel humedecido con acetona para quitar los residuos de polvo o de otras muestras y secar el área. Se coloca papel limpio tipo revolución en la mesa de trabajo y se fija con cinta adhesiva, se utiliza papel glacir para manipular la muestra. El plato y la pastilla (Fig. 5) se lavan con agua y se tallan con un cepillo de dientes, para quitarle los restos de muestra que hayan quedado en la última vez que se ocupó, para evitar la contaminación de la muestra. Se secan y se sopletean con aire comprimido y se les da una pasada con papel humedecido con acetona y se vuelve a sopletear, también se le da una pasada con el papel humedecido con acetona a un vaso de precipitado, una espátula y al empaque del plato con su respectiva sopleteada. Ya limpio todo el equipo, se pone la pastilla en el plato, y con ayuda del vaso de precipitado se miden 40 ml de muestra triturada y se coloca en el plato, que se cubre con el empaque y tapa. Se coloca el plato en la *shater box* procurando que esté centrado (se verifica con ayuda de una regla, la cual debe estar paralela a la campana), se aprieta el brazo y se le pone el seguro, se acciona la *shater box* (Fig. 6) durante 5 minutos (se toma el tiempo con un cronómetro), después de esos cinco minutos, la muestra que se pulverizó se tira, ya que esto solo se hizo para pre-contaminar el plato y evitar la contaminación de la muestra.



Fig. 5 Plato y pastilla de la *shater box*
(Laboratorio de Pulverizado, CGEO)

Luego se vierte lo que resta del frasco de roca triturada en el plato y se repite la operación de ponerla en la *shater box* durante 5 minutos, después se retira, al destapar el plato, se quita la muestra que esta cerca de la orilla con ayuda de una brocha, y la que esta al centro se coloca en el papel glacir sin ocupar la brocha, se vierte ahí también la muestra que esta en la pastilla y en el plato con ayuda de los dedos. Después se divide la muestra y se repite el proceso de la *shater box*, al termino de éste paso, la muestra se pone en el segundo papel glacir y se coloca la otra mitad en la *shater box*, donde es la segunda vez que la muestra es pasada por la *shater box*. Con la espátula tomamos un poco de muestra y la ponemos en una malla 200 Φ y tamizamos la muestra, la concentramos y observamos al microscopio, el cual nos va a indicar si ya esta lista la muestra o necesita volverse a pasar por la *shater box*, para ello necesitamos ver en el microscopio, que solo sea polvo lo que tenemos, si llegamos a ver cristales

más grandes que la malla o restos de roca, entonces no esta lista la muestra y se tiene que repetir el proceso. Normalmente la muestra tiene que pasar por la *shater box* de tres a cuatro veces.

Ya que la muestra está pulverizada al tamaño de grano adecuado, se coloca la muestra pulverizada en papel glacir (tamaño carta), se homogeiniza y se divide en dos partes (cuarteo de la muestra), que son colocadas en dos frascos, esto se hace para que uno de los frascos se envíe al laboratorio para ser analizada y el otro se almacena como reserva por cualquier circunstancia. Ambos frascos se etiquetan, con la clave de identificación de la roca que se pulverizó. Por último, se limpia el área de trabajo y el equipo que se ocupó. El tiempo estimado para pulverizar una muestra utilizando un plato de alúmina es de una hora y meda a dos horas.



Fig. 6 Plato y pastilla en la *shater box*
(Laboratorio de Pulverizado, CGEO)

c) Pastilla prensada

Para producir las pastillas se debe tener la muestra pulverizada a un tamaño de grano < 200 mallas. Se inicia limpiando el área de trabajo pasando papel humedecido con acetona, se colocan las dos pastillas metálicas y los dos cilindros metálicos en el baño ultrasónico durante 10 minutos, el dado y el empaque de hule se limpian con acetona (Fig. 7, 8), y se lava con agua destilada el mortero de agata, se seca y se sopletea. Pasado los 10 minutos se sacan las pastillas metálicas y se enjuagan con agua desionizada, se secan y se sopletean, se les pasa un papel humedecido con acetona y se vuelven a sopletear, incluyendo el mortero de agata. Se coloca papel limpio tipo revolución en la mesa de trabajo, asegurándolo con cinta adhesiva, colocamos papel glacir (un cuarto del tamaño carta) sobre una balanza y pesamos 5 gramos de muestra pulverizada, la colocamos en el mortero de agata, pesamos también 0.5 gramos de "wax" que es un agente aglutinante, en esta caso borax, y también se coloca en el mortero de agata junto con la muestra, y se homogeniza la mezcla utilizando el pestillo. En el dado se coloca una pastilla metálica con la cara pulida hacia arriba, se vierte la muestra homogenizada, y con ayuda del cilindro de cobre se comprime un poco la muestra, luego se coloca la segunda pastilla metálica con la cara pulida hacia abajo y enseguida el cilindro metálico, se le aplica una presión con las manos y se coloca el empaque. Previo a esto se enciende la prensa programada a una presión de 30 toneladas en un lapso de 30 segundos (Fig. 9), el dado se coloca en la prensa y se verifica que esté centrado, se procede a correr el programa y al término de éste se saca el dado, se quita la parte inferior del dado con mucho

cuidado, se invierte y se vuelve a poner como tapa, ponemos el dado de cabeza y quitamos el empaque, para que el cilindro nos ayude a hacer presión y se pueda sacar la primera pastilla metálica, sintiendo que salió la pastilla prensada, retiramos la tapa y la pastilla metálica, se vuelve a aplicar presión para sacar la pastilla prensada, cuando se logra esto, se verifica que la pastilla no esté rota o fracturada, si llega a estar rota o fracturada se tiene que repetir el proceso desde homogeneizar la muestra, si no presenta esto, entonces la muestra está lista, se coloca en un recipiente circular, previamente etiquetado, se tapa y se sella con cinta adhesiva. Ya terminado el trabajo se limpia el área de trabajo y el equipo que se ocupó. El tiempo estimado para hacer las pastillas es de 20 a 30 minutos.

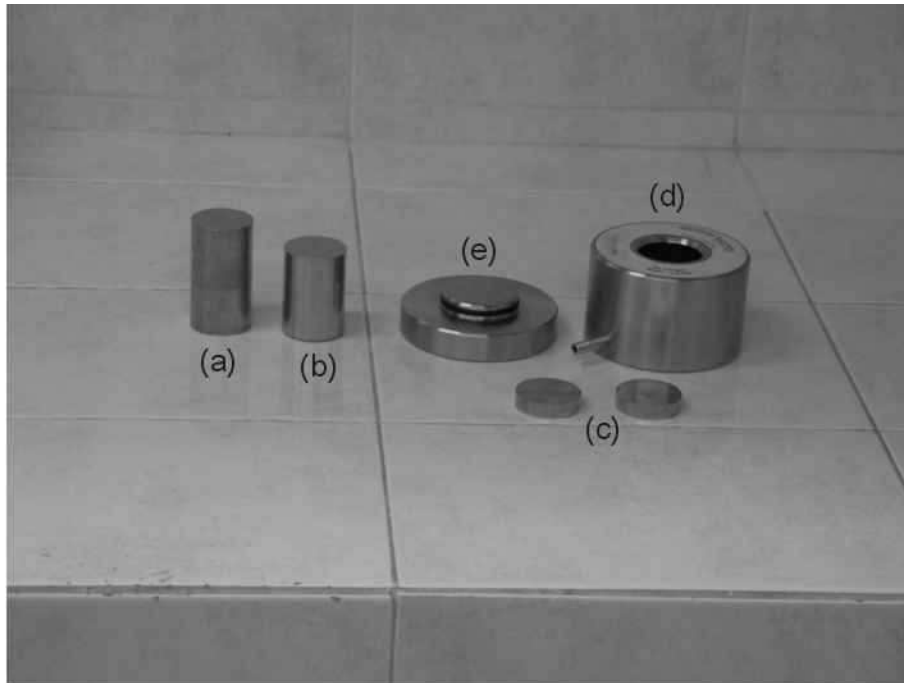


Fig. 7 Equipo para realizar las pastillas prensadas: (a) cilindro de cobre, (b) cilindro metálico, (c) pastillas metálicas, (d) dado y (e) base del dado (Laboratorio de Pulverizado, CGEO).



Fig. 8 Baño ultrasónico (Laboratorio de Pulverizado, CGEO)



Fig. 9 Prensa marca GRASEBY SPECAC
(Laboratorio de Pulverizado, CGEO).

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Características del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

El CVM es una provincia geológica con vulcanismo activo en su frente sur. Se han propuesto varias edades para el inicio de su actividad, desde el Oligoceno (Mooser, 1972; Negendank, 1972), Mioceno (Nixon et al., 1987), Plioceno Tardío (Robin, 1982a), Plio-Cuaternaria (Demant, 1978; Morán-Zenteno, 1986; Nixon et al., 1987; Ferrari et al., 1999), o el Cuaternario (Demant, 1978; 1981a). El CVM es un arco volcánico de margen continental relacionado con la subducción de la placa de Cocos y la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Demant, 1978; Johnson y Harrison, 1990; Siebe et al., 1995; Aguirre et al., 1998). Tiene 20-150 km de ancho y aproximadamente 1,000 km de largo, y atraviesa la parte central de México de oeste a este, desde Puerto Vallarta hasta Veracruz (Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975; Thorpe, 1977; Damon y Montesinos, 1978; Demant, 1978, 1981a,b; Pal et al., 1978; Negendank et al., 1981, 1985; Nixon, 1982; Nixon et al., 1987; Verma, 1987; Aguilar-Vargas y Verma, 1987; Verma y Aguilar-Vargas, 1988; Besch et al., 1988; Anguita et al., 1991a, b; De la Fuente Garza y Verma, 1991; Nelson y González-Cáver, 1992; Aguirre-Díaz et al., 1998). Tiene una relación oblicua entre 15° a 16° con respecto a la orientación de la Trinchera Mesoamericana (Urrutia y Del Castillo, 1977; Pardo y Suárez, 1995). Algunos autores (Thorpe, 1977; Damon y Montesinos, 1978; Nelson y González-Cáver, 1992; Aguirre-Díaz et al., 1998) también incluyen el vulcanismo de Los Tuxtlas, Veracruz en el CVM.

El vulcanismo en el CVM es predominantemente calco-alcalino, y varía en composición desde basáltico a riolítico, aunque las rocas más abundantes son de composición intermedia (Demant, 1978, 1981b; Robin, 1982a; Nixon et al., 1987; Aguilar-Vargas y Verma, 1987). En los extremos oriental y occidental es relativamente común encontrar rocas alcalinas (Robin y Nicolas, 1978; Robin, 1982b; Mahood, 1980; Nelson y Carmichael, 1984; Luhr y Carmichael, 1985; Negendank et al., 1985; Nelson y Livieres, 1986; Aguilar-Vargas y Verma, 1987; Besch et al., 1998; Nelson et al., 1995). Sin embargo, estudios recientes (Márquez et al. 1999 y Sheth et al. 2000) indican un magmatismo tipo OIB (Ocean Island Basalt), puede estar asociado a un rift continental y hot spots migrantes. Algunos de los más grandes estratovolcanes están alineados en dirección N-S, perpendicular a la dirección de la Trinchera. Los ejemplos más evidentes son los del Cofre de Perote - Pico de Orizaba, Telapón -Iztaccíhuatl - Popocatepetl y Nevado de Colima - Volcán de Colima (Siebe et al., 1995). Otra característica del CVM es la presencia de lagos, de los cuales sobresalen Chapala del Mioceno superior, y Cuitzeo del Plioceno, que ocupan fosas tectónicas pertenecientes a los sistemas estructurales NE-SW y E-W (Aguirre-Díaz y Carranza-Castañeda, 2000).

2.2 Sectores del CVM

Nixon et al. (1987) propusieron dividir al CVM en dos sectores: sector Mio-Plioceno (ubicado al norte) y sector Plio-Cuaternario (ubicado al sur). Aguirre et al. (1998) proponen dividir al CVM en tres zonas con rasgos tectónicos, vulcanológicos y petrológicos particulares (Fig. 10); sector Oeste, sector Central y

sector Este. Márquez-González et al. (1998) dividen estructural y vulcanológicamente el CVM en cuatro grandes zonas: zona Oeste, desde el Pacífico hasta el Lago Chapala, zona Centro-Oeste, desde el Lago Chapala hasta la zona de fractura Querétaro-Taxco, zona Centro-Este, desde la zona de fractura Querétaro-Taxco hasta la alineación Popocatepetl-Iztaccíhuatl, y la zona Este, desde Popocatepetl hasta la costa del Golfo de México.

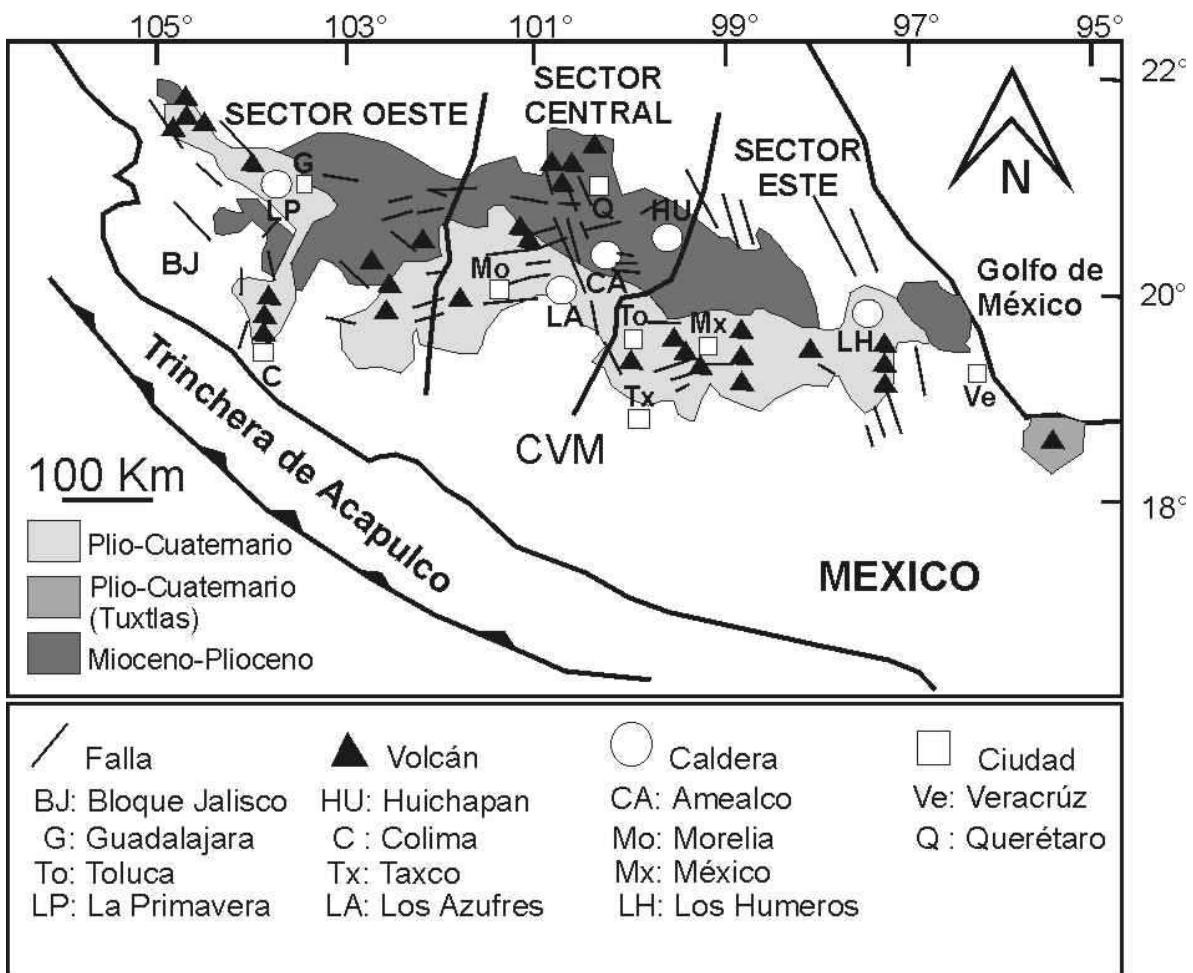


Fig. 10 Localización de los sectores Oeste, Central y Este dentro del CVM modificada de Agurre-Díaz (1986).

2.2.1 Sector Oeste

El sector Oeste se relaciona con la subducción de la placa de Rivera, caracterizándose por la proximidad de la dorsal oceánica del Pacífico Oriental (Demant, 1979) y por la triple unión formada por los rifts de Colima, Chapala y Tepic-Zacoalco (Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Aguirre et al., 1988; Johnson y Harrison, 1990; Allan et al., 1991; Wallace et al., 1992), que tienen entre 100 y 200 km de longitud y forman ángulos de 100°, 115° y 145° entre ellos. El vulcanismo de esta zona incluye variedades de rocas ricas en potasio y sodio coexistiendo con lavas calco-alcalinas más típicas como andesita basáltica y andesita (Wallace et al., 1992). El vulcanismo del CVM en ésta zona cubre parcialmente las fronteras del Bloque Jalisco en su porción continental (Ferrari, 1995), además el vulcanismo emplazado dentro del Bloque de Jalisco es predominantemente de tipo monogenético y de composición basáltico-andesítico (Norato et al., 2000). Estructuralmente, este sector está controlado por fallas NW-SE que son cortadas localmente por fallas N-S (Pasquaré et al., 1986).

El rift de Tepic-Zacoalco está formado por una serie de grabenes y semigrabenos de dirección NW-SE; la tectónica de la zona es principalmente extensional (Rosas-Elguera et al., 1996), con fallas lístricas cuyo bloque hundido es el SW, y que provocan la aparición de bloques basculados (Allan, 1986; Nieto-Obregón et al., 1992).

El rift de Colima (N-S), presenta fallas maestras con un salto de unos 2,5 km (Allan, 1986), y más de 150 km de longitud, además puede ser dividido en tres partes (Johnson y Harrison, 1990; Allan et al., 1991).

El rift de Chapala es una ancha zona de deformación E-W formada por varios grabenes y horst paralelos (Johnson y Harrison, 1990), de la cual existen pocos trabajos. El mayor de estos grabenes está ocupado por el Lago Chapala, el más extenso de México (Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1985).

Estudios geoquímicos en esta área muestran que los magmas calco-alcalinos no se pueden derivar por cristalización fraccionada ni procesos de asimilación cortical a partir de los magmas alcalinos contemporáneos (Verma y Nelson, 1989; Luhr et al., 1989). Esto, unido a que la coexistencia del vulcanismo tipo OIB con el magmatismo calco-alcalino viene sucediendo desde el Mioceno hasta la actualidad, ha llevado a algunos autores (Righter et al., 1994; Luhr, 1997) a proponer la presencia de dos fuentes del manto diferentes bajo el Oeste del CVM. Sin embargo, no se puede explicar el que dos fuentes diferentes estén presentes y fundiendo al mismo tiempo, además de entrar magmas de diferentes fuentes en la misma zona sin interactuar entre ellos (Verma y Nelson, 1989).

2.2.2 Sector Central

En este sector se observan Fosas tectónicas con elongación E-W relacionadas a fallas recientes. Un ejemplo de éstos son los lagos de Cuitzeo y

Chapala (Pasquaré et al., 1988). Suter et al. (1992) dividió en tres partes al sector Central del CVM como sigue:

- 1) La depresión central del lago de Cuitzeo.
- 2) El sector Maravatio - Volcán Altamirano incluye Los Azufres y el horst Santa Ana Maya.
- 3) El Graben de Acambay (sísmicamente activo).

Las estructuras que se presentan en este sector son el graben de Cuitzeo, el graben de Acambay, la caldera de Amealco, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y la caldera de Huichapan, entre otros.

El graben de Cuitzeo está al E del campo Michoacán-Guanajuato. La fosa está delimitada por fallas de dirección ENE-WSW y E-W, que culminan en el denominado Graben de Acambay (Suter et al., 1991; 1995; Ramírez-Herrera et al., 1994); y existe una importante actividad tectónica desde el Plioceno.

El graben de Acambay está delimitado al S por las fallas activas de Venta de Bravo y Pastores, y al N por las de Epitacio-Huerta y Acambay (Sutter et al., 1992, 1995).

La caldera de Amealco está situada en el borde norte del graben de Acambay, y se caracteriza por su forma semi-circular con diámetro de 11 km La caldera está truncada en su parte sur por la falla Epitacio-Huerta. La caldera se

formó hace unos 4,7 Ma (Aguirre-Díaz, 1996) por la emisión de ignimbritas que cubrieron un área de entre 3000 y 4000 km² (Aguirre-Díaz, 1996).

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato es el campo volcánico monogenético más extenso del mundo (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987). Incluye a 2000 aparatos volcánicos, entre conos de escoria, volcanes escudo y maares.

La caldera de Huichapan tiene un diámetro de unos 10 km, y se formó hace unos 5 – 4 Ma por la emisión de los flujos ignimbríticos Donguinyó y Huichapan (Aguirre-Díaz, 2001b; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2004).

2.2.3 Sector Este

El sector Este está caracterizado por incluir grandes estratovolcanes calcoalcalinos, andesítico-dacíticos, además hay vulcanismo monogenético alcalino en la región de los Tuxtlas (Aguirre et al., 1988). Estructuralmente éste sector esta subdividido por sistemas de fallas cuaternarias N-S, NNE y SSE, cubiertas por depósitos vulcanoclásticos recientes (Pasquaré et al., 1986). Y a lo largo del sistema de fallas N-S han crecido las cadenas Popocatepetl - Iztaccihuatl y el Pico de Orizaba - Cofre de Perote (Pasquaré et al., 1986).

La actividad volcánica en el Plioceno y Cuaternario ha provocado la formación de estratovolcanes (Malinche, Cofre de Perote, Pico de Orizaba),

domos (Las Derrumbadas), unos 300 volcanes monogenéticos (flujos de lava, conos y maares) y la caldera de Los Humeros (Verma, 1983; Negendark et al., 1985; Siebe y Verma, 1988; Carrasco Núñez y Rose, 1995).

Demant (1981a,b) correlaciona los depósitos de pómez de 28000, 12000 y 8000 años citados por Heine y Heide-Wise (1973) con las últimas erupciones de La Malinche, lo que se puede decir que se sitúa como potencialmente activo.

El Pico de Orizaba es la cumbre más alta de México (5675 m). Es un volcán activo que se sitúa en el extremo S de una cadena volcánica, en el límite entre el altiplano y la Llanura del Golfo de México, con un desnivel hacia el E de más de 4000 m. En los últimos 13000 años, ha tenido diversas erupciones plinianas, con flujos piroclásticos y actividad lávica, con composiciones andesítica y dacítica (Robin y Cantagrel, 1982; Hoskuldsson y Robin, 1993; Carrasco-Nuñez et al., 1993; Carrasco-Nuñez y Rose, 1995; Carrasco-Nuñez, G. y Gómez-Tuena, A., 1997).

La caldera de Los Humeros está situada en el borde N del sector Este. En su interior se encuentra uno de los campos geotérmicos más importantes del CVM (Ferriz y Mahood, 1986). Hace 0.46 Ma se produjo la emisión de la Ignimbrita Xáltipan, de composición riolítica, con una extensión de 3500 km² y un alcance de hasta 50 km de distancia, la cual provocó el colapso de la caldera de los Humeros de unos 20x15 km de diámetro (Ferriz y Mahood, 1984). La última actividad post-

caldérica está formada por conos basálticos y andesíticos (Verma y López, 1982; Verma, 1984; Ferriz y Mahood, 1984)

2.3 Hipótesis acerca del origen del CVM

De acuerdo con Aguirre-Díaz et al. (1998) diversas hipótesis existen sobre el origen, límites geográficos y la falta de paralelismo que existe entre el CVM y la Trinchera Mesoamericana. Se tienen tres hipótesis principales; la primera relaciona el tipo de vulcanismo y la subducción que ha existido al sur de México, la segunda hipótesis sostiene que su origen está relacionado con una zona cortical de debilidad, por último la tercera hipótesis sugiere que el CVM es resultado del ascenso de una pluma del manto. A continuación se explican muy brevemente estas hipótesis.

2.3.1 Hipótesis de vulcanismo relacionado con procesos de subducción

Esta es la hipótesis con mayor aceptación, ya que está relacionada con la subducción de la placa de Cocos debajo de la corteza continental de México, la cual al nivel de la astenósfera sufre una fusión parcial, originando así los magmas del CVM (Gunn y Mooser, 1970; Demant y Robin, 1975; Mooser, 1975; Urrutia y Castillo, 1977; Demant, 1978; Robin y Nicolas, 1978; Menard, 1978; Nixon, 1982; Macías et al., 1997; Aguirre-Díaz et al., 1998; Ferrari et al., 1999). El ángulo formado entre el CVM y la Trinchera Mesoamericana generalmente se asocia a las

variaciones en la inclinación de la zona de Benioff debajo de la litósfera del sur de México (Pardo y Suárez, 1995; Macías et al., 1997; Aguirre et al., 1998), donde la placa de Rivera se subduce a un ángulo de aproximadamente 45°, y la placa de Cocos aproximadamente a 30°. Esta última disminuye su inclinación hasta ser casi horizontal en el segmento del estado de Guerrero, aumentando otra vez en el Istmo de Tehuantepec a una inclinación de 20° (Pardo y Suárez, 1993, 1995; Aguirre-Díaz et al., 1998).

Demant (1982) explica que el vulcanismo del CVM es resultado de la subducción desde el Mioceno Tardío del sistema de placas Rivera-Cocos debajo de una placa continental deformada y fracturada durante el desplazamiento diferencial entre las placas Norteamericana y Caribeña. Las sub-provincias calcoalcalinas al Oeste y Centro-Este se diferencian porque la primera es producto de la subducción de la placa de Rivera y la segunda es a causa de la subducción de la placa de Cocos. Se estiman velocidades de convergencia de 6 a 7 cm por año (Nixon, 1982).

2.3.2 Hipótesis sobre zona cortical de debilidad

Mooser (1958) propuso que el CVM es una prolongación de la falla Clarión, en el Océano Pacífico, y para 1969 propone un mecanismo de calentamiento diferencial de la corteza para la generación de magmas en una "geosutura" Ya en 1972, Mooser consideró al CVM como una antigua "geosutura" sujeta a un desplazamiento lateral izquierdo transcurrente y posteriormente reactivada en el

Terciario medio. Sin embargo, Gastil y Jensky (1973) consideran al CVM como una extensión del sistema de fallas de San Andrés desde el Golfo de California. Más recientemente, Johnson y Harrison (1990) consideran que el último factor que controla la localización del vulcanismo Plio-Cuaternario y neotectónica en México central está relacionado con grandes zonas de debilidad cortical formadas durante los eventos tectónicos mayores del Mesozoico y Cenozoico.

2.3.3 Hipótesis sobre pluma del manto

Márquez et al. (1999) propusieron que una pluma del manto fue activada por debajo de México central desde el Mioceno Tardío, la cual generó vulcanismo basáltico tipo OIB. Otros explican la presencia de lavas tipo OIB como resultado de la fusión por descompresión heterogénea del manto superior (Hochstaedter et al., 1996), resultando de la advección de la astenosfera dentro del manto que se acuña debido al flujo inducido por la subducción (Luhr, 1997). Las lavas del tipo OIB empezaron a emplazarse hace 4.6 Ma en la región de Guadalajara (Moore G. et al., 1994) y al este de Tepic (Nelson y Hegre, 1990). Estas han sido interpretadas por Márquez et al. (1999) como la primera fase de migración del vulcanismo asociado a la pluma hacia el Este. Ferrari et al. (2001) argumentaron que esta hipótesis no es posible debido a que las lavas de tipo OIB sólo representan el 5% del volumen total del vulcanismo, además de que la pluma del manto no ha sufrido un cambio por metasomatismo debido a la subducción.

2.4 Migración del vulcanismo en el CVM

En algunos lugares del CVM se han reportado migraciones del vulcanismo, por ejemplo la Sierra de las Cruces (Mora et al., 1991), Sierra Nevada, Cofre de Perote - Pico de Orizaba (Nixon et al., 1987) y en el sur de Michoacán (Ban et al., 1992; Delgado et al., 1995), Colima (Luhr, J.F., 1980, 1981; Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982). Estos ejemplos llevaron a Delgado et al. (1993a) a proponer una migración del frente volcánico del CVM en general hacia la Trinchera desde el Mioceno Tardío hasta el presente, aunque esto sólo se ha podido ver a nivel de campos volcánicos monogenéticos o cadenas de estratovolcanes, pero no se ha demostrado que ocurra en todo el CVM. Una prueba de lo anterior es que el rango de edades de la magnetoestratigrafía y fechamientos radiométricos indican que la migración del Campo Volcánico Michoacán - Guanajuato ocurrió rápidamente en los últimos 2 - 1 Ma. (Delgado et al., 1993 a, b).

III. GEOMORFOLOGÍA

Un campo volcánico monogenético es aquel que desarrolla actividad volcánica en diferentes puntos de emisión que se manifiestan una sola vez (Cas y Wright, 1987), a través de una fisura o boca construyendo conos cineríticos, cráteres de explosión tipo maar, domos, volcanes escudo o anillos de toba.

También a un campo volcánico monogenético se le puede definir como un conjunto de conos dispersos en una zona más o menos amplia, que generalmente señala un periodo de actividad unitario, dada la semejanza entre los diferentes edificios volcánicos y su distribución geométrica.

Este tipo de vulcanismo resulta en una morfología de colinas y cerros de baja altura y mesetas de lava, separados por pequeños valles intermontanos.

3.1 Conos

Los conos cineríticos y conos de escoria son pequeñas formas cónicas construidas generalmente durante erupciones subaéreas estrombolianas de magmas basálticos y andesíticos. Son muy susceptibles al intemperismo y a la erosión, porque están formados por material suelto, por lo que cambia su morfología rápidamente con el tiempo (Cas and Wright, 1993). La pendiente de las laderas de los conos jóvenes es generalmente de 30° (Sigurdsson et al., 2000).

Los conos cineríticos o de escoria son generalmente monogenéticos, lo más común es que se presenten como conos aislados en grandes campos volcánicos basálticos, pero también pueden presentarse agrupados en campos poligenéticos y estratovolcanes (Cas and Wright, 1993). También pueden presentar derrames asociados al conducto que pueden destruir parte del cono (Sigurdsson et al., 2000).

Los períodos de reposo en estos campos volcánicos son del orden de 10^2 a 10^3 años y pueden estar activos por 10^6 años. Además, este tipo de vulcanismo puede permanecer activo por grandes períodos (hasta 5×10^6 años) en la misma región (Cas and Wright, 1993).

3.2 Domos

Los domos son elevaciones con formas variadas pueden ser redondeados, lóbulos, mesas, cupulares, simétricos o asimétricos (Blake, 1990; Fink, 1987). La longitud del domo es similar a la anchura, o la supera, pero no más de dos veces. Las dimensiones del domo pueden ser muy diversas, alcanzando en sección transversal algunas decenas de km, (Lugo-Hubp, 1989).

Los domos más comunes, generalmente son cuerpos extrusivos con forma de cúpula, de altura variable, de unos cuantos metros a 700-800 m, y laderas de pendiente fuerte (generalmente mayor de 35°). Se forman por la compresión de la masa magmática viscosa en el conducto volcánico. La viscosidad de la lava

dificulta su escurrimiento hacia los lados, así como la liberación de gases, por lo que el crecimiento del domo volcánico con frecuencia va acompañado de fuertes explosiones, flujos piroclásticos y avalanchas. Algunas veces, la cima del domo volcánico se forma una depresión en forma de taza, por el asentamiento de material enfriado o por disminución del nivel de lava en el conducto. Comúnmente los domos presentan una estructura homogénea masiva de lava; tienen al pie una zona de brecha, presencia de bandeamiento de flujo; la roca tiene textura porfídica y puede ser de composición desde riolita y traquita a andesita (Lugo-Hubp, 1989, Blake, 1990, Fink, 1987).

3.3 Parámetros geomorfológicos

Los campos volcánicos se pueden analizar mediante distintos parámetros geomorfológicos para obtener edades relativas de los aparatos volcánicos, basándose en su apariencia y mediciones en cartas topográficas y fotografías aéreas, así como mediciones directas en el campo (Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Del Pozo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1990). Para el estudio geomorfológico del Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) se siguió el manejo de datos establecidos por los autores anteriormente citados. Los parámetros son diámetro de la base (D_p), diámetro del cráter (D_c) y altura del aparato volcánico (H). A los conos cineríticos que no presentan cráter visible, debido a la erosión, se les asignó un valor de cero (Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Del Pozo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1990).

En este estudio no se calculó el índice de juventud (según Hooper, 1995), debido a que los aparatos volcánicos del CVJ están muy erosionados, por lo que no es recomendable hacer este cálculo.

A partir de estos valores se obtienen las relaciones entre el diámetro del cráter y el diámetro de la base (D_c/D_p), la pendiente promedio, y el volumen de la estructura volcánica (cono, domo) mediante las siguientes fórmulas:

$$\text{volumen} = H(D_c^2 + D_c \cdot D_p + D_p^2)/12$$

$$\text{pendiente} = \tan^{-1} (2H)/(D_p - D_c)$$

La Tabla 2 muestra los valores obtenidos a partir de los parámetros antes mencionados de los conos cineríticos que forman parte del CVJ, así como las muestras que se tomaron en campo con sus respectivos nombres y coordenadas.

La Tabla 3 muestra algunos de los parámetros de los domos que forman parte del CVJ, tales como: diámetro de la base (D_p) y altura (H), además de las muestras que se colectaron en campo, con los respectivos nombres y coordenadas de los aparatos volcánicos.

Tabla 2. Parámetros geomorfológicos de conos del CVJ.

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas (UTM)		d_c^1 (Km)	d_M^2 (Km)	d_m^3 (Km)	d_p^4 (Km)
		Conos	D.C.	Este	Norte				
C-1	C. Tifiní	***		412210	216550	0.000	0.275	0.185	0.230
C-2	C. Chiapaneca	Jil 62	***	413010	2219100	0.000	0.470	0.215	0.343
C-3	El Puerto	Jil 63	***	414760	2217550	0.000	0.325	0.305	0.315
C-4	C. Colorado	Jil 8	***	416310	2225950	0.030	0.125	0.085	0.105
C-5	C. La Bellota	Jil 7	***	418610	2225500	0.000	0.140	0.090	0.115
C-6	Santa Ana Matlavat	***	***	417260	2227950	0.000	0.055	0.035	0.045
C-7	s/n	Jil 6	***	418960	2227400	0.000	0.075	0.065	0.070
C-8	s/n	***	Jil 74, Jil 78, Jil 79	421260	2217100	0.000	0.065	0.060	0.063
C-9	s/n	Jil 77	Jil 76	427160	2218400	0.000	0.090	0.050	0.070
C-10	C. Colorado	***	Jil 11	420610	2223250	0.000	0.175	0.110	0.143
C-11	C. La Cruz	Jil 86	Jil 28, Jil 29	427210	2221950	0.000	0.120	0.065	0.093
C-12	C. Jurica	Jil 10, Jil 12, Jil 13	***	421060	2226150	0.000	0.125	0.150	0.138
C-13	C. Santa Rosa	***	***	420460	2227700	0.045	0.145	0.120	0.133
C-14	C. El Panteón	***	Jil 36, Jil 37	425960	2229200	0.000	0.090	0.085	0.088
C-15	C. San Isidro	***	***	426760	2228500	0.000	0.090	0.055	0.073
C-16	s/n	Jil 35	***	427460	2228100	0.000	0.075	0.065	0.070
C-17	s/n	***	***	434650	2215150	0.000	0.060	0.055	0.058
C-18	s/n	***	***	432650	2216550	0.015	0.105	0.100	0.103
C-19	s/n	***	***	433550	2217400	0.000	0.065	0.060	0.063
C-20	C. Majuay	***	Jil 89	432000	2218100	0.000	0.085	0.085	0.085
C-21	C. Yonzoni	***	***	436050	2216150	0.000	0.120	0.095	0.108
C-22	s/n	***	***	436500	2219000	0.000	0.130	0.055	0.093
C-23	s/n	***	***	432900	2219950	0.000	0.110	0.085	0.098
C-24	San Martín Tuchicuitlapilco	Jil 60	***	433550	2221450	0.000	0.250	0.130	0.190
C-25	C. Las Cruces	***	***	439600	2220200	0.000	0.070	0.050	0.060
C-26	C. Colorado	***	***	438750	2220850	0.000	0.115	0.095	0.105
C-27	s/n	***	***	437450	2221100	0.000	0.075	0.055	0.065
C-28	C. El Paye	***	***	439000	2221650	0.000	0.100	0.065	0.083
C-29	C. La Liga	***	***	439450	2222400	0.000	0.080	0.075	0.078
C-30	C. El Retoño	Jil 59	***	434850	2224750	0.000	0.115	0.100	0.108
C-31	s/n	***	***	432800	2226100	0.000	0.200	0.140	0.170
C-32	C. Los Molina	Jil 58	***	434350	2226200	0.000	0.135	0.100	0.118
C-33	s/n	***	***	431400	2227200	0.020	0.215	0.140	0.178
C-34	C. Xithí	***	Jil 56, Jil 57	434500	2227800	0.020	0.120	0.085	0.103
C-35	s/n	***	***	434950	2230050	0.000	0.055	0.040	0.048
C-36	C. La Mula	***	***	435550	2230550	0.000	0.100	0.080	0.090
C-37	C. Pelón	Jil 55	***	435450	2231600	0.000	0.090	0.065	0.078

Tabla 2. Parámetros geomorfológicos de conos del CVJ (Continuación).

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas (UTM)		d_c^1 (Km)	d_M^2 (Km)	d_m^3 (Km)	d_p^4 (Km)
		Conos	D.C.	Este	Norte				
C-38	C. Maravillas	Jil 53	***	438450	2233000	0.000	0.135	0.075	0.105
C-39	s/n	***	***	442350	2219150	0.000	0.095	0.065	0.080
C-40	C. Grande	Jil 109	***	441200	2221900	0.000	0.165	0.145	0.155
C-41	C. Pelón	Jil 108	***	443550	2220600	0.000	0.100	0.080	0.090
C-42	C. Los Caballos	Jil 110	***	440250	2220950	0.000	0.080	0.070	0.075
C-43	C. El Ahorcado	Tula 1	***	449800	2220150	0.000	0.120	0.115	0.118
C-44	C. Pelón	Jil 47	Jil 48	446100	2229650	0.000	0.115	0.095	0.105
C-45	C. La Leña	Jil 44		440000	2229500	0.000	0.320	0.105	0.213
C-46	C. Prieto	Jil 45	Tula 7	441200	2230050	0.000	0.085	0.065	0.075
C-47	C. Cithini	***	***	442400	2235250	0.000	0.090	0.085	0.088
C-48	s/n	***	***	449000	2236950	0.000	0.115	0.100	0.108
C-49	s/n	***	***	452700	2217200	0.000	0.275	0.195	0.235
C-50	Vista Hermosa	***	***	450500	221850	0.000	0.100	0.085	0.093
C-51	s/n	***	***	436900	2204050	0.000	0.085	0.065	0.075
C-52	s/n	Jil 99	***	437500	2205400	0.000	0.080	0.070	0.075
C-53	Loma Don Pancho	***	***	437150	2206200	0.000	0.110	0.060	0.085
C-54	s/n	Jil 96	***	435900	2207650	0.000	0.100	0.080	0.090
C-55	C. Xihidenxhi	Jil 95	***	437500	2209250	0.000	0.125	0.012	0.123
C-56	s/n	***	***	436900	2210900	0.000	0.065	0.050	0.058
C-57	s/n	***	***	431500	2232900	0.000	0.110	0.080	0.095
C-58	s/n	***	***	432700	2232450	0.000	0.090	0.075	0.083
C-59	s/n	***	***	446900	2224300	0.000	0.080	0.040	0.060
C-60	s/n	***	***	447000	2224900	0.000	0.085	0.035	0.060
C-61	s/n	***	***	442100	2222700	0.000	0.115	0.100	0.108
C-62	s/n	***	***	436600	2227150	0.000	0.080	0.060	0.070

1 – Diámetro del cráter

2 – Diámetro mayor

3 – Diámetro menor

4 – Diámetro de la base (diámetro promedio)

C. - Cono

D.C. - Derrame de cono

s/n - Sin nombre

Tabla 2. Parámetros geomorfológicos de conos del CVJ (Continuación).

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas (UTM)		h (Km)	Dc/Dp ⁵	Volumen (Km3)	Pendiente (grados)
		Cono	D.C.	Este	Norte				
C-1	C. Tifiní	***		412210	216550	0.290	0.000	0.001278	68.36
C-2	C. Chiapaneca	Jil 62	***	413010	2219100	0.340	0.000	0.003324	63.23
C-3	El Puerto	Jil 63	***	414760	2217550	0.170	0.000	0.001406	47.18
C-4	C. Colorado	Jil 8	***	416310	2225950	0.090	0.286	0.000113	67.38
C-5	C. La Bellota	Jil 7	***	418610	2225500	0.070	0.000	0.000077	50.59
C-6	Santa Ana Matlavat	***	***	417260	2227950	0.040	0.000	0.000007	60.64
C-7	s/n	Jil 6	***	418960	2227400	0.040	0.000	0.000016	48.81
C-8	s/n	***	Jil 74, Jil 78, Jil 79	421260	2217100	0.050	0.000	0.000016	57.78
C-9	s/n	Jil 77	Jil 76	427160	2218400	0.040	0.000	0.000016	48.81
C-10	C. Colorado	***	Jil 11	420610	2223250	0.060	0.000	0.000102	40.00
C-11	C. La Cruz	Jil 86	Jil 28, Jil 29	427210	2221950	0.060	0.000	0.000043	52.22
C-12	C. Jurica	Jil 10, Jil 12, Jil 13	***	421060	2226150	0.170	0.000	0.000268	67.90
C-13	C. Santa Rosa	***	***	420460	2227700	0.013	0.340	0.000277	71.30
C-14	C. El Panteón	***	Jil 36, Jil 37	425960	2229200	0.070	0.000	0.000045	57.84
C-15	C. San Isidro	***	***	426760	2228500	0.050	0.000	0.000022	53.87
C-16	s/n	Jil 35	***	427460	2228100	0.040	0.000	0.000016	48.81
C-17	s/n	***	***	434650	2215150	0.030	0.000	0.000008	45.97
C-18	s/n	***	***	432650	2216550	0.060	0.146	0.000061	53.74
C-19	s/n	***	***	433550	2217400	0.030	0.000	0.000010	15.94
C-20	C. Majuay	***	Jil 89	432000	2218100	0.070	0.000	0.000042	58.73
C-21	C. Yonzoni	***	***	436050	2216150	0.110	0.000	0.000106	63.85
C-22	s/n	***	***	436500	2219000	0.070	0.000	0.000050	56.40
C-23	s/n	***	***	432900	2219950	0.040	0.000	0.000032	39.22
C-24	San Martín Tuchicuitlapilco	Jil 60	***	433550	2221450	0.100	0.000	0.000301	46.46
C-25	C. Las Cruces	***	***	439600	2220200	0.050	0.000	0.000015	59.03
C-26	C. Colorado	***	***	438750	2220850	0.080	0.000	0.000074	56.72
C-27	s/n	***	***	437450	2221100	0.030	0.000	0.000011	42.70
C-28	C. El Paye	***	***	439000	2221650	0.040	0.000	0.000023	43.94
C-29	C. La Liga	***	***	439450	2222400	0.050	0.000	0.000025	52.04
C-30	C. El Retoño	Jil 59	***	434850	2224750	0.110	0.000	0.000106	63.85
C-31	s/n	***	***	432800	2226100	0.140	0.000	0.000337	58.73
C-32	C. Los Molina	Jil 58	***	434350	2226200	0.100	0.000	0.000115	59.45
C-33	s/n	***	***	431400	2227200	0.230	0.113	0.000680	71.04
C-34	C. Xithí	***	Jil 56, Jil 57	434500	2227800	0.060	0.195	0.000065	55.32
C-35	s/n	***	***	434950	2230050	0.030	0.000	0.000006	51.34
C-36	C. La Mula	***	***	435550	2230550	0.100	0.000	0.000068	65.77
C-37	C. Pelón	Jil 55	***	435450	2231600	0.080	0.000	0.000040	64.01

Tabla 2. Parámetros geomorfológicos de conos del CVJ (Continuación).

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas (UTM)		h (Km)	Dc/Dp ⁵	Volumen (Km3)	Pendiente (grados)
		Cono	D.C.	Este	Norte				
C-38	C. Maravillas	Jil 53	***	438450	2233000	0.130	0.000	0.000119	68.00
C-39	s/n	***	***	442350	2219150	0.040	0.000	0.000021	15.00
C-40	C. Grande	Jil 109	***	441200	2221900	0.120	0.000	0.000240	57.14
C-41	C. Pelón	Jil 108	***	443550	2220600	0.090	0.000	0.000061	63.43
C-42	C. Los Caballos	Jil 110	***	440250	2220950	0.090	0.000	0.000042	67.38
C-43	C. El Ahorcado	Tula 1	***	449800	2220150	0.110	0.000	0.000127	61.79
C-44	C. Pelón	Jil 47	Jil 48	446100	2229650	0.050	0.000	0.000046	43.60
C-45	C. La Leña	Jil 44		440000	2229500	0.110	0.000	0.000414	45.92
C-46	C. Prieto	Jil 45	Tula 7	441200	2230050	0.050	0.000	0.000023	53.13
C-47	C. Cithini	***	***	442400	2235250	0.100	0.000	0.000064	66.25
C-48	s/n	***	***	449000	2236950	0.070	0.000	0.000067	52.35
C-49	s/n	***	***	452700	2217200	0.050	0.000	0.000230	23.05
C-50	Vista Hermosa	***	***	450500	221850	0.030	0.000	0.000021	32.82
C-51	s/n	***	***	436900	2204050	0.040	0.000	0.000019	46.84
C-52	s/n	Jil 99	***	437500	2205400	0.040	0.000	0.000019	46.84
C-53	Loma Don Pancho	***	***	437150	2206200	0.040	0.000	0.000024	43.26
C-54	s/n	Jil 96	***	435900	2207650	0.060	0.000	0.000041	53.13
C-55	C. Xihidenxhi	Jil 95	***	437500	2209250	0.090	0.000	0.000113	55.65
C-56	s/n	***	***	436900	2210900	0.030	0.000	0.000008	57.20
C-57	s/n	***	***	431500	2232900	0.080	0.000	0.000060	59.30
C-58	s/n	***	***	432700	2232450	0.070	0.000	0.000040	59.33
C-59	s/n	***	***	446900	2224300	0.030	0.000	0.000009	56.30
C-60	s/n	***	***	447000	2224900	0.040	0.000	0.000012	53.13
C-61	s/n	***	***	442100	2222700	0.100	0.000	0.000096	61.63
C-62	s/n	***	***	436600	2227150	0.060	0.000	0.000025	59.74

5 – Diámetro del cráter / Diámetro de la base (diámetro promedio)

C. - Cono

D.C. - Derrame de cono

s/n - Sin nombre

h - Altura

Tabla 3. Parámetros de los domos del CVJ.

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas UTM		d_M^1 (Km)	d_m^2 (Km)	d_p^3 (Km)	h (Km)
		Domo	D.D.	Este	Norte				
D-1	s/n	Jil 69	***	407450	2213000	0.160	0.155	0.158	0.090
D-2	C. Tixhiñú	Jil 72, Jil 73	***	409000	2223850	0.095	0.070	0.083	0.100
D-3	Loma Linda	***	***	413850	2213150	0.170	0.135	0.153	0.080
D-4	C. La Mesita	Jil 66	***	413450	2215350	0.350	0.095	0.223	0.160
D-5	s/n	Jil 75	***	424100	2216050	0.105	0.085	0.095	0.030
D-6	C. Bonxhi	***	***	423350	2219250	0.245	0.125	0.185	0.100
D-7	C. La Lagunilla	***	***	425250	2225600	0.175	0.130	0.153	0.090
D-8	San Ignacio	Jil 32, Jil 33, Jil 34	***	427550	2225600	0.380	0.265	0.323	0.170
D-9	C. El Pilón	Jil 25	***	420400	2229300	0.070	0.055	0.063	0.070
D-10	s/n	Jil 38	***	429150	2229300	0.120	0.080	0.100	0.040
D-11	San Francisco	***	***	427250	2230200	0.125	0.090	0.108	0.120
D-12	C. Las Atarjeas	***	***	425300	2232000	0.405	0.400	0.403	0.230
D-13	s/n	***	***	421300	2234750	0.300	0.175	0.238	0.110
D-14	C. Humini	***	Jil 39	426600	2236150	0.160	0.145	0.153	0.130
D-15	C. Burro	Jil 40	***	427950	2237150	0.130	0.115	0.123	0.140
D-16	C. El Rosal	Jil 30, Jil 31	***	430750	2224350	0.475	0.220	0.348	0.390
D-17	C. La Virgen	Jil 61	***	430850	2225950	0.415	0.250	0.333	0.410
D-18	C. El Bero	Jil 90	***	435500	2218400	0.185	0.135	0.160	0.100
D-19	C. El Cuzda	Jil 87	***	434750	2219800	0.165	0.140	0.153	0.140
D-20	s/n	***	***	436400	2237350	0.105	0.100	0.103	0.110
D-21	C. Manguí	***	***	436900	2237250	0.105	0.075	0.090	0.110
D-22	El Durazno de Guerrero	Jil 50	***	440750	2225400	0.275	0.225	0.250	0.180
D-23	C. Quelites	***	***	443800	2229300	0.120	0.090	0.105	0.090
D-24	s/n	Jil 46	Tula 6	442100	2230900	0.180	0.140	0.160	0.100
D-25	San Sebastian	***	***	443500	2231250	0.140	0.105	0.123	0.120
D-26	s/n	***	***	440500	2231200	0.295	0.090	0.193	0.100
D-27	C. San Agustín	Jil 100	***	449450	2214250	0.615	0.410	0.513	0.260
D-28	C. Grande	Jil 101	***	457250	2212800	0.765	0.525	0.645	0.330
D-29	C. Blanco	***	***	461600	2214500	0.520	0.425	0.473	0.250
D-30	C. Potrero Grande	***	***	456150	2219450	0.260	0.185	0.223	0.120

1 – Diámetro mayor

2 – Diámetro menor

3 – Diámetro de la base (diámetro promedio)

D.D. - Derrame de domo

s/n - Sin nombre

h - Altura

Tabla 3. Parámetros de los domos del CVJ (Continuación).

Clasificación	Nombre	Muestras		Coordenadas UTM		d_M^1 (Km)	d_m^2 (Km)	d_p^3 (Km)	h (Km)
		Domo	D.D.	Este	Norte				
D-31	C. Magoni	***	***	463150	2218750	0.205	0.160	0.183	0.110
D-32	Felipe Angeles	***	***	462500	2220250	0.265	0.230	0.248	0.090
D-33	C. Bojay	***	***	462000	2221800	0.170	0.105	0.180	0.090
D-34	s/n	***	***	462600	2223600	0.175	0.055	0.115	0.040
D-35	C. Gordo	Polo 1	***	416850	2236050	0.145	0.115	0.130	0.140
D-36	Loma Larga	***	***	469750	2222800	0.240	0.060	0.150	0.050
D-37	s/n	***	***	429150	2222450	0.090	0.075	0.082	0.070

1 – Diámetro mayor

2 – Diámetro menor

3 – Diámetro de la base (diámetro promedio)

D.D. - Derrame de domo

s/n - Sin nombre

h - Altura

IV. GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE JILOTEPEC (CVJ)

4.1 Geología del área de estudio

Con base en sus características geológicas el área de estudio se dividió en dos partes: las unidades pre-CVJ y las unidades propias del CVJ. Las unidades pre-CVJ son domos, un derrame de lava andesítica, andesitas que forman a los volcanes Xithí y Santa María Macua, andesitas y riolitas del volcán Ñadó, otros derrames andesíticos del Mioceno y depósitos fluvio-lacustres e ignimbritas del Mioceno-Plioceno. Las unidades del CVJ son del Plioceno y forman conos cineríticos y derrames asociados, domos aislados pequeños, un complejo de domos grandes en el centro del área, el volcán Nopala con sus derrames asociados, y derrames basálticos aislados.

El mapa geológico del área de estudio se encuentra en el Anexo 1 de éste trabajo; un mapa simplificado se muestra en la Fig. 11. Se midieron nueve secciones estratigráficas, las cuales se describen a lo largo de este capítulo.

No se tienen todavía los resultados de los fechamientos radiométricos de las unidades que se seleccionaron para tal propósito. La Tabla 2 muestra la posición (coordenadas UTM), localidad, tipo de roca (clasificación TAS), mineralogía, y dimensiones (altura y base) de los conos. La Tabla 3 muestra lo mismo para los domos.

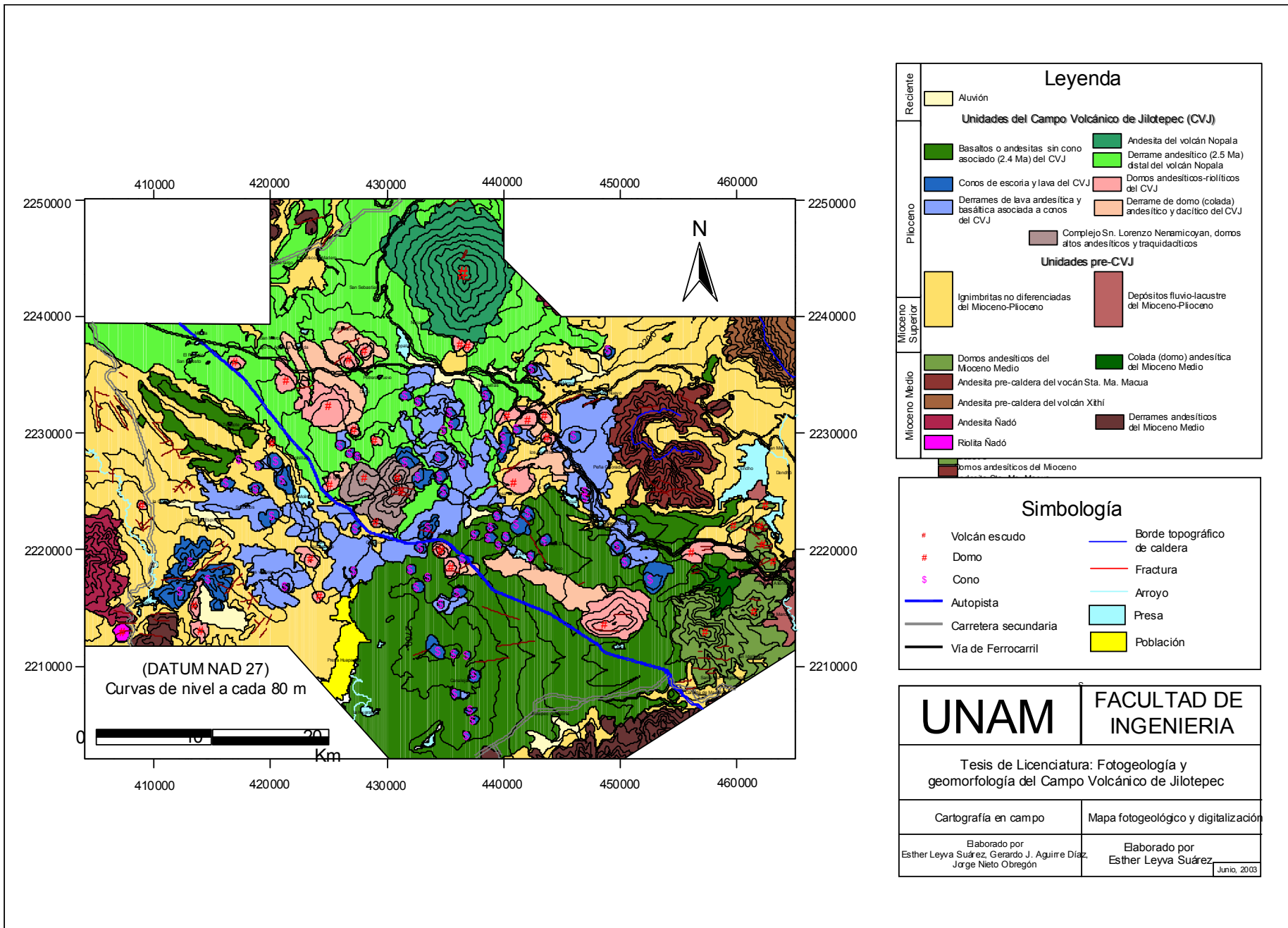


Fig. 11. Mapa geológico del Campo Volcánico de Jilotepec, Estado de México e Hidalgo.

A continuación se describen sucintamente las unidades litoestratigráficas informales propuestas en este trabajo, de la más antigua a la más joven. A las unidades se les asignaron nombres de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Unidades pre-CVJ

4.1.1 Riolita Ñadó

La riolita Ñadó aflora en la parte SW del área de estudio, ésta forma un domo al SE del volcán Ñadó. La roca presenta foliación y bandeamiento de flujo mal desarrollado; la roca está desvitrificada, contiene cuarzo y sanidino; aparentemente subyace al volcán Ñadó en su flanco SE (Fig. 11).

4.1.2 Andesita Ñadó

La andesita Ñadó forma al volcán Ñadó, y una parte de éste se localiza en la parte W del CVJ. Según Silva-Mora y Córdoba (1996) el volcán Ñadó es un estratovolcán que alcanza una altitud de 3,300 msnm. Su morfología es representativa de un evento muy explosivo que abrió parcialmente su flanco nororiental, donde se puede ver una espina conocida como Peña Ñadó. Además, su entorno permite delinear una superficie de traza elíptica que lo circunscribe, con un diámetro mayor que 15 km en una dirección este-oeste, y un diámetro menor que 14 km con una dirección N-S.

En el flanco SE del volcán Ñadó aflora una lava andesítica, con estructura en bloque, color gris oscuro-verdoso. Microscópicamente es porfídica con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, iddingsita y óxidos de Fe-Ti. Algunos fenocristales de plagioclasa presentan zoneamiento. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y piroxeno. A esta lava la sobreyace un depósito de escoria roja con bloques de andesita, una brecha andesítica compacta roja con fragmentos angulares cementada por limonita y un depósito piroclástico de escoria roja con bloques de andesita; en la cima aflora una ignimbrita café claro, con fragmentos de pómez blancas y negras pequeñas (< 1 cm), y una matriz pumfítica (Fig. 12).

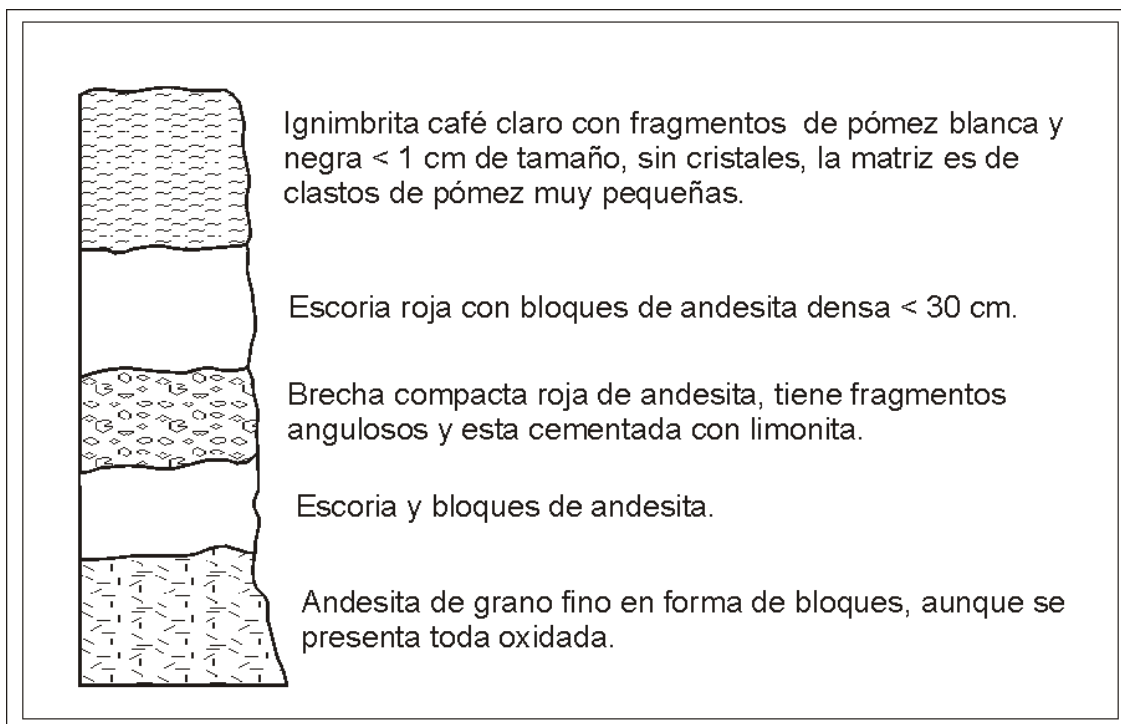


Fig. 12 Sección estratigráfica Mazatete (JIL 71) con coordenadas UTM 14Q 407,736 E, 2,214,711 N.

4.1.3 Derrames andesíticos del Mioceno Medio

Estos derrames se localizan al sur del CVJ. Son lavas de composición intermedia color gris oscuro, con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno con algo de biotita y óxidos de Fe y Ti, en una matriz vítrea. Estas lavas sobreyacen concordantemente a una secuencia piroclástica formada por la ignimbrita Decandejé y un horizonte de 0.30 – 0.50 m de depósitos de oleada piroclástica. (Fig. 13).

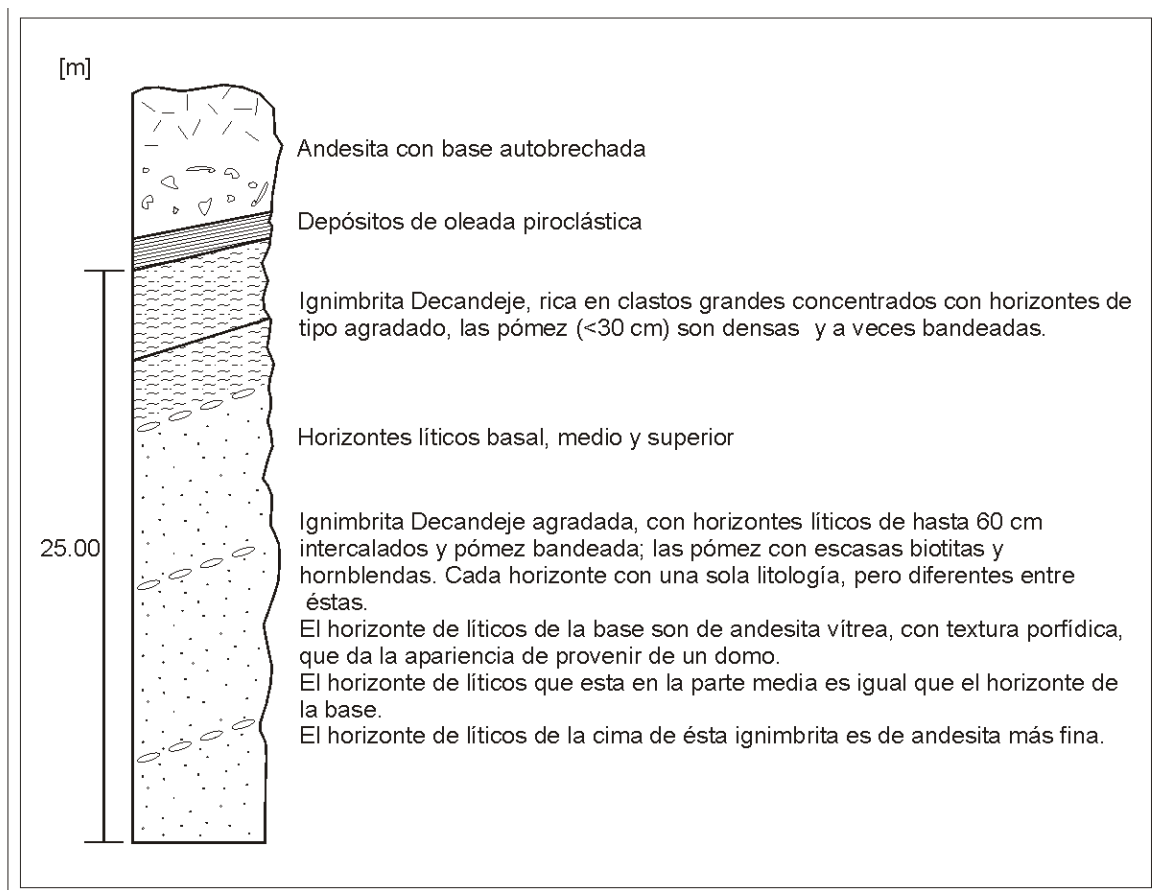


Fig. 13 Sección estratigráfica Oxtoc-Toxhie (JIL 67) con espesor aproximado de 29 m, con coordenadas UTM 14Q 412,153 E, 2,213,917 N.

4.1.4 Andesita Xithí

La andesita Xithí forma al volcán con el mismo nombre, y una parte de éste se localiza en la parte NE del CVJ. Según Silva-Mora (1997) su flanco oriental esta formado por catorce horizontes de brecha con diferente espesor y compactación, constituidos por abundantes fragmentos de andesita porfídica con diámetros entre 0.20 y 1 m, en una matriz de ceniza gruesa, a veces con escorias. Estas brechas descansan sobre un vitrófido de color negro con cristales de plagioclasa abundantes, que está cubierto por una capa delgada de 1 m de espesor de ceniza color blanco grisáceo, cuya parte superior está formada por pequeños fragmentos de pómez color amarillento.

4.1.5 Andesita Santa María Macua

La andesita Santa María Macua forma la caldera (Fig. 14) que se localiza en la parte E del CVJ, la cual es una estructura de cráter con forma de herradura, con dimensiones 3 x 5 km, que tuvo una erupción de una ignimbrita riolítica no consolidada, la que se le estima una edad entre 4 y 3 Ma y se ubica a 410 km de la Trinchera Mesoamericana (Aguirre-Díaz, 2001b). La estructura pre-caldera, es el cono de un estrato-volcán, formado por la acumulación de derrames de lava andesítica con textura porfídica (Silva-Mora, 1997).

Este volcán está constituido por varios flujos de lava de composición intermedia. En el flanco S estas lavas muestran intemperismo con exfoliación

esferoidal, textura fanerítica, y están interestratificadas con depósitos de ceniza y lapilli de pómez. Las lavas son negras en superficie fresca con cristales de plagioclasa, clinopiroxenos, olivino e iddingsita. En el flanco SW se encuentra un derrame intermedio, gris oscuro al fresco y café al intemperismo, con textura porfídica y matriz vítrea con microlitos de plagioclasa. El conjunto de fenocristales es plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, biotita, óxidos de Fe-Ti y hornblenda.



Fig. 14 Vista Panorámica de la Caldera Santa María Macua

4.1.6 Unidades que forman los domos andesíticos del Mioceno

Se localizan en la parte SE del área de estudio y al SW de Tula de Allende en una loma suave. La roca presenta foliación vertical, así como bandeamiento de flujo. Unos domos se encuentran en contacto con el basalto Jilotepec, y otros domos están en contacto con la ignimbrita Poza Honda.

Los domos están formados por lavas de composición intermedia, negras al fresco. Se presentan en una forma masiva, con textura fanerítica, y cristales de plagioclasa, iddingsita y clinopiroxeno.

4.1.7 Depósitos fluvio-lacustres

Estos depósitos fluvio-lacustres afloran en la parte SE del CVJ, cerca de Tula de Allende. Según Segerstrom (1961), al sur de la ciudad de Tula de Allende existe una secuencia volcánico-sedimentaria estratificada, que se atribuye a la Formación Tarango, en la cual fueron encontrados fósiles de edad pliocénica tardía. Sin embargo, cerca de Tepeji del Río, Carranza-Castañeda y Aguirre-Díaz (2001) han identificado fósiles de vertebrados de aproximadamente 5 Ma, en la cima de una secuencia fluvio-lacustre gruesa (>100 m). Carrasco-Hernández (1999) reportó ignimbritas intercaladas con depósitos lacustres en la base de esta secuencia, cerca de la Presa Taxhimay.

4.1.8 Ignimbritas

Ignimbrita Xithí

Esta ignimbrita aflora en la parte NE del área de estudio, a las faldas del volcán Xithí al norte del poblado Xithí Primera Sección. Está compuesta por dos flujos piroclásticos. La ignimbrita inferior es café ocre, con fragmentos de escoria negra, menores a 5 cm, líticos de andesita, y una matriz de fragmentos finos de

escoria y ceniza arenosa con fenocristales de plagioclasas. Sobreyace a la andesita Xithí.

La ignimbrita superior es gris claro, con clastos de pómez blanca menores a 2 cm. Tiene mayor cantidad de líticos de andesita que la ignimbrita inferior; los líticos son lavas negra, roja y gris, en una matriz arenosa de líticos, ceniza y hornblenda (Fig. 15). En la parte más lejana, es amarilla claro, conteniendo abundante pómez blanca de hasta 35 cm de diámetro; algunas de estas están bandeadas. El espesor aproximado de la ignimbrita es de 15 m (Fig. 16).



Fig. 15 Ignimbrita Xithí color gris



Fig. 16 Ignimbrita Xithí con pómez mayores de 10 cm.

Ignimbrita Huichapan

La ignimbrita Huichapan presenta tres facies dentro del área de estudio.

Una zona deleznable está en la parte superior de la ignimbrita. Está constituida por clastos de pómez blanca abundantes con tamaños menores a 10 cm, y textura fibrosa. Algunos fragmentos de pómez son de color café con textura

vesicular. Contiene líticos de andesita y dacita de color rojo, gris y negro, con tamaños menores de 5 cm. La matriz es arenosa y formada por espículas de vidrio y fragmentos de pómez. Tiene un espesor de 20 m. Le sobreyace un depósito por lapilli de caída constituido de fragmentos de escoria negra y bombas pequeñas. A éste le sobreyace una andesita de grano fino, más vesicular hacia la cima. (Fig. 17).

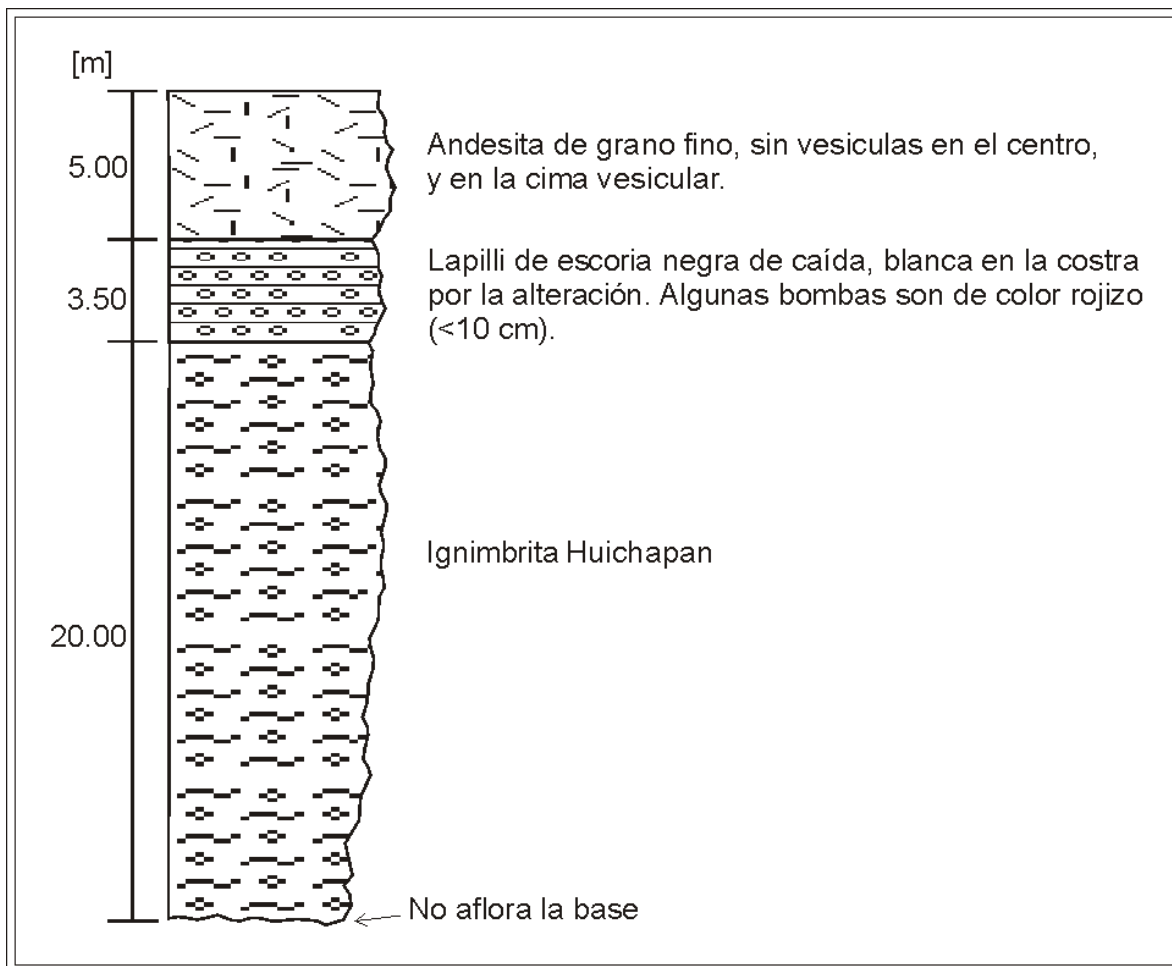


Fig. 17. Sección estratigráfica El Molino (JIL 17) con espesor total de 28.50 m, con coordenadas UTM 14Q 416,719 E, 2,232,097 N.

La zona parcialmente soldada está en la parte media o central de la ignimbrita. Es rica en líticos con tamaños menores a 4 cm de andesita roja y negra, y los fragmentos de pómez tienen un aspecto lustroso con vesículas alargadas (pipeadas), con matriz fina del tamaño de arena (Fig. 18).

La zona soldada esta generalmente en la parte media-inferior. Está constituida de pómez blanca con tamaños entre 2 y 3 cm, y contiene líticos relativamente abundantes de andesita y basalto. Los fragmentos de pómez están colapsados (fiamme).

La ignimbrita Huichapan proviene del Complejo Calderíco Donguinyó – Huichapan, y tiene una edad de 4.2 Ma (Aguirre-Díaz, 2004).



Fig. 18 Ignimbrita Huichapan parcialmente soldada.

Ignimbrita Poza Honda

Esta unidad la describió con anterioridad Carrasco-Hernández (1999), la cual es el principal producto dominante de la formación de la caldera Santa María Macua (Aguirre, 2001). De acuerdo con Carrasco-Hernández (1999) la toba Poza Honda aflora en el margen NE del Campo Volcánico Sierra de las Cruces Norte (CVSCN). En el área de estudio aflora en la parte S-SE del CVJ. Se trata de un paquete piroclástico masivo de color amarillo, café y naranja. Tiene un espesor menor a los 50 m. Se caracteriza por estar situada entre dos derrames de lava, donde el basalto de la cima tiene una edad de 2.4 Ma (Suter et al., 1995). En la base del paquete se encuentra un depósito fluvio-lacustre blanco con intercalaciones de aluvión redondeados y con espesor de 20 m (Fig. 19). Subyace a una secuencia piroclástica de 4.90 m de espesor, que comprende tres depósitos. En la base se observa un depósito de caída de lapilli de pómez, con un espesor de 3 m, con gradación normal. Sobre éste se encuentra un depósito de caída de ceniza y lapilli compacto, homogéneo, y bien clasificado, con 20 cm de espesor. Sobreyace a éste último un depósito de lapilli de caída gruesa de pómez, con un espesor de 1.7 m, constituido por pómez blanca, de tamaño menor a 5 cm de diámetro y una gradación normal. Sobre esta secuencia se tiene el paquete principal de la ignimbrita Poza Honda color café rojizo, constituida por pómez de tamaño menor a 1 cm, en una matriz de arena gruesa de pómez, con algunos líticos de andesita negra (Figs. 20, 21, 22).

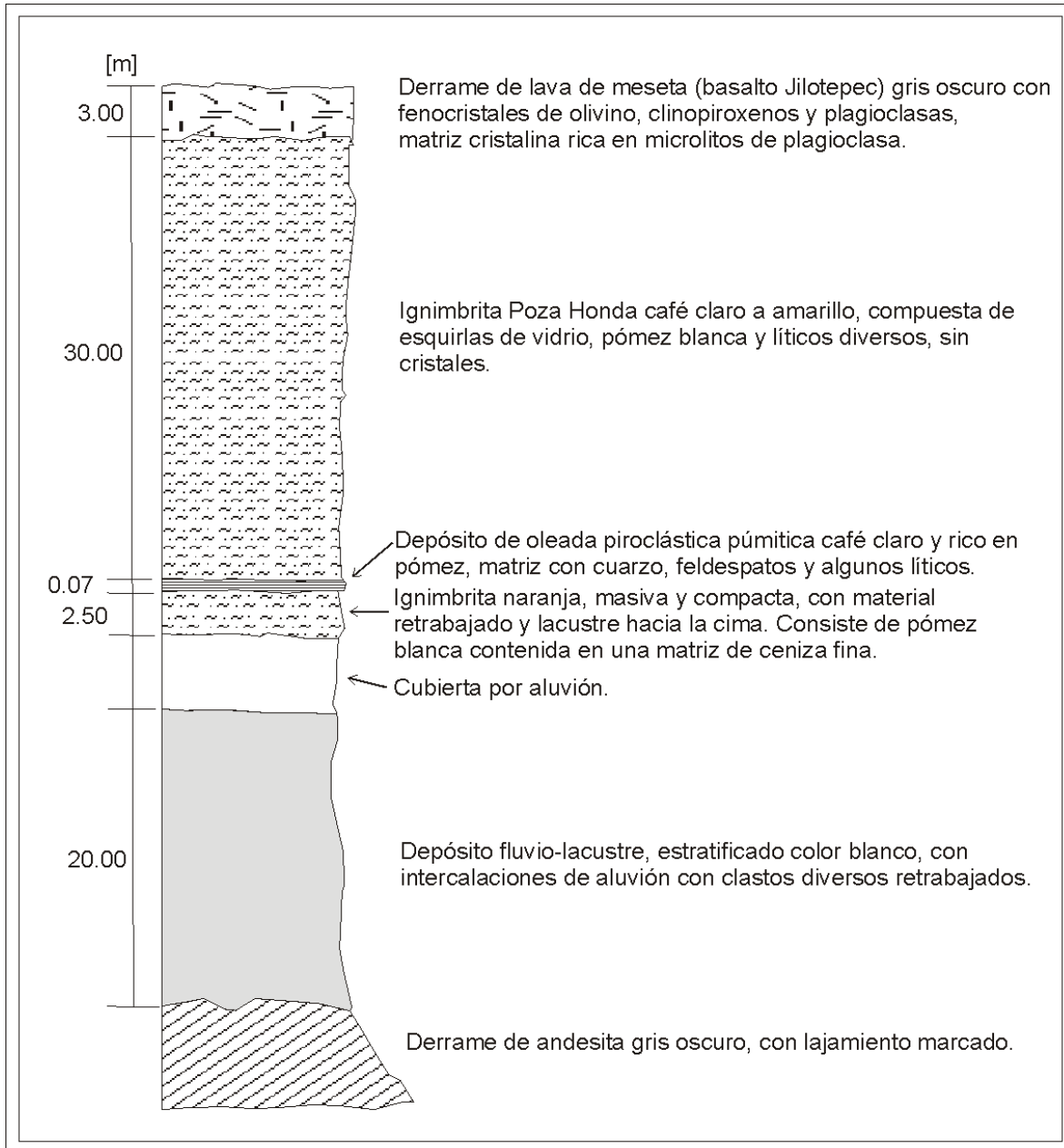


Fig. 19. Sección estratigráfica Santa Ma. Macua, 19°58' lat. N, 99°26' long W (tomada de Carrasco-Hernández, Javier, 1999)

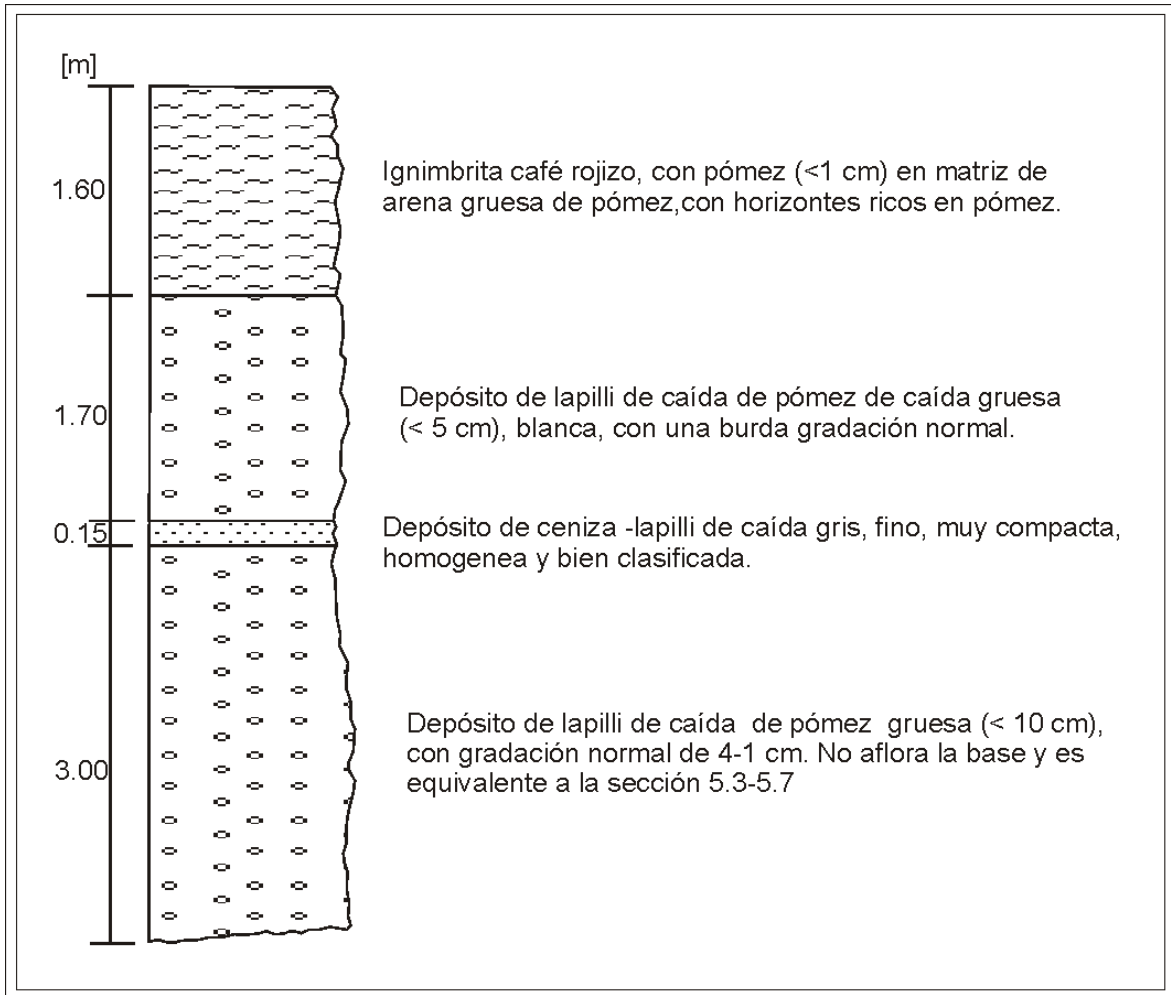


Fig. 20. Sección estratigráfica Jurica (JIL 9) con espesor total de 6.45 m, con coordenadas UTM 14Q 419,971 E, 2,225,817 N.



Fig. 21. Ignimbrita Santa María Macua; afloramiento en banco de material. Pared aproximada de 20 m de espesor.



Fig. 22. Ignimbrita Santa María Macua; detalle del depósito mostrado, rico contenido de pómez y bajo grado de soldamiento

Ignimbrita Decandejé

La ignimbrita Decandejé es una secuencia piroclástica expuesta al SW del CVJ. Es un depósito café claro, constituido por pómez blanca, en su mayoría con tamaños menores a 30 cm, pero en ocasiones con fragmentos entre 30 y 60 cm. Algunos fragmentos de pómez están bandeados. Los líticos son escasos, y la matriz es de pómez con biotita hexagonal dorada. Por lo general la sobreyacen lavas de composición andesítica (Fig. 23).

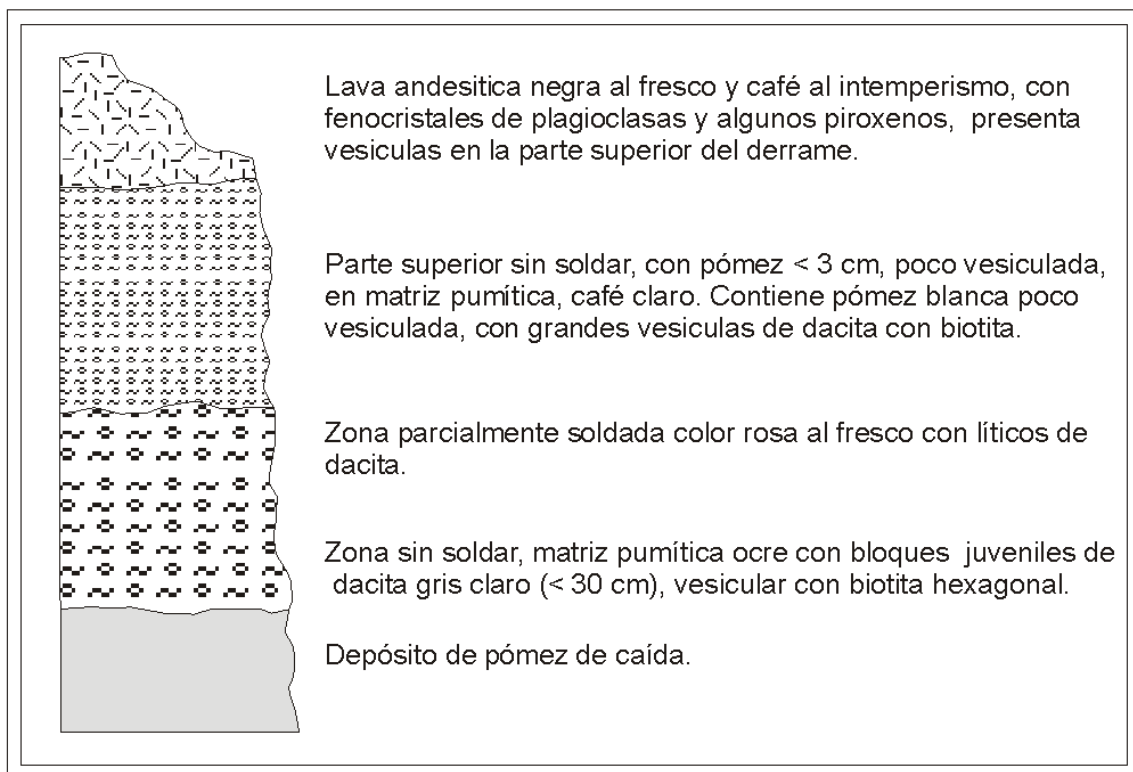


Fig. 23 Sección estratigráfica generalizada de la Ignimbrita Decandejé con coordenadas UTM 14Q 414,419 E, 2,218,218 N.

4.1.9 Unidad que forma el domo Tixhiñú

Esta unidad se localiza en la parte W del CVJ y al NE del volcán Ñadó, esta constituida por una roca gris oscuro al fresco, presenta bandeamiento de flujo, textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe–Ti. En la parte interna del domo se observa foliación concéntrica y bandeamiento de flujo. La roca presenta algunas vesículas grises, textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe–Ti y una matriz vítrea. La ignimbrita Huichapan rodea al domo, por lo que es de edad pre-ignimbrita Huichapan, por tanto no pertenece al CVJ.

4.2 Unidades del CVJ

4.2.1 Unidad que forman los conos cineríticos y derrames asociados

La Tabla 2 resume la ubicación y características morfométricas principales de los conos cineríticos del CVJ y en la Tabla 4 se muestra la clasificación química de algunas muestras.

Cono C. La Chiapaneca (C-2)

El cono C. La Chiapaneca se localiza en la parte SW del área de estudio y al E del volcán Ñadó, con coordenadas 14Q 413010 E, 2219100 N, y tiene un

diámetro promedio de 343 m en su base (Tabla 2). Este sobreyace a una secuencia de derrames de lavas y autobrechadas de composición intermedia. Estas a su vez sobreyacen a la ignimbrita Decandejé, la que a su vez cubre a un depósito de pómez (Fig. 24).

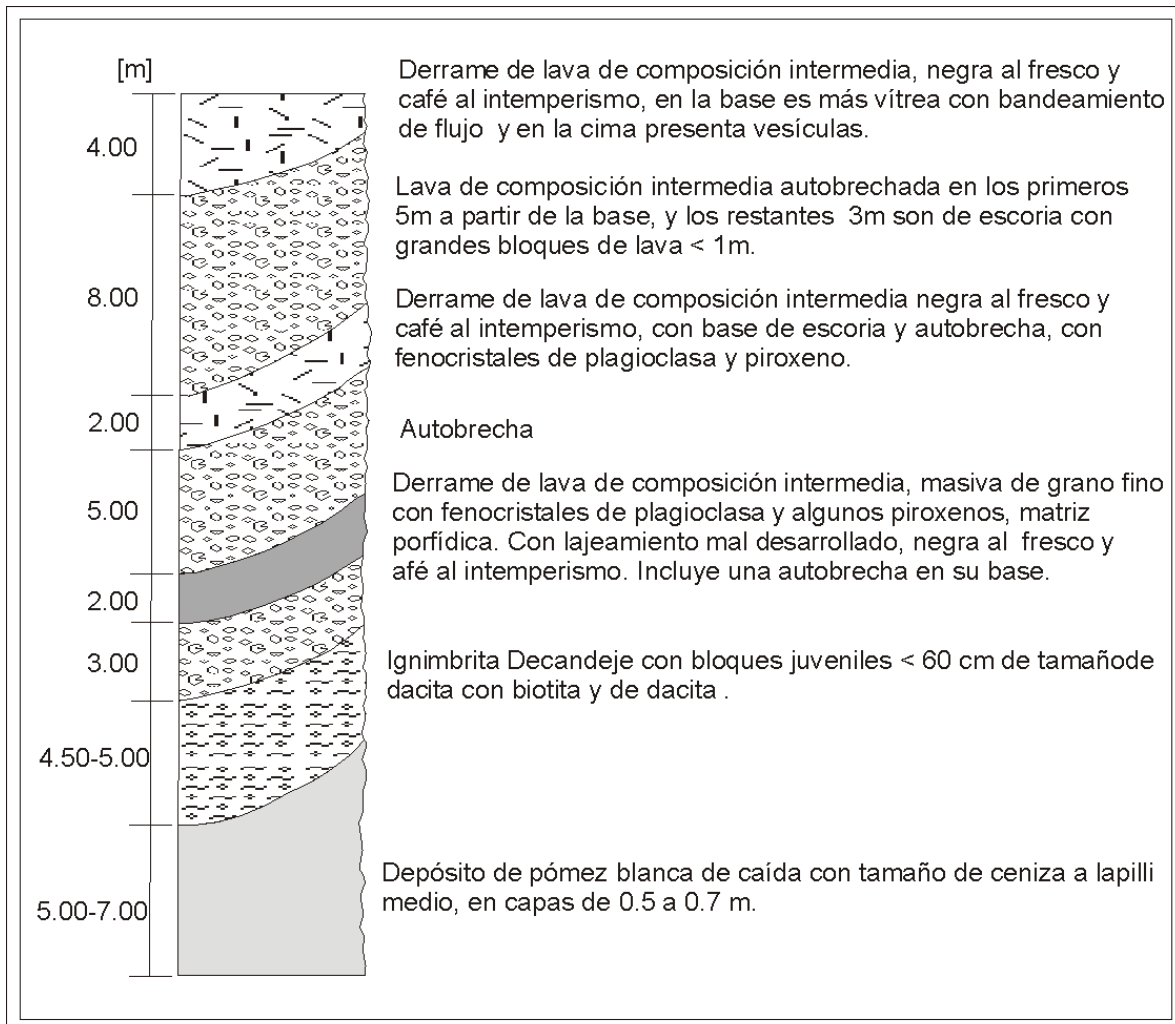


Fig. 24. Sección estratigráfica Chapala (JIL 62) con espesor total de 35 m, con coordenadas UTM 14Q 414,109 E, 2,220,952 N.

Cono El Puerto (C-3)

El cono El Puerto se localiza en la parte SW del área de estudio y al SW del C. La Chiapaneca (C-2), con coordenadas 14Q 414760 E, 2217550 N y tiene un diámetro promedio de 315 m en su base (Tabla 2). Éste cono emitió lavas de composición intermedia, color negro, con textura porfídica y glomerocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, en una matriz vítrea. Una característica notoria es la presencia de enclaves color verde abundantes de aglomerocristales de plagioclasa y piroxeno con aureolas de reacción formadas por nueva plagioclasa y vidrio. Sobreyace a la ignimbrita Decandejé.

Cono C. Colorado (C-4)

El cono C. Colorado se localiza en la parte SW del área de estudio, con coordenadas 14Q 416310 E, 2225950 N, un diámetro promedio de 105 m en su base (Tabla 2). Es un cono de escoria compuesto por aglutinado color negro. Sobreyace a la ignimbrita Huichapan, aunque no se observó bien el contacto debido al material retrabajado que lo cubre.

Cono C-7

El cono C-7 se localiza en la parte NW del área de estudio, con coordenadas 14Q 418960 E, 2227400 N, un diámetro promedio de 70 m en su base (Tabla 2). Este cono forma una loma suave y redondeada. Se observan

algunos fragmentos de bomba en sus laderas. La lava que arrojó es gris oscuro al fresco, tiene textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, el olivino está parcialmente alterado a iddingsita, clinopiroxeno, y una matriz con microlitos de plagioclasa. Sobreyace a la ignimbrita Huichapan.

Cono C. Jurica y derrame asociado (C-12)

El cono C. Jurica se localiza en la parte W del área de estudio, al SW del poblado Encinillas, con coordenadas de 14Q 421060 E, 2226150 N, un diámetro promedio de 138 m en su base (Tabla 2).

En el flanco N del cono se observan escoria negra al fresco, depósitos de caída con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, olivino e iddingsita. En el flanco SE, W y S del cono se observa una lava de composición intermedia, de grano fino, negro-gris oscuro al fresco, vítrea, con textura porfídica y con fenocristales de plagioclasa, escasos cristales de iddingsita y clinopiroxeno. Esta lava al parecer es cortada al SE por una falla al este del poblado de Encinillas.

Cono C. El Retoño (C-30)

El cono C. El Retoño se localiza en la parte central del área de estudio, al E del complejo de domos San Lorenzo Nenamicoyan, con coordenadas 14Q 434850 E, 2224750 N, un diámetro promedio de 108 m en su base (Tabla 2). El cono está

compuesto de escoria con bombas negras al fresco, textura fanerítica, con algunos fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

Cono C. Pelón (C-37)

El C. Pelón se localiza en la parte central-norte del área de estudio, al S del volcán Nopala, con coordenadas 14Q 435450 E, 2231600 N, un diámetro promedio de 78 m en su base (Tabla 2). Este cono está compuesto por escoria negra al fresco y rojiza al intemperismo. Emitió una lava de composición intermedia, gris claro al fresco, lajeada, vesicular, con textura porfídica, y con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, y olivino escaso. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

Cono C. Pelón (C-41)

El cono C. Pelón se localiza en la parte SE del área de estudio, al W de la presa La Tinaja Dos, con coordenadas 14Q 443550 E, 2220600 W, un diámetro promedio de 90 m en su base (Tabla 2). Es un cono cinerítico compuesto por escoria con bombas de <1.5 m de largo, tanto densas como vesiculadas. La roca es negra al fresco, con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe–Ti y escaso olivino, en una matriz vítrea oxidada. Sobreyace al basalto Jilotepec, descrito más adelante.

Cono C. El Ahorcado (C-43)

El cono C. El Ahorcado se localiza en la parte SE del área de estudio, al SW de la Caldera Santa María Macua, con coordenadas 14Q 449800 E, 2220150 N, un diámetro promedio de 118 m en su base (Tabla 2). Es un cono cinerítico de escoria y ceniza. Predomina el lapilli y se observan bloques de lava con cristales de cuarzo y magnetita. Las lavas presentan fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe–Ti, en una matriz vítrea oxidada. Sobreyace al basalto Jilotepec, descrito más adelante.

Cono C. Pelón (C-44)

El cono C. Pelón se localiza en la parte NE del área de estudio y al W de la caldera Santa María Macua, con coordenadas 14Q 446100 E, 2229650 N, un diámetro promedio de 105 m en su base (Tabla 2). Es un cono cinerítico rojo, oxidado debido al intemperismo. Incluye bombas café-rojizas al intemperismo (Fig. 25), y negras al fresco, que llegan a medir hasta 70 cm de largo. La matriz de estos productos es vítrea, presenta fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y óxidos de Fe–Ti. Asociado al cono se observó un derrame de lava largo y delgado de composición intermedia, que muestra vesículas y algunas amígdalas rellenas de plagioclasa oxidada. La lava es café rojizo al intemperismo y gris oscuro al fresco. Al parecer el cono C. Pelón es un volcán escudo que es coronado por un cono de escoria. Sobreyace a la ignimbrita Poza Honda.



Fig. 25. Bomba del cono C. Pelón (C-44)

Cono C. Prieto (C-46)

El C. Prieto se localiza en la parte NE del área de estudio, al NW de la presa Los Quelites, con coordenadas 14Q 441200 E, 2230050 N, un diámetro promedio de 75 m en su base (Tabla 2). Al igual que el C. La Leña (C-45), es un cono cinerítico con abundantes bombas negras densas y con vesículas escasas. Se observó una matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y escasos óxidos de Fe–Ti.

Cono C. La Cruz y derrame asociado (C-11)

El cono C. La Cruz se localiza en la parte SW del área de estudio, al NW de la presa el Colegio y al SW del complejo de domos San Lorenzo Nenamicoyan, con coordenadas 14Q 427210 E, 2221950 N, un diámetro promedio de 93 m en su

base (Tabla 2). Este cono emitió un derrame de lava de composición intermedia, que cambia su aspecto de masivo a lajeado. Otros tres derrames de lava autobrechada de composición intermedia, se asocian a este volcán. Dichos derrames presentan vesículas pequeñas con una textura porfídica, en una matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa y cristales de iddingsita. Los derrames se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos, y éstos a su vez por 30 cm de suelo (Fig. 26).

En el flanco W del cono C. La Cruz se tiene otro derrame asociado, masivo con foliación de flujo en la parte central, que cambia a una roca lajeada de aproximadamente 1 m de espesor, para después cambiar a una brecha volcánica gruesa con más de 5 m de espesor, con bloques de hasta 1 m, en una matriz de escoria. Contiene fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y óxidos de Fe–Ti.

Cono C–8 y derrame asociado

Este cono se localiza en la parte SW del área de estudio, al E del cono El Puerto (C-3), con coordenadas 14Q 421260 E, 2217100 N, un diámetro promedio de 63 m en su base (Tabla 2). En el flanco NE de este cono sin nombre (C–8) se presenta un derrame de lava asociado de composición intermedia, con menos de 5 m de espesor, aunque no se observa la base. El derrame es denso en el centro pero en la cima presenta vesículas grandes con algunas amígdalas rellenas de

zeolitas. La roca es gris al fresco, con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno. En el flanco NW del cono se tiene otro

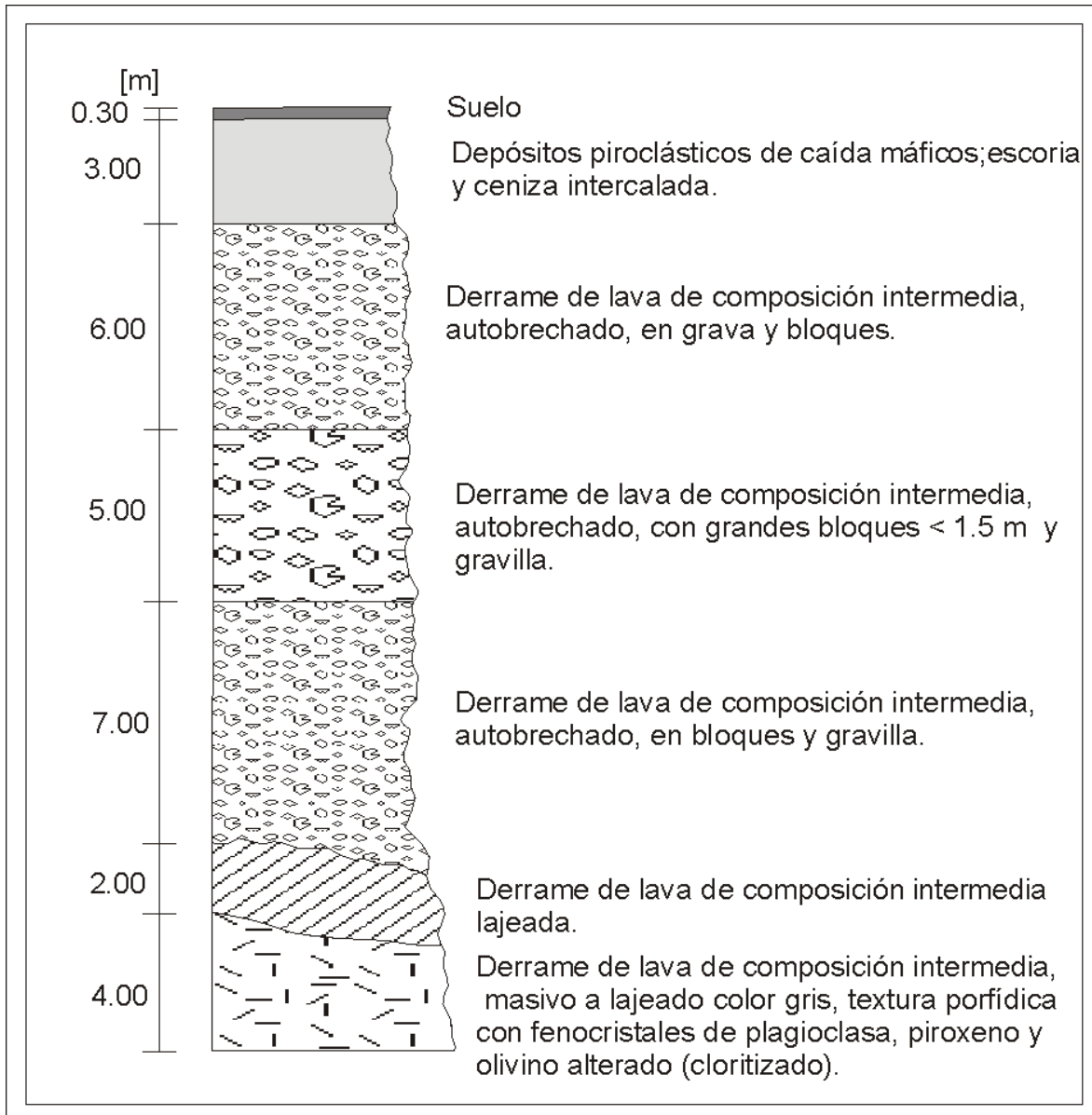


Fig. 26. Sección estratigráfica La Cruz (JIL 86) con espesor aproximado de 27.50 m con coordenadas UTM 14Q 427,643 E, 2,222,134 N.

derrame grueso de composición intermedia, aproximadamente entre 20-25 m de espesor, pero no se observa la base. En la parte central el derrame es generalmente masivo y lajeado en algunos sitios, en la cima es vesicular con algunas amígdalas de zeolita. La roca tiene textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa. Al SW del cono, el derrame de lava es denso, con matriz vítrea, textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, algunas con zoneamiento y cristales de clinopiroxenos. Sobreyace a la ignimbrita Decandejé.

Cono C-9 y derrames asociados

Este cono se localiza en la parte NW del área de estudio, al N de la presa Huapango, con coordenadas 14Q 427160 E, 2218400 N, un diámetro promedio de 70 m en su base (Tabla 2). Es un cono cinerítico formado de lapilli de escoria y bloques densos entre 10 y 20 cm de diámetro. La escoria es negra muy vesiculada. Un derrame asociado al cono C-9 se observa en el flanco NW del cono. El derrame presenta un bandeamiento de flujo burdo, y estructuras en rampa, por lo que se interpreta como lava viscosa tipo colada (couleé). El derrame es de composición intermedia, gris oscuro, denso, con matriz vítrea y textura traquítica, con cristales alineados de plagioclasa, algunas con zoneamiento, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y calcita secundaria. Esta en contacto con la ignimbrita y el basalto Jilotepec, descrito más adelante.

Cono C. El Colorado (C-10) y derrame asociado

El cono C. El Colorado se localiza en la parte SW del área de estudio, al SW de la presa El Molino, con coordenadas 14Q 420610 E, 2223250 N, un diámetro promedio de 143 m en su base (Tabla 2). En el flanco NW del cono se midió una sección estratigráfica; en la base de ésta se observa una lava de composición intermedia en bloques autobrechada, aproximadamente de 5 m de espesor, negra al fresco, con textura porfídica y escasos fenocristales de plagioclasa y cristales de clino-piroxeno, en una matriz microlítica; a ésta lava le sobryace una secuencia piroclástica estratificada de aproximadamente 3m de espesor de lapilli de pómez, con un horizonte de 1m de ignimbrita café con pómez amarilla, y capas delgadas que suman 20-30 cm de ceniza de caída, gris que sobryacen a la ignimbrita Huichapan con aproximadamente 50 m de espesor. En el flanco S se observan diferentes depósitos, uno al parecer fue producto de una erupción del cono que arrojó escoria y bombas; el siguiente evento al parecer fue freato-magmático, por componerse de una intercalación de depósitos ricos en líticos de hasta 1.5 m de diámetro, con depósitos de flujo piroclástico, también rico en líticos.

Cono C. El Panteón (C-14) y derrame asociado

El cono C. El Panteón se localiza en la parte NW del área de estudio, al NE del poblado Encinillas, con coordenadas 14Q 425960 E, 2229200 N, un diámetro promedio de 88 m en su base (Tabla 2). Un derrame asociado al cono forma una

meseta al norte de éste compuesta por lavas de composición intermedia en bloques y escorias negras al fresco, textura porfídica, fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, biotita, y olivino. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

Cono C. Xithí (C-34) derrame asociado

El cono C. Xithí se localiza en la parte central del área de estudio, al E del complejo de domos San Lorenzo Nenamicoyan, con coordenadas 14Q 434500 E, 2227800 N, y un diámetro promedio de 103 m en su base (Tabla 2). En el flanco norte del cono C. Xithí se observa un derrame gris oscuro al fresco, con textura porfídica, matriz vítrea, fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y escasos óxidos de Fe–Ti. Conforme nos alejamos del cono se observa otro derrame con textura afanítica, matriz vítrea y escasos fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, olivino, que posiblemente fue también emitido por el cono Xithí. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

4.2.2 Unidad que forman los domos

En la Tabla 3 se muestran la ubicación y características geomorfológicas principales de los domos.

Complejo de domos San Lorenzo Nenamicoyan

Este complejo se localiza en el centro-oeste del área de estudio. Está integrado por cuatro domos; C. La Virgen (D-17), C. San Ignacio (D-8), C. El Rosal (D-16) y un domo sin nombre (D-37), pero que está al SW del domo El Rosal.

El domo C. La Virgen tiene como coordenadas 14Q 430850 E, 2225950 N, y un diámetro promedio de 333 m en su base (Tabla 3), es el más alto y sobresaliente (410 m), está compuesto por una roca de composición intermedia, color negro al fresco y café al intemperismo, con textura porfídica en una matriz vítrea, con fenocristales de plagioclasa, pequeños cristales de clinopiroxeno y al parecer escasa biotita. La roca presenta bandeamiento y foliación de flujo. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

El domo C. San Ignacio tiene como coordenadas 14Q 427550 E, 2225600 N, y un diámetro promedio de 323 m en su base (Tabla 3), está al oeste del domo C. La Virgen, se compone de una lava de composición intermedia color café al intemperismo y gris al fresco. La roca es vesicular con textura porfídica; contiene mica de color amarillo-dorado, cristales de olivino, iddingsita, clinopiroxeno y plagioclasa. Sobreyace al derrame del volcán Nopala y al domo La Virgen.

El domo C. El Rosal tiene como coordenadas 14Q 430750 E, 2224350 N, y un diámetro promedio de 348 m en su base (Tabla 3), se localiza al sur del domo C. La Virgen. Se trata de una lava de composición intermedia, color negro al

fresco, con foliación y bandamiento de flujo, con pliegues recostados pequeños. En la parte central del domo se presenta como bloques. La roca tiene textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, óxidos de Fe–Ti, y la matriz está formada por microlitos de plagioclasa. En algunos sitios se encontró obsidiana parcialmente perlitizada. Sobreyace a la ignimbrita, al derrame del volcán Nopala y al domo La Virgen.

El domo sin nombre tiene como coordenadas 14Q 429150 E, 2222450 N, y un diámetro promedio de 80 m en su base (Tabla 3). Está al SW del domo C. El Rosal, es de menor tamaño que los otros domos, y presenta las mismas características del domo C. El Rosal. Sobreyace a la ignimbrita.

Domo C. La Mesita (D-4)

El domo C. La Mesita se localiza en la parte SW del área de estudio, al SW del cono El Puerto (C-3), con coordenadas 14Q 413450 E, 2215350 N, y un diámetro promedio de 223 m en su base (Tabla 3). Este domo es alargado en dirección N-S. Apenas se observa la foliación de flujo. La roca es de composición intermedia, negra al fresco, de grano grueso, textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, y escasos cristales de clinopiroxeno, y matriz vítrea. Sobreyace a la ignimbrita Decandejé.

Domo D-5

El domo D-5 se localiza en la parte SW del área de estudio, al NW de la presa Huapango, con coordenadas 14Q 424100 E, 2216050 N, y un diámetro promedio de 95 m en su base (Tabla 3). Es un cerro sin nombre que forma una loma suave al W del Azafrán. Se observa un bandeamiento de flujo bien desarrollado. La roca es gris oscuro–negro al fresco, densa a semi-densa, con vesículas pequeñas y escasas, textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, algunas con zoneamiento, y cristales de clinopiroxeno, la matriz está compuesta por microlitos de plagioclasas. Sobreyace a la ignimbrita Decandejé.

Domo C. El Pilón (D-9)

El domo C. El Pilón se localiza en la parte NW del área de estudio, al NW del poblado Encinillas, con coordenadas 14Q 420400 E, 2229300 N, y un diámetro promedio de 63 m en su base (Tabla 3), entre el contacto de la ignimbrita Huichapan y el derrame del volcán Nopala. La roca del domo C. El Pilón presenta bandeamiento y foliación de flujo, color gris claro, con textura afanítica, devitrificada, con cristales pequeños de plagioclasa, clinopiroxeno, y biotita (Fig. 27). El domo está flanqueado por depósitos de caída de tefra con estratificación delgada a gruesa. Las capas están inclinadas hacia el W (Fig. 28). Estos depósitos son de escoria gris oscuro. Las capas gruesas (1-3 m de espesor) están formadas por lapilli grueso (1-2 cm de diámetro), y las capas delgadas (1 m de espesor) están formadas de ceniza.



Fig. 27. Afloramiento del domo C. El Pilón (D-9) mostrando lava con bandeamiento de flujo.



Fig. 28. Depósitos de piroclastos de caída que rodean al domo C. El Pilón

Domo D-10

El domo D-10 se localiza en la parte NW del área de estudio, al N del complejo de domos San Lorenzo Nenamicoyan, con coordenadas 14Q 429150 E, 2229300 N, y un diámetro promedio de 100 m en su base (Tabla 3). Este domo está compuesto por roca gris claro al fresco, con textura porfídica, matriz vítrea con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y escasos óxidos de Fe–Ti. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

Domo El Durazno de Guerrero (D-22)

El Domo El Durazno de Guerrero se localiza en la parte central-este del área de estudio, al W de la presa La Tinaja, con coordenadas 14Q 440750 E, 2225400 N, y un diámetro promedio de 250 m en su base (Tabla 3). En el flanco

SW del domo se observa una roca de composición intermedia, color gris oscuro al fresco, con bandeamiento y foliación de flujo, con fenocristales de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno. La roca está devitrificada con esferulitas (Fig. 29). La matriz de la roca es vítrea, aunque en algunas zonas se encuentra perlitzada.



Fig. 29. Domo El Durazno de Guerrero (D-22), mostrando bandeamiento de flujo.

Domo D-24

El domo D-24 se localiza en la parte NE del área de estudio, al NW de la presa Los Quelites, con coordenadas 14Q 442100 E, 2230900 N, y un diámetro promedio de 160 m en su base (Tabla 3). La roca presenta bandeamiento y foliación de flujo bien definido, color gris oscuro al fresco. Aún se observa obsidiana negra y café claro. La textura es por lo tanto vítrea, con escasos

cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda. Sobreyace a la ignimbrita Poza Honda y subyace al cono C. Prieto (C-46).

Domo C. Gordo (D-35)

El domo C. Gordo se localiza en la parte NW del área de estudio, con coordenadas 14Q 416850 E, 2236050 N, y un diámetro promedio de 130 m en su base (Tabla 3). Es uno de los más sobresalientes en el área. Se ubica junto a la Autopista 57 (México – Querétaro), donde se observan cortes que exponen la roca. La roca es gris claro al fresco, con textura porfídica, y fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, iddingsita, con escasos óxidos de Fe–Ti y muy escaso circón como accesorio, en una matriz vítrea. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

Domo C. Humini (D-14) y derrame asociado

El domo C. Humini se localiza en la parte NW del área de estudio, al NW de la presa La Loma, con coordenadas 14Q 426600 E, 2236150 N, y un diámetro promedio de 153 m en su base (Tabla 3). Un derrame asociado al domo es de composición intermedia, color negro al fresco, matriz vítrea, con bandeamiento de flujo en la parte interna, y bordeado por una brecha volcánica, o por una zona de lava lajeada y vesicular. En la parte externa contiene fenocristales de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno. Sobreyace al derrame del volcán Nopala.

4.2.3 Basalto Jilotepec

Con este nombre se designa a una serie de derrames de lavas máficas, formadoras de mesetas amplias, que se ubican al sur del CVJ, los cuales registran una edad de 2.4 Ma., reportada por Suter et al. (1995). El basalto yace sobre la ignimbrita Poza Honda y los domos andesíticos del Mioceno (Carrasco-Hernández, J., 1999). Se trata de una lava de grano fino, color gris al intemperismo y negro al fresco, vesicular, con amígdalas escasas rellenas de cuarzo o calcita, textura porfidica, matriz vítrea, con fenocristales de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno, olivino y cuarzo, iddingsita y calcita secundarios. Se observa una base autobrechada, que cambia a una zona lajeada y compacta en su parte media, y muy vesicular en la cima. Se hizo la petrografía de tres muestras de ésta unidad, así como sus análisis químicos.

4.2.4 Andesita Nopala y derrames asociados

La andesita Nopala constituye al volcán Nopala, la cual se localiza al N del CVJ. Según Aguirre-Díaz et al. (1997) el volcán Nopala es tipo escudo y sus productos están constituidos principalmente por derrames delgados y extensos de lavas andesíticas. El volcán cubre la margen sur de la caldera Huichapan (Aguirre-Díaz, 2001). Los derrames son gris oscuro o negro, con textura afanítica. Los derrames del Nopala son flujos finos en partes menores de 3 m de espesor, pero con una distribución extensa, principalmente hacia el este, donde alcanzaron 12 km desde la abertura (Aguirre-Díaz et al., 1997).

La andesita Nopala toma su nombre del mismo volcán, cerca del poblado Nopala. La andesita Nopala cubre a la ignimbrita Huichapan y a la ignimbrita Poza Honda (Aguirre-Díaz et al., 1997).

Cubre la parte sur del anillo de la caldera Huichapan. Este volcán emitió varios derrames que cubren a la toba Huichapan en la parte NW del área de estudio. Aguirre-Díaz et al. (1997), Aguirre-Díaz (2001) y Aguirre-Díaz y López-Martínez (2004) reportan una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 2.5 ± 0.2 Ma para una de estas lavas (localidad en la Presa Madero), en donde claramente se observa a la andesita Nopala que sobreyace a la ignimbrita Huichapan. Al SW del poblado Encinillas se observa una lava en bloques grandes, gris oscuro de grano fino vesicular, donde las vesículas son pequeñas, con cristales de plagioclasa, olivino e iddingsita.

En el frente SE de un derrame del volcán Nopala, con aproximadamente 15-25 m de espesor, se observa que la lava forma un lajeamiento en rampa y agujas apuntando en dirección del flujo (hacia el SE). La lava varía de densa en el centro a vesicular hacia la cima; es negra, con matriz vítrea y fenocristales pequeños de plagioclasa, cristales de clinopiroxeno y olivino. Estas lavas rodean al cono de escoria Cithini (Fig. 30). En el flanco S del derrame Nopala, la lava es de color negro al fresco, vítrea, con textura afanítica, la cual forma una mesa entre los conos Maravillas y el complejo San Lorenzo Nenamicoyan. Presenta cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.

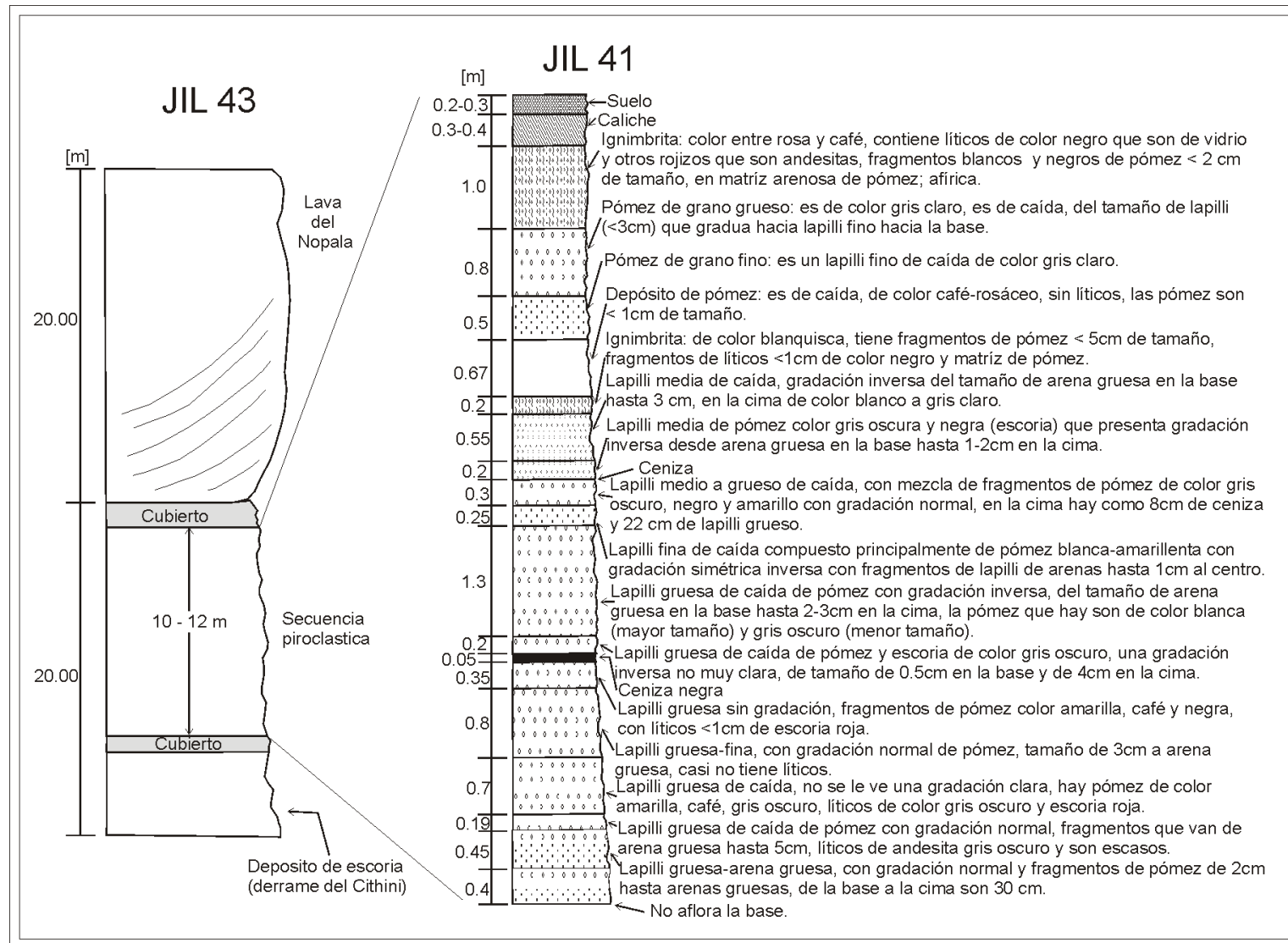


Fig. 30. Secciones estratigráficas: Cithini (JIL 43) y Loma del Progreso (JIL 41), con espesores totales de 40 y 10-12 m respectivamente y sus coordenadas UTM son 14Q 441,781 E, 2,235,094 N y 14Q 441,169 E, 2,235,960 N respectivamente.

4.3 Clasificación química de las rocas

Las rocas fueron clasificadas químicamente usando el diagrama TAS (Total Álcalis Silica), publicado por Le Bas et al. (1986). El diagrama presenta 15 campos en los cuales muestra los nombres de las rocas volcánicas.

En el diagrama TAS (Fig. 31) se puede observar que las muestras se clasifican en campos de riolita, dacita, traquidacita, andesita, andesita basáltica, traquiandesita basáltica y basalto, con más detalle se puede ver la clasificación química de la roca en la Tabla 4. Las rocas que predominan proporcionalmente en el CVJ son las andesitas (37%), seguidas por las andesitas basálticas (24%) (Fig. 32).

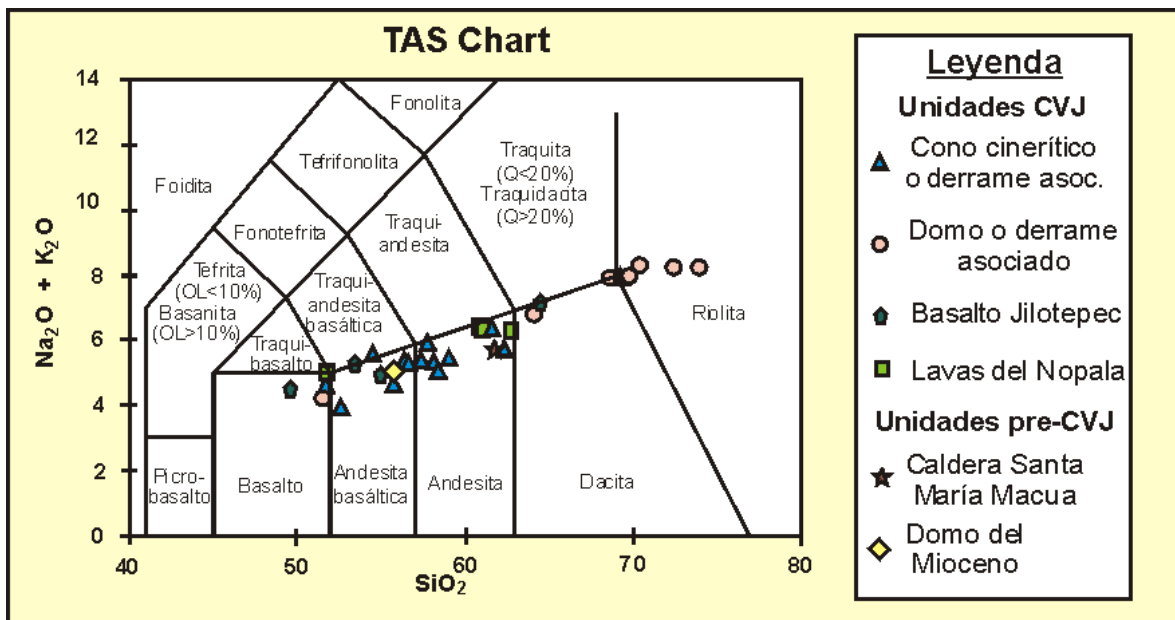


Fig. 31. Diagrama TAS, para las unidades del CVJ

Con respecto a las unidades geológicas que se presentan en el CVJ, se pueden agrupar en dos grandes paquetes, unidades pre-CVJ y unidades del CVJ.

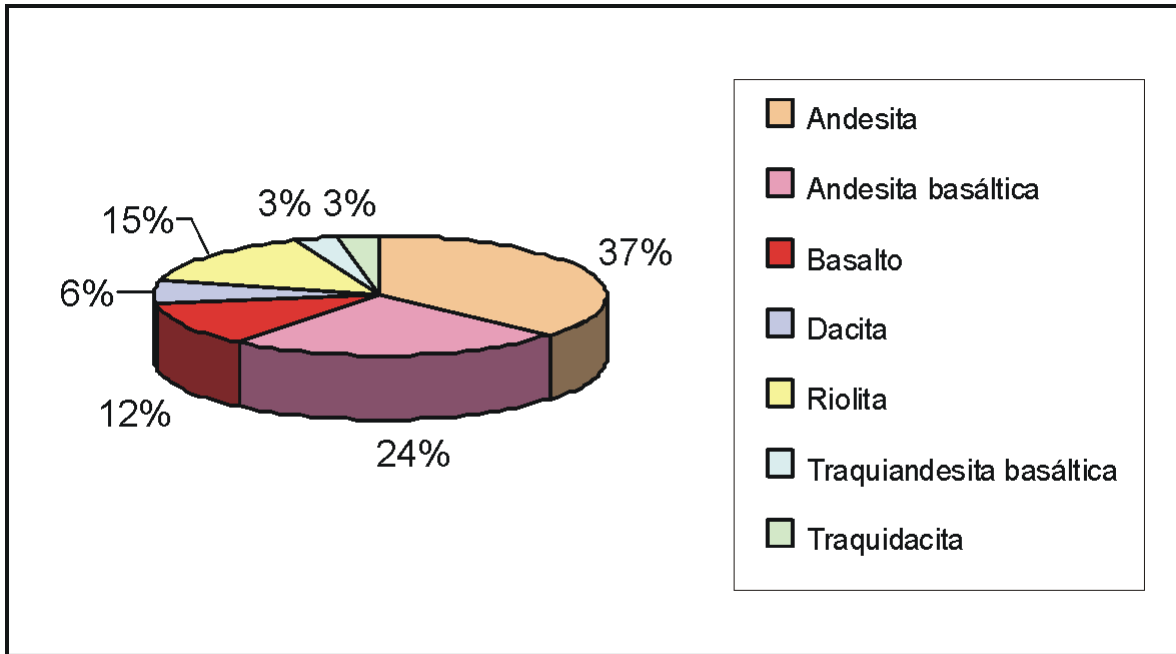


Fig. 32. Gráfica del porcentaje según la clasificación de rocas por geoquímica

El diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), que está basado en la variación del peso por ciento de K_2O y de SiO_2 , nos permite diferenciar cuatro series: toleítica, calco-alcalina, calco-alcalina rica en K y la serie shoshonítica.

Al graficar los datos en el diagrama de Peccerillo y Taylor (Fig. 33), se observa que las rocas del CVJ siguen las series calco-alcalina y calco-alcalina rica en K, con contenidos medio y alto de potasio respectivamente, dentro de los campos riolita, dacita, andesita, andesita basáltica y basalto.

Tabla 4. Clasificación de las muestras que se les hizo análisis químicos y petrografía

Muestra	SiO ₂ %	Na ₂ O+K ₂ O %	Localidad	Unidad (campo)	Clasificación química de rocas volcánicas	Petrografía
JIL5.8	57.39	5.406	DC. El Colorado	Basalto	Andesita	Andesita
JIL6	51.695	4.577	C-7	Basalto	Basalto	Basalto andesítico
JIL8.1	54.553	5.59	C. Colorado	Bomba	Traquiandesita basáltica	Andesita basáltica
JIL10	52.581	3.954	C. Jurica	Escoria	Andesita basáltica	Andesita basáltica
JIL11.1	59.039	5.469	DC. El Colorado	Escoria	Andesita	Andesita
JIL13	58.481	5.073	C. Jurica	Lava	Andesita	Andesita
JIL14	51.869	4.991	Der. Volcán Nopala	Basalto	Basalto	Basalto
JIL19	49.533	4.453	Der. Loma Cañada	Andesita	Basalto	Basalto
JIL22	58.148	5.324	C. Jurica	Andesita	Andesita	Andesita
JIL27	56.599	5.115	Comal	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica
JIL28	61.62	6.355	DC. La Cruz	Basalto	Andesita	Andesita
JIL29	69.336	7.957	DC. La Cruz	Andesita	Riolita	Toba andesítica
JIL30	68.645	7.924	D. El Rosal	Obsidiana hidratada	Traquidacita	Traquita
JIL32	51.642	4.2	D. San Ignacio	Basalto	Basalto	Basalto andesítico
JIL34	72.4	8.252	D. San Ignacio	Obsidiana hidratada	Riolita	Traquita
JIL37	57.833	5.902	DC El Panteón	Lava andesítica o basáltica	Andesita	Toba vítrea
JIL38	69.757	7.949	DD. La Virgen	Riolita o riolacita	Riolita	Traquita
JIL39	70.394	8.326	DD. Humini	Vidrio andesítico	Riolita	Traquita
JIL42	61.111	6.358	Der. Volcán Nopala	Andesita	Andesita	Andesita
JIL43	60.901	6.432	C. Cithini	Bloques o bombas	Andesita	Andesita
JIL47	55.829	4.688	C. Pelón	Bomba	Andesita basáltica	Andesita
JIL50	73.888	8.242	D. El Durazno de Guerrero	Riolita o riolacita	Riolita	Traquita
JIL54	62.672	6.31	Der. Volcán Nopala	Lava	Andesita	Andesita
JIL56	56.607	5.233	DC. Xithí	Andesita	Andesita basáltica	Andesita
JIL58	62.389	5.682	C. Los Molina	Bomba	Andesita	Andesita
JIL61	64.102	6.818	D. La Virgen	Andesita	Dacita	Traquita
JIL97	64.424	7.144	Basalto Jilotepec	Basalto	Dacita	Andesita
JIL98	53.470	5.227	Basalto Jilotepec	Basalto	Andesita basáltica	Andesita
JIL101	55.725	5.055	D. Grande	Vidrio volcánico-Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica
JIL102	54.957	4.909	Basalto Jilotepec	Basalto	Andesita basáltica	Andesita basáltica
JIL106	61.768	5.709	Caldera Santa María Macua	Andesita	Andesita	Andesita
JIL108	56.420	5.354	C. Pelón	Escoria	Andesita basáltica	Andesita basáltica
JIL115	60.757	6.018	Der. Volcán Xithí	Andesita	Andesita	Andesita

C - cono D - domo

DC - derrame de cono

DD - derrame de domo

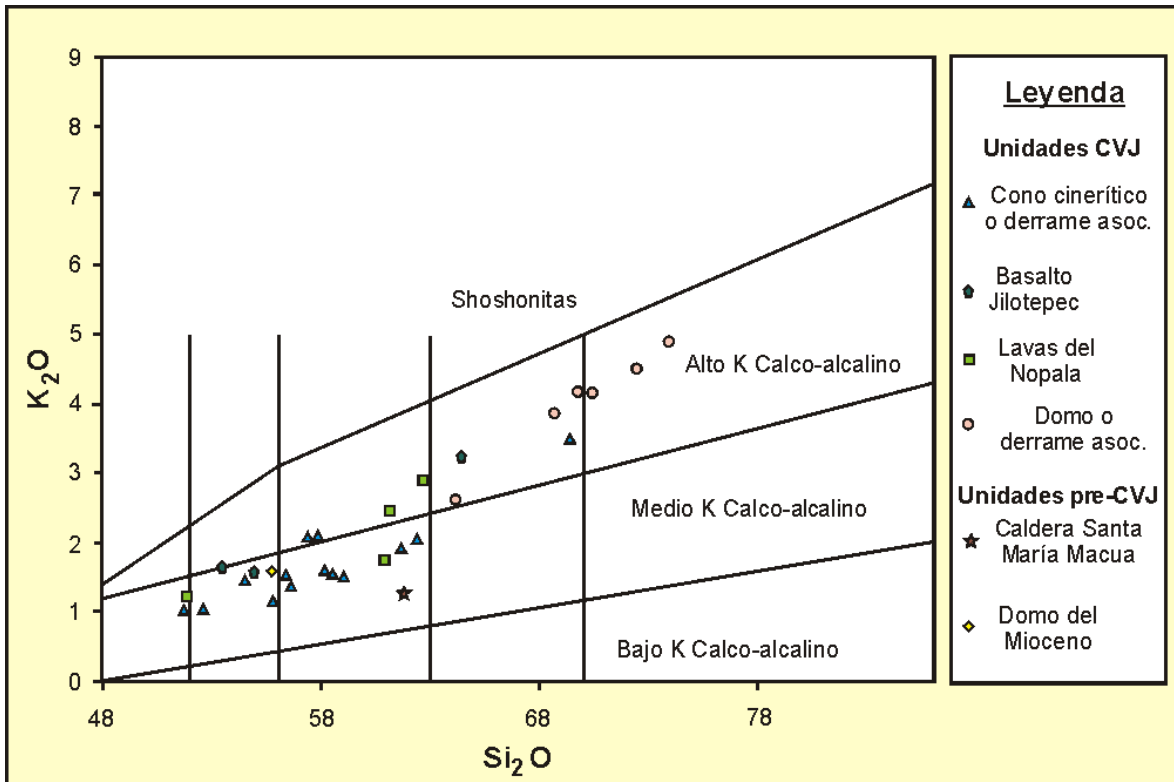


Fig. 33. Gráfica de Peccirillo y Taylor (1976), indicando la cantidad de potasio de la lava.

V. IMPLICACIONES DEL CVJ EN LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Nakamura (1977) destacó la importancia del análisis de las alineaciones definidas por centros volcánicos en los estudios de tectónica regional, al mostrar que los centros volcánicos se alinean perpendicularmente al esfuerzo mínimo horizontal (σ_{\min}) y el magma es fundamentalmente basáltico. En zonas de vulcanismo activo, éste debe ser igual a σ_2 ó σ_3 , para permitir a los magmas alcanzar la superficie. Sin embargo, uno de los principales inconvenientes del uso de estos datos es la falta de rigor al definir las alineaciones. El análisis visual de las alineaciones de conos es subjetivo (Nixon, 1982), por lo que en estos casos las implicaciones geológicas del uso de esta técnica son discutibles.

5.1 Orientación de conos cineríticos

Se efectuó un análisis interpretativo de lineamientos de los conos cineríticos del CVJ. La captura de los datos consistió en definir los alineamientos de los conos cineríticos sobre el mapa geológico digitalizado en Arc-View. Se midió la orientación de los lineamientos con base a su azimut y se tomaron en cuenta el número de conos alineados. Con esta información se elaboró el diagrama de rosas que muestra los lineamientos dominantes. Este tipo diagrama reconoce el azimut del lineamiento y el número de conos que se alinean en una dirección determinada, indicando esto último como un porcentaje del total de los conos considerados.

En total se obtuvieron 31 lineamientos de los conos cineríticos (Fig. 34), y en base a los datos registrados se generó la roseta estructural convencional.

En el análisis de la roseta se distinguen tres orientaciones dominantes de alineamientos de conos cineríticos del CVJ, una N45°W (18%), otra N15°E (13%) y otra N30-50°E (11%) (Fig. 35).

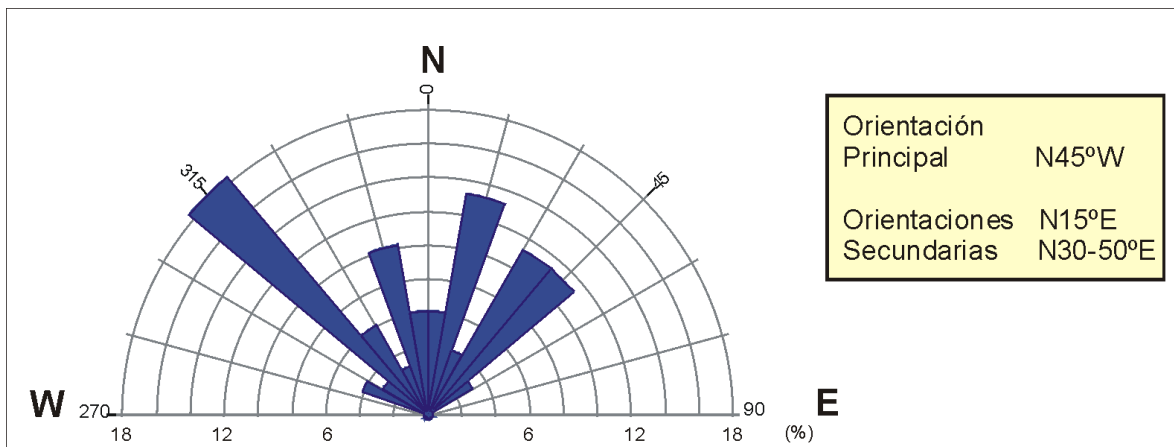


Fig. 35. Roseta estructural de alineamientos de conos cineríticos del CVJ

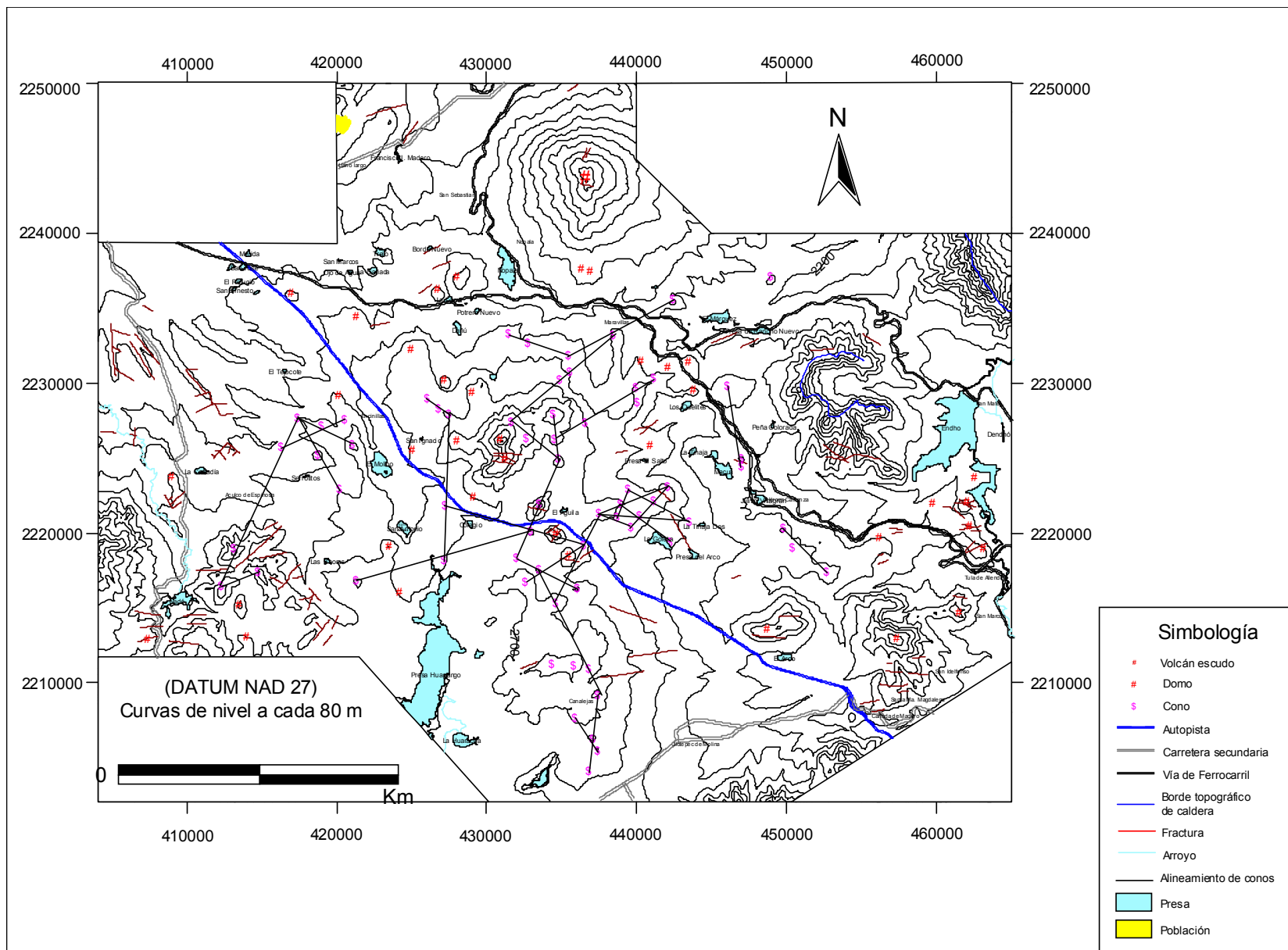


Fig. 34. Alineamientos de conos cineríticos que conforman el CVJ.

5.2 Orientación de domos

Igual que en la sección anterior, se efectuó un análisis interpretativo de lineamientos de los domos del CVJ. La captura de los datos consistió en definir los lineamientos de los domos sobre el mapa geológico digitalizado en Arc-View. Se midió su orientación con base al azimut y se tomaron en cuenta el número de domos alineados. Con esta información se elaboró la roseta convencional que muestra la concentración de lineamientos dominantes.

En total se obtuvieron 12 lineamientos de domos (Fig. 36), y con base a los datos registrados se generó la roseta estructural.

En el análisis de la roseta (Fig. 37) se distinguen tres orientaciones dominantes. La orientación principal es N35°W, la cual presenta una concentración de 25 %. Las orientaciones secundarias son N15°W (18 %) y N80-90°W (18 %).

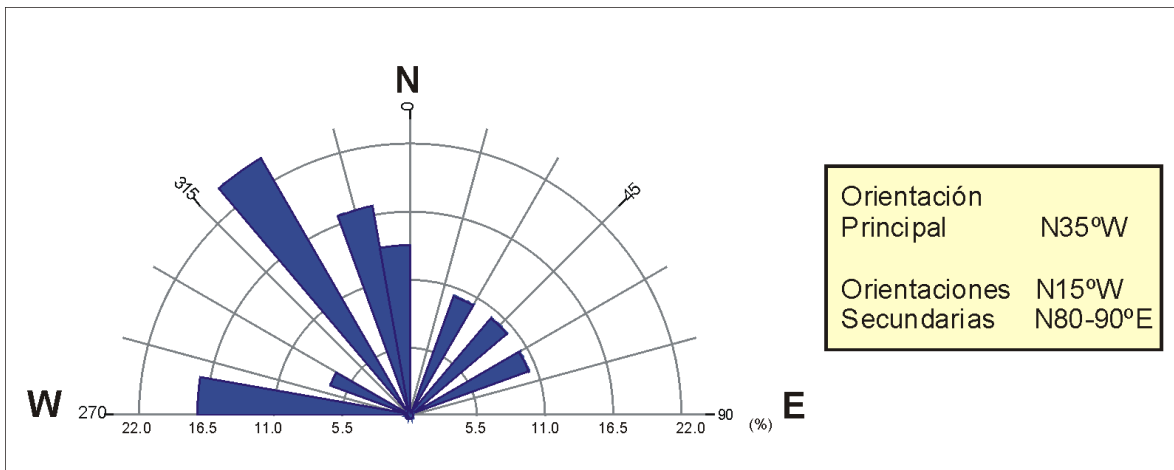


Fig. 37. Roseta estructural de alineamientos de domos del CVJ.

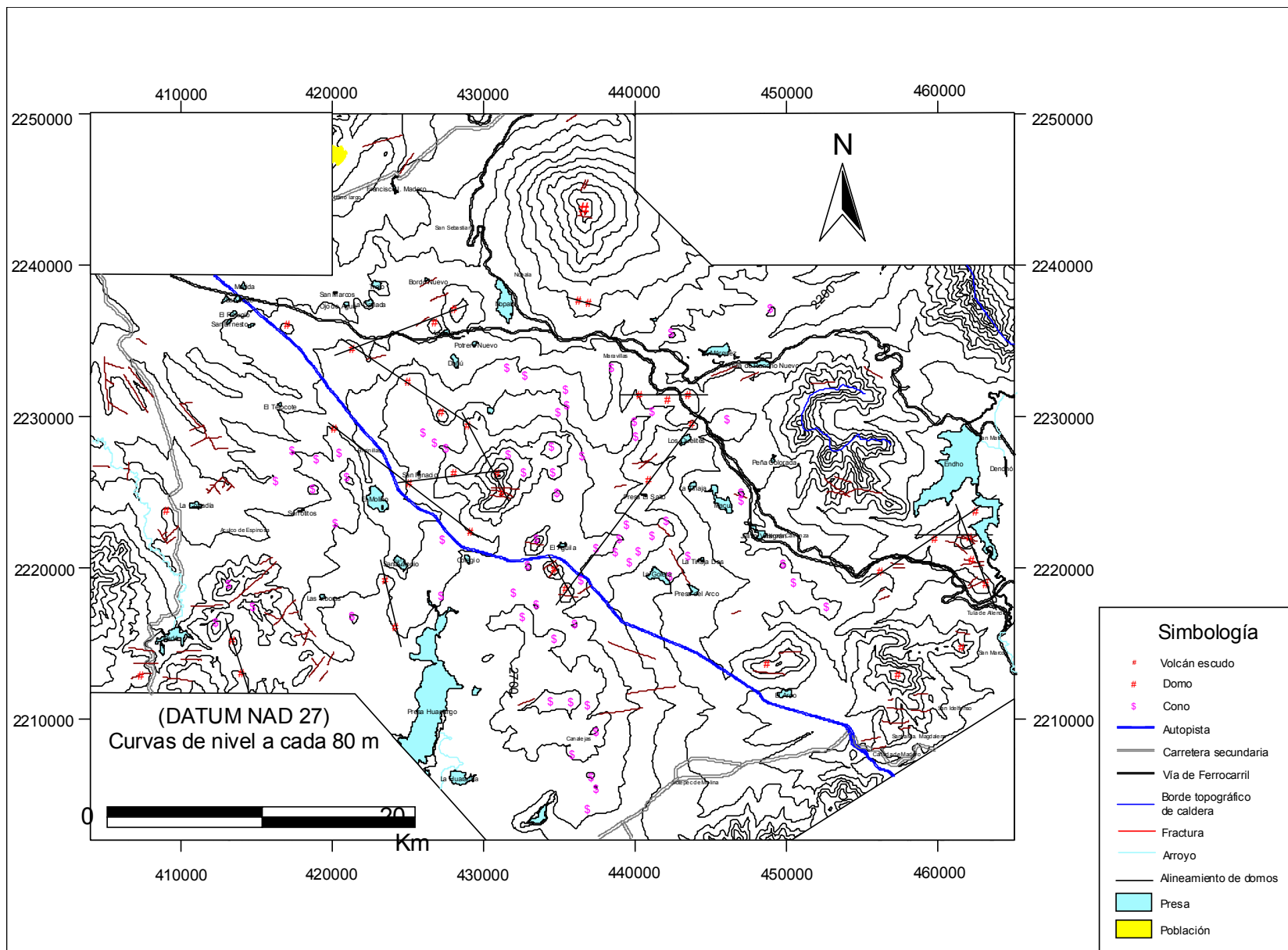


Fig. 36. Alineamientos de domos que conforman el CVJ.

5.3 Relación de lineamientos con fallas regionales

El área de estudio se encuentra dentro del sector central del CVM (Fig 1), donde se han reportado tres sistemas de fallas; Taxco-San Miguel de Allende con rumbo NNW (Demant, 1978), Chapala-Tula con rumbo E-W (Jonhson y Harrison, 1990), y Tenochtitlán con rumbo NE (De Cserna et al., 1989). Aunque los dos primeros sistemas de fallas se intersectan entre Toluca y Querétaro formando un arreglo ortogonal de grabenes y horsts, el tercer sistema de falla afecta tanto el sector central como el sector oriental, llegando hasta los valles de México, Puebla y Apan (Aguirre-Díaz, 2003).

En el área de estudio los lineamientos dominantes de conos cineríticos (Fig 35) son hacia el NW y hacia el NE. El primero se asemeja a la orientación NNW del Sistema Taxco – San Miguel de Allende, el cual también se observa en la Sierra de las Cruces (Fig. 38), por lo que podría reflejar la influencia de este sistema. El siguiente grupo más importante sigue la orientación NE, que podría relacionarse con el sistema regional Tenochtitlán, también NE. Por lo tanto, estos dos sistemas regionales podrían haber influido en la distribución de los conos. Siguiendo la tesis de Nakamura (1977) relacionando la distribución de los conos con los esfuerzos en la corteza, para el grupo de conos alineados al NW se tendría una relación con extensión NE, y para el grupo de conos alineados al NE, se tendría una extensión NW, lo que podría representar dos sistemas de fallas ortogonales, que se encuentran sepultados por los productos del CVJ. También cabe la posibilidad de que hubo diferentes episodios de extensión que actuaron de

manera discreta, ya sea primero la extensión NE relacionada al sistema Taxco – San Miguel de Allende, y después la extensión NW relacionada al sistema Tenochtitlán o viceversa.

Los lineamientos dominantes de los domos del CVJ (Fig. 37), tienen una orientación preferencial hacia el NW, y similarmente al caso de los conos, éstos podrían pertenecer al sistema regional Taxco – San Miguel de Allende (NNW). Otro grupo importante de domos sigue la orientación ENE a EW, que se orienta con estructuras relacionadas al sistema Chapala – Tula como el graben de Acambay, que a su vez, se relaciona con el sistema regional intra-arco que sigue un rumbo ENE propuesto por Suter et al. (1995). Por tanto, estos dos sistemas regionales han influido en la distribución de los domos. Según Nakamura (1977), relacionando la distribución de domos con esfuerzos en la corteza, para el grupo NW se tendría una relación con extensión NE, y para el grupo WNW, se tendría una extensión NNE, que podrían representar un sistema de fallas conjugadas, o ser producto de diferentes episodios de extensión que actuaron de manera discreta, ya sea primero la extensión NE relacionada al sistema Taxco – San Miguel de Allende, y después la extensión WNW relacionada al sistema intra-arco.

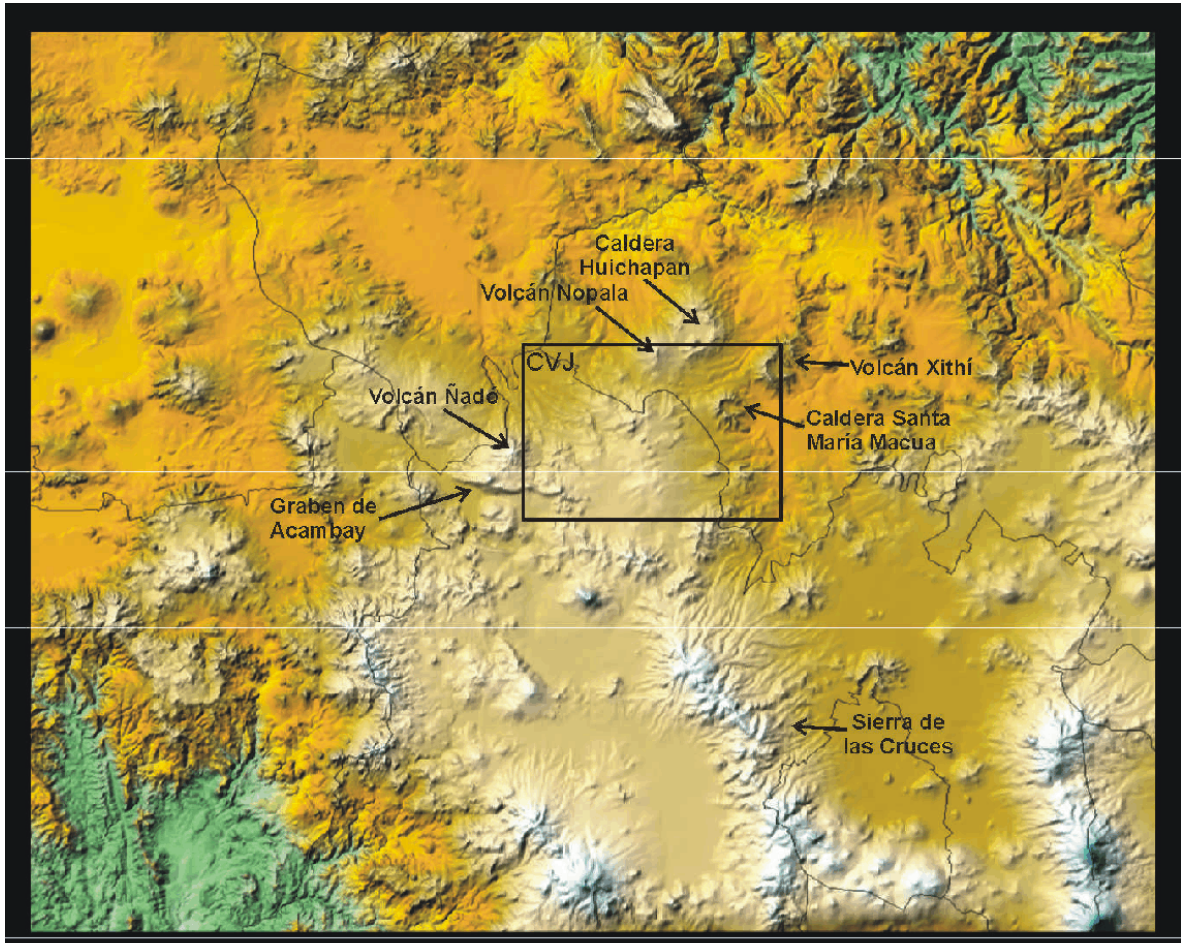


Fig. 38. Rasgos estructurales y estructuras volcánicas cercanas al CVJ.

VI. DISCUSION E IMPLICACIONES CON RESPECTO AL ORIGEN DEL CVM

El CVJ se ubica en el sector central del CVM (Figs. 1 y 10). En el límite W de este sector central se localiza el borde occidental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), y el límite E del sector está marcado por la Cadena Volcánica Telapón-Iztaccihuatl-Popocatepetl o TIP (la cual es parte del sector oriental) (Aguirre-Díaz, 2004). Según Aguirre-Díaz (2004), el sector central se caracteriza por la presencia de grandes complejos volcánicos con evidencia de largos periodos de actividad (>1 Ma), generalmente del Mioceno-Plioceno, además de varios volcanes compuestos antiguos (10 Ma , La Joya y El Zamorano) y jóvenes (Nevado de Toluca), y campos volcánicos monogenéticos del Plioceno-Cuaternario, como el de Michoacán-Guanajuato (Hasenaka, 2004), el de Chichinautzin (Siebe, 2003), Jilotepec (Leyva et al., 2004) y Valle de Bravo (Jaimes-Viera et al., 2004). Otra de las características de este sector es la abundancia de ignimbritas y calderas (Amazcala, Amealco, Huichapan, Apaseo, Agustinos, Azufres, Zitácuaro, Catedral, Macua, La Muerta), la mayoría con edades entre los 6 y 3 Ma. (Aguirre-Díaz, 2003).

Varias estructuras volcánicas antiguas quedaron rodeadas por el CVJ (Fig 38); al E se encuentra el volcán Santa María Macua, formado por varios flujos de composición intermedia; al NE, el volcán Xithí de composición intermedia; al SW el volcán Ñadó de composición intermedia; y al S varios domos de composición intermedia del Mioceno Medio con evidencia de colapso lateral; al N, se ubica la Caldera de Huichapan. Son comunes las ignimbritas, algunas provenientes de la

Caldera Santa María Macua, o de la caldera Xithí, o de la caldera de Huichapan. La parte SE del área está dominada por depósitos fluvio-lacustres del Mioceno-Plioceno (Carranza-Castañeda y Aguirre-Díaz. 2001). Las rocas más jóvenes son los que componen los conos cineríticos y domos del CVJ.

Geomorfológicamente, los conos cineríticos y domos del CVJ presentan un grado avanzado de erosión, por lo que no es recomendable realizar el cálculo del índice de juventud de Hooper (1995). Sin embargo, se calcularon las relaciones entre diámetro del cráter y diámetro de la base del aparato volcánico, así como la pendiente promedio y el volumen, mostradas en las Tablas 2 y 3.

El CVJ consta de 62 conos cineríticos, los cuales definen 31 alineamientos, con una dirección principal de N45°W. Esta orientación es paralela a las otras estructuras relacionadas con el Sistema de Fallas Taxco – San Miguel de Allende. Las direcciones secundarias de N15°E y N30-50°E se pueden relacionar con el Sistema de Fallas Tenochtitlán, el cual tiene una orientación NE.

Se contabilizaron 37 domos dentro del CVJ de los cuales 8 son posiblemente del Mioceno y los demás son más jóvenes, y éstos forman 12 alineamientos teniendo una dirección principal de N35°W. Se observa que esta dirección se alinea con la Sierra de las Cruces que está al SE del área de estudio. Las direcciones secundarias son N15°W y N80-90°W, donde la segunda orientación se alinea con el graben de Acambay que se localiza al sur del área de estudio.

6.1 Comparación con otros campos volcánicos monogenéticos del CVM

A continuación se definen las características principales de los campos volcánicos Michoacán- Guanajuato, Sierra de Chichinautzin y Valle de Bravo y posteriormente se hace una breve comparación del Campo Volcánico de Jilotepec con los otros campos volcánicos del Sector Central del CVM.

6.1.1 El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)

En los estados de Michoacán y de Guanajuato se ubica un gran campo monogenético, El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) es una zona volcánicamente activa, como lo atestiguan las erupciones históricas del Parícutín (1943-1952; McBirney et al., 1987) y del Jorullo (1759-1774; Luhr y Carmichael, 1985). El CVMG cubre un área de aproximadamente 40,000 km² (Hasenaka y Carmichael, 1985), y está compuesto por más de 1,300 volcanes monogenéticos con edades menores de 2.8 Ma (Ban et al., 1992). Más de 1,000 aparatos son edificios monogenéticos pequeños, ya sea conos de escorias (901), maares (22), flujos de lava (61) o domos (43). Otros 300 son volcanes escudo de mayor tamaño (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka y Carmichael, 1987; Hasenaka, 1994).

Las edades que se han reportado en el CVMG varían entre 0.000053 Ma y 2.27 Ma, siendo más antigua la parte Norte que la parte Sur (Ban et al., 1992). Incluye volcanes profundamente erosionados, probablemente del Mioceno Tardío-

Plioceno Temprano, aunque las edades y estratigrafía indican una actividad volcánica menor a los 40,000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985; Rosas-Elguera et al., 2001). Geomorfológicamente, los conos cineríticos en la parte Norte son más antiguos que los que están en el Sur (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Existe una migración de la actividad volcánica hacia el Sur (Delgado-Granados et al., 1993), donde aparecen unos 15 aparatos de edad Holocena (Hasenaka y Carmichael, 1987).

Petrologicamente predominan las andesitas con olivino, plagioclasa y piroxeno, y en menor medida los basaltos y dacitas (Hasenaka y Carmichael, 1987). Sin embargo, en esta zona ocurren también lavas alcalinas y transicionales que plantean dificultades al modelo de generación del magmatismo del CVM por acción de la subducción de la placa de Cocos (Luhr y Carmichael, 1985a,b; Hasenaka y Carmichael, 1987; Luhr et al., 1989).

No existe una directriz estructural clara que controle la posición de los centros volcánicos de Michoacán-Guanajuato. Connor (1990), a partir del análisis de lineaciones tectónicas y volcánicas, identificó tres patrones principales: N60°W, N60°E y E-W. Los conos monogenéticos se orientan con la tendencia N35°E (Connor, 1987; Hasenaka y Carmichael, 1987), y los volcanes poligenéticos siguen una tendencia N60°W, lo que se asocia con zonas de fallas (Connor, 1987). Los centros más jóvenes, como Parícutín y Jorullo, parecen situarse a lo

largo de la zona de fractura Chapala-Oaxaca, que es el límite del bloque de Michoacán (Johnson y Harrison, 1990).

6.1.2 El Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC)

La Sierra Chichinautzin es una cadena montañosa de origen volcánico con orientación E-W de aproximadamente 90 km de largo y 30 km de ancho, en promedio, que se extiende desde el Valle de Toluca, hasta el pie de la Sierra Nevada. La actividad volcánica de la Sierra Chichinautzin originó formas muy diversas de relieve, como laderas, mesas y conos cineríticos, entre otras. Las rocas que se presentan en ésta área varían entre basaltos, andesitas y dacitas (Martín del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Siebe, 2000, Siebe et al., 2005). Entre las formas jóvenes no modificadas por procesos exógenos destacan en el sur de la Cuenca de México las coladas de lava extensas y otras menores, tipo mesetas, constituidas por lavas más viscosas que en conjunto cubren una superficie de varios kilómetros cuadrados. Por su juventud, no presentan una red fluvial integrada; por lo general, se encuentran sólo corrientes aisladas definidas por las grietas con extremos ciegos (Lugo-Hubp, 1984).

Este campo volcánico está formado por unos 220 centros monogenéticos de edad Pleistocena-Holocena distribuidos en unos 6500 km² en los estados de México, Morelos y el Distrito Federal. Los materiales volcánicos cubren unos 2400 km², entre 98°40'W – 99°40'W y 18°30'N – 19°30'N (Márquez et al., 1998).

La edad sugerida para el CVSC por el método de ^{14}C es menor a 40,000 años (Bloomfield, 1975; Córdoba et al., 1994; Delgado et al., 1998). Sin embargo con estudios referentes de lavas del volcán Xitle (Siebe et al., 2005) y otros conos, se reportan edades hasta de 1670 años (Siebe, 2000; Siebe et al., 2005).

La dirección estructural NNW-SSE es importante en ésta área, ya que tanto el conjunto Popocatepetl-Iztaccíhuatl en su límite E, como el Nevado de Toluca en el Oeste están relacionados con esa dirección. También la Sierra de las Cruces, que forma el límite entre las Cuencas de México y Toluca, es una estructura NNW.

El CVSC, desde el punto de vista geotectónico, marca el frente magmático es esta porción del arco, resultante de la subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana en la fosa Centroamericana, 300 km al Sur.

6.1.3 El Campo Volcánico Valle de Bravo (CVVB)

El Campo Volcánico Valle de Bravo se localiza en la parte frontal del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, entre $99^{\circ}20'50''$ y $100^{\circ}29'40''$ longitud W y los $18^{\circ}48'35''$ y $19^{\circ}28'45''$ latitud N, al suroeste del volcán Nevado de Toluca y al sur del Complejo Volcánico Zitácuaro (CVZ). Cubre aproximadamente un área de $3,700 \text{ km}^2$, incluye al menos 120 conos cineríticos, 21 domos, 3 complejos de domos, derrames de lava máfica sin cono que indican que son fisurales y un volcán escudo (Jaimes-Viera et al., 2004).

Según Aguirre-Díaz et al. (2004) la composición química de las lavas varían entre andesitas basálticas a dacitas, predominando las andesitas. Blatter et al. (2001) reporta shoshonitas y varias edades $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ que indican edades desde 300 Ka hasta 5 Ka. Sin embargo, las rocas que componen el CVVB son rocas calco-alcálicas con contenido de potasio medio a alto (Jaimes-Viera et al., 2004). Se le relaciona a la subducción de las placas y se localiza a 80 km sobre el plano de Benioff (Pardo y Suárez, 1995).

Los lineamientos de los conos cineríticos muestran una dirección preferencial hacia el N30-40°E que coincide con el Sistema de Fallas Tenochtitlán, lo cual indica que son paralelos a la dirección de convergencia de la placa y a la dirección de compresión máxima con un sistema de esfuerzos de tipo compresional. Sin embargo los lineamientos de los domos muestran una dirección preferencial hacia el N20-30°W y son aproximadamente paralelos a la Trinchera Mesoamericana (Jaimes-Viera et al., 2004).

6.1.4 Comparación del Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) con otros Campos Monogenéticos del CVM

A continuación se presenta una tabla en la que se presentan algunas características de los campos volcánicos monogenéticos del sector central del CVM, con el fin de compararlos con el Campo Volcánico de Jilotepec.

La Tabla 5 resume las características principales de los campos Michoacán-Guanajuato, Sierra Chichinautzin, Valle de Bravo y Jilotepec.

Tabla 5. Características principales de los campos volcánicos del sector central del CVM

Nombre del campo	CVMG	CVSC	CVVB	CVJ
Area aproximada (km²)	40000	6500	3700	2669
Conos cineríticos	901	220	120	62
Volcanes monogenéticos	1300 (2,8 Ma)	***	***	***
Edif. pequeños monogenéticos	>1000	***	***	***
Maares	22	***	***	***
Domos	43	***	21	29
Complejos de domos	***	***	3	1
Volcán escudo	300	***	1	1
Edad	0.000053 – 2.27 Ma	<40 – 1.67 Ka	300 – 5 Ka	2.4 – 2.5 Ma
Composición química	andesita basáltica Andesita basalto de olivino	basaltos andesitas dacitas	andesitas andesitas basálticas traquiandesitas dacitas shoshonitas	basaltos Andesitas basálticas andesitas dacitas riolitas
Direcciones preferenciales de conos Alineados	N60°W N60°E E-W	E-W	N30-40°E N20-30°W	N50°W N40°W

CVMG – Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987; Lurh y Carmichael, 1985; Conor, 1990; Ban et al., 1992; Hasenaka, 1994; etc)

CVSC – Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (Martín del Pozo, 1998; Márquez, 1999; Siebe, 2000; etc)

CVVB – Campo Volcánico Valle de Bravo (Blatter et al., 2001; Jaimes-Viera et al., 2004; Aguirre-Díaz, 2004; etc)

CVJ – Campo Volcánico de Jilotepec (este estudio)

El CVJ es el más pequeño de los campos volcánicos localizados en el sector central del CVM. Es el que menor número de conos cineríticos presenta, aunque es el segundo campo volcánico que presenta mayor número de domos y al igual que el CVVB presenta un complejo de domos que se localiza en la parte central del CVJ (Complejo San Lorenzo Nenamicoyan).

Con su rango de edades de 2.4 – 2.5 Ma el CVJ es un campo volcánico joven, pero comparado con los otros campos volcánicos del sector central del CVM, viene siendo el más antiguo de todos, porque los demás llegan a tener edades Holocenas, e inicios de menores de 1 Ma (excepto CVMG).

El CVJ es el campo volcánico que mayor diversidad de rocas tiene con base en su composición química, ya que es el único campo que presenta riolitas y traquiandesitas, aunque este último rango también se reporte en el CVVB. Las andesitas son comunes en los cuatro campos volcánicos pero en el CVVB no presenta basaltos, y el CVSC no presenta andesitas basálticas.

La alineación de conos cineríticos y domos en el CVJ tienen una dirección principal hacia el NW, que coincide con los lineamientos preferenciales del CVMG y CVVB; sin embargo, los lineamientos de conos y domos del CVJ presentan direcciones secundarias orientadas al NE y E-W, que coinciden con las direcciones preferenciales del CVMG, CVSC y CVVB. Lo que se podría interpretar como fallas regionales de los sistemas Taxco-San Miguel de Allende, Intra-arco y Tenochtitlan que están influyendo en el ascenso y ubicación de los centros de emisión de campos volcánicos monogenéticos en el sector central del CVM.

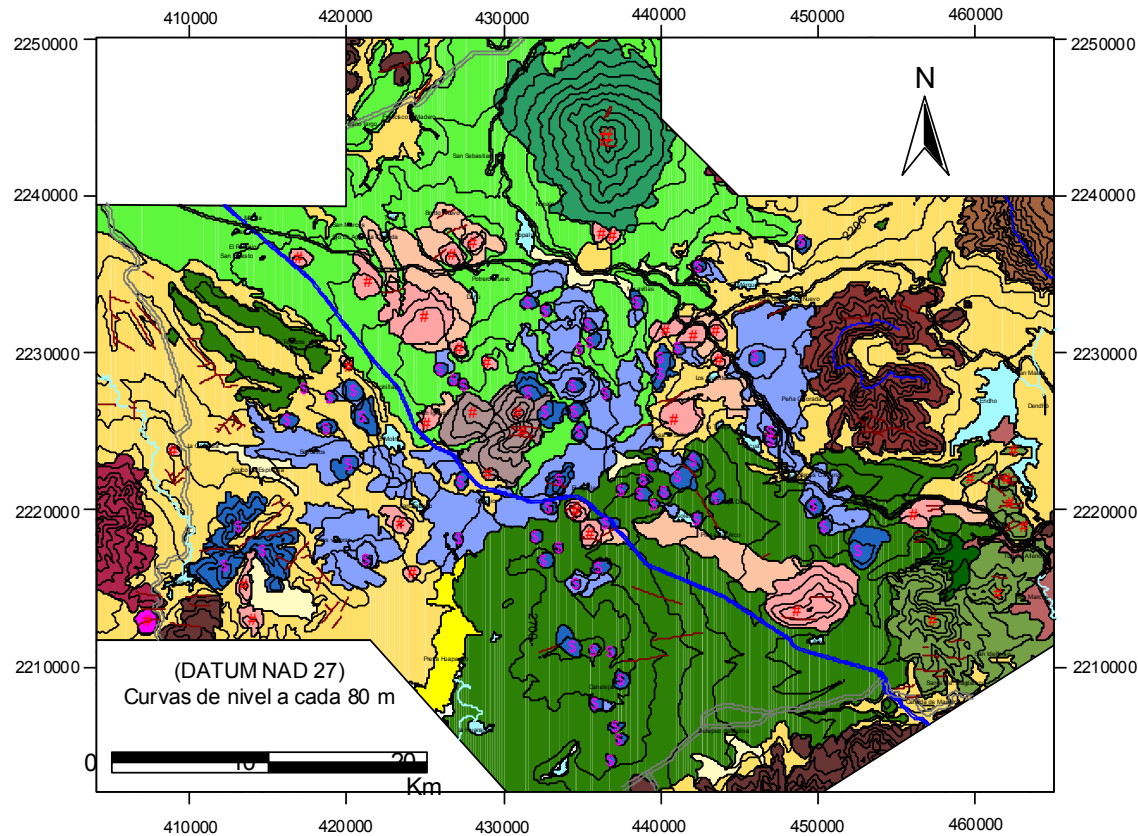
CONCLUSIONES

- Con base a la cartografía, fotogeología y trabajo de campo se determinó que el Campo Volcánico de Jilotepec cubre un área aproximada de 2669 km², incluye 62 conos cineríticos y 29 domos incluyendo el complejo de domos y un volcán escudo de grandes proporciones (9x12 km).
- Se cartografiaron las unidades volcánicas principales que conforman el Campo Volcánico de Jilotepec, y se estableció la clasificación química de las rocas volcánicas más representativas del Campo Volcánico de Jilotepec.
- La composición química del Campo Volcánico de Jilotepec varía de basaltos a riolitas, dominando las andesitas con un 37% seguida por las andesitas basálticas con un 24% del total.
- Los parámetros geomorfológicos comúnmente aplicados a otros campos de conos cineríticos no nos permiten determinar edades relativas a causa de la erosión en los aparatos volcánicos, pero se presentan los parámetros básicos con fines de futuros trabajos estadísticos.
- Los lineamientos de conos cineríticos presenta tres orientaciones preferentes. La orientación más evidente de los conos cineríticos (N50°W) coincide con aquellas documentadas en la Sierra de las Cruces, y la de los domos (N40°W) es paralela con la falla de Perales.

Estas orientaciones se relacionan con el sistema de fallas Taxco – San Miguel de Allende. Las orientaciones secundarias de los conos cineríticos es NE, que se puede asociar con el sistema de fallas Tenochtitlán. Las orientaciones secundarias de los domos es hacia el NW y E-W, donde la segunda orientación es similar a la del Graben de Acambay, localizado al sur del Campo Volcánico de Jilotepec, que pertenece al sistema de fallas intra-arco del Cinturón Volcánico Mexicano.

- No se puede definir una edad precisa del Campo Volcánico de Jilotepec, debido a los escasos fechamientos disponibles. Se puede mencionar que su edad varía entre 2.5 Ma (derrame andesítico distal del volcán Nopala) y 2.4 Ma (basaltos o andesitas sin cono asociado del Campo Volcánico de Jilotepec), con base a reportes anteriores.

APÉNDICE 1



Legenda

Reciente	Aluvión
Unidades del Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ)	
Plioceno	<ul style="list-style-type: none"> Basaltos o andesitas sin cono asociado (2.4 Ma) del CVJ Coros de escoria y lava del CVJ Derrames de lava andesítica y basáltica asociada a conos del CVJ Andesita del volcán Nopala Derrame andesítico (2.5 Ma) distal del volcán Nopala Domos andesíticos-riolíticos del CVJ Derrame de domo (colada) andesítico y dacítico del CVJ Complejo Sn. Lorenzo Nenamicoyan, domos altos andesíticos y traquidacíticos
Mioceno Superior	<ul style="list-style-type: none"> Igimbritas no diferenciadas del Mioceno-Plioceno Depósitos fluvio-lacustre del Mioceno-Plioceno
Mioceno Medio	<ul style="list-style-type: none"> Domos andesíticos del Mioceno Medio Andesita pre-caldera del volcán Sta. Ma. Macua Andesita pre-caldera del volcán Xithi Andesita Ñadó Riolita Ñadó Colada (domo) andesítica del Mioceno Medio Derrames andesíticos del Mioceno Medio
Mioceno Inferior	<ul style="list-style-type: none"> Domos andesíticos del Mioceno Inferior

Simbología

#	Volcán escudo	—	Borde topográfico de caldera
#	Domo	—	Fractura
o	Cono	—	Arroyo
—	Autopista	—	Presa
—	Carretera secundaria	—	Población
—	Vía de Ferrocarril		

UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA
Tesis de Licenciatura: Fotogeología y geomorfología del Campo Volcánico de Jilotepec	
Cartografía en campo	Mapa fotogeológico y digitalización
Elaborado por Esther Leyva Suárez, Gerardo J. Aguirre Díaz, Jorge Nieto Obregón	Elaborado por Esther Leyva Suárez Junio, 2003

A P É N D I C E 2

Estudio petrográfico de las muestras del área de estudio.

Lámina	Cul_1	Jil 5-2	Jil 5-8
Macroscópicamente			
Textura	Afanítica-Fanerítica con escasas vesículas pequeñas	Fibrosa y porosa	Vesicular
Color	Gris claro a medio	Blanca al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Cristales pequeños de plagioclasas	ningún mineral obsevable	plagioclasas y minerales amarillentos
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Hialofítica	Porfídica, Intersticial a subhialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (2 %) olivino, iddingsita (3 %) andesina, labradorita (60 %) hematita (2 %)	andesina (2 %) vidrio (47 %)	hiperstena (31 %) oligoclasa, andesina (56 %) minerales arcillosos
Matriz (%)	Microlítica (33 %) con microlitos de plagioclasas y vidrio	vítrea (51 %) con muy pocos cristales	microlítica (13 %) microlitos de plagioclasas y vidrio
Nombre de la roca	Andesita basáltica	Pómez	Andesita
Lámina	Jil 6	Jil 8-1	Jil 9-1
Macroscópicamente			
Textura	Porfídica y vesicular con algunas amigdalas	Vesicular	Vesicular
Color	Gris oscuro al fresco	Negro al fresco	Amarilla al fresco
Min. Obs.	Plagioclasas y algo de cuarzo	plagioclasas y algunos cristales rojos	parece ser pómez, algunos min. Negros
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Hialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (22 %) olivino, iddingsita (15 %) andesina, labradorita (38 %) minerales arcillosos	augita (3 %) olivino, iddingsita (10 %) andesina, labradorita (51 %)	andesina (12 %) vidrio (2 %)
Matriz (%)	Microlítica (25 %) microlitos de plagioclasas y vidrio	Vítrea (36 %)	vítrea (86 %) algo oxidada
Nombre de la roca	Basalto andesítico	Andesita basáltica	Pómez

Lámina	Jil 10	Jil 11-1	Jil 11-2
Macroscópicamente			
Textura	Vesicular	Vesicular, afanítica	Vesicular
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	ningún mineral observable	ningún mineral observable	Cristales de plagioclasas
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Hialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	hiperstena (7 %) olivino, iddingsita (22 %) andesina, labradorita (38 %)	augita, hiperstena (5 %) olivino, iddingsita (10 %) oligoclasa, andesina (55 %)	augita, hiperstena (4 %) olivino, iddingsita (9 %) andesina, labradorita (58 %)
Matriz (%)	vítrea (33 %) algo oxidada	Microlítica (30 %) vítrea con microlitos de plagioclasas	Vítrea (29 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita basáltica	Andesina	Andesita basáltica
Lámina	Jil 13	Jil 14	Jil 16
Macroscópicamente			
Textura	Porfídica muy poco vesiculada	Fanerítica, vesicular (vesículas circulares)	Masiva al centro y vesicular en la periferia (parece ser una bomba)
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Negro parduzco
Min. Obs.	Plagioclasas, algunas alteradas	Plagioclasas y min. con lustre metálico	ningún mineral observable
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica, porfídica	Intersticial	Hialofítica
Minerales (%)	hiperstena (3 %) andesina (30 %) minerales arcillosos vidrio (45 %)	augita (18 %) olivino, iddingsita (30 %) andesina, labradorita (44 %)	hiperstena (4 %) iddingsita (8 %) andesina, labradorita (60 %) hematita (1 %)
Matriz (%)	Vítrea (22 %) con microlitos de plagioclasas	Vítrea (8 %)	Microlítica (27 %) microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Basalto	Andesita basáltica

Lámina	Jil 17-3	Jil 19	Jil 22
Macroscópicamente			
Textura	Afanítica	Fanerítica	Porfídica
Color	Gris medio	Negro al fresco	Gris oscuro
Min. Obs.	Plagioclasas y minerales negros	Microcristales de plagioclasas	Fenocristales de plagioclasas
Microscópicamente			
Textura	Intersticial a subhialofítica	Intersticial a subhialofítica, porfídica	Intersticial a subhialofítica
Minerales (%)	augita (1 %) iddingsita (27 %) andesina, labradorita (57 %) hematita (2 %)	olivino, iddingsita (40 %) andesina, labradorita (53 %)	iddingsita (1 %) andesina (84 %)
Matriz (%)	Vítrea (13 %)	Vítrea (7 %)	Microlítica (15 %) microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Basalto	Basalto	Andesita
Lámina	Jil 23	Jil 25-1	Jil 27
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Fanerítica	Porfídica
Color	Gris oscuro a negro al fresco	Gris claro	Gris medio
Min. Obs.	Minerales de plagioclasas	Hornblenda y/o biotita, plagioclasas	Plagioclasas, algunas alteradas
Microscópicamente			
Textura	Intersticial	Hialofítica	Hialofítica, fibrosa
Minerales (%)	augita, hiperstena (27 %) iddingsita (14 %) andesina, labradorita (45 %)	augita (2 %) andesina, labradorita (52 %) hornblenda, biotita (14 %)	augita, hiperstena (4 %) olivino, iddingsita (11 %) andesina, labradorita (57 %) minerales arcillosos
Matriz (%)	Vítrea (14 %)	Vítrea (32 %) con microlitos de plagioclasas	Microlítica (28 %) microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Andesita basáltica

Lámina	Jil 28	Jil 29	Jil 30
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Fanerítica	Fanerítica
Color	Gris oscuro	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Plagioclasas y cristales color rojizo	Plagioclasas, min. Amarillos a verdes	Plagioclasas y algunos óxidos
Microscópicamente			
Textura	Porfídica, hialofítica	Hialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita (5 %) iddingsita (5 %) andesina, labradorita (67 %) minerales arcillosos	augita (5 %) oligoclasa, andesina (38 %) hematita (4 %)	augita (5 %) iddingsita (1 %) oligoclasa, andesina (41 %) hematita (1 %)
Matriz (%)	Microlítica (23 %) microlitos de plagioclasas	Vítrea (53 %) con algunos microlitos de plagioclasas	Vítrea (52 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Toba de composición andesítica	Traquita
Lámina	Jil 32	Jil 34	Jil 36
Macroscópicamente			
Textura	Vesicular y amigdalóide	Porfídica	Porfídica, algo vesicular
Color	Gris medio al fresco	Gris medio	Negro al fresco
Min. Obs.	Min. de sílice en las vesículas y CaCO ₃	Crist. verde amarillento c/matriz perlitizada	Plagioclasas, algunas alteradas
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica, porfídica	Hialofítica, porfídica	Hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (8 %) olivino, iddingsita (14 %) andesina, labradorita (47 %) minerales arcillosos	augita (1 %) andesina (14 %) hematita (1 %) esferulitas de feld. K (22 %)	augita (22 %) olivino (24 %) andesina, labradorita (17 %) cuarzo (2 minerales)
Matriz (%)	Vítrea (31 %) con microlitos de plagioclasas y augita	Vítrea (62 %)	Vítrea (37 %) con algunos microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Basalto andesítico	Traquita	Basalto

Lámina	Jil 37	Jil 38	Jil 39
Macroscópicamente			
Textura	Vesicular con escasas amigdalas	Porfídica	Porfídica
Color	Gris oscuro	Gris medio	Negro al fresco
Min. Obs.	Silice y CaCO ₃ relleno de las vesículas	Plagioclasas y min. café-rojizos	Cristales de plagioclasas, matriz vítrea
Microscópicamente			
Textura	Porfídica, hialofítica	Porfídica, hialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita (11 %) andesina (46 %) biotita (6 %)	augita (15 %) oligoclasa, andesina (44 %) hematita (1 %)	augita (6 %) andesina (17 %)
Matriz (%)	Vítrea (37 %)	Vítrea (40 %)	Vítrea (77 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Toba vítrea o vitrofido	Traquita	Traquita
Lámina	Jil 42	Jil 43	Jil 45
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica con algunos fenocristales	Afanítica poco vesicular	Fanerítica con escasos fenocristales
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Plagioclasas, algunas alteradas	Escasos microcristales de plagioclasas	Plagioclasas, matriz vítrea
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica, porfídica	Intersticial a subhialofítica	hialofítica
Minerales (%)	hiperstena (5 %) andesina (59 %) minerales arcillosos	augita, hiperstena (11 %) andesina (67 %) hematita (5 %) minerales arcillosos	augita, hiperstena (16 %) andesina (39 %) hematita (1 %) minerales arcillosos
Matriz (%)	Vítrea (36 %) con microlitos de plagioclasas	Microlítica (17 %) con microlitos de plagioclasas y piroxenos	Vítrea (44 %) con microlitos delgaditos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Toba con zenolitos

Lámina	Jil 46	Jil 47	Jil 50
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Vesicular	Porfídica, globular y perlitzada
Color	Negro al fresco	Gris oscuro a negro	Gris parduzca
Min. Obs.	Cristales de plagioclasas, matriz vítrea	Plagioclasas y algunos min. Rojizos	Plagioclasas, matriz vítrea en globulos
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Hialofítica	Porfídica, hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (5 %) andesina, labradorita (44 %) hornblenda (1 mineral) zenolito (1 fragmento)	augita, hiperstena (5 %) andesina (55 %) hematita (10 %)	augita (7 %) andesina (20 %)
Matriz (%)	Vítrea (51 %) con microlitos de plagioclasas	Vítrea (30 %) con microlitos de plagioclasas	Vítrea (73 %)
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Traquita
Lámina	Jil 54	Jil 55-1	Jil 56
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Porfídica, vesicular	Porfídica
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Gris medio al fresco
Min. Obs.	Cristales de plagioclasas, matriz vítrea	Plagioclasas, tal vez algo de cuarzo	Fenocrist. de plagioclasas, matriz vítrea
Microscópicamente			
Textura	Porfídica, hialofítica	Hialofítica	Porfídica
Minerales (%)	augita, hiperstena (16 %) andesina (58 %) hematita (6 %)	augita, hiperstena (11 %) olivino (2 %) andesina, labradorita (38 %) hematita (1 %)	augita, hiperstena (9 %) iddingsita (2 %) andesina (50 %) hematita (2 %)
Matriz (%)	Microlítica (20 %) vidrio con microlitos de plagioclasas	Microlítica (48 %) microlitos de plagioclasas con vidrio	Vítrea (37 %) con microlitos de plagioclasas y augita
Nombre de la roca	Andesita	Andesita basáltica o escoria	Andesita

Lámina	Jil 57	Jil 58	Jil 59
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Fanerítica con pequeñísimos cristales	Fanerítica con algunos fenocristales
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Algunas plagioclasas, matriz vítrea	Fenocrist. de plagioclasas, matriz vítrea	Plagioclasas y tal vez algo de cuarzo
Microscópicamente			
Textura	Intersticial	Intersticial a subhialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (30 %) olivino (17 %) andesina, labradorita (23 %)	augita (5 %) andesina, labradorita (74 %) minerales arcillosos	augita, hiperstena (22 %) andesina (49 %) minerales arcillosos
Matriz (%)	Vítrea (30 %) microlitos de plagioclasas y pigeonita	Microlítica (21 %) microlitos de plagioclasas	Vítrea (29 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Basalto	Andesita	Traquiandesita
Lámina	Jil 61	Jil 62-1	Jil 62-4
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Fanerítica, vesicular	Fanerítica
Color	Negro al fresco	Gris claro	Gris oscuro a negro al fresco
Min. Obs.	Plagioclasas, min. diminutos rojos	Abundante biotita, plagioclasas	Plagioclasas, algo de olivino e iddingsita
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Porfídica, intersticial	Hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (2 %) andesina, labradorita (60 %) biotita (1 %) feldespato potásico (3 %)	augita (2 %) oligoclasa, andesina (78 %) cuarzo (9 %) biotita (2 %)	andesina, labradorita (68 %) hematita (1 %)
Matriz (%)	Vítrea (34) con diminutos microlitos de plagioclasas	Vítrea (9 %)	Vítrea (31 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Traquita	Andesita (Microdiorita)	Andesita basáltica

Lámina	Jil 63	Jil 66	Jil 68
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica	Porfídica	Fanerítica con algunos fenocritales
Color	Negro al fresco	Negro al fresco	Gris oscuro
Min. Obs.	Plagioclasas, min. verde amarillento, rojos	Plagioclasas, algunas alteradas	Plagioclasas e iddingsita
Microscópicamente			
Textura	Porfídica, hialofítica	Intersticial a subhialofítica	Hialofítica, intersticial a subhialofítica
Minerales (%)	augita (1 %) andesina (62 %) minerales arcillosos	augita (2 %) andesina, labradorita (53 %) minerales arcillosos	augita, hiperstena (12 %) andesina (42 %) hematita (2 %) biotita (2 %)
Matriz (%)	Vítrea (37 %) con microlitos de plagioclasas	Microlítica (45 %) microlitos de plagioclasas	Vítrea (42 %) con diminutos microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Andesita
Lámina	Jil 69	Jil 70	Jil 72
Macroscópicamente			
Textura	Fanerítica a afanítica	Fanerítica	Porfídica, vesicular
Color	Gris claro	Gris oscura verdosa	Entre gris y café
Min. Obs.	Plagioclasas, min. amarillo verdoso	Plagioclasas, minerales rojizos	Plagioclasas y minerales color negro
Microscópicamente			
Textura	Microcristalina, porfídica	Porfídica, intersticial	Intersticial a subhialofítica
Minerales (%)	oligoclasa, andesina (34 %) sanidino (1 mineral) cuarzo (33 %) minerales opacos	augita, hiperstena (23 %) iddingsita (12 %) andesina, labradorita (51 %) hematita (2 %)	augita, hiperstena (22 %) andesina, labradorita (43 %) hematita (2 %) minerales arcillosos
Matriz (%)	Micro-criptocristalina (33 %) presenta esferulitas de desvitrificación	Microlítica (12 %) con microlitos de plagioclasa y augita	Vítrea (33 %) con algunos microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Riolita	Basalto andesítico	Traquiandesita

Lámina	Jil 73	Jil 74	Jil 75
Macroscópicamente			
Textura	Afanítica, sacarosa	Porfídica, vesicular	Afanítica - Fanerítica
Color	Gris verdoso oscuro	Negro al fresco	Gris oscuro a negro al fresco
Min. Obs.	Algunos cristales de plagioclasas	Plagioclasas, cuarzo (parece secundario)	Plagioclasas
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica	Hialofítica	Intesrticial a subhialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (15 %) olivino (1 mineral) andesina, labradorita (38 %) hematita (2 %)	augita, hiperstena (19 %) andesina (38 %)	augita (5 %) oligoclasa, andesina (57 %) minerales opacos
Matriz (%)	Microlítica (45 %) microlitos de plagioclasas	Microlítica (43 %) microlitos de plagioclasas	Microlítica (38 %) microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Andesita
Lámina	Jil 76	Jil 79	Jil 97
Macroscópicamente			
Textura	Porfídica	Porfídica, poco vesicular	Fanerítica
Color	Gris oscuro	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Plagioclasas, algunas alteradas	Plagioclasas y min. entre café y rojizos	Plagioclasas y min. anaranjados-rojizos
Microscópicamente			
Textura	Intersticial a subhialofítica	Intersticial a subhialofítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita, hiperstena (26 %) andesina, labradorita (26 %) hematita (1 %) calcita (1 %)	augita, hiperstena (26 %) andesina, labradorita (37 %)	augita (5 %) andesina (58 %) hematita (1 %)
Matriz (%)	Microlítica (46 %) microlitos de plagioclasas y algo de pxs.	Microlítica (37 %) microlitos de plagioclasa y algunos pxs.	Vítrea (36 %) con microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita	Andesita

Lámina	Jil 98	Jil 101	Jil 102
Macroscópicamente			
Textura	Vesicular con algunas amigdalas	Fanerítica, masiva	Fanerítica
Color	Gris medio al fresco	Negro al fresco	Negro al fresco
Min. Obs.	Algunos minerales de plagioclasas	Iddingsita, plagioclasas, min. verdes	Plagioclasas y gran cantidad de iddingsita
Microscópicamente			
Textura	Intersticial a subhialofítica	Hialofítica	Intersticial
Minerales (%)	andesina, labradorita (63 %) hematita (4 %) oxihornblenda (1 %)	hiperstena (19 %) iddingsita (6 %) andesina, labradorita (54 %)	augita, hiperstena (8 %) iddingsita (13 %) andesina, labradorita (65 %) hematita (1 %)
Matriz (%)	Microlítica (32 %) microlitos de plagioclasas	Vítrea (21 %) con microlitos de plagioclasas	Vítrea (13 %)
Nombre de la roca	Andesita	Andesita basáltica	Andesita basáltica
Lámina	Jil 106	Jil 108	Jil 115
Macroscópicamente			
Textura	Porfídica (fanerítica con fenocristales)	Porfídica, vesicular	Porfídica
Color	Gris oscuro al fresco	Negro al fresco	Gris verdoso oscuro
Min. Obs.	Plagioclasas, algunos minerales rojos	Plagioclasas	Plagioclasas, algunas amarillentas
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica, porfídica	Hialofítica, porfídica	Intersticial
Minerales (%)	augita (9 %) oligoclasa, andesina (60 %) hematita (1 %) minerales arcillosos	augita (12 %) olivino (3 %) andesina, labradorita (52 %)	augita (11 %) andesina (38 %) hematita (4 %)
Matriz (%)	Vítrea (30 %) con diminutos microlitos de plagioclasas	Vítrea (33 %) con escasos microlitos de plagioclasas	Microlítica (47 %) microlitos de plagioclasas
Nombre de la roca	Andesita	Andesita basáltica	Andesita

Lámina	Jilo 4	Nena 1	Polo 1
Macroscópicamente			
Textura			
Color			
Min. Obs.			
Microscópicamente			
Textura	Intersticial	Hialofítica, porfídica	Intersticial
Minerales (%)	hiperstena (1 %) olivino, iddingsita (37 %) andesina, labradorita (52 %) hematita (1 %)	augita, hiperstena (47 %) olivino (1 mineral) andesina, labradorita (24 %) hematita (1 %)	augita (18 %) iddingsita (8 %) andesina (66 %) hematita (1 %), zircón (1 mineral)
Matriz (%)	Microlítica (9 %) microlitos de plagioclasas	Vítrea (28 %) con microlitos de plagioclasa	Vítrea (9 %) vidrio intersticial
Nombre de la roca	Basalto	Andesita	Microdiorita
Lámina	Tula 1	Tula 5	Tula 6
Macroscópicamente			
Textura		Fanerítica	
Color		Negro al fresco	
Min. Obs.		Plagioclasas, minerales rojos	
Microscópicamente			
Textura	Hialofítica, porfídica	Hialofítica, microlítica	Hialofítica
Minerales (%)	augita (5 %) andesina (31 %) hematita (3 %)	hiperstena (17 %) olivino, iddingsita (24 %) andesina, labradorita (45 %)	hiperstena (13 %) andesina (31 %)
Matriz (%)	Vítrea (61 %) algo oxidada con microlitos de plagioclasas	Vítrea (14 %) con microlitos de plagioclasas	Vítrea (56 %) con microlitos de plagioclasas y piroxenos
Nombre de la roca	Andesita	Basalto	Traquiandesita

Lámina	Tula 7	Tula 8
	Macroscópicamente	
Textura		
Color		
Min. Obs.		
	Macroscópicamente	
Textura	seudo-traquitica, hialofítica, microcristalina	Hialofítica, porfídica
Minerales (%)	augita (1 mineral) hiperstena (11 %) olivino (1 mineral) oligoclasa, andesina (33 %)	augita (10 %) andesina (20 %)
Matriz (%)	Vítrea (56 %)	Vítrea (70 %) con textura perlítica
Nombre de la roca	Andesita -> Dacita	Vitrófico o toba con andesina y augita

REFERENCIAS

- ✓ Aguilar-Vargas, V.H. y Verma, S.P., 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica Internacional, v. 26, p. 273-290.
- ✓ Aguirre-Díaz, G., 1988. Eocene and younger volcanism on the eastern flank of Sierra Madre Occidental, Nazas, Durango, Mexico; Masters Thesis, University of Texas at Austin, Austin Texas, 179 pag.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, p. 10-51.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.; Nelson, S.A.; Ferrari, L. y López-Martínez, M., 1997. Ignimbrites of the Central Mexican Volcanic Belt - Amealco and Huichapan Calderas, states of Querétaro and Hidalgo, in Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carrasco-Núñez, G. and Ferrari, L., Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico - a selection of the 1997IAVCEI General Assembly excursions: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, p. 1-39.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.; Ferrari, L.; Nelson, S.; Carrasco-Núñez, G.; López-Martínez, M. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario; GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., p. 131-138.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Soler-Arechalde, A.M. and McDowell, F.W., 2000. Stratigraphy, K-Ar ages, and magnetostratigraphy of the Acambay graben, central Mexican Volcanic Belt, Geological Society of America, Special Paper 334, p. 167-178.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J., 2001b. Calderas of the central Mexican Volcanic Belt, Reunión Anual de la American Geophysical Union, Eos Transactions American Geophysical Union, v. 82(47), Fall Meeting Suppl., Abstract V32D-1020, p. F1350.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J. y López-Martínez, M., 2001. Evolución geológica de la caldera de Huichapan, Hidalgo, en base a nuevas edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, Geos, v. 21, p. 320-321.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J., 2003. Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores. (Parte 1 y 2), GEOS, v. 23, n. 2, p. 119.
- ✓ Aguirre-Díaz, G.J., 2004. Ignimbrites and Calderas of the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt. Publicación Especial 2 "Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism", Instituto de Geología, UNAM, p. 1.

- ✓ Aguirre-Díaz, G.J., and López-Martínez, M., 2004, Donguinyó and Huichapan tuffs: superimposed contrasting erupting styles from the same volcanic complex, Reunión Anual de la Sociedad Mexicana de Ciencias de la Tierra 2004, Libro de Resúmenes, p. 222.
- ✓ Anguita, F., Verma, S. P., Milan, M., García Cacho, L., Samaniego-M., D., 1991a. La confirmación de una hipótesis de trabajo: Una nueva caldera en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano. Bol. IIE, v. 15, p. 27-31.
- ✓ Anguita, F., Verma, S. P., García Cacho, L., Milan, M. Samaniego-M., D., 1991b. Mazahua: una nueva caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano. Geofís. Int., v. 30, p. 149-172.
- ✓ Allan, J. F., 1986. Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest México: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. Geol. Soc. Am. Bull., v. 97, p. 473-485.
- ✓ Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M. y Wallace, E., 1991. Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in Southwest Mexico: An exotic terrane in the making. In: Duphin, J.P. and Simoneit B.R.T (Eds) The Gulf and Peninsular Province of the Californias, AAPG Memoir, v. 47, p. 425-445.
- ✓ Ban, M.; Hasenaka, T.; Delgado-Granados, H. y Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico, Geofísica Internacional, v. 31, n. 4, p. 467-473.
- ✓ Besch, T.; Negendank, J.F.K. y Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the origin of calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; Geofísica Internacional, v. 27, p. 641-663.
- ✓ Blake, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. In: Fink, J. (Ed.), Lava Flows and Domes: Emplacement Mechanism and Hazard Implications, 2. Springer-Verlag, N.Y., p. 88-126.
- ✓ Blatter, D., Carmichael I.S.E., Deino, A., Renne, P., 2001. Neogene volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt: Basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 1324-1342.
- ✓ Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic volcanic field in Central Mexico, Geol. Rundsch, v. 64, p. 476-497.
- ✓ Carranza-Castañeda, O., y Aguirre-Díaz, G.J., 2001. Índices bioestratigráficos de las cuencas sedimentarias del Terciario Tardío del centro de México. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Geos, v. 21, p. 206.

- ✓ Carrasco-Hernández, J., 1999. Ignimbritas, lahares y colapsos de la región de Taxhimay, del sector Septentrional de la Sierra de las Cruces México D.F., Tesis de Licenciatura.
- ✓ Carrasco-Nuñez, G., Váyanse, J. W., Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, V. 59, p. 35-46.
- ✓ Carrasco-Nuñez, G. y Rose, W. I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and Popocatépetl (Mexico), 8.5-9.0 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 69, p. 197-215.
- ✓ Carrasco-Núñez, G. y Gómez-Tuena, A., 1997. Volcanogenic sedimentation around Citlaltépec volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, México. In: Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carrasco-Núñez, G. and Ferrari, L., (eds.), *Magmatism and tectonics in central and northwestern Mexico - a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions; Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 16*, p. 131-151.
- ✓ Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1987. *Volcanic successions, modern and ancient-a geological approach to process, products and successions: Londres. Allen and Unwin Hyman*, p. 528.
- ✓ Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1993. *Volcanic successions modern and ancient, London, Chapman & Hall*, p. 528.
- ✓ Connor, C., 1987. Structure of the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 33, n. 1-3, p. 191-200.
- ✓ Connor, C., 1990. Cinder cone clustering in the Transmexican Volcanic Belt: Implications for structural and petrologic models. *J. Geophys. Res.*, v. 95, p. 19395-19405.
- ✓ Cordoba, F.A., Martín del Pozo, A.L., López Camacho, J., 1994. Paleolandforms and volcanic impact on the environment of Prehistorid Cuicuilco, Southern Mexico City. *Journal of Archeological Science* 21, p. 585-596.
- ✓ Damon, P. E., and Montesinos, E., 1978. Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico: *Arizona Geological Society Digest*, v. 11, p. 155-168.
- ✓ De-Cserna Z, Fuente De-La-Dutch M, Palacios-Nieto M, Triay L, Mitre-Salazar LM, Mota-Palomino R., 1989. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y

relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín Instituto de Geología, No. 104, p. 1-71.

- ✓ De la Fuente Garza, G. y Verma, S.P., 1991. Aparatos volcánicos en la parte centro-occidental del Cinturón Volcánico Mexicano. Actas Fac. Cienc. Tierra UANL Linares (Eds. S.P. Verma, J.A. Ramírez F., C.O. Rodríguez de B., J.M. Barbarín C., G. Izquierdo M., M.A. Armieta H. & D.J. Terrell), v. 6, p. 93-97.
- ✓ Delgado, H.; Cervantes, P. y Molinero, R., 1993a. Origen de la Faja Volcánica Mexicana hace 8.3 Ma y sus migraciones hacia el W, SW y SSW desde hace 5.3 Ma, Geos, v. 13, p. 32.
- ✓ Delgado-Granados, H.; y Martín del Pozo, A.L., 1993b. Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico City. Geofis. Int., v. 32, p. 511-522.
- ✓ Delgado, G.; Urrutia, F.J.; Hasenaka, T. y Ban, M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma, Geofísica Internacional, v. 34, p. 341-352.
- ✓ Delgado, H. Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H.L., Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G., 1998. Geology of Xitle volcano in southern Mexico City, a 2000 year old monogenetic volcano in an urbana rea. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 115-131.
- ✓ Demant, A. y Robin, C., 1975. Las fases del volcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 70-82.
- ✓ Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, n. 2, p. 172-187.
- ✓ Demant, A., 1979. Vulcanología y petrografía del Sector Occidental del CVM, UNAM, Instituto de Geología, v. 3, p. 39-57.
- ✓ Demant, A., 1981a (1984). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 217-222.
- ✓ Demant, A., 1981b. L'Axe Néo-Volcanique Trans Mexicain etude volcanique et pétrographique signification géodynamique : Docteur ès Sciences Thèse, Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, Université de Droit, d'Economie et des Sciences D'Aix-Marseille, France, p. 259.

- ✓ Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano; México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, n. 2, p. 217-222.
- ✓ Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco Block and the opening of the southern Gulf of California, *Geology*, v. 23, p. 751-754.
- ✓ Ferrari, L.; López-Martínez, M.; Aguirre-Díaz, G.J. y Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: From Sierra Madre Occidental to Mexican Volcanic Belt; *Geology*, v. 27, p. 303-306.
- ✓ Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., 2001. Generation of OIB-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux-melting. *Geology*, v. 29, p. 507-510.
- ✓ Ferriz, H. y Mahood, G.A., 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8511-8524.
- ✓ Ferriz, H. y Mahood, G.A., 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional (México)*, v. 25, n. 1, p. 117-156.
- ✓ Fink, J.H., ed., 1987. The emplacement of silicio domes and lava flows. *Geological Society of America Special paper 212* (preface).
- ✓ Gastil, G.R. y Jensky, W., 1973. Evidence for strikeslip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic Belt; *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, v. 13, p. 171-180.
- ✓ Gunn, B.M. y Mooser, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of central Mexico; *Bulletin Volcanologique*, v. 34, p. 577-616.
- ✓ Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, p. 105-124.
- ✓ Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: petrology and chemistry. *J. Petrol.*, v. 28, p. 241-269.
- ✓ Hasenaka, T., 1994. Monogenetic volcanism in Michoacan-Guanajuato Volcanic Field. Results from a compilation of location, size, geomorphological parameters in magma chemistry of small and middle size volcanoes: UNAM, Uruapan, Mich., 50 años del Parícutín, Reunión Internacional Conmemorativa, p. 40-41 (resumen).

- ✓ Hasenaka, T., Aguirre-Díaz, G., Sano, T., Fukuoka, T., 2004. Boron contents in lavas from the central part of the Mexican Volcanic Belt—Temporal and spatial variation of subduction component input to the source mantle. *Publicación Especial 2 “Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism”*, Instituto de Geología, UNAM, p. 32.
- ✓ Hochstaedter, A.G., Ryan, J.G., Luhr, J.F., Hasenaka, T., 1996. On B/Be ratios in the Mexican Volcanic Belt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, p. 613-128.
- ✓ Hooper, D.M., 1995. Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: *Geofísica Internacional* v. 34, p. 321-340.
- ✓ Hoskuldsson, A., Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bull. Volcanol.* V. 55, p. 571-587.
- ✓ Jaimes Viera, M. C., 2004. *Geología y geomorfología del Campo Volcánico Valle de Bravo*. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, p. 95.
- ✓ Jaimes-Viera, M. C., Aguirre-Díaz, G. J., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santacruz, R., 2004. The Valle de Bravo monogenetic volcanic field, central Mexican Volcanic Belt – geology, geomorphology, distribution and geochemistry, *in*, Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L., Siebe, Claus, eds., *Neogene-Quaternary continental margin volcanism. Proceedings of the GSA Conference at Metepec, Puebla, Mexico 2004: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Instituto de Geofísica, Centro de Geociencias, Publicación Especial, (2) 37.*
- ✓ Johnson, C.A. y Harrison, C.G.A., 1990. *Neotectonics in central Mexico; Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam, p. 187-210.
- ✓ Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- ✓ Leyva-Suárez, E., Aguirre-Díaz, G. J., Nieto-Obregón, J., 2004. El campo volcánico Jilotepec, Edo. de México. Un campo volcánico monogenético Plioceno en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, *en*, Frías-Camacho, Victor Manuel, Silva-Corona, J. Jesús, Orozco-Esquivel, Ma. Teresa, eds., *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de resúmenes: Geos*, 24(2) 241-242.
- ✓ Lugo Hubp, J., 1984. *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*. Serie Varia, T. I(8), Instituto de Geografía, UNAM.
- ✓ Lugo Hubp, J., 1989. *Diccionario Geomorfológico*. UNAM, México, p.73, 74.

- ✓ Luhr, J.F., 1980. The Colima Volcanic Complex, México: Part I. Post-caldera andesites from Volcán Colima. Part II. Late-Quaternary cinder cones. Ph.D. dissertation, Univ. Calif., Berkeley.
- ✓ Luhr, J.F. and Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima Volcanic Complex, México: Part I. Post-caldera andesites from Volcán Colima: *Contrib Mineral Petrol.*, v. 71, p. 343-372.
- ✓ Luhr, J.F., 1981. Colima: History and cyclicity of eruptions. *Volcano News*, v. 7, p. 1-3.
- ✓ Luhr, J.F. and Carmichael, I.S.E., 1981. The Colima Volcanic Complex, México: Part II. Late-Quaternary cinder cones. *Contrib Mineral Petrol.*, v. 76, p. 127-147.
- ✓ Luhr, J.F. and Carmichael, I.S.E., 1982. The Colima Volcanic Complex, México: Part III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contrib Mineral Petrol.*, v. 80, p. 262-275.
- ✓ Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1985a. Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 203-216.
- ✓ Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1985b. Jorullo volcano, Michoacán, México (1759-1774): The earliest stages of fracturation in calc-alkaline magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 90, p. 142-161.
- ✓ Luhr, J.F.; Nelson, S.A.; Allan, J.F, y Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in Southwestern México: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, v. 13, p. 54-57.
- ✓ Luhr, J.F.; Allan, J.F.; Carmichael, I.S.E.; Nelson, S.A. y Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, v. 94, p. 4515-4530.
- ✓ Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *Can. Mineral*, v. 35, p. 473-500.
- ✓ Macías, J.L.; García, P.A.; Arce, J.L.; Siebe, C.; Espíndola, J.M.; Komorowski, J.C. y Scott, S., 1997. Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico; *BYU, Geology studies*, v. 42, part 1, p. 493-528.
- ✓ Mahood, G. A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center-Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico; *Journal Volcanology Geothermal Research*, v. 8, p. 199-230.

- ✓ Márquez-González, A., 1998. Relaciones Tectono-Volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano: El Campo Volcánico de Sierra Chichinautzin. Madrid, España, Tesis Doctoral.
- ✓ Márquez, A.; Oyarzun, R.; Doblas, M. y Verma, S., 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?; *Geology*, v. 27, n. 1, p. 51-54.
- ✓ Martín del Pozo, A.L., 1982. Monogenetic Volcanism in the Sierra Chichinautzin Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 45(1), p. 9-29.
- ✓ McBirney, A.R.; Taylor, H.P. y Armstrong, R.L., 1987. Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 95, p. 4-20.
- ✓ Meneard, H.W., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction; *Journal of Geology*, v. 86, p. 99-110.
- ✓ Milan, M.; Yáñez, C.; Navarro-L., I.; Verma, S.P. y Carrasco-Núñez, G., 1993. Geología y geoquímica de elementos mayores de la Caldera de Huichapan, Hidalgo, México, *Geofísica Internacional*, v. 32, n. 2, p. 261-276.
- ✓ Monografía Geológico-Minera del Estado de Hidalgo. Consejo de Recursos Minerales, 1ª ed., México, 1993.
- ✓ Monografía Geológico-Minera del Estado de México. Consejo de Recursos Minerales, 1ª ed., México, 1993.
- ✓ Moore, G.; Carmichael, I.S.E.; Marone, C.; Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 383-394.
- ✓ Mooser, F., 1958. Active volcanoes of Mexico. *Int. Volc. Assn. Catalogue Active Volcanoes Part VI*: 36.
- ✓ Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating; *Symposium on the Upper Mantle. Pan. Am. Symposium Upper Mantle*, México, v. 2, p. 15-22.
- ✓ Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: Structure and tectonics; *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- ✓ Mooser, F., 1975. The Mexican Volcanic Belt: interpretations derived from fractures and form. *Trans. Am. Geophys. Union*, 56:1066.

- ✓ Mora-Alvarez, G.; Caballero-Miranda, C.; Urrutia-Fucugauchi, J. y Uchiumi, Sh., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? - A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study; *Geofísica Internacional*, v. 30, n. 2, p. 61-70.
- ✓ Morán-Zenteno, D.J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Revista de la Unión Geofísica Mexicana*, v. 25, n. 1, p.9-31.
- ✓ Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principles and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 2, p. 1-16.
- ✓ Negendank, J. F., 1972. Volcanics of the valley of Mexico, part I; Petrography of the volcanics: *N. Jb. Miner. Abh.*, v. 116, p. 308-320.
- ✓ Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Mooser, F., Seiffert-Kraus, U., Tobschall, H.J., 1981. Evolution of some Tertiary and Quaternary central volcanoes of the TMVB and possible different positions of the Benioff-Zone. *Zbl. Geol. Paläont.*, v. 1, p. 183-194.
- ✓ Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H.J. y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, v. 24, p. 477-575.
- ✓ Nelson, S.A. y Carmichael, I.S.E., 1984. Pleistocene to recent alkalic volcanism in the region of Sangagüey volcano, Nayarit, Mexico; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 85, p. 321-335.
- ✓ Nelson, S.A. y Livieres, R.A., 1986. Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sangangüey volcano, Nayarit, Mexico; *Geological Society America Bulletin*, v. 97, p. 798-808.
- ✓ Nelson, S.A., and Hegre, J., 1990. Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican Volcanic Belt: *Bulletin Volcanology*, v.52, p. 186-204.
- ✓ Nelson, S. A. and González-Cáver, E., 1992. Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Bulletin Volcanology*, v. 55, p. 85-96.
- ✓ Nelson, S.A.; González-Cáver, E. y Kyser, T.K., 1995. Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 122, p. 191-211.
- ✓ Nichols, C.R., 1970. The geology and geochemistry of the Pathé geothermal zone, Hidalgo, Mexico: Oklahoma, The University of Oklahoma disertación doctoral, p. 178.

- ✓ Nieto-Obregón, J.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Cabral-Cano, E. Y Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western México-A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, v. 208, p. 365-376.
- ✓ Nixon, G., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere; *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 514-523.
- ✓ Nixon, G.T.; Demant, A.; Armstrong, R.L. y Harakal, J.E., 1987. K-Ar and Geological data bearin on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, Special volume on the Mexican Volcanic Belt, part 3, p. 109-158.
- ✓ Pal, S., López-M. M., Pérez-R. J., Terrell, D. J., 1978. Magma characterization in the Mexican Volcanic Belt (Mexico), *Bull. Volcanol.*, v. 41, p. 179-189.
- ✓ Pardo, M. and Suárez, G., 1993. Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western Mexico. *Geophysical Reseach Letters*, v. 20, p. 2391-2394.
- ✓ Pardo, M. y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications; *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. B7, p. 12,357-12,373.
- ✓ Pasquare, G.; Forcella, F.; Tibaldi, A.; Vezzoli, L. y Zanchi, A., 1986. Structural Behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt. *Dev. Geotec*, v. 21, p. 509-527.
- ✓ Pasquare, G.; Garduño, V.; Tibaldi y Ferrari, L., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, v. 146, p. 355-364.
- ✓ Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- ✓ Ramírez-Herrera, M.T.; Summerfield, M.A. y Ortiz-Pérez, M.A., 1994. Tectonic geomorphology of the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Z. Geomorph. N. F.*, v. 38, p. 151-168.
- ✓ Robin, C. y Nicolas, E., 1978. Particularites geoquímiques des suites andésitiques de la zone orientale de l'axe transmexicain, dans leur contexte tectonique; *Bull. Soc. Geol. France*, v. 20, p. 193-202.
- ✓ Robin, C., 1982a. Mexico: in *Andesithes*, Thorpe, R. S., ed. John Wiley & Sons, p. 137 – 147.

- ✓ Robin, C., 1982b. Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andesitique dans le sud Mexicain (Axe Trans-mexicain et Province Alcaline Orientale); *Annal. Sci. l' Univ. Clermont-Ferrand II*, p. 30,503.
- ✓ Robin, C., et Cantagrel, J.M., 1982. Le Pico de Orizaba (Mexique): structure et evolution d'un grand volcan andesitique complex. *Bulletin Volcanology*, v. 45, p. 299-315.
- ✓ Rosas-Elguera, J.; Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México. *Geology*, v. 24, p. 921-924.
- ✓ Rosas-Elguera, J.; López-Martínez, M.; Carrasco-Nuñez, G., 2001. Migración hacia el sur del vulcanismo en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, *GEOS*, v. 20, n. 3, p. 319.
- ✓ Sánchez-Rubio, G., 1984. Cenozoic volcanism in Toluca-Amealco region, central Mexico; Londres, University of London, Imperial College of Sciences and Technology, tesis de maestría, 275 p.
- ✓ Segerstrom, K., 1961. Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. *Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros*, v. 13. p. 147-168.
- ✓ Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.*, v. 279, p. 1089-1107.
- ✓ Sheth, H.C.; Torres-Alvarado, I.S. y Verma, S.P., 2000. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt, *International Geology Review*, v. 42(12), p. 1116-1132.
- ✓ Siebe, C. y Verma, S.P., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, México. *Chem Erdem*, v. 48, p. 177-189.
- ✓ Siebe, C.; Macías, J.L.; Abrams, M.; Elizarraras, R.S. y Delgado, H., 1995. Quaternary Explosive Volcanism and Pyroclastic Deposits in East Central Mexico: Implications for Future Hazards; *Geological Society of Annual Meeting 1995. New Orleans, Louisiana Field Trip Guide Book 1*, p. 47.
- ✓ Siebe, C., 2000. Age and archaeological implication of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 104, p. 45-64.
- ✓ Siebe, C., Arana-Salinas, L., and Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlaconteco, Cuauhtzin, Hijo de Cuauhtzin, Teuhtli, and

- Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 141, p. 225-243.
- ✓ Sigurdsson, H. et al., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. Academia Press, p. 1417.
 - ✓ Silva-Mora, L. y Córdoba, D.A., 1996. Vulcanismo explosivo al norte y oeste de la ciudad de Tula, estado de Hidalgo, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, n. 1, p. 52-64.
 - ✓ Silva-Mora, L., 1997. Geología volcánica y carácter químico preliminar de las rocas de la región Tula-Polotitlán, Estados de Hidalgo, México y Querétaro, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, n. 1, p. 50-57.
 - ✓ Suter, M.; Aguirre, G.; Siebe, C.; Quintero, O. Y Komorowski, J.C., 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México; en Wallander, M.J. y Hannan B.B. (eds.). *Geological Excursions in southern California and Mexico*, GSA Guidebook 1991 Annual Meeting, p. 224-243. Dep. Geol. Sci., San Diego State Univ.
 - ✓ Suter, M.; Quintero, O. y Johnson, C., 1992. Active faults and state of stress in the Central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta Bravo Fault. *J., Geophys. Res.*, v. 97, B8, p. 11983-11993.
 - ✓ Suter, M.; Quintero-Legorreta, O.; López-Martínez, M.; Aguirre-Díaz, G. y Farrar, e., 1995. The Acambay graben: Active intraarc extension in the trans-Mexican volcanic belt; Mexico; *Tectonics*, v. 14, n. 5, p. 1245-1262.
 - ✓ Thorpe, R. S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico: *Tectonophysics*, v. 40, p. T19-T26.
 - ✓ Urrutia-Fucugauchi, J. y Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano; *Boletín Sociedad Geológica, México*, v. 38, p. 18-28.
 - ✓ Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber process at Los Humeros caldera, México Nd and Sr isotope data. *Nature*, v. 301, p. 52-55.
 - ✓ Verma. S.P., 1984. Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 20, p. 21-40.
 - ✓ Verma, S.P., 1987. Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. *Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt – Part 3B* (Ed. S.P. Verma), 26, p. 309-340.

- ✓ Verma, S.P., Aguilar-Vargas, V.H., 1988. Bulk chemical composition of magmas in the Mexican Volcanic Belt (Mexico) and inapplicability of generalized arc=models. *Chem. Erde*, v. 48, p. 203-221.
- ✓ Verma, S.P. y Nelson, S.A., 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, v. 94, p. 4531-5444.
- ✓ Verma, S.P., López M., M., 1992. Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Bull. Volcanol.*, v. 45, p. 63-79.
- ✓ Wood, C.A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, p. 387-413.