



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO**

---

FACULTAD DE INGENIERIA

**GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA DEL  
CAMPO VOLCANICO VALLE DE BRAVO**

**T E S I S**

PARA OBTENER EL TITULO DE:

**I N G E N I E R A      G E O L O G A**

**P R E S E N T A :**

**MARIA DEL CARMEN JAIMES VIERA**

DIRECTOR DE TESIS: DR. GERARDO AGUIRRE DIAZ



2004



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



PRESENCIA NACIONAL  
ACADEMIA II  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN  
60-I-136

**SRITA. MARÍA DEL CARMEN JAIMES VIERA**  
**Presente**

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Gerardo J. Aguirre Díaz y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO VALLE DE BRAVO,  
EDO. DE MEXICO**

- RESUMEN
- INTRODUCCIÓN
- I CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOMORFOLÓGICAS DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS MONOGENÉTICOS
- II GEOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO VALLE DE BRAVO
- III DISTRIBUCIÓN DE LOS CONOS Y DOMOS DEL CAMPO VOLCÁNICO VALLE DE BRAVO
- IV CONCLUSIONES
- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS
- ANEXOS

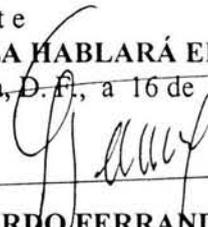
Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

**“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”**

Cd. Universitaria, D. F., a 16 de febrero de 2004  
EL DIRECTOR

  
M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB\*JAGC\*gtg

## **Agradecimientos**

A CONACYT, por el apoyo proporcionado al proyecto 33804-T a cargo del Dr. Gerardo Aguirre Díaz.

Al Dr. Gerardo Aguirre Díaz, por dirigir este trabajo y por toda la ayuda otorgada.

A los sinodales, los ingenieros Fernando Rosique Naranjo, Alfredo Victoria Morales, Jorge Nieto Obregón y al Dr. Jorge Aranda Gómez, por sus valiosos comentarios para mejorar esta Tesis.

Al Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla por todas las facilidades concedidas para la elaboración del presente trabajo, en particular al Sr. Marcos Ortega Yuriar, por enseñarme el proceso de molienda y pulverizado, y a Rodolfo por enseñarme el "arc view".

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología, donde se realizaron los análisis químicos bajo la supervisión del Quím. Rufino Lozano Santacruz.

A la Facultad de Ingeniería por haberme formado como profesionista y por que en ella aprendí mucho más que una carrera.

A la UNAM, por enseñarme los valores de ser Universitario.

## Dedicatorias

A Roberto y Elia, por permitirme ser como soy y apoyarme siempre...  
gracias.

A Roberto, Ale y Say. Al primero por haber hecho al segundo, al segundo por existir, a la tercera por estar conmigo desde hace mucho.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería, por el tiempo compartido.

A mis amigos del *CGeo*, por el apoyo, la amistad y los buenos bares conocidos  
(en los ratos de ocio)

A los profesores de la Facultad de Ingeniería, por enseñarme el misterio de la *Geología*, en particular al Ing. Miguel Vera Ocampo, por lo mucho que me ayudó...

## Resumen.

El Campo Volcánico Valle de Bravo (CVVB) es uno de los tres campos volcánicos monogenéticos identificados hasta el momento en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (Michoacán-Guanajuato y Sierra de Chichinautzin son los otros dos). Está localizado en la parte sur frontal de ésta provincia entre los 100°29'40" y 99°50'50" W y los 19°28'45" y 18°48'35" N, a un costado del volcán Nevado de Toluca y cerca del Complejo Volcánico Zitácuaro (CVZ). Cubre un área aproximada de 3,700 Km<sup>2</sup>, e 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.

El Campo Volcánico Valle de Bravo sobreyace a una paleotopografía del Mesozoico de rocas metamórficas (esquistos, meta-calizas y pillow lavas), cuerpos graníticos del Paleoceno-Eoceno, e ignimbritas del Eoceno-Oligoceno.

La geomorfología de los conos indican edades relativamente jóvenes para muchos de ellos, ya que los cráteres son todavía evidentes y los flancos están muy poco erosionados, así como muchos flujos de lava muestran levees, además de escasa vegetación y suelo. Tomando en cuenta los parámetros geomorfológicos de los conos del campo, calibrados con edades isotópicas reportadas por Blatter et al. (2001), se dedujeron 4 grupos de conos; éstos son: de 300-40 mil años, 40 mil a 25 mil años, 25 mil a 10 mil años y los menores a 10 mil años. Los domos de lava son muy pocos y esporádicos y presentan formas de domos altos, bajos y tipo couleés, con edades entre el Plioceno y Pleistoceno.

Los análisis de Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores realizados a 29 muestras, indican que la composición química varía entre andesitas basálticas a dacitas. A pesar de tener rocas con alto contenido en olivino no se encontraron basaltos. Las rocas del Campo Volcánico Valle de Bravo son calcialcalinas con contenido de potasio medio a alto.

Los lineamientos de los conos cineríticos muestran una dirección preferencial hacia el NE; mientras que los domos se alinean hacia el NW. De acuerdo con Nakamura (1977) lo anterior sugiere que los conos se emplazaron siguiendo la dirección de máxima compresión, paralelos a la convergencia de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica, que es al NE, y los domos se desarrollaron mejor en la dirección del mínimo esfuerzo, perpendicular a la convergencia.

## ÍNDICE

### AGRADECIMIENTOS

### RESUMEN

### INTRODUCCIÓN

1.	Localización y vías de acceso.	1
2.	Objetivos.	2
3.	Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano.	2
	3.1 Hipótesis sobre el origen del CVM.	3
4.	Trabajos previos en el área de estudio.	4
5.	Metodología.	5
	5.1 Trabajo de gabinete.	5
	5.2 Trabajo de campo.	6
	5.3 Trabajo de laboratorio.	6

### CAPÍTULO I

I.	Características geológicas y geomorfológicas de los Campos volcánicos monogenéticos.	8
I.1	Estructura y emplazamiento de los campos volcánicos monogenéticos.	8
I.2	Características morfológicas de los campos volcánicos monogenéticos.	9
I.3	Parámetros geomorfológicos del Campo Volcánico Valle de Bravo.	11
	I.3.1 Conos cineríticos.	13
	I.3.2 Domos.	25

### CAPÍTULO II

II.	Geología del Campo Volcánico Valle de Bravo.	30
II.1	Geología local.	30
	II.1.1 Rocas pre-Campo Volcánico Valle de Bravo.	30
	II.1.2 Campo Volcánico Valle de Bravo.	30
	II.1.2.1 PLIOCENO.	31
	Domos dacíticos-andesíticos.	31
	Volcán escudo San Agustín.	34
	Andesitas.	34
	II.1.2.2 PLEISTOCENO.	34
	Dacitas.	34
	Traquiandesitas basálticas y domos dacíticos.	36
	Domos dacíticos.	36
	Domos andesíticos y andesitas basálticas.	36
	Andesitas basálticas.	36
	Andesitas.	36
	II.1.2.3 HOLOCENO.	37
	Dacitas.	37
	Andesitas basálticas.	37
	Andesitas.	37

II.2 Petrografía y geoquímica.	38
Andesitas.	38
Dacitas.	42
Andesitas basálticas.	42
Traquiandesitas basálticas.	42
II.3 Complejos volcánicos y estratovolcanes cercanos o en el CVVB.	50
Volcán Nevado de Toluca (VNT).	50
Complejo Volcánico Zitácuaro (CVZ).	50

### **CAPÍTULO III**

III Distribución de los conos y domos del Campo Volcánico Valle de Bravo.	52
III.1 Sistemas de fallas presentes en el CVVB.	52
III.2 Distribución de conos y domos.	52
III.3 Tasa de erupción.	57

### **CAPÍTULO IV**

IV Conclusiones	
IV.1 Comparación y discusión entre los campos volcánicos monogenéticos Michoacán-Guanajuato, Sierra de Chichinautzin y Valle de Bravo	59
IV.1.1 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. (CVMG).	59
IV.1.2 Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC).	59
IV.1.3 Campo Volcánico Valle de Bravo. (CVVB).	60
IV.2 Conclusiones.	61

<b><u>REFERENCIAS.</u></b>	63
----------------------------	----

### **APÉNDICES**

Apéndice 1 Estudio petrográfico	71
Apéndice 2 Clave y nombre de los aparatos volcánicos y sus coordenadas UTM.	90

# INTRODUCCIÓN

## 1. LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El Campo Volcánico Valle de Bravo se localiza en el frente sur-central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), entre las coordenadas  $99^{\circ}50'50''$  Y  $100^{\circ}29'40''$  Long. W, y las coordenadas  $18^{\circ}48'35''$  Y  $19^{\circ}28'45''$  Lat. N. Se ubica a una distancia aproximada de 80 Km. al SW de la Cd. de México, a 120 Km. aproximadamente al E de Morelia y a 140 Km. aproximadamente al S de Querétaro, de manera más local al W del volcán Nevado de Toluca, en el SW del Estado de México, abarcando hasta la parte E de Michoacán, incluyendo Zitácuaro (Fig 1).

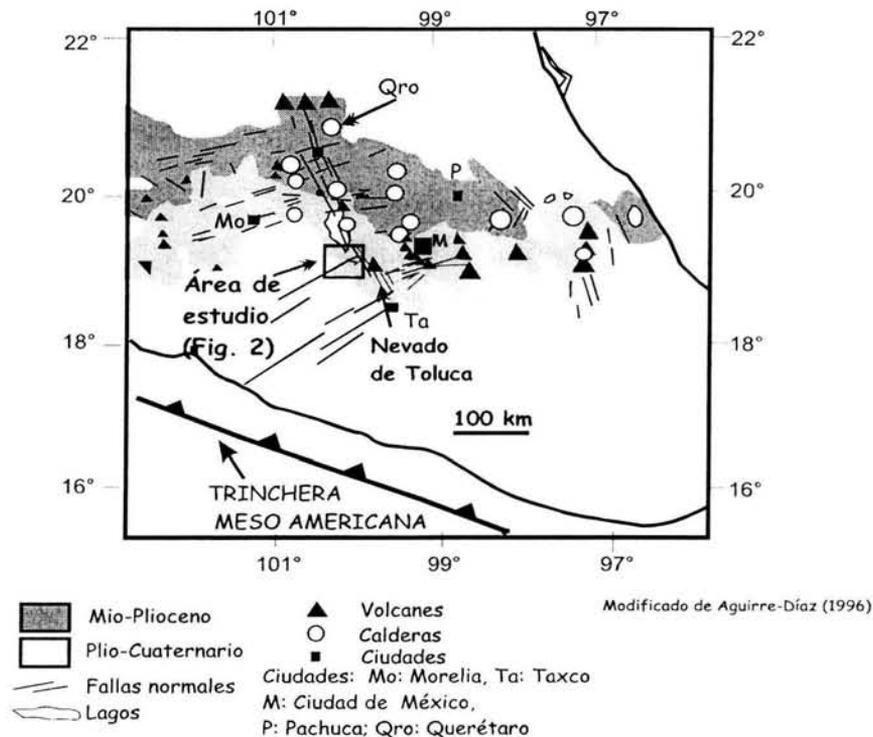


Fig. 1.- Localización del Campo Volcánico Valle de Bravo dentro del Cinturón Volcánico Mexicano; recuadro ampliado en Fig. 2

Los principales accesos al CVVB son la carretera federal número 15, que une las ciudades de Toluca y Zitácuaro; la carretera federal número 55 Palmillas-Atlacomulco-Toluca-Ixtapan de la Sal, y la carretera federal 134 que comunica a Toluca y Cd. Altamirano, pasando por Temascaltepec, y Tejupilco (Fig 2).

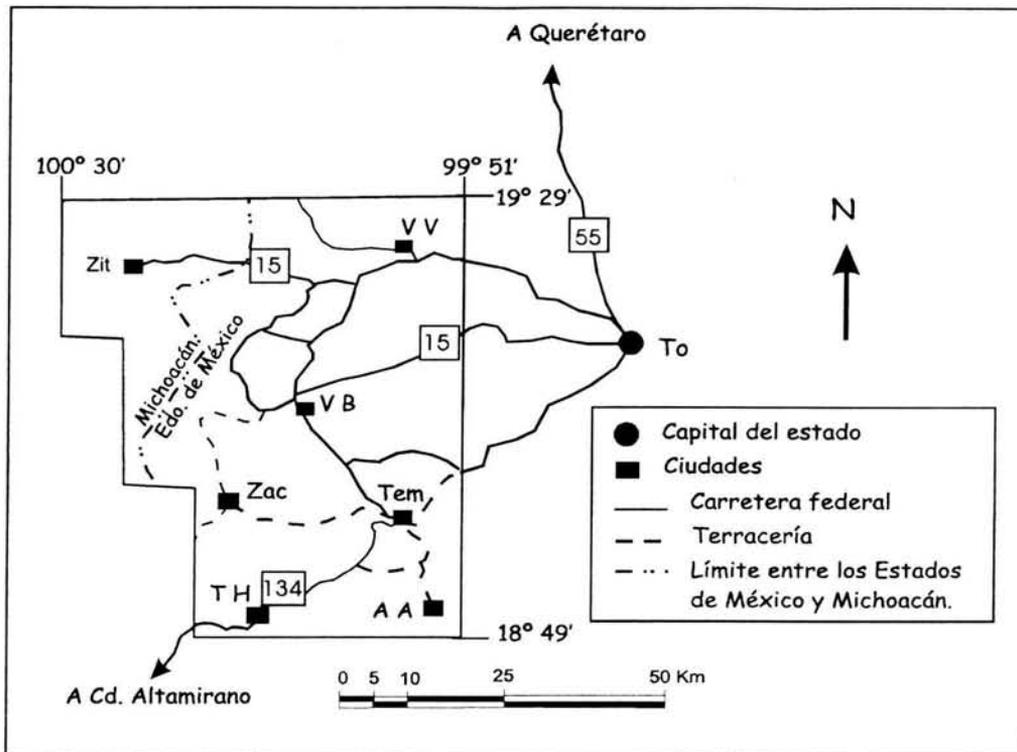


Fig 2.- Vías de acceso al CVVB. (To) Toluca, (Zit) Zitácuaro, (VV) Villa Victoria, (VB) Valle de Bravo, (Zac) Zacazonapan, (Tem) Temascaltepec, (TH) Tejupilco de Hidalgo, (AA) Almoloya de Alquisiras.

## 2. OBJETIVOS

- Elaborar el mapa geológico del CVVB con base en la interpretación de fotografías aéreas y verificación directa en el campo.
- Realizar la descripción y clasificación de las unidades litológicas mediante análisis petrográficos y químicos de elementos mayores.
- Determinar la distribución de aparatos volcánicos y conductos, con el fin de deducir posibles lineamientos asociados a fallas, que a su vez indicarán el campo de esfuerzos regionales del área del CVVB.

## 3. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO.

El CVM es una de las provincias geológicas más espectaculares en el centro de México debido a los grandes volcanes que incluye tales como el Sangangüey, Ceboruco, Fuego de Colima, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Citlatépetl (Pico de Orizaba). El CVM es una cadena montañosa compuesta por acumulación de lavas y materiales piroclásticos, así como de rocas de origen lacustre del Mioceno al Cuaternario (Demant, 1978; Aguirre et al., 1998; Ferrari,

et al., 1999; Aguirre y Carranza, 2000). EL CVM limita al N con las siguientes provincias geológicas: Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, Miogeoclinal del Golfo de México y la Faja Ignimbrítica Mexicana; al NW con la Cuenca de Nayarit, al NE con el Macizo Ígneo de Palma Sola; en la porción SE con la Cuenca Deltaica de Veracruz, y al S con el Complejo Orogénico de Guerrero-Colima, la Plataforma de Morelos y el Terreno Mixteco (Demant, 1978; Nixon, 1982; Ortega-Gutiérrez et al., 1991; Aguirre et al., 1998).

La interpretación que se le ha dado a la provincia del CVM es la de un arco continental activo relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Siebe et al., 1995; Suter et al., 1995; Aguirre et al., 1998; Wallace et al., 1999). El CVM tiene una longitud de 1000 a 1200 km, una anchura entre 20 y 150 km (Demant, 1976; Nixon, 1982) y una orientación que difiere de 15° a 16° con respecto a la orientación de la Trinchera Mesoamericana (Urrutia y Del Castillo, 1977; Pardo y Suárez, 1995)

Las secuencias volcánicas en el CVM son predominantemente calco-alcalinas, pero en los extremos es común el vulcanismo de tipo alcalino (Carmichael et al., 1985; Negendak et al., 1985; Nelson y Livieres, 1986; Besch et al., 1988; Nelson et al., 1995).

Aguirre et al. (1998) y Aguirre (2003, en prensa) consideran que esta provincia se divide en tres zonas, las cuales tienen sus propias características petrográficas, vulcanológicas y tectónicas. El sector W es la zona de unión de los grabenes Colima-Chapala-Zacoalco, en donde el vulcanismo alcalino es común, aunque predomina el calco-alcálido. En el sector central, el vulcanismo es monogénético y poligenético y forma una cadena volcánica E-W, siendo la composición predominante de tipo calco-alcálido. El sector E presenta grandes estratovolcanes de tipo andesítico-dacítico de tipo calco-alcálido, así como también el vulcanismo monogénético alcalino del campo volcánico de Los Tuxtlas.

### 3.1 Hipótesis sobre el origen del CVM

El origen del CVM ha sido motivo de numerosas hipótesis que ha dado lugar a un debate sobre los límites espacio-temporales del mismo y la falta de paralelismo con la Trinchera Mesoamericana (e.g. Demant, 1978; Aguirre et al., 1998).

Aguirre et al. (1998) discuten las diferentes hipótesis al respecto hasta 1998, por lo que aquí sólo se mencionarán brevemente. Básicamente se tienen dos grupos para estas hipótesis, las que se relacionan con la subducción, y las que sostienen que su origen es debido a zonas de debilidad de la corteza continental.

Aguirre et al. (1998) y Ferrari et al. (1999) mencionan que el vulcanismo del CVM está directamente relacionado con la subducción de la Trinchera Mesoamericana.

El sector occidental es producto de la subducción de la placa Rivera y el sector centro-oriental es debida a la subducción de la placa de Cocos (Nixon, 1982). Por último, las variaciones entre el CVM y la Trinchera Mesoamericana están relacionadas a la profundidad de la zona de Benioff debajo de la corteza continental de México. (Pardo y Suárez, 1995, Macías et al., 1997; Aguirre et al., 1998; Guzmán-Spezialle, 2003).

Otras hipótesis incluyen la idea añeja de que el CVM es una prolongación de la Falla de Clarión, donde se localizan las Islas Revillagigedo (Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961) aunque , las rocas que forman las islas son alcalinas, lo que las caracteriza como vulcanismo de tipo isla oceánica (Barberi, et al., 1974). El CVM también se ha asociado con una antigua geosutura anterior al Paleozoico, entre dos bloques cratónicos, donde la formación de los magmas se debe a un calentamiento diferencial de la corteza (Mooser, 1969). Para Gastil y Jensky (1973), el CVM es considerado como una extensión del sistema de fallas de San Andrés desde el Golfo de California. Johnson y Harrison (1990) consideran que el origen es debido al movimiento entre los bloques de Jalisco, Michoacán-Oaxaca y Guerrero. Márquez et al. (1999) consideran que se trata de un rift continental activo generado por el ascenso de una pluma del manto en la parte W del CVM cuyo vulcanismo migra hacia el E.

#### 4. TRABAJOS PREVIOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO.

El área de estudio se encuentra en el frente activo del arco continental del CVM, en la porción S de los estados de Michoacán y de México. Esta área se localiza aproximadamente a 80 km sobre la línea de Benioff, según el modelo de Pardo y Suárez, (1995). El vulcanismo se relaciona a la subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica (Blatter y Carmichael, 1998b).

En el área de estudio aflora un basamento metamórfico de edad Jurásico tardío y depósitos calcáreos del Cretácico temprano al tardío (Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 1999; García-Palomo et al., 2000); estas rocas incluyen esquistos calcáreos y de mica, tobas (Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 1999; García-Palomo et al., 2000) que se han asociado al Terreno Guerrero (Campa et al., 1976).

El basamento está cubierto por ignimbritas del Eoceno-Oligoceno (Blatter et al., 2001). En el área cercana a Valle de Bravo, la parte superior de la secuencia basal del Cretácico consiste de rocas sedimentarias vulcanoclásticas y terrígenas no metamorfoseadas intercaladas con lutitas bioclásticas (Pasquaré et al., 1991; García-Palomo et al., 2000). En la parte S del área se observan cuerpos intrusivos con edades de 33.3 y 33.1 Ma (granito La Guitarra, Camprubí, 1998) y 51 Ma (granito Temascaltepec, Elías-Herrera et al., 2000).

Estructuras volcánicas mayores cerca del área de estudio incluyen el estratovolcán Nevado de Toluca (a 50 km al E de Valle de Bravo) y el Complejo Volcánico de Zitácuaro (CVZ) directamente al E de Zitácuaro. Los estudios que se han realizado en el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Whitford y Bloomfield, 1977; Bloomfield, 1975; Macías et al., 1997; Capra y Macías, 2000; García-Palomo et al., 2000) incluyen la secuencia volcánica del volcán San Antonio, cuyo edificio principal está compuesto por derrames de lava que cubren depósitos piroclásticos de la parte norte del cráter, en la cuenca del Río Lerma (García-Palomo et al., 2000). También se reconocen grupos de volcanes monogenéticos y domos alrededor de ambos volcanes de edad pliocénica (García-Palomo et al., 2000); los conos y sus lavas son de tipo andesita basáltica, mientras que los domos son andesíticos a dacíticos (García-Palomo et al., 2000). El CVZ ha sido descrito como una caldera de edad Miocénica, con un diámetro aproximado de 30 km y con episodios recurrentes de domos dacíticos (Capra, et. al., 1997). Blatter et al. (2001) han reconocido un centro volcánico de Zitácuaro que produjo la pómez La Dieta (39.29 mil años), pero no mencionan la caldera que Capra et al. (1997) definieron.

## 5. METODOLOGÍA.

El trabajo incluye tres etapas: gabinete, campo, y laboratorio, las cuales se describen a continuación.

### 5.1 Trabajo de Gabinete

En esta etapa se realizó la búsqueda de información bibliográfica, como artículos, mapas, libros, folletos, etc., que estuviesen relacionados con el área de estudio. También se realizó la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:75,000, que proporcionó una guía para planear las salidas a campo, y permitió ubicar los contactos litológicos y estructuras geológicas mayores que se encuentran dentro del CVVB, con lo que se elaboró un mapa fotogeológico preliminar sobre cartas topográficas de INEGI, escala 1:50 000, que incluyen las hojas Zitácuaro (E14A35), Villa de Allende (E14A36), San Miguel Zinacantepec (E14A37), Valle de Bravo (E14A46), Volcán Nevado de Toluca (E14A47), Tejupilco de Hidalgo (E14A56) e Ixtapan de la Sal (E14A57) (Fig. 3).

Posteriormente se realizó el estudio estadístico de los parámetros geomorfológicos en conos y domos y el análisis de la distribución de aparatos volcánicos para deducir el campo de esfuerzos a nivel regional que está presente en el CVVB.

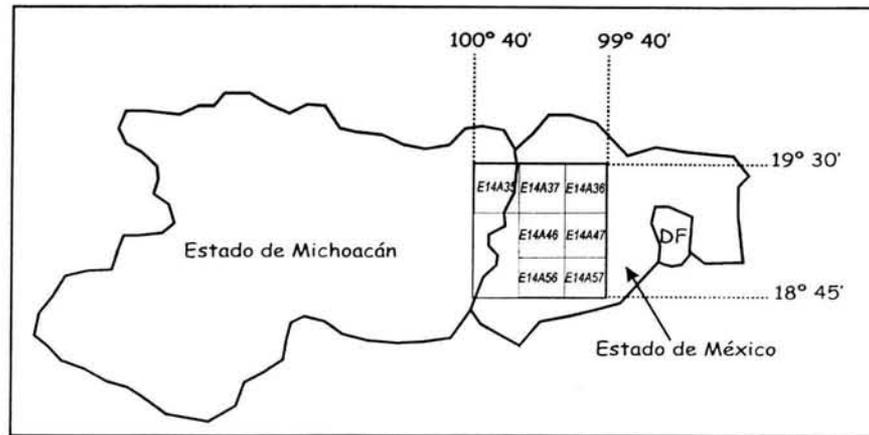


Fig. 3.- Ubicación del área de estudio sobre cartas topográficas de INEGI, utilizando el índice del catálogo de INEGI.

## 5.2 Trabajo de Campo

Durante las campañas de campo se recopiló información geológica que permitió identificar y describir las unidades litológicas presentes, así como coleccionar muestras para efectuar análisis petrográficos y químicos. El trabajo de campo se realizó en temporadas cortas de campo, entre junio del 2002 y febrero del 2003, utilizando vehículos proporcionados por el Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla y recursos financieros del Proyecto CONACyT 33804-T del Dr. Gerardo Aguirre Díaz.

## 5.3 Trabajo de laboratorio

La etapa de laboratorio consistió en realizar estudios de petrografía y análisis químicos de elementos mayores con el método de fluorescencia de rayos X, el cual consiste en bombardear con una radiación primaria de RX a la muestra previamente preparada en una pastilla de cara lisa con 4 cm de diámetro. Esta muestra genera una radiación propia la cual pasa por a través de cristales detectores lo cuales giran haciendo un barrido desde 0° a 150°, generando un espectrómetro con los datos de cantidad de cada elemento; cada pico presente en el espectrómetro caracteriza a cada elemento químico. Después se realizan mediciones de intensidad contra concentración en porcentaje, este análisis se repite con otra muestra y se comparan ambos resultados para determinar así la cantidad presente (%) de cada elemento en la muestra. El tiempo requerido para llevar a cabo los análisis es de 15 minutos para elementos mayores y de 1 hora para elementos traza. El equipo utilizado es un espectrómetro secuencial de rayos X, SRS 3000 marca SIEMENS. Se seleccionaron 29 muestras tomadas representativamente dentro del área de estudio. El Apéndice 1 muestra la descripción petrográfica de las muestras seleccionadas.

Para el análisis químico de elementos mayores, las muestras tuvieron el siguiente tratamiento: trituración, hasta obtener gravilla gruesa utilizando una base de fierro y un marro, ambos previamente limpiados y después pre-contaminados con la misma muestra; posteriormente, una pequeña porción de muestra representativa fue pulverizada en un molino del tipo Shatter Box marca Spex, utilizando un plato de cerámica de alúmina y pre-contaminando el equipo con un poco de la misma muestra (20 ml) con el fin de eliminar restos de otras muestras que puedan afectar los resultados; una vez pre-contaminado el equipo, se pulverizó el resto de la muestra triturada hasta obtener polvos con textura de talco y que pasen la malla 200, 5 gr. de la muestra pulverizada, previamente cuarteada, se mezcló con 0.5 gr. de ácido bórico como amalgamante en un mortero de ágata; la muestra mezclada con ácido bórico fue prensada para obtener una pastilla de cara lisa de 4 cm de diámetro; la pastilla se elaboró utilizando una prensa hidráulica controlada por computadora marca Graseby Specac, programada para aplicar una presión de 30 toneladas durante 30 segundos a temperatura ambiente. Este es el proceso estándar para la elaboración de pastillas en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la UNAM, ubicado en el Instituto de Geología de Cd. Universitaria. La pastilla se envió junto con polvo sin prensar al LUGIS, donde el Químico Rufino Lozano Santacruz realizó los análisis químicos por la técnica de Fluorescencia de Rayos X. Los análisis químicos fueron financiados mediante el proyecto 33804-T del Dr. Gerardo Aguirre Díaz.

## Capítulo I

### I. Características geológicas y geomorfológicas de los Campos volcánicos monogenéticos

Un campo volcánico monogenético es una región donde la actividad volcánica se manifiesta a través de varios puntos de emisión, cada uno de los cuales representa un solo evento volcánico (Cas y Wrigth, 1987). Este tipo de vulcanismo forma conos cineríticos y flujos de lava asociados, anillos de ceniza y cráteres de explosión tipo maar (Cas y Wrigth, 1987). Un campo volcánico típico puede contener de 10 a 100 volcanes o más (Cas y Wrigth, 1987).

La geofoma más común en los campos volcánicos monogenéticos son los conos cineríticos, los cuales se forman por la acumulación de fragmentos piroclásticos alrededor del conducto principal. La pendiente de las laderas de los conos muy jóvenes es generalmente de 30° (Sigurdsson et al., 2000). También pueden presentar derrames asociados al conducto que pueden destruir parte del cono (Sigurdsson et al., 2000). Otra forma común es la de los volcanes tipo escudo que se originan por la acumulación de varios flujos de lava, y tienen una pendiente externa más suave que los conos cineríticos.

#### I.1 Estructura y emplazamiento de los campos volcánicos monogenéticos.

Los campos volcánicos monogenéticos pueden emplazarse de diferentes formas, sin embargo, las más comunes son dos, ya sea sobre las laderas de grandes volcanes o en mesetas amplias (Settle, 1979), aunque por lo general ocurren en arcos volcánicos donde el vulcanismo calci-alcalino predomina, o asociados a "hot spots" donde el basalto es generalmente alcalino (Sigurdsson et al., 2000). Dentro de un mismo campo monogenético pueden estar presentes productos de diferentes tipos de erupción, aunque el principal tipo es el estromboliano, seguido por el hawaiano, que originan conos cineríticos y volcanes escudos respectivamente (Wood, 1980).

El emplazamiento de los campos volcánicos monogenéticos no tiene, al parecer, una relación aparente con el basamento, y no hay una tendencia bien definida en cuanto al tipo de provincia geológica en el cual se presentan (Settle, 1979). Puede mencionarse que los campos volcánicos que se han determinado en el país se ubican principalmente en el CVM; como el Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, la Sierra Chichinautzin, y el macizo Volcánico de los Tuxtlas (Campo volcánico de los Tuxtlas, Nelson et al., 1989). También en la parte norte en la Mesa Central se han reportado campos

monogénicos asociados a vulcanismo intra-placa como lo campos volcánicos de Los Encinos, Santo Domingo y Ventura (Aranda-Gómez et al., 1993). En la Sierra Madre Occidental se tiene el Campo Volcánico del Valle del Guadiana (Smith, 1989), y en la provincia de Baja California el Campo volcánico San Quintín (Woodford, 1928; Luhr, et al., 1994). La composición química de estos campos varía; en el primer caso (CVM), la composición es afín a la de una zona de subducción (Nixon, 1982; Aguirre et al., 1998; Ferrari et al., 1999), en el caso de los Tuxtlas, es calci-alcalina y alcalina (Nelson y González, 1992, 1995); y en el caso de los volcanes del norte, son predominantemente alcalinos (Woodford, 1928; Luhr et al., 1994).

## I.2 Características morfológicas de los campos volcánicos monogénicos.

Una de las metas de hacer un estudio geomorfológico dentro de un campo volcánico es el de obtener edades relativas de los aparatos volcánicos, basándose en la apariencia y en los parámetros geomorfológicos obtenidos a partir de cartas topográficas (Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Martín del Pozzo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987). El presente estudio sigue los modelos y manejo de datos establecidos por los autores anteriormente citados. Dichos parámetros son: Diámetro de la base (d), Diámetro del cráter (Dc) y la altura del cono (h). El diámetro utilizado es el valor promedio entre el diámetro mayor y el menor. Se tomaron estos valores dado que la mayoría de los conos no presentan una base circular, sino más bien de tipo elíptica. El valor de la altura es la diferencia entre la curva de nivel que pertenece a la base y la curva de nivel más alta. El diámetro del cráter es también un valor promedio, sólo que no todos los conos presentan cráter visible, ya sea debido a la erosión o a la vegetación. A los conos sin cráter visible se les asignó un valor arbitrario de cero (Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Martín del Pozzo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987).

Una vez obtenidos los valores de los parámetros se calcula el índice de juventud según Hooper (1995). Este valor es el resultado de dividir la altura entre el diámetro promedio (Tabla 1).

**Tabla 1. Intervalo en años para cada factor del índice de juventud.**

Índice de juventud	Años
> 0.18	0 - 10 000
0.16 - 0.18	10 000 - 25 000
0.146 - 0.158	25 000 - 40 000
< 0.145	> 40 000

Así mismo, con estos valores se obtiene la pendiente promedio

$$\text{Pendiente promedio} = \tan^{-1} (2h)/(d-Dc),$$

la relación diámetro del cráter con diámetro de la base:

$$Dc/d$$

la relación altura/diámetro de la base:

$$h/d$$

y el volumen del cono:

$$V = h(Dc^2 + Dc * d + d^2)/12.$$

En estudios realizados a otros campos volcánicos, como el Grupo Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982) y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka 1994; Connor, 1987), se han manejado los parámetros previamente mencionados, corroborándose la edad relativa obtenida con el índice de juventud con edades absolutas obtenidas por medios radiométricos. Bloomfield (1975) es el primero en corroborar las edades relativas con el método  $^{14}C$ , y es así que hace notar el hecho de que a mayor edad, la relación altura/diámetro disminuye de 0.21 a 0.10, mientras que la relación diámetro del cráter/diámetro de la base aumenta de 0.40 a 0.83, con lo cual el autor pudo comprobar las relaciones morfométricas de Porter (1972) que son:  $h=0.20Dc$  y  $Dc=0.40d$ . Por otro lado, Martín del Pozzo (1982) reporta que el vulcanismo monogenético del grupo Chichinautzin presenta una relación  $h/d$  que varía de 0.20 a 0.12 conforme avanza la edad.

En el caso del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, Hasenaka y Carmichael (1985), grafican el número de conos contra la altura, el diámetro de cráter, el diámetro de base y el volumen de los conos para obtener la frecuencia de distribución del tamaño de los conos cineríticos. Estos autores calibran las edades relativas obtenidas mediante parámetros geomorfológicos con el método  $^{14}C$ , y también grafican la relación  $h/d$ , determinando que a medida que aumenta la edad, la relación varía de 0.24 a 0.16. Connor (1987) también realizó estudios morfométricos en este campo volcánico y obtuvo dos tipos de poblaciones: los estratovolcanes y los volcanes escudos

en el grupo A, y los conos cineríticos en el grupo B. A estos grupos los subdividió en 3 más de acuerdo a las alturas; así se tiene que el primer grupo son los conos con menos de 240 m, el segundo con alturas entre 240 m y 300 m, y el último grupo los que tienen más de 300 m. Connor (1987) también estableció la orientación presente en el campo tanto para los volcanes poligenéticos como para los conos cineríticos mediante estudios de alineamiento de los volcanes. Según Connor (1987), el alineamiento de los volcanes con tendencia E-W indica el principal componente de tensión horizontal, además que los volcanes poligenéticos presentan una tendencia NW, lo que es paralelo a la Trinchera Mesoamericana; y en el caso de los volcanes monogenéticos que presentan tendencia NE son paralelos a la dirección de la convergencia de la placa.

La alineación de los conos cineríticos dentro de estos campos se ha aprovechado para obtener la dirección del esfuerzo principal de extensión o compresión (Nakamura, 1977). Esto también se relaciona con el tipo de magma presente, es decir, en caso de tener un esfuerzo principal de tensión, el magma será principalmente basáltico y el lineamiento será perpendicular a la dirección de tensión máxima. En el caso de un esfuerzo compresional, el magma es primordialmente andesítico y el lineamiento es paralelo a la dirección de compresión máxima. Estos aspectos serán discutidos más adelante para el caso particular del CVVB (capítulo III).

### I.3 Parámetros geomorfológicos del Campo Volcánico Valle de Bravo.

El CVVB consta de 120 conos cineríticos contabilizados y un volcán escudo (volcán San Agustín), a los que se les realizaron análisis cuantitativos para obtener los parámetros geomorfológicos. Estos parámetros son los que se mencionaron en el apartado I.2 (cabe aclarar que no todos los conos presentan cráter visible, para estos, se les dio un valor arbitrario de cero en el diámetro del cráter). Los conos cineríticos se dividieron en cuatro grupos de acuerdo al índice de juventud (Fig. 4). La nomenclatura de las estructuras volcánicas en el Campo Volcánico Valle de Bravo se determinó de la siguiente manera, se tomó la primera letra del nombre de la carta y se numeraron las estructuras a partir de la esquina superior izquierda hacia la esquina inferior derecha, por ejemplo en la carta Zitácuaro se tiene de la siguiente manera: Z-1, Z-2, etc.; en el caso de los domos se incluyó una "d" a la nomenclatura anterior, por ejemplo, un domo en la carta Valle de Bravo: dVB-1.

El volcán escudo San Agustín presenta las siguientes características geomorfológicas: diámetro promedio de 9.12 km, altura de 1 km, una pendiente promedio de 14.8° y un volumen aproximado de 6.99 km<sup>3</sup>.

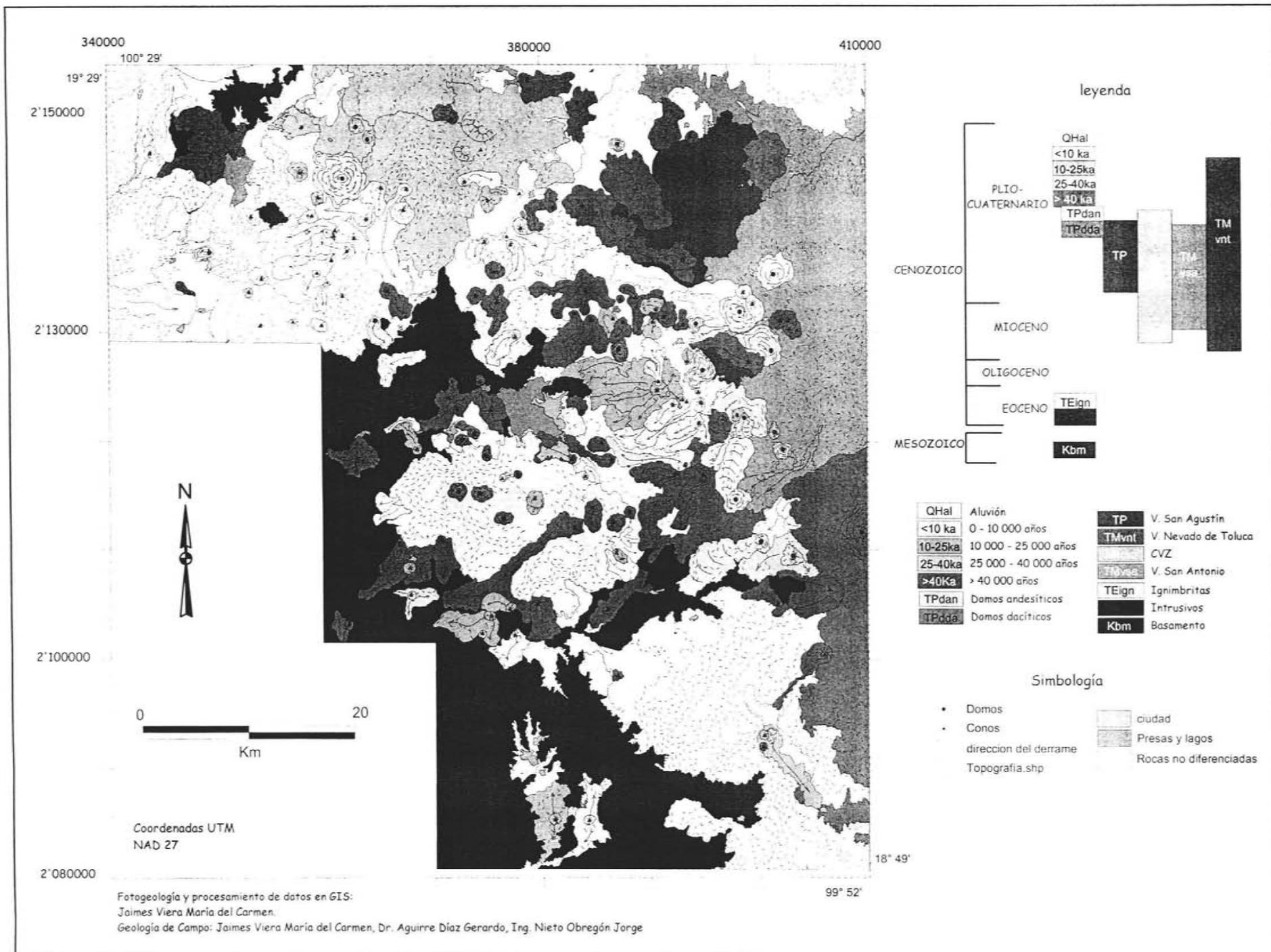


Fig. 4.- Mapa del CVVB según índice de juventud.

### I.3.1 Conos cineríticos

Estos se subdividieron en cuatro grupos.

El primer grupo representa el 29%, con 33 estructuras, y corresponde a los conos más jóvenes del CVVB, cuyo índice de juventud los coloca dentro del intervalo de 0 - 10,000 años. Las características geomorfológicas de los conos se muestran en la Tabla 2. Este grupo presenta alturas que varían entre los 0.080 y 0.58 km, siendo el promedio de 0.244 km; el diámetro de su base oscila entre 0.25 y 2.175 km y el promedio es de 1.14 km. Las pendientes externas presentan valores entre 20° y 47°, con un promedio de 27°. La relación h/d presenta intervalos entre los 0.18 y 0.28 y el promedio es igual a 0.21. En cuanto a la relación Dc/d, los valores están entre 0.57 y 0.11, y el promedio es 0.12. El volumen que aportaron estos conos es de 4.99 km<sup>3</sup>. Ejemplos de conos pertenecientes a este grupo son: Z-1, Z-2, VA-14, VA-17, VA-21, VA-22, VA-44, SM-2, SM-3, cVB-18, cVB-20, cVB-32, cVB-38, cVB-45 y TH-3, el apéndice 2 muestra la relación de los conos con sus coordenadas UTM (Tabla 2, Fig 5).

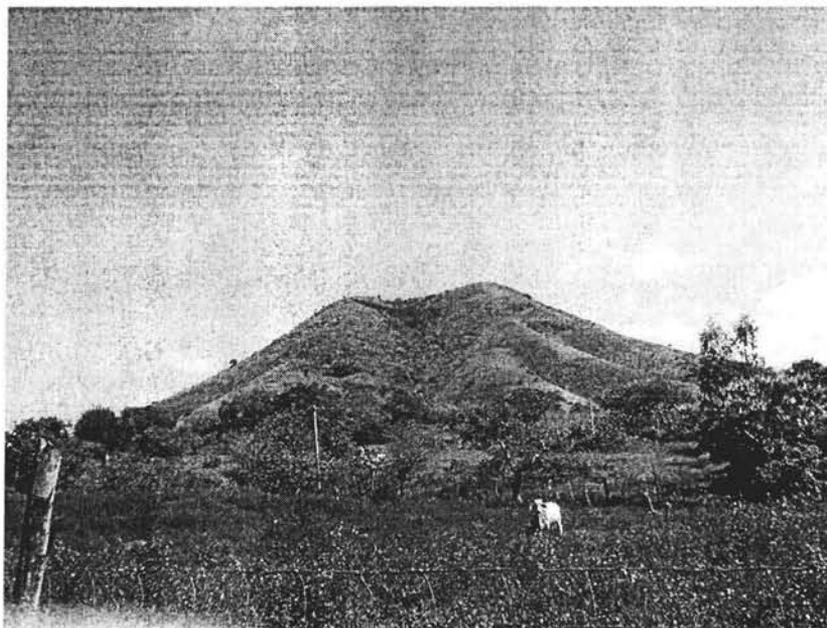


Fig. 5 Volcán La Tinaja (TH-3), un ejemplo de cono de escoria Holoceno.

La distribución de los conos no permite visualizar una tendencia marcada, así como tampoco se observan concentraciones que puedan indicar una zona de debilidad (falla o fractura), la cual haya dado origen a los conos. Este aspecto se discutirá en el capítulo III.

Tabla 2.- Parámetros geomorfológicos de los conos menores a 10 000 años.

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
1 <sup>er</sup> Grupo										
Z-1	1,600	1,400	0,300	0,320	1,500	0,213	0-10000	28,072	0,200	0,233
Z-6	2,150	1,900	0,225	0,580	2,025	0,286	0-10 000	32,799	0,111	0,384
Z-11	1,150	1,150	0,000	0,280	1,150	0,243	0-10 000	25,964	0,000	0,110
Z-12	0,750	0,750	0,100	0,180	0,750	0,240	0-10 000	28,979	0,133	0,054
Z-13	1,400	1,200	0,175	0,320	1,300	0,246	0-10 000	29,635	0,135	0,162
Z-16	0,950	0,600	0,000	0,320	0,775	0,413	0-10 000	39,550	0,000	0,050
VA-3	0,600	0,600	0,100	0,140	0,600	0,233	0-10 000	29,248	0,167	0,036
VA-4	0,500	0,500	0,250	0,100	0,500	0,200	0-10 000	38,659	0,500	0,036
VA-6	1,600	1,650	0,000	0,300	1,625	0,185	0-10 000	20,265	0,000	0,220
VA-7	1,650	1,500	0,000	0,320	1,575	0,203	0-10 000	22,114	0,000	0,207
VA-9	2,250	2,100	0,000	0,560	2,175	0,257	0-10 000	27,245	0,000	0,394
VA-12	1,100	1,000	0,200	0,200	1,050	0,190	0-10 000	25,201	0,190	0,113
VA-13	1,300	1,300	0,100	0,340	1,300	0,262	0-10 000	29,538	0,077	0,153
VA-14	1,000	0,800	0,200	0,200	0,900	0,222	0-10 000	29,744	0,222	0,086
VA-17	0,950	0,950	0,250	0,180	0,950	0,189	0-10 000	27,216	0,263	0,100
VA-21	1,200	1,100	0,000	0,300	1,150	0,261	0-10 000	27,552	0,000	0,110
VA-22	1,100	1,050	0,200	0,200	1,075	0,186	0-10 000	24,567	0,186	0,118
VA-41	1,300	1,200	0,000	0,300	1,250	0,240	0-10 000	25,641	0,000	0,130
VA-44	0,750	0,750	0,000	0,160	0,750	0,213	0-10 000	23,106	0,000	0,047
SM-2	1,450	1,300	0,000	0,300	1,375	0,218	0-10 000	23,574	0,000	0,158
SM-3	1,350	1,100	0,100	0,280	1,225	0,229	0-10 000	26,463	0,082	0,136
SM-4	1,800	1,750	0,500	0,370	1,775	0,208	0-10 000	30,130	0,282	0,357
SM-5	1,900	1,900	0,000	0,120	1,900	0,063	0-10 000	7,199	0,000	0,301
cVB-14	1,000	0,850	0,250	0,220	0,925	0,238	0-10 000	33,098	0,270	0,096
cVB-16	1,950	1,550	0,000	0,420	1,750	0,240	0-10 000	25,641	0,000	0,255
cVB-18	0,700	0,700	0,000	0,140	0,700	0,200	0-10 000	21,801	0,000	0,041
cVB-20	0,950	0,900	0,200	0,180	0,925	0,195	0-10 000	26,406	0,216	0,090

Tabla 2. - Continuación.

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
cVB-24	0,700	0,600	0,100	0,140	0,650	0,215	0-10 000	26,980	0,154	0,041
cVB-32	0,800	0,700	0,100	0,140	0,750	0,187	0-10 000	23,304	0,133	0,054
cVB-36	0,350	0,350	0,200	0,080	0,350	0,229	0-10 000	46,847	0,571	0,019
cVB-37	1,200	1,100	0,000	0,240	1,150	0,209	0-10 000	22,655	0,000	0,10
cVB-38	1,350	1,150	0,000	0,240	1,250	0,192	0-10 000	21,006	0,000	0,130
cVB-45	0,560	0,550	0,000	0,100	0,555	0,180	0-10 000	19,817	0,000	0,026
TH-3	1,600	1,500	0,200	0,280	1,550	0,181	0-10 000	22,529	0,129	0,229
			<b>promedio</b>	<b>0,244</b>	<b>1,145</b>	<b>0,213</b>		<b>26,764</b>	<b>0,128</b>	
								<b>volumen</b>		<b>4,996</b>

El segundo grupo representa el 18%, con 22 estructuras, y lo conforman los conos cuyas edades relativas varían entre los 10,000 y 25,000 años, lo que los ubica en el Pleistoceno (Tabla 3). Las dimensiones varían entre 0.04 y 0.46 km de altura con un promedio de 0.18 km (Tabla 2). El diámetro, varía entre 0.45 y 2.15 km con un promedio de 1.15 km; la pendiente oscila entre 18° y 24°, con un promedio de 19°. Las relaciones  $h/d$  y  $D_c/d$  presentan los siguientes intervalos respectivamente, 0.085 - 0.178 y 0.154 - 0.296, cuyos promedios son 0.159 para el primero y 0.072 para el segundo. El volumen estimado de estos conos es de 3.17 km<sup>3</sup>. Los conos presentan mayor concentración en la parte centro del CVVB. Ejemplos de conos pertenecientes a este grupo son: Z-8, VA-5, VA-16, VA-36, SM-1, cVB-8, cVB-31, TH-2 y IS-2 (Fig. 6 y 7, apéndice 2).



Fig. 6 Volcán Cerro Gordo (TH-2), un ejemplo de un cono de entre 10 000 - 25 000 años

Tabla 3.- Parámetros geomorfológicos de los conos entre 10 000 y 25 000 años.

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
2 <sup>do</sup> Grupo										
Z-7	0,900	0,850	0,150	0,140	0,875	0,160	10 000-25 000	21,116	0,171	0,077
Z-8	2,000	1,750	0,000	0,300	1,875	0,160	10 000-25 000	17,744	0,000	0,293
VA-5	1,000	0,950	0,150	0,160	0,975	0,164	10 000-25 000	21,200	0,154	0,093
VA-16	0,700	0,700	0,000	0,120	0,700	0,171	10 000-25 000	18,924	0,000	0,041
VA-31	1,100	0,900	0,000	0,160	1,000	0,160	10 000-25 000	17,744	0,000	0,083
VA-36	0,750	0,650	0,200	0,110	0,700	0,157	10 000-25 000	23,749	0,286	0,056
VA-37	0,900	0,800	0,000	0,140	0,850	0,165	10 000-25 000	18,232	0,000	0,060
VA-43	2,200	1,700	0,000	0,320	1,950	0,164	10 000-25 000	18,170	0,000	0,317
VA-45	1,600	1,400	0,000	0,260	1,500	0,173	10 000-25 000	19,119	0,000	0,188
SM-1	0,500	0,400	0,000	0,040	0,450	0,089	10 000-25 000	10,080	0,000	0,017
SM-6	1,650	1,650	0,000	0,140	1,650	0,085	10 000-25 000	9,631	0,000	0,227
cVB-2	1,000	0,800	0,000	0,160	0,900	0,178	10 000-25 000	19,573	0,000	0,068
cVB-8	1,150	1,100	0,200	0,200	1,125	0,178	10 000-25 000	23,385	0,178	0,128
cVB-17	1,150	1,000	0,250	0,180	1,075	0,167	10 000-25 000	23,574	0,233	0,124
cVB-19	1,100	1,000	0,000	0,180	1,050	0,171	10 000-25 000	18,924	0,000	0,092
cVB-29	1,000	1,000	0,200	0,160	1,000	0,160	10 000-25 000	21,801	0,200	0,103
cVB-31	2,800	2,700	0,100	0,460	2,750	0,167	10 000-25 000	19,145	0,036	0,654
cVB-33	0,700	0,550	0,100	0,100	0,625	0,160	10 000-25 000	20,854	0,160	0,039
cVB-35	0,500	0,500	0,000	0,080	0,500	0,160	10 000-25 000	17,744	0,000	0,021
VNT-3	1,000	0,900	0,000	0,160	0,950	0,168	10 000-25 000	18,615	0,000	0,075
TH-2	1,900	1,900	0,300	0,320	1,900	0,168	10 000-25 000	21,801	0,158	0,356
IS-2	0,950	0,800	0,000	0,140	0,875	0,160	10 000-25 000	17,744	0,000	0,064
			<b>promedio</b>	<b>0,183</b>	<b>1,149</b>	<b>0,159</b>		<b>19,040</b>	<b>0,072</b>	
								<b>volumen</b>		<b>3,174</b>

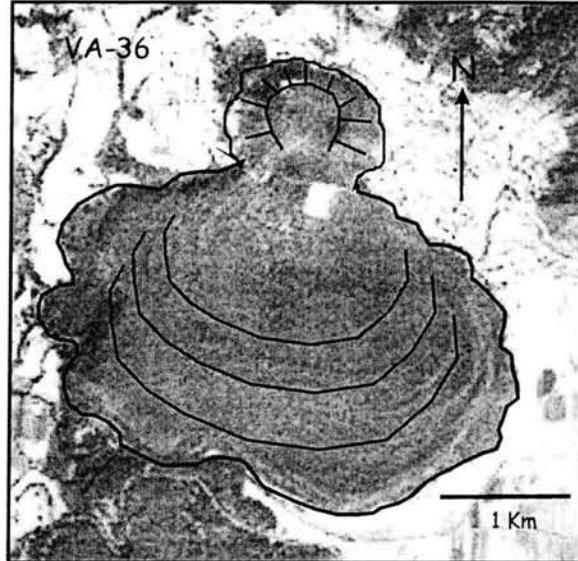


Fig. 7 Fotografía aérea del cono VA-36 de 22 000 años (Blatter et al., 2001)

El siguiente grupo incluye conos con entre 25,000 y 40,000 años, también del Pleistoceno. Representan un 5% que corresponde a 6 estructuras. Los parámetros geomorfológicos se muestran en la Tabla 4 y son los siguientes: el diámetro varía entre 0.650 - 1.400 km, con un promedio de 1.179 km; la altura entre 0.100 - 0.250 km, con un promedio de 0.182 km; la pendiente tiene como valores máximo y mínimo 17° y 21° respectivamente, siendo el promedio de 16°. La relación h/d se encuentra entre 0.148 y 0.157, con valor promedio de 0.154. La relación  $D_c/d$  varía de 0.000 a 0.216, el promedio es 0.036, con un volumen de 0.764 km<sup>3</sup>. Por ser tan pocas estructuras y que además se encuentran demasiado separadas, no se puede marcar una tendencia preferencial a un lineamiento.

Ejemplos de conos pertenecientes a este grupo son: Z-9, Z-10, VA-42, cVB-10, cVB-34, cVB-39 (Fig 8), y el apéndice 2 indica las coordenadas UTM de los conos con sus respectivas claves.

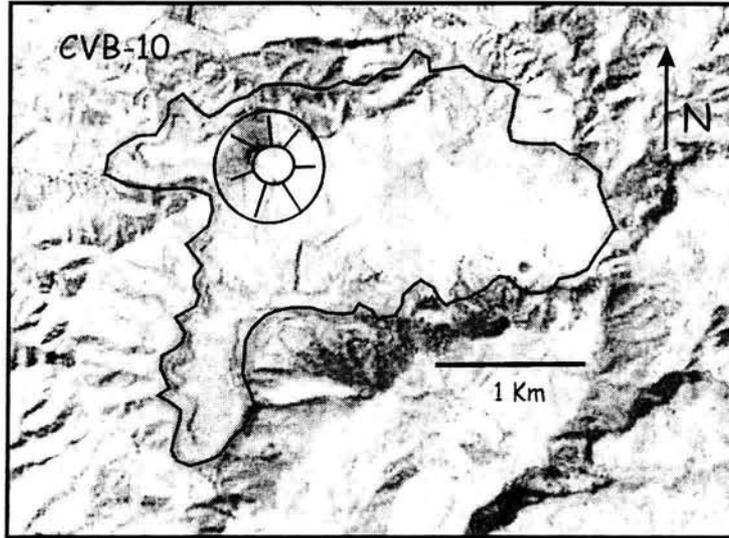


Fig. 8 Ejemplo de un cono con edad entre 25 000 y 40 000 años, según sus parámetros geomorfológicos.

Por último, el 48.4% restante lo componen 59 estructuras cuyas edades relativas son mayores a 40,000 años. La Tabla 5 muestra las características geomorfológicas de cada uno de los conos. Presentan un intervalo de 0.06 a 0.30 km de altura con promedio igual a 0.12 km; el diámetro varía entre 0.60 y 2.70km siendo el promedio 1.25 km; la pendiente oscila entre los 5° y 18°, con un promedio de 13°; la relación h/d muestra valores entre 0.055 y 0.143, con un promedio de 0.106. La relación Dc/d resulta con promedio de 0.058 y valores entre 0.063 y 0.364. Estos conos representan el mayor volumen con 9.46 km<sup>3</sup>. La distribución se concentra en la parte central y norte del campo con algunos conos dispersos en la periferia, con una concentración también en la parte W, cerca de la presa El Bosque (Z-2, Z-3, Z-4, Z-5 y Z-16). Ejemplos de conos pertenecientes a este grupo son: VA20, VA-26, VA-27, VA-28, cVB-1, cVB-4, cVB-7, cVB-23, cVB-45, VNT-1, VNT-4, TH-1, IS-3, por mencionar algunos, las coordenadas de los conos de este grupo se ubican en el apéndice 2 (Fig. 9).

Tabla 4.- Parámetros geomorfológicos de los conos entre 25 000 y 40 000 años.

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
Z-9	1,100	1,200	0,000	0,180	1,150	0,157	25 000-40 000	17,382	0,000	0,110
Z-10	1,350	1,350	0,000	0,200	1,350	0,148	25 000-40 000	16,504	0,000	0,152
VA-42	1,750	1,450	0,000	0,250	1,600	0,156	25 000-40 000	17,354	0,000	0,213
cVB-10	0,950	0,900	0,200	0,140	0,925	0,151	25 000-40 000	21,116	0,216	0,090
cVB-34	0,700	0,600	0,000	0,100	0,650	0,154	25 000-40 000	8,746	0,000	0,035
cVB-39	1,500	1,300	0,000	0,220	1,400	0,157	25 000-40 000	17,447	0,000	0,163
			<b>promedio</b>	<b>0,182</b>	<b>1,179</b>	<b>0,154</b>		<b>16,425</b>	<b>0,036</b>	
								<b>volumen</b>		<b>0,764</b>

Tabla 5.- Parámetros geomorfológicos de los conos > a 40 000 años.

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
4 <sup>to</sup> Grupo										
Z-2	1,400	1,200	0,150	0,160	1,300	0,123	> 40 000	15,549	0,115	0,159
Z-3	1,250	1,200	0,375	0,120	1,225	0,098	> 40 000	15,767	0,306	0,175
Z-4	0,850	0,800	0,000	0,120	0,825	0,145	> 40 000	16,220	0,000	0,057
Z-5	1,100	1,000	0,000	0,100	1,050	0,095	> 40 000	10,784	0,000	0,092
Z-14	1,500	1,200	0,650	0,100	1,350	0,074	> 40 000	15,945	0,481	0,260
Z-15	1,115	0,950	0,175	0,080	1,033	0,077	> 40 000	10,563	0,169	0,106
VA-8	1,800	1,600	0,000	0,160	1,700	0,094	> 40 000	10,660	0,000	0,241
VA-10	1,700	1,500	0,000	0,200	1,600	0,125	> 40 000	14,036	0,000	0,213
VA-15	1,100	1,100	0,000	0,140	1,100	0,127	> 40 000	14,281	0,000	0,101
VA-18	2,050	1,700	0,500	0,240	1,875	0,128	> 40 000	19,243	0,267	0,392
VA-19	1,900	1,600	0,250	0,120	1,750	0,069	> 40 000	9,090	0,143	0,297
VA-20	1,700	1,600	0,000	0,140	1,650	0,085	> 40 000	9,631	0,000	0,227
VA-23	1,050	1,050	0,200	0,060	1,050	0,057	> 40 000	8,035	0,190	0,113
VA-24	1,100	1,000	0,100	0,140	1,050	0,133	> 40 000	16,422	0,095	0,101
VA-25	2,750	2,650	0,000	0,120	2,700	0,044	> 40 000	5,079	0,000	0,608
VA-26	1,900	1,650	0,000	0,180	1,775	0,101	> 40 000	11,465	0,000	0,263
VA-27	0,900	0,850	0,000	0,080	0,875	0,091	> 40 000	10,362	0,000	0,064
VA-28	1,500	1,250	0,000	0,160	1,375	0,116	> 40 000	13,101	0,000	0,158
VA-29	2,700	2,300	0,000	0,150	2,500	0,064	> 40 000	7,294	0,000	0,521
VA-30	0,800	0,800	0,050	0,080	0,800	0,100	> 40 000	12,042	0,063	0,057
VA-32	1,200	1,100	0,000	0,120	1,150	0,104	> 40 000	11,788	0,000	0,110
VA-33	0,600	0,600	0,000	0,060	0,600	0,100	> 40 000	11,309	0,000	0,030
VA-34	1,200	1,000	0,000	0,060	1,100	0,055	> 40 000	6,225	0,000	0,101
VA-35	0,950	0,750	0,000	0,080	0,850	0,094	> 40 000	10,660	0,000	0,060
VA-38	1,250	1,250	0,000	0,080	1,250	0,064	> 40 000	7,294	0,000	0,130
VA-39	1,700	1,650	0,000	0,140	1,675	0,084	> 40 000	9,490	0,000	0,234

Tabla 5.- Continuación

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
VA-40	1,000	0,900	0,000	0,120	0,950	0,126	> 40 000	14,178	0,000	0,075
SM-7	1,600	1,600	0,000	0,160	1,600	0,100	> 40 000	12,680	0,000	0,213
cVB-1	1,400	1,250	0,000	0,180	1,325	0,136	> 40 000	15,200	0,000	0,146
cVB-3	1,000	1,000	0,000	0,120	1,000	0,120	> 40 000	13,495	0,000	0,083
cVB-4	1,000	0,900	0,000	0,120	0,950	0,126	> 40 000	14,178	0,000	0,075
cVB-5	1,100	1,100	0,000	0,120	1,100	0,109	> 40 000	12,308	0,000	0,101
cVB-6	1,150	1,100	0,000	0,140	1,125	0,124	> 40 000	13,976	0,000	0,105
cVB-7	1,400	1,200	0,000	0,120	1,300	0,092	> 40 000	10,459	0,000	0,141
cVB-9	1,200	1,200	0,000	0,140	1,200	0,117	> 40 000	13,134	0,000	0,120
cVB-11	1,000	0,900	0,000	0,120	0,950	0,126	> 40 000	14,178	0,000	0,075
cVB-12	2,800	2,500	0,000	0,300	2,650	0,113	> 40 000	12,757	0,000	0,585
cVB-13	0,550	0,550	0,000	0,060	0,550	0,109	> 40 000	12,308	0,000	0,025
cVB-15	0,750	0,700	0,000	0,100	0,725	0,138	> 40 000	14,893	0,000	0,044
cVB-21	1,100	1,000	0,200	0,140	1,050	0,133	> 40 000	18,232	0,190	0,113
cVB-22	1,100	0,950	0,200	0,080	1,025	0,078	> 40 000	10,975	0,195	0,108
cVB-23	1,150	0,950	0,200	0,080	1,050	0,076	> 40 000	10,660	0,190	0,113
cVB-25	1,600	1,300	0,250	0,200	1,450	0,138	> 40 000	18,434	0,172	0,211
cVB-26	1,100	1,100	0,200	0,140	1,100	0,127	> 40 000	17,281	0,182	0,123
cVB-27	1,750	1,250	0,250	0,200	1,500	0,133	> 40 000	17,744	0,167	0,224
cVB-28	1,280	1,150	0,200	0,100	1,215	0,082	> 40 000	11,147	0,165	0,147
cVB-30	0,900	0,750	0,300	0,100	0,825	0,121	> 40 000	20,854	0,364	0,085
cVB-40	0,850	0,850	0,000	0,080	0,850	0,094	> 40 000	10,660	0,000	0,060
cVB-41	2,200	1,700	0,000	0,160	1,950	0,082	> 40 000	9,319	0,000	0,317
cVB-42	1,900	1,700	0,000	0,220	1,800	0,122	> 40 000	13,736	0,000	0,270
cVB-43	1,250	1,000	0,000	0,100	1,125	0,089	> 40 000	10,080	0,000	0,105
cVB-44	1,800	1,450	0,000	0,140	1,625	0,086	> 40 000	9,776	0,000	0,220
VNT-1	1,000	0,900	0,000	0,120	0,950	0,126	> 40 000	14,178	0,000	0,075
VNT-2	1,600	1,600	0,000	0,180	1,600	0,113	> 40 000	12,680	0,000	0,213

Tabla 5.-. Continuación

cono	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro del cráter km (Dc)	Altura km (h)	Diámetro promedio km (d)	h/d	índice de juventud años	pendiente	Dc/d	Volumen km <sup>3</sup>
VNT-4	0,600	0,600	0,000	0,080	0,600	0,133	> 40 000	14,931	0,000	0,030
VNT-5	0,950	0,950	0,000	0,120	0,950	0,126	> 40 000	14,178	0,000	0,075
TH-1	0,600	0,600	0,000	0,080	0,600	0,133	> 40 000	14,931	0,000	0,030
IS-1	1,050	0,950	0,000	0,120	1,000	0,120	> 40 000	13,495	0,000	0,083
IS-3	0,700	0,700	0,000	0,100	0,700	0,143	> 40 000	15,945	0,000	0,041
			<b>promedio</b>	<b>0,128</b>	<b>1,250</b>	<b>0,106</b>		<b>12,803</b>	<b>0,058</b>	
								<b>volumen</b>		<b>9,464</b>

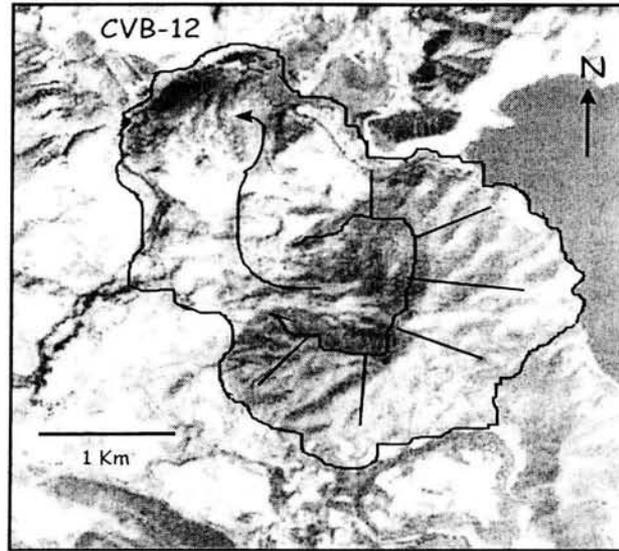


Fig. 9 Ejemplo de un cono con más de 40 000 años según las características geomorfológicas. Volcán C. Cualtenco al W de Valle de Bravo.

Con los valores obtenidos en los análisis anteriores (Tablas 2 a 5) se pueden observar las siguientes relaciones, la pendiente es inversamente proporcional con la edad del cono, es decir, a mayor pendiente menor es la edad, así vemos que los conos jóvenes (0 - 10 000 años) tienen una pendiente promedio de  $27^\circ$  y va disminuyendo hasta  $13^\circ$  en los conos de 40 000 a 300 000 años. De la misma manera, la relación altura sobre diámetro va decreciendo conforme la edad aumenta (Tabla 6); también se puede observar que el grupo que mayor aporte de volumen tuvo fue el de los conos más antiguos (40 000-300 000 años) y el de menor volumen fue el grupo de 25 000-40 000 años. El volumen total de lavas y productos emitidos por los volcanes del Campo Volcánico Valle de Bravo fue de  $18.39 \text{ Km}^3$  (Tabla 7).

**Tabla 6. - Variación de la pendiente y h/d con respecto al índice de juventud.**

Índice de juventud	Pendiente	h/d
0 - 10 000	$26.76^\circ$	0.213
10 000 - 25 000	$19.04^\circ$	0.159
25 000 - 40 000	$16.42^\circ$	0.154
40 000 - 300 000	$12.80^\circ$	0.106

h/d: Altura/Diámetro promedio del cono

**Tabla 7. Relación edad y volumen de conos.**

Edad (años)	Volumen (Km <sup>3</sup> )
0 - 10 000	4.99
10 000 - 25 000	3.17
25 000 - 40 000	0.76
> 40 000	9.46
Total de conos	Total 18.39 119

### I.3.2 Domos

Dentro del CVVB se identificaron 21 domos y tres complejos de domos. Los primeros se dividieron en tres grupos dependiendo de la morfología que presentan, domos tipo peleanos, couleé, y bajos (Fig 10). La Tabla 8 muestra los parámetros geomorfológicos y la clasificación de los domos presentes (a algunos se les realizaron estudios geoquímicos, ver capítulo II). Los complejos de domos no se incluyen en esta Tabla.

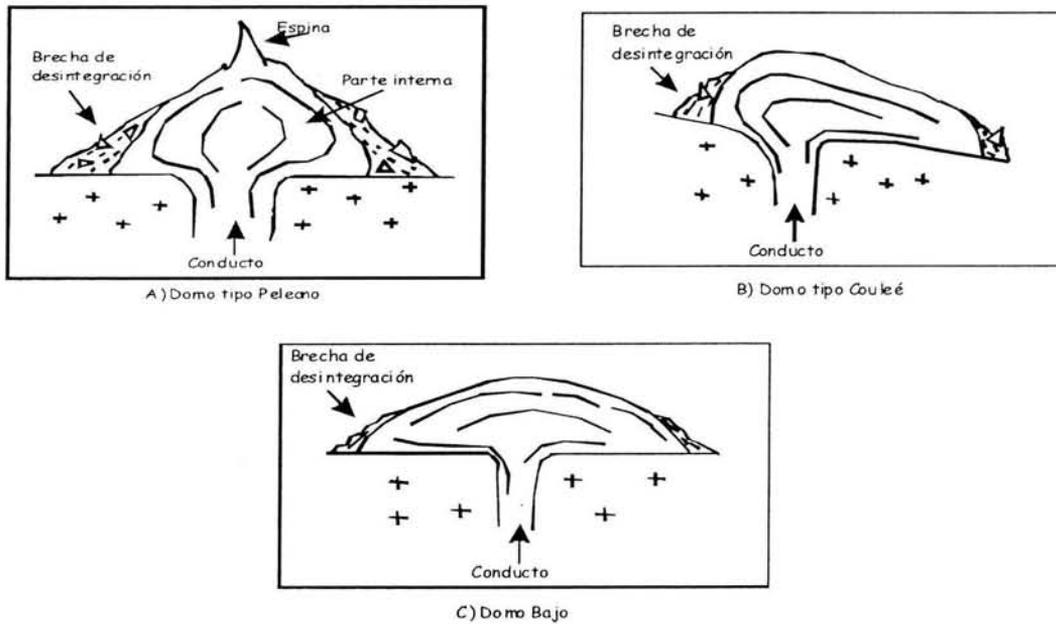


Fig.10 Esquema de los diferentes tipos de domos (Fink, 1990)

El primer grupo es el más numeroso, con 10 estructuras que representan el 42%. Los domos tipo Peleano se caracterizan por tener en la cima riscos o peñascos y espigas de rocas que sobresalen de un collar de escombros o material brechado que forman las pendientes, éstas son muy pronunciadas tanto que imponen una forma piramidal o cónica cuya anchura tiene a exceder la del conducto de salida resultando en domos más altos que anchos (Fink, 1990) (Fig. 10-A). En el CVVB este tipo de domos tienen un diámetro entre 1.0 km y 5.3 km, con un promedio de 2.13 km; la altura varía entre 0.14 km y 1.0 km, con un promedio de 0.36 km. A pesar de que se trata del grupo más numeroso, no se alcanza a observar una clara tendencia de distribución, pues se encuentran muy dispersos, sin embargo la mayoría se ubica en la parte E del campo. La clasificación de los domos varía de andesítica a dacítica. Ejemplos de este tipo de domos son las estructuras denominadas dVA-5, dVA-4, dVB-2, dVB-7, dVB-3, dSM-3, dNT-2 y dNT-3 (Fig. 11) y las coordenadas se indican en el apéndice 2.

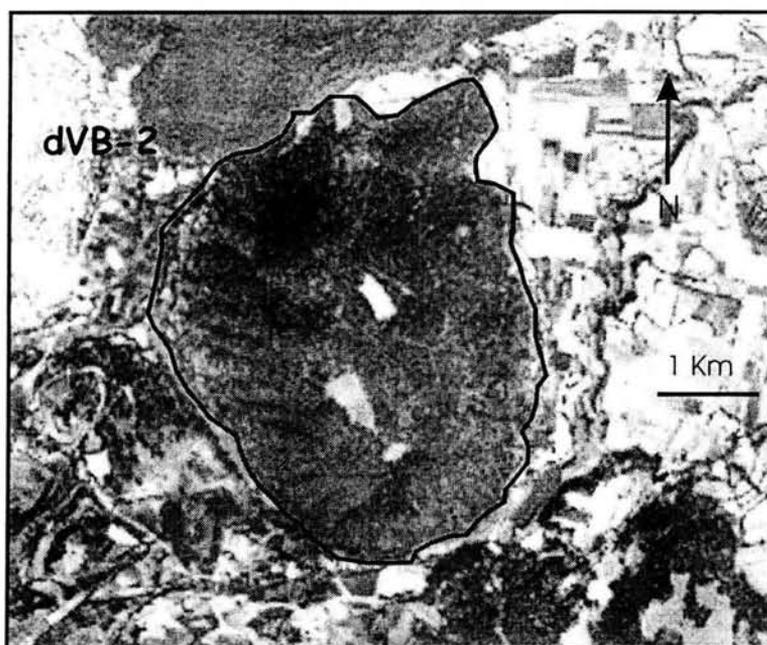


Fig.11. Fotografía aérea de un domo tipo Peleano (dVB-2).

Tabla 8. Parámetros geomorfológicos y clasificación de los domos del CVVB.

domo	Diámetro mayor km	Diámetro menor km	Diámetro promedio km	Altura km	Tipo	Clasificación
1 <sup>er</sup> Grupo						
dVA-1	5,600	5,000	5,300	0,900	Peleano	dacítico
dVA-4	1,600	1,400	1,500	0,180	Peleano	dacítico
dVA-5	1,300	1,100	1,200	0,140	Peleano	dacítico
dSM-3	3,200	3,200	3,200	1,000	Peleano	andesítico
dVB-1	3,150	2,600	2,875	0,200	Peleano	andesítico
dVB-2	1,900	1,500	1,700	0,300	Peleano	dacítico
dVB-3	1,850	1,300	1,575	0,140	Peleano	andesítico
dVB-7	1,250	1,150	1,200	0,240	Peleano	dacítico
dNT-2	1,100	0,900	1,000	0,160	Peleano	dacítico
dNT-3	1,850	1,700	1,775	0,320	Peleano	dacítico
		<b>promedio</b>	<b>2,133</b>	<b>0,358</b>		
2 <sup>o</sup> Grupo						
dVB-6	1,500	0,950	1,000	0,160	Coulee	dacítico
dVB-8	1,200	0,950	1,075	0,160	Coulee	dacítico
dNT-1	1,050	0,800	0,925	0,200	Coulee	dacítico
dNT-5	2,800	1,850	2,325	0,400	Coulee	dacítico
dNT-6	1,950	1,250	1,100	0,260	Coulee	dacítico
dNT-7	2,200	1,850	2,025	0,300	Coulee	dacítico
		<b>promedio</b>	<b>1,408</b>	<b>0,247</b>		
3 <sup>er</sup> Grupo						
dZ-1	2,000	1,300	1,650	0,220	Bajo	dacítico
dVA-2	1,550	1,150	1,350	0,120	Bajo	andesítico
dVA-3	1,500	1,200	1,350	0,120	Bajo	andesítico
dVB-4	1,950	1,650	1,800	0,120	Bajo	andesítico
dVB-5	1,850	1,700	1,775	0,120	Bajo	andesítico
		<b>promedio</b>	<b>1,585</b>	<b>0,140</b>		

El segundo grupo contiene seis estructuras, del tipo couleé, y representan un 25%. Estos domos se forman cuando el flujo es asimétrico y se concentra en un lado del conducto, generando así la apariencia de un derrame de extensión corta (Fink, 1990) (Fig. 10-B). Los domos tipo Couleé del CVVB presentan levees y costillas indicando la dirección en la cual avanzó el flujo, por ejemplo el domo dVNT-5 (Fig. 12). La mayoría (cuatro de ellos) se localizan en la parte E del campo, en las zonas adyacentes a los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio. García-Palomo, et al. (1999) mencionan que estos domos son de edad Pliocénica y composición dacítica. Hacia el W del campo se localizan otros dos domos, éstos también son dacíticos y del Plioceno (Blatter et al., 2001). La Tabla 8 muestra los valores geomorfológicos. Presentan valores de diámetro entre los 0.92 km y 2.32 km, con un promedio de 1.41 km; la altura oscila entre los 0.16 y 0.40 km y el promedio es de 0.24 km. Se pueden mencionar como ejemplos las estructuras dVB-8, dVB-6, dNT-5, dNT-6, y dNT-7 cuyas coordenadas aparecen en el apéndice 2.

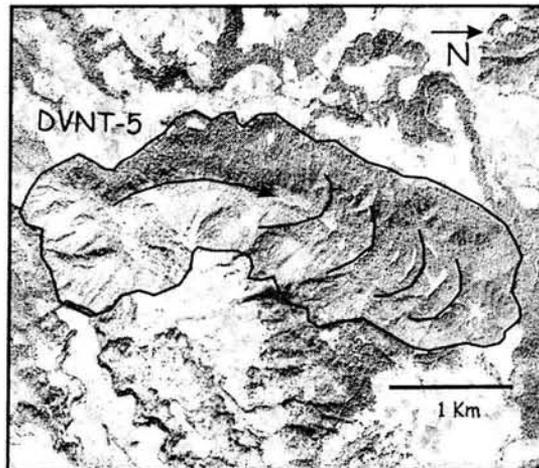


Fig.12. Fotografía aérea de un domo tipo Couleé (dVNT-5), mostrando levees e indicando la dirección del flujo hacia el NE.

El siguiente grupo está conformado por los domos tipo bajo y representan el 21% con 5 estructuras. Este tipo de domos tienen perfiles suaves y redondeados que contrastan con la forma cónica de los domos peleanos, no presentan fuertes pendientes brechadas ni cimas dentadas, lo que sugiere que se formaron a partir de magmas menos viscosos (Fig. 10-C) (Fink, 1990). Son estructuras más anchas que altas. En el CVVB los parámetros que presentan son: diámetro entre 1.35 km y 1.80 km, con promedio de 1.58 km; altura entre 0.12 y 0.20 km, con promedio de 0.14 km. Se localizan en la parte norte y central del campo pero muy dispersos. La composición química es andesítica a dacítica pero predomina la primera. Por mencionar algunos ejemplos se tienen las estructuras dZ-1, dVA-2, dVA-3 (Fig. 13), dVB-4 y dVB-5, sus coordenadas se enlistan en el apéndice 2.

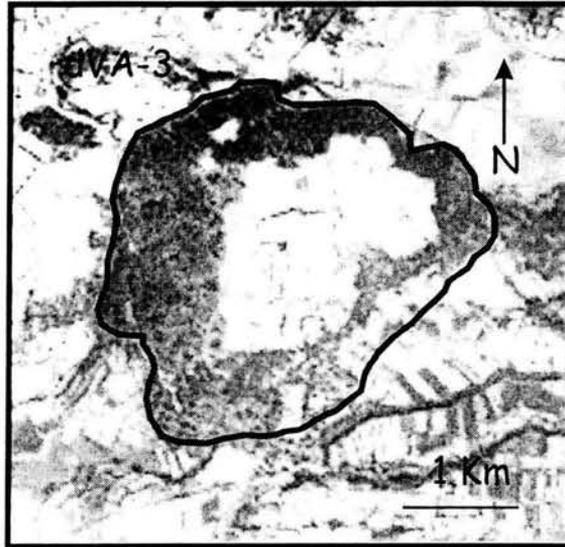


Fig.13. Fotografía aérea de un domo tipo Bajo (dVA-3).

El último grupo es el de los complejos de domos y en el CVVB se tienen 3 complejos representando el 12.5%. La composición es dacítica-andesítica y se localizan en la parte NE del campo, sobre las laderas del Volcán San Antonio. García-Palomo et al. (1999) les asignan edades pleistocénicas a las estructuras dSM-1 y dSM-2, mientras que al dNT-4 una edad pliocénica. Los parámetros geomorfológicos muestran que el diámetro varía entre 2.92 y 5.40 km, con promedio de 3.60 km; la altura varía entre 0.20 y 0.40 km, con un promedio es de 0.33 km. Estructuras pertenecientes a este grupo son las dSM-1, dSM-2 y dNT-4. Las coordenadas de estos ejemplos están en el apéndice 2.

## Capítulo II

### II. Geología del campo volcánico Valle de Bravo

#### II.1 GEOLOGÍA LOCAL

##### II.1.1 *Rocas Pre-Campo Volcánico Valle De Bravo.*

El CVVB sobreyace un basamento metamórfico del Jurásico tardío al Cretácico temprano; que incluye esquistos calcáreos y de mica, tobas y depósitos calcáreos (McLeod, 1989; Petersen, 1989; Pasquaré et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 1999; García-Palomo et al., 2000). Hacia el borde Sur del CVVB, las rocas son filitas, esquistos de muscovita, esquistos verdes y metatobas riolíticas cuyas edades pertenecen al Jurásico tardío (Elías-Herrera, 2000). En la parte central, se observan rocas sedimentarias volcánicas y terrígenas no metamorfoseadas del Cretácico intercaladas con lutitas bioclásticas (Pasquaré et al., 1991; García Palomo et al., 2000). Intrusionan a estas unidades las rocas del Eoceno representadas en el área por cuerpos granitoides de 51 Ma las cuales contienen ortoclasa, plagioclasa sódica, cuarzo y biotita (Elías-Herrera et al., 2000). En el área también aflora el granito La Guitarra de 33.1 Ma (Camprubí, 1998) y un paquete de aproximadamente 200 metros de espesor de ignimbritas riolíticas de 35 Ma (Blatter et al., 2001).

La actividad del Complejo Volcánico Zitácuaro (CVZ) comenzó en el Mioceno. Capra et al. (1997) consideran que esta estructura es una caldera con un diámetro de 30 km, con actividad desde el Mioceno temprano hasta el Pleistoceno. La composición química del CVZ es predominantemente dacítica con varios depósitos piroclásticos y domos. Incluye a la pómez La Dieta que tiene una edad de 31 mil años (Capra et al., 1997). Blatter et al. (2001) hacen referencia a esta unidad pero no mencionan la caldera que Capra et al. (1997) proponen. Depósitos piroclásticos pliocenos del CVZ subyacen a domos de composición dacítica a andesítica y derrames andesíticos del Plioceno (García-Palomo, et al., 1997), considerados contemporáneos al desarrollo inicial del Nevado de Toluca (Cantagrel, et al., 1981) y del volcán San Antonio (García-Palomo, 1998; García-Palomo et al., 2000). La figura 14 muestra en forma esquemática las relaciones de contacto entre las unidades presentes en el área de estudio.

##### II.1.2 *Campo Volcánico Valle De Bravo.*

El Campo Volcánico Valle de Bravo se ubica en el frente sur-central del CVM, entre 99°50'50" y 100°29'40" Long. W y 18°48'35" y 19°28'45" lat. N y abarca un área aproximada de 3,700 km<sup>2</sup>. Se compone de 120 conos cineríticos (Fig. 15.a), 21 domos (Fig. 15.b) y derrames fisurales, la edad de estos eventos abarca desde el Plioceno al Holoceno. La composición es predominantemente andesítica.

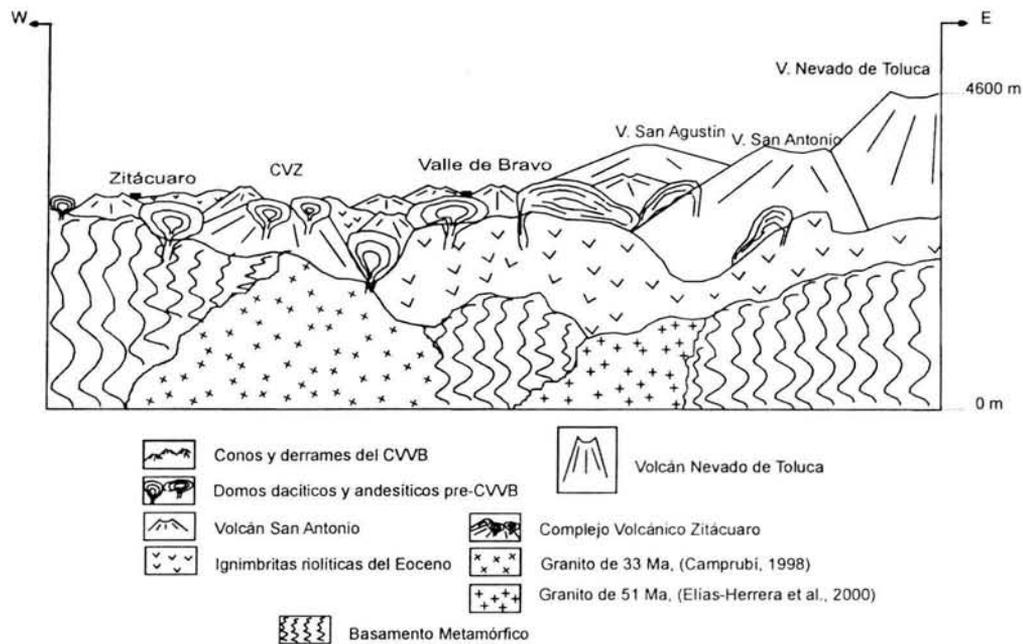


Fig. 14 Diagrama esquemático que muestra las relaciones de edad entre las rocas expuestas en el CVVB.

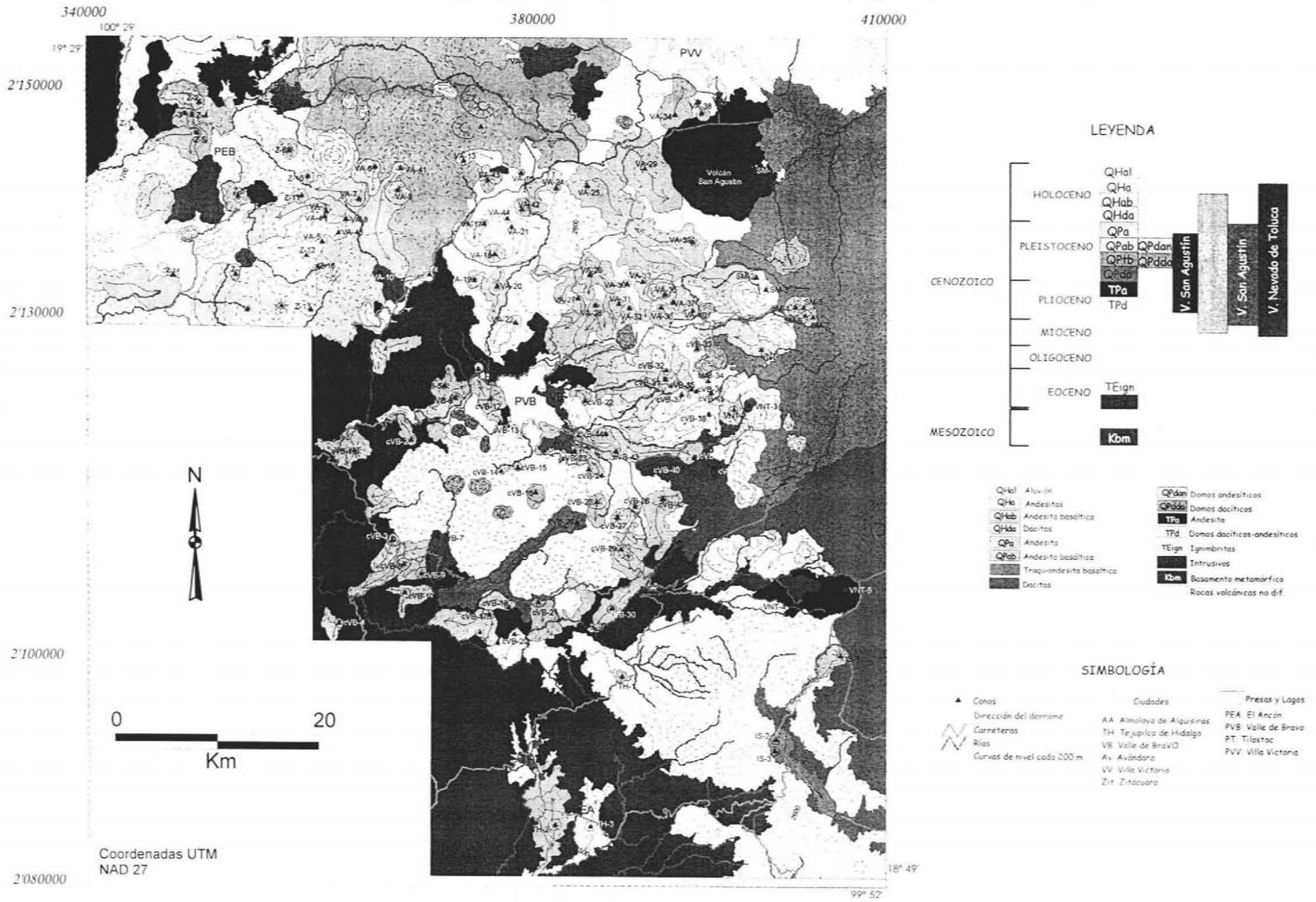
Los conos cineríticos y derrames de lavas asociados del CVVB sobreyacen al basamento mesozoico, a las ignimbritas del Terciario medio, y en parte a los productos del CVZ y de los volcanes San Antonio, y algunas partes antiguas del Nevado de Toluca. El volcán escudo San Agustín también pertenece al CVVB, así como el emplazamiento de domos de composición andesítica a dacítica. La edad estimada para los eventos del CVVB abarca desde el Plioceno hasta el Holoceno (Fig. 14).

A continuación se describen las unidades que conforman al Campo Volcánico Valle de Bravo.

### Plioceno

#### Domos dacíticos-andesíticos.

Son domos altos, algunos son tipo Couleé que se localizan en los alrededores de los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio, con alineamiento casi N-S (Fig. 15.b). Cerros representativos de estas estructuras son Lodo Prieto, Cañado Oscura, C. Azul, y La Estancia por mencionar algunos (dSM-3, dNT-1, dNT-5 y dNT-6, respectivamente, el apéndice 2 indica las coordenadas UTM) y cubren un área aproximada de 752 Km<sup>2</sup>. Son rocas de color gris claro a oscuro al fresco, y tienden al color rojizo con el intemperismo; presentan foliación de flujo y lajeamiento, así como brecha volcánica. Tienen textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda; presentan matriz devitrificada y



Fotogeología y procesamiento de datos en GIS.  
 Jaimes Viera María del Carmen.  
 Geología de Campo: Jaimes Viera María del Carmen, Aguirre Díaz Gerardo y Nieto Obregón Jorge.

Fig. 15.a.- Mapa geológico del Campo Volcánico Valle de Bravo, con ubicación de conos.

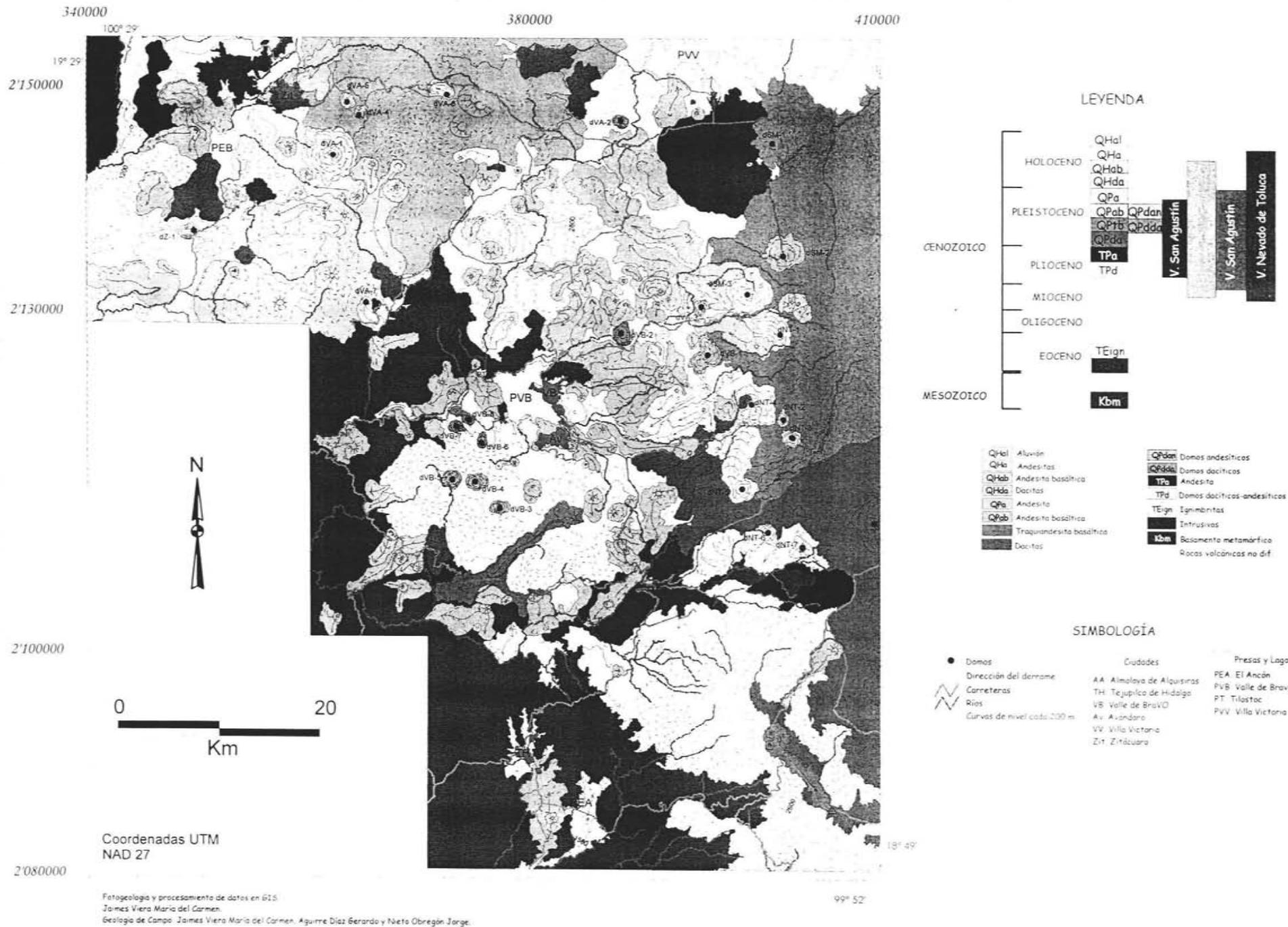


Fig. 15.b.- Mapa geológico del Campo Volcánico Valle de Bravo, con ubicación de domos.

pocos enclaves de ignimbrita; algunas brechas asociadas a los domos tienen matriz con tamaño de grava y arena gruesa. Estas unidades sobreyacen al basamento metamórfico y subyacen al volcán San Agustín y lavas dacíticas. Las relaciones estratigráficas no se pudieron determinar en algunos casos, sin embargo García-Palomo et al. (2001) les asignan edades pliocenas. Se realizaron análisis químicos a algunos domos (muestras VB-117, VB-119 y VB-122; Tabla 6) permitiendo así clasificarlas en este grupo de rocas de acuerdo al diagrama TAS (Total Álcali-Silica), de Le Bas et al. (1986).

#### Volcán escudo San Agustín

Se localiza en la parte NE del CVVB, directamente al sur de la presa Villa Victoria (Fig. 15.a). Las lavas de este volcán son gris oscuro, con textura porfídica y fenocristales de olivino. Es un volcán escudo compuesto sólo por derrames de lava. Su base es muy amplia (9.12 km), y tiene una altura relativamente baja (1 km), un volumen de 6.99 Km<sup>3</sup> y un área de 76.38 Km<sup>2</sup>. Los análisis químicos (VB-105, Tabla 9) permiten clasificarlo como cono de andesita. Estratigráficamente se le considera contemporáneo al emplazamiento y desarrollo de los domos dacíticos. Subyace a los derrames andesíticos del Pleistoceno.

#### Andesitas

Las rocas de este grupo se localizan en las partes W y SE del campo, cubren un área de 139 Km<sup>2</sup>. Son lavas en bloques de color gris claro a gris oscuro, con textura porfídica con fenocristales de olivino y anfíbol. Algunos derrames son más vítreos. Ejemplos de este grupo de rocas se localizan en C. La Sabanilla y C. San Juan (VNT-5 y VNT-4, respectivamente, Fig. 15.a). Sobreyacen al volcán San Agustín y subyacen a los derrames dacíticos del Pleistoceno. Los análisis químicos realizados a lavas de este grupo (VB-51, Tabla 9) permiten clasificarlas como andesitas.

#### Pleistoceno

##### Dacitas

Son lavas en bloque que se concentran en la parte central del CVVB, con un área de 2,501 Km<sup>2</sup>. Ejemplos de este grupo son los aparatos cVB-5, cVB-6, cVB-41 y cVB-40 (el apéndice 2 indica las coordenadas UTM de los conos, Fig. 15.a). Las lavas varían entre el gris claro al negro, con texturas afanítica a porfídica, estas últimas con cristales de olivino y anfíboles. Los derrames tienen cimas brechadas. Sobreyacen a las rocas andesíticas del Plioceno, y subyacen al desarrollo de los domos dacíticos y las traquiandesitas basálticas que son contemporáneas. Los análisis químicos se realizaron a las muestras VB-64 y VB-65 (Tabla 6), pertenecientes a las estructuras cVB-40 y cVB-41, los datos obtenidos permitieron clasificarlas como dacitas.

Tabla 9.- Datos químicos de las muestras del CVVB.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SUMA
VB08	52,61	1,00	15,93	8,42	0,12	9,39	7,59	3,13	1,42	0,34	98,51
VB16	62,78	0,64	20,15	4,33	0,06	1,11	4,52	4,32	1,87	0,17	98,81
VB17	78,26	0,05	13,08	1,21	0,01	0,18	0,10	0,72	6,32	0,02	98,50
VB22	55,82	1,03	16,75	7,02	0,09	5,36	6,49	4,80	2,06	0,55	99,90
VB24	52,84	1,04	15,50	8,18	0,11	6,72	9,07	3,33	2,44	0,72	98,37
VB28	62,56	0,71	17,74	4,79	0,06	2,31	5,25	4,27	2,10	0,17	100,22
VB34-1	53,01	0,84	16,26	8,13	0,12	8,43	8,17	3,57	1,20	0,22	99,63
VB36	56,22	0,87	16,04	6,76	0,10	6,57	7,37	3,69	1,96	0,36	99,44
VB37	53,35	0,87	16,33	7,73	0,11	8,12	8,00	3,33	1,76	0,35	99,43
VB38	60,53	0,75	15,91	5,59	0,08	4,87	5,96	4,03	2,00	0,23	99,61
VB48	62,21	0,75	16,65	5,49	0,08	3,12	5,40	4,37	1,67	0,22	99,59
VB51	59,79	0,91	15,55	5,63	0,07	5,10	6,77	3,61	2,19	0,34	99,45
VB58	52,63	0,88	16,05	8,82	0,13	8,91	8,48	2,97	0,92	0,18	100,11
VB59	57,12	0,69	16,72	6,67	0,10	6,27	6,75	4,12	1,35	0,19	99,64
VB60	54,99	0,98	16,38	7,54	0,10	5,52	7,27	4,70	1,94	0,55	99,83
VB61	52,61	1,10	14,51	8,23	0,11	8,78	7,28	4,05	2,29	0,98	98,70
VB64	63,74	0,65	16,46	4,80	0,07	2,93	5,05	4,32	1,76	0,18	99,66
VB65	64,18	0,67	16,62	4,71	0,07	2,68	4,75	4,29	1,79	0,20	98,24
VB68	55,25	1,17	16,00	7,73	0,11	7,08	7,35	3,68	1,30	0,30	100,00
VB75	61,52	0,67	15,59	5,40	0,07	5,64	5,37	3,90	1,62	0,16	99,88
VB76	60,60	0,68	15,68	5,69	0,08	5,97	5,54	3,91	1,63	0,18	100,14
VB78	61,74	0,69	16,19	5,29	0,07	4,98	5,63	3,57	1,64	0,15	98,24
VB101	60,28	0,78	17,64	6,21	0,14	3,18	6,03	3,60	1,93	0,17	99,20
VB105	58,06	0,89	17,45	6,98	0,09	4,71	6,40	3,61	1,53	0,24	98,95
VB107	59,98	1,03	15,81	6,51	0,09	4,06	5,92	3,87	2,33	0,36	99,33
VB117	61,20	0,75	19,08	5,44	0,08	3,06	5,07	3,61	1,48	0,17	97,59
VB119	64,20	0,61	16,97	5,16	0,05	2,28	4,32	4,33	1,90	0,13	99,29
VB122	66,41	0,56	16,79	3,73	0,06	1,41	4,46	4,26	2,13	0,16	99,52
VB123	56,876	0,87	16,44	6,83	0,09	6,93	7,13	3,38	1,18	0,23	98,49

Análisis de FRX realizados por Rufino Solano Santacruz en el Instituto de Geología, UNAM.  
 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Fe total: PxC: pérdida por calcinación

### Traquiandesitas basálticas y domos dacíticos

Las traquiandesitas basálticas son lavas en bloque que se localizan en el centro del CVVB (cerro El Capulín) y en el SE (C. El Molcajete), cubren un área de 954 km<sup>2</sup> (Fig. 15.a). Son de color gris a negro con textura porfídica y fenocristales de olivino. Estas lavas sobreyacen directamente al basamento mesozoico y subyacen a las andesitas basálticas. Las relaciones estratigráficas de los conos cineríticos compuestos por andesitas basálticas están basadas en el índice de juventud. La clasificación se realizó tomando en cuenta los análisis químicos efectuados a lavas de estas unidades, tales muestras fueron VB-22, VB-24 y VB-60 (Tabla 9).

### Domos dacíticos

Los domos dacíticos son derrames gruesos autobrechados que se ubican al W de la presa Valle de Bravo y en la parte NE del CVVB (Fig. 15.b), cubren un área aproximada de 199 km<sup>2</sup>. Son rocas color rosa claro, de textura porfídica con matriz vítrea a devitrificada, con alto contenido en fenocristales de anfíbol euhedral. La matriz es un agregado micro a criptocristalino, posiblemente vidrio devitrificado. Sobreyacen a las lavas dacíticas y subyacen a las andesitas basálticas y domos andesíticos, estas relaciones estratigráficas están basadas en edades isotópicas reportadas por Blatter et al. (2001). La clasificación está basada en la petrografía. No se realizaron estudios de geoquímica en este grupo.

### Domos andesíticos y andesitas basálticas.

Los domos andesíticos son altos y se localizan en la parte centro del CVVB y hacia el NE, con un área de 1,151 km<sup>2</sup> (C. San Bartolo, Fig. 15.b). Son lavas gris claro a gris oscuro, autobrechados, con textura porfídica con matriz vítrea y fenocristales de plagioclasa, en algunos casos tienen matriz vítrea. Sobreyacen a los domos dacíticos y traquiandesitas basálticas, subyacen a las andesitas. La clasificación está basada en la petrografía. No se realizaron análisis químicos.

### Andesitas basálticas

Las andesitas basálticas se localizan en la porción sur del CVVB y cubren un área de 934 Km<sup>2</sup>, ejemplos de este grupo son el Volcán Gordo, volcán La Tinaja y el cerro La Laguna (TH-2, TH-3 e IS-1, respectivamente, Fig. 15.a). Son lavas en bloque color gris claro a oscuro, generalmente sin vesículas, aunque hay algunas excepciones como el volcán Gordo (VB-34-1). Las andesitas basálticas tienen textura porfídica con matriz vítrea y fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxenos. Se consideran contemporáneas a los domos andesíticos, sobreyacen también al grupo anteriormente descrito y subyacen a las andesitas pleistocénicas. Los estudios químicos realizados a las muestras VB-34-1 y VB-36 (Tabla 9) permiten clasificarlas como andesitas basálticas.

### Andesitas

Este grupo de rocas es el de mayor distribución en el CVVB, cubriendo un área de 3,110 km<sup>2</sup> (Fig. 15.a). Son lavas en bloque, algunas lajeadas, de textura porfídica con

fenocristales de olivino, anfíbol y piroxeno. Otras andesitas muestran textura masiva y algunas más son vesiculares. Las relaciones estratigráficas, de acuerdo al índice de juventud, de los conos a los que se asocian estas unidades, sugieren que son más jóvenes que las andesitas basálticas y domos andesíticos y más viejos que las dacitas del Holoceno. Ejemplos de este grupo son los cerros Los Reyes (cVB-31), mesa El Pedregal (VA-36), El Higo (cVB-1), mesa de Zacango (VA-25) y Los Madroños (VA-34), por mencionar algunos (Fig. 14, ver apéndice 2 para conocer las coordenadas UTM de los conos). Se realizaron análisis químicos a algunas muestras de este grupo (VB-51, VB-75, VB-76, VB-78, Tabla 9) para poder efectuar esta clasificación.

### II.1.2.3 Holoceno

#### Dacitas

Son lavas que se localizan en la parte NW del campo, cerca del CVZ, y cubren un área de 253 km<sup>2</sup> (Fig. 15.a). Las dacitas son color gris claro a oscuro, con textura masiva. Algunos ejemplos de esta unidad son los cerros La Guacamaya, El Epazote y La Silla (VA-9, Z-6 y VA-7, respectivamente, ver apéndice 2). Sobreyacen a las unidades del Pleistoceno (andesitas) y subyacen a las andesitas basálticas del Holoceno. La clasificación está basada en la petrografía. No se realizaron estudios geoquímicos.

#### Andesitas basálticas

Lavas en bloques que presentan colores entre gris claro al negro de textura porfídica y fenocristales de piroxenos (C. El Ídolo, cVB-38; Fig. 15.a). Son muy pocas las estructuras que pertenecen a este grupo y se localizan al E de la presa Valle de Bravo, cubren un área de 46.54 km<sup>2</sup>. Sobreyacen a las dacitas y subyacen a las andesitas, según el índice de juventud. Los análisis químicos realizados permitieron clasificar a estas lavas como andesitas basálticas.

#### Andesitas

Son lavas en bloque color gris claro a negro, a veces con pocas vesículas, o pueden ser masivas. Usualmente tienen textura porfídica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Se concentran en la parte N del CVVB y cubren un área de 1,340 km<sup>2</sup>. Blatter et al. (2001) fecharon lavas de este grupo mediante la técnica de K/Ar, obteniendo edades de 5 000 años (VB-87, Fig. 15.a). Este grupo representa la unidad más joven del CVVB y sobreyace a las andesitas basálticas. En este grupo, es común la poca vegetación y suelo, dando así un aspecto muy joven. Se pueden observar claramente las estructuras de los derrames (levees, bloques, etc), y los conos todavía se presentan bien conservados.

## II.2 PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA.

Se realizaron estudios de petrografía a 86 muestras (Fig. 15.c), de las cuales 29 se seleccionaron para análisis químicos de elementos mayores, las muestras para análisis químicos fueron tomadas de manera representativa dentro del área de estudio, seleccionándose aquellas que no mostraran signos de alteración o intemperización.

Complementando ambos estudios se pudo determinar que las unidades que conforman el CVVB son principalmente escorias y derrames de lava cuya composición química se ubica en los campos de las andesitas, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas y dacitas con contenidos de potasio medios a altos. Los resultados químicos fueron normalizados al 100% sin volátiles (Tabla 10) y graficados para obtener la clasificación química de las mismas en el diagrama TAS (Total Alkali-Silica) (Fig. 16a) según Le Bas et al. (1986), y ver el comportamiento de las mismas en cuanto al contenido de potasio según el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  y la subdivisión de Peccerillo y Taylor (1977; Tabla 11) (Fig. 16b). Los datos químicos obtenidos, se compararon con los datos obtenidos por Blatter et al., (2001) y se graficaron en los diagramas antes mencionados. Las muestras de ambos estudios caen en los mismos campos, aunque cada una con sus variantes, se trazó el contorno del estudio realizado por Blatter et al. (2001) y se sobrepuso a los datos reportados en este trabajo, con el fin de comparar los resultados de los análisis químicos en ambos estudios. Las muestras de rocas más jóvenes tiende hacia el campo de las andesitas basálticas, y las muestras de los conos más antiguos son de tipo andesítico. El contenido de potasio aumenta en las muestras más jóvenes.

Las rocas del CVVB se ordenaron en los siguientes grupos químicos, andesitas, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas y dacitas. Se describen a continuación según el área que cubren de mayor a menor. El Apéndice 1 muestra la petrografía de las muestras que fueron seleccionadas para estudios químicos.

### Andesitas

El primer grupo lo componen las rocas de composición andesítica, que cubren un área total de 5,740 km<sup>2</sup>, presentan colores que varían del negro al gris, con textura porfídica y estructura masiva, aunque algunas muestran pocas vesículas; microscópicamente las rocas presentan textura porfídica a traquítica, con matriz microlítica de plagioclasa (andesina) además de fenocristales de andesina y labradorita (con zoneamiento), diópsido, augita, olivino y pocas cantidades de hornblenda. Como minerales accesorios se observan apatito. Los minerales de alteración son sericita y óxidos de Fe. La Tabla 11 resume la petrografía realizada a este grupo químico organizada de acuerdo a la edad inferida de los ejemplares.

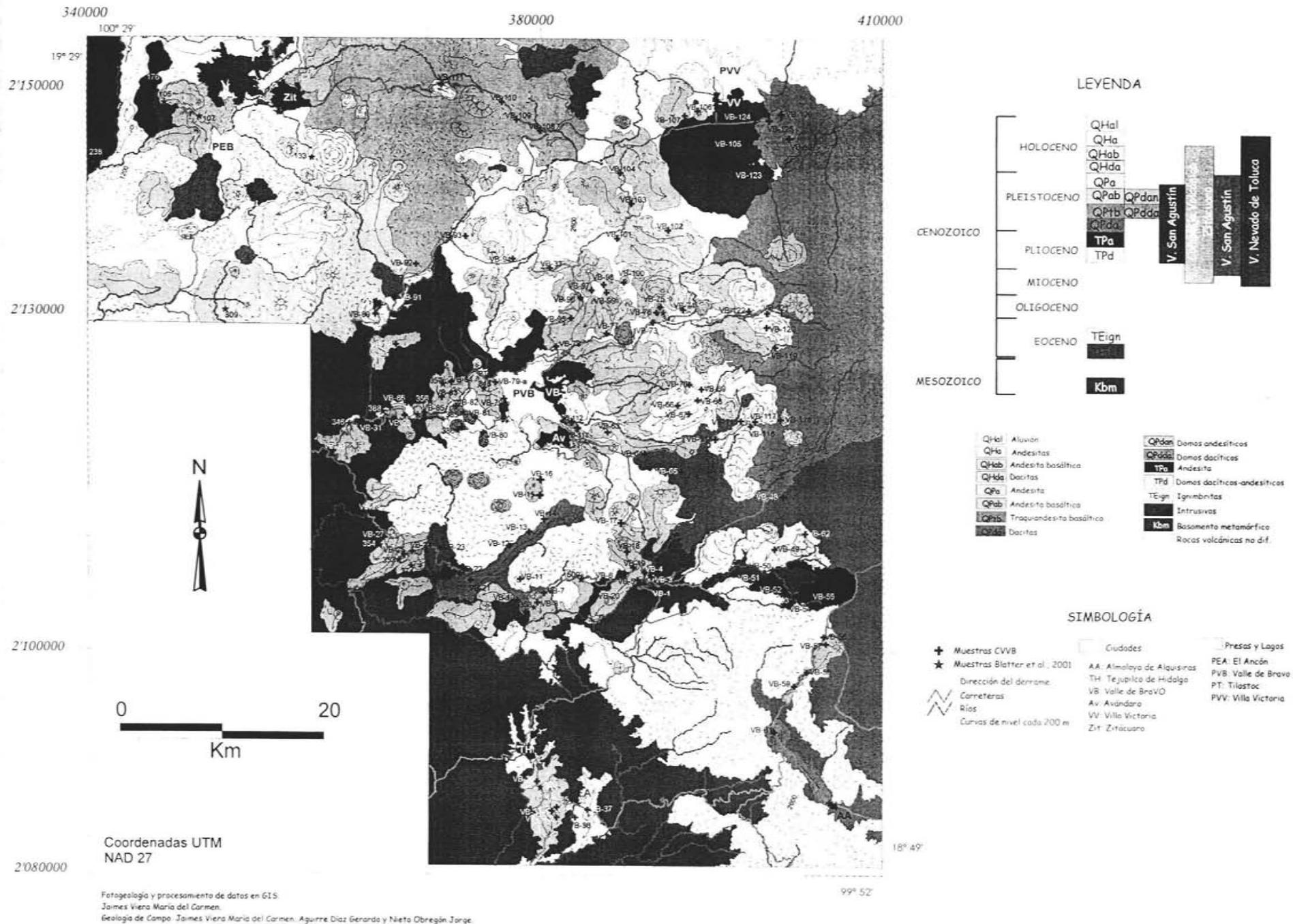


Fig. 15c.- Mapa geológico del Campo Volcánico Valle de Bravo, ubicación de muestras.

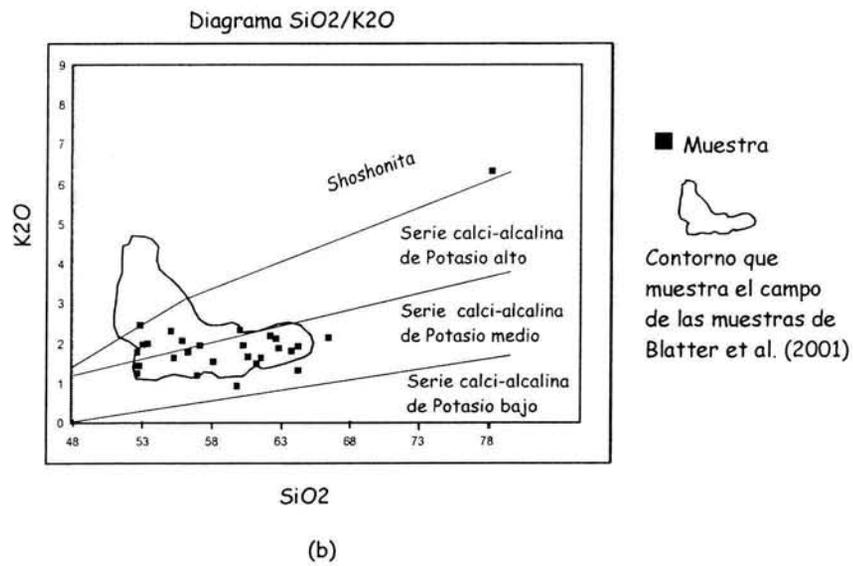
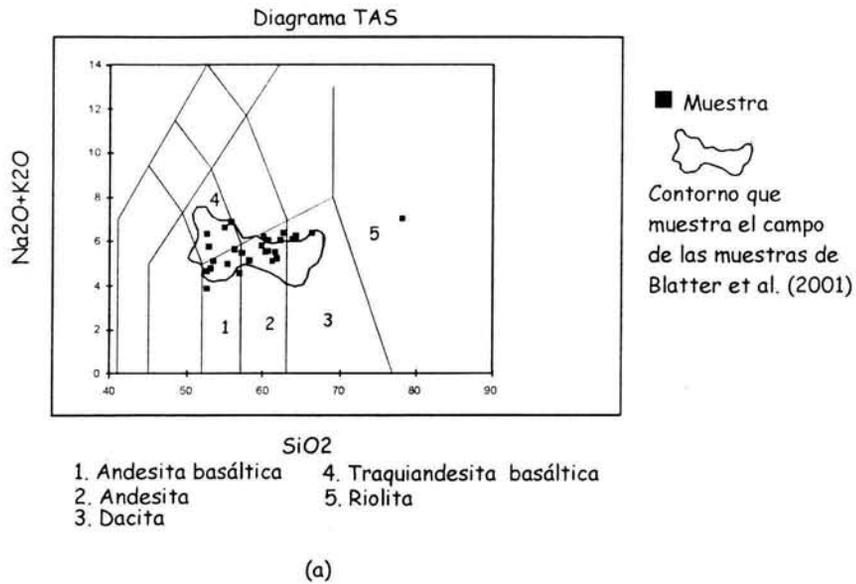


Fig. 16. Diagramas químicos para las rocas del CVVB. (a) Diagrama TAS; (b) Diagrama SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O.

Tabla 10.- Datos químicos graficados para diagrama TAS.

Campo Volcánico Valle de Bravo				Blatter et al. 2001			
Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Clasificación	Muestra	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Clasificación
VB16	62,788	6,198	andesita	309	54,810	5,530	andesita
VB28	62,569	6,378	andesita	176A	57,170	5,480	andesita
VB38	60,538	6,036	andesita	509	59,370	5,500	andesita
VB48	62,215	6,043	andesita	356	61,940	5,530	andesita
VB51	59,796	5,805	andesita	388	61,940	4,600	andesita
VB75	61,524	5,538	Andesita	348	62,040	5,850	andesita
VB76	60,605	5,543	Andesita	342	62,170	4,710	andesita
VB78	61,744	5,219	Andesita	354	62,700	5,800	andesita
VB101	60,284	5,538	Andesita	520	53,150	4,890	andesita basáltica
VB105	58,061	5,149	Andesita	358	54,440	5,280	andesita basáltica
VB107	59,98	6,205	Andesita	374	54,850	4,800	andesita basáltica
VB117	61,208	5,099	Andesita	105	55,200	6,600	traquiandesita basáltica
VB123	56,876	4,572	Andesita basáltica	107	55,600	9,300	traquiandesita basáltica
VB68	55,251	4,989	Andesita basáltica	238	52,630	7,440	traquiandesita basáltica
VB58	52,632	3,89	Andesita basáltica	353	52,050	5,780	traquiandesita basáltica
VB59	57,126	5,471	Andesita basáltica	133	63,900	5,700	dacita
VB34-1	53,013	4,782	Andesita basáltica	346	63,500	6,000	dacita
VB36	56,226	5,66	Andesita basáltica	357	63,930	5,780	dacita
VB37	53,359	5,096	Andesita basáltica	385	63,610	5,590	dacita
VB08	52,612	4,66	Andesita basáltica	386	63,740	5,900	dacita
VB22	55,821	6,865	traquiandesita basáltica	390	64,500	6,300	dacita
VB24	52,845	5,775	traquiandesita basáltica				
VB60	54,997	6,644	traquiandesita basáltica				
VB61	52,612	6,357	traquiandesita basáltica				
VB64	63,745	6,085	Dacita				
VB65	64,184	6,093	Dacita				
VB119	64,201	6,246	Dacita				
VB122	66,411	6,398	Dacita				
VB17	78,262	7,052	Riolita				

Tabla 11.- Datos químicos graficados para diagrama SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O.

Campo Volcánico Valle de Bravo				Blatter et al. 2001			
Muestra	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Clasificación	Muestra	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Clasificación
VB08	52,612	1,422	1/2 K	309	54,810	1,560	1/2 K
VB16	62,788	1,876	1/2 K	520	53,150	1,260	1/2 K
VB28	62,569	2,100	1/2 K	358	54,440	1,420	1/2 K
VB36	56,226	1,762	1/2 K	176-a	57,170	1,270	1/2 K
VB38	60,538	1,672	1/2 K	509	59,370	1,900	1/2 K
VB48	62,215	2,190	1/2 K	356	61,940	1,740	1/2 K
VB51	59,796	0,920	1/2 K	388	61,940	1,470	1/2 K
VB58	52,632	1,240	1/2 K	348	62,040	1,860	1/2 K
VB59	57,126	1,940	1/2 K	342	62,170	1,670	1/2 K
VB64	63,745	1,798	1/2 K	354	62,700	2,000	1/2 K
VB65	64,184	1,300	1/2 K	133	63,900	1,900	1/2 K
VB68	55,251	1,629	1/2 K	346	63,500	1,700	1/2 K
VB75	61,524	1,630	1/2 K	357	63,930	1,910	1/2 K
VB76	60,605	1,648	1/2 K	385	63,610	1,910	1/2 K
VB78	52,75	1,422	1/2 K	386	63,740	1,790	1/2 K
VB101	60,284	1,931	1/2 K	390	64,500	1,800	1/2 K
VB105	58,061	1,538	1/2 K	374	54,850	1,260	1/2 K
VB117	61,208	1,482	1/2 K	107	55,600	2,500	Alto potasio
VB119	64,201	1,908	1/2 K	105	55,200	3,100	Shoshonita
VB122	66,411	2,135	1/2 K	238	52,630	4,130	Shoshonita
VB123	56,876	1,188	1/2 K	353	52,050	2,300	Shoshonita
VB22	55,821	2,065	alto K				
VB24	52,845	2,445	alto K				
VB34-1	53,013	1,968	alto K				
VB60	54,997	2,299	alto K				
VB61	52,612	1,760	alto K				
VB107	59,980	2,331	alto K				
VB17	78,262	6,325	Shoshonita				

Las localidades en el CVVB pertenecientes a este grupo que se pueden mencionar son el Cerro Cualtenco (cVB-12) al E de la presa Valle de Bravo, el cerro Los Reyes, El Coporito, Cerro Colorado (cVB-31, cVB-37 y cVB-44 respectivamente); la mesa El Pedregal (VA-36), y los cerros El Molcajete (Z-1 y Z-8), Zacapendo (Z-2) y Los Coyotes (Z-5) por mencionar algunos, el apéndice 2 refiere los conos según sus coordenadas UTM (Fig. 14.a).

#### Dacitas

Las dacitas forman derrames (Tabla 13) o domos (Tabla 14), y cubren un área total de 2,953 km<sup>2</sup>. Son rocas color negro a gris oscuro, con estructura masiva y textura porfídica, microscópicamente la matriz es microlítica de plagioclasa, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa, diópsido, augita y hornblenda; como minerales accesorios secundarios están el apatito y óxidos de Fe.

En el CVVB, estas rocas se concentran en la parte Oeste del campo, cerca del CVZ, ejemplos de este grupo son los cerros El Higo y Tacuitapan (cVB-1 y cVB-2 respectivamente) en Valle de Bravo; Cerro Chato (Z-10) y La Comunidad (Z-11) en el área de Zitácuaro; La Silla (VA-7), Teperreal (VA-10) y cerro El Piloncillo (VA-13) en la zona de Villa de Allende; y el Cerro Cantarranas (SM-2) al sureste de Villa Victoria (Fig. 15.a).

#### Andesitas basálticas

Las andesitas basálticas cubren un área total de 980 Km<sup>2</sup>. Son color negro a gris oscuro, con textura masiva compacta, aunque ocasionalmente presentan escasa vesicularidad. Microscópicamente tienen matriz microlítica de plagioclasa (andesina), con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y ortopiroxenos; con algo de olivino. Algunas muestras tienen minerales de alteración, sericita, y óxidos de Fe (Tabla 15). La distribución en el CVVB no es muy amplia y se concentran hacia la parte central y sur del mismo. Ejemplos de este grupo son los volcanes Gordo (TH-2) y La Tinaja (TH-3), que se localizan al S de Tejuzilco de Hidalgo; el cerro La Laguna (IS-1), al N de Almoloya de Alquisiras, y en la zona de Valle de Bravo se tiene los cerros El Ídolo (cVB-38), Cerro Gordo (cVB-16) y el Cerro Pelón (cVB-21) (Fig. 15.a).

#### Traquiandesitas basálticas

Las traquiandesitas basálticas componen el último grupo con un área de 955 Km<sup>2</sup> y son rocas color negro a gris con estructura masiva, pero algunas presentan abundantes vesículas. La textura es porfídica con fenocristales de augita. Tienen matriz microlítica de plagioclasa (andesina, labradorita), con fenocristales de andesina, augita, poca biotita; como mineral accesorio tienen apatito. Se observan minerales de relleno y de alteración (sericita y óxidos de Fe) (Tabla 16). Las unidades identificadas con esta composición son los cerros El Capulín (cVB-26) en el área de Valle de Bravo, y los cerros Jesús del Monte (IS-3) y El Molcajete (IS-2) al NE de Almoloya de Alquisiras (Fig. 15.a), el apéndice 2 muestra la relación entre clave de aparato volcánico y coordenadas UTM.

Tabla 12. Resumen petrográfico de las andesitas

Muestra	Fenocristales						Minerales secundarios		
	plg	cpx	opx	anf	ol	Bo	apatito	cuarzo	óxidos y arcillas
<b>&lt; 10 000 años</b>									
VB-86	xxx		xx				x	xx	x
VB-87	xxx	xx	xxx	xxx				x	x
VB-88	xxxx	xxx	xxx					x	
VB-94	xxxx	xx	xxx	x	xx				x
<b>10 000 - 25 000 años</b>									
VB-18	xxxx	x	xx		xxx	x			x
VB-75 (*)	xxx	x	x				x		x
VB-76 (*)	xxxx		xx	x		x			x
<b>25 000 - 40 000 años</b>									
VB-53	xxxx	xx	xx	x	xx		x	xx	x
VB-99	xxxx	xx	xxx			x		xx	

xxxx: abundante  
xxx: presente  
xx: escaso  
x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos  
Plg: Plagioclasa  
Cpx: Clinopiroxeno  
Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol  
Ol: Olivino  
Bo: Biotita

Tabla 12. Resumen petrográfico de las andesitas (continuación)

Muestra	Fenocristales						Minerales secundarios		
	plg	cpx	opx	anf	ol	Bo	apatito	cuarzo	óxidos y arcillas
> 40 000 años									
VB-3	xxxx	xx	xx	x	xxx		x	x	x
VB-4	xxxx	xx	xx					xx	x
VB-5	xxxx	xx	xx		xxx		x		
VB-16 (*)	xxxx	xx	x	xx	x				x
VB-27-a	xxxx	x	xx		xx				x
VB-28 (*)	xxxx	xx	xx	x	x	x			xx
VB-63	xxxx	xx	xxx	x				xx	x
VB-74	xxxx		xxx				x	xx	
VB-77	xxxx	xx	xx		xxx				x
VB-78 (*)	xxx	x	xx	xx		x			
VB-79	xxx	xx	xxx					xx	x
VB-79-b	xxx	xx	xxx					xx	
VB-96	xxx	xxx	xxx					xx	x
VB-98	xxx	xx	xx					xx	

xxxx: abundante

xxx: presente

xx: escaso

x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos

Plg: Plagioclasa

Cpx: Clinopiroxeno

Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol

Ol: Olivino

Bo: Biotita

Tabla 12. Resumen petrográfico de las andesitas (continuación)

Muestra	Fenocristales						Minerales secundarios		
	plg	cpx	opx	anf	ol	Bo	apatito	cuarzo	óxidos y arcillas
<b>&gt; 40 000 años</b>									
VB-100	xxxx	xx	xx	x			x	x	x
VB-101 (*)	xxxx		xx		xx				x
VB-103	xxxx	x	xx	x		x		xx	
VB-104	xxxx	x	xxx					xx	x
VB-105 (*)	xxxx	x	xx	x			x		
VB-106	xxxx	x	xxx					xx	x
VB-107 (*)	xxx	x	xx	x	x				
VB-108	xxxx	xxx	xxx					xx	x
VB-112	xxxx	xx	xxx				x	xx	x
VB-113	xxxx	xx	xx		xx			xx	x
VB-114	xxxx	xx	xxx	x				xx	x
VB-117 (*)	xxxx	xx	x	x					

xxxx: abundante

xxx: presente

xx: escaso

x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos

Plg: Plagioclasa

Cpx: Clinopiroxeno

Opx: Orttopiroxeno

Anf: Anfíbol

Ol: Olivino

Bo: Biotita

Tabla 13. Resumen petrográfico de lavas dacíticas

Muestra	Fenocristales					Minerales secundarios		
	plg	cpx	opx	anf	cuarzo	Bo	apatito	óxidos y arcillas
<b>&lt; 10 000 años</b>								
VB-93	xxxx	xx	x		xx		x	
<b>&gt; 40 000 años</b>								
VB-19	xxx	xx	x		xx			x
VB-30							x	
VB-64 (*)	xxxx	x						
VB-65 (*)	xx	x	x	xx	xx		xx	x
VB-83	xxx	xx	xx		xx			
VB-84	xxx	xx	xx		xx			
VB-85	xx	x	xx		xxx	xx	x	x
VB-92	xxx	x	xx		xx	xx		
VB-102	xxxx	x	xx		x			x
VB-109	xxx	x	x		xx		xx	
VB-119 (*)	xxx	xx		x	xx			x
VB-122 (*)	xxx	xx		x	xx	xx	x	x

xxxx: abundante

xxx: presente

xx: escaso

x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos

Plg: Plagioclasa

Cpx: Clonpiroxeno

Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol

Ol: Olivino

Bo: Biotita

Tabla 14. Resumen petrográfico de los domos dacíticos

Muestra	Fenocristales					Minerales secundarios	
	plg	cpx	opx	anf	Bo	cuarzo	óxidos y arcillas
<b>&lt; 10 000 años</b>							
VB-111	xxxx	x	xxx	x	xxx	xx	x
<b>&gt; 40 000 años</b>							
VB-62	xxxx	x	xxx	x		xx	x
VB-80	xxxx	xx	xx		x	xx	
VB-82	xxxx	xx	xx		xxx	xx	x
VB-89	xxxx	xxx	xxx	x		xx	x
VB-91	xxxx	xxx	xx			xxx	
VB-115	xxxx	xx	x	x	xxx	x	x
VB-116	xxxx	xx	xx	x		x	
VB-120	xxxx	x	x		x	x	x

xxxx: abundante  
xxx: presente  
xx: escaso  
x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos  
Plg: Plagioclasa  
Cpx: Clionpiroxeno  
Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol  
Ol: Olivino  
Bo: Biotita

Tabla 15. Resumen petrográfico de las andesitas basálticas

Muestra	plg	cpx	opx	ol	Minerales secundarios	
					cuarzo	óxidos y arcillas
< 10 000 años						
VB-36 (*)	xxx	x	xx	x		xx
VB-37 (*)	xxx	x	xx	x		x
VB-66	xxxx	xx	x		xx	x
VB-67	xxxx	xxx	xx	x	x	x
VB-68 (*)	xxx	xx	xx	x		xx
> 40 000 años						
VB-8 (*)	xxx	xxx		x		xx
VB-25	xxxx	xxx	xx	x	x	x
VB-34-1(*)	xxxx	xx	x	xx		x
VB-32-2	xxxx	xxx	xx	xx		x
VB-56	xxx	xx	x		x	x
VB-58 (*)	xxxx	xx	x		x	x
VB-59 (*)	xxx	xx	x	xx		x
VB-57-a	xxx	x	x	x		x

xxxx: abundante

xxx: presente

xx: escaso

x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos

Plg: Plagioclasa

Cpx: Clionpiroxeno

Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol

Ol: Olivino

Bo: Biotita

Tabla 16. Resumen petrográfico de las traquiandesitas basálticas

Muestra	Fenocristales				Minerales secundarios		
	plg	cpx	opx	ol	apatito	cuarzo	óxidos y arcillas
<b>25 000 - 40 000 años</b>							
VB-60 (*)	xxxx	x	xx		x	x	x
VB-61 (*)	xxxx	xx	x			x	x
<b>&gt; 40 000 años</b>							
VB-9	xxxx	xx	xx	xx	x	x	x
VB-10	xxxx	x	xx		x	xx	
VB-12	xxxx	xx	xxx	x		x	x
VB-21	xxxx	xxx	xx		x	xx	x
VB-22 (*)	xxxx	xx	x	x			x
VB-24 (*)	xxxx	x	xx	x			x

xxxx: abundante

xxx: presente

xx: escaso

x: raro o accesorio

(\*) Análisis químicos

Plg: Plagioclasa

Cpx: Clinopiroxeno

Opx: Ortopiroxeno

Anf: Anfíbol

Ol: Olivino

Bo: Biotita

### I.3 COMPLEJOS VOLCÁNICOS Y ESTRATOVOLCANES CERCANOS O EN EL CVVB.

En la periferia del CVVB se ubican el volcán Nevado de Toluca y el Complejo Volcánico Zitácuaro (Fig. 15.a). Por su importancia a continuación se describen brevemente, aunque no fueron objetivos principales de este estudio.

#### Volcán Nevado de Toluca (VNT)

Se trata de un estratovolcán de composición andesítica-dacítica localizado al NE del CVVB. Tiene una altura aproximada de 4,600 m sobre el nivel del mar. Este volcán está construido sobre la intersección de tres sistemas de fallas, las cuales son Taxco-Querétaro (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW) y Tenango (E-W) (García-Palomo et al., 2000). Durante el Mioceno temprano, una fase extensional con el mismo estilo de deformación que el Basin and Range en el norte del país, fue la causa de la formación de horsts y grabens al sur del Nevado de Toluca y permitió la intrusión de diques sub-verticales con una orientación NE-SE y NNW-SSE (Bloomfield y Valastro, 1974). En el cráter del volcán se observan dos lagunas nombradas El Sol y La Luna, que se separan por un domo dacítico, denominado domo El Ombligo, el cual bloquea el conducto principal (Bloomfield y Valastro, 1974). El VNT empezó su actividad hace aproximadamente 1.6 Ma, con emisión de lavas de composición andesítica y episodios erosivos subsecuentes que dieron origen a gruesos depósitos de secuencias volcanoclásticas (Cantagrel et al., 1981). Bloomfield y Valastro (op. cit.) mencionan que la historia eruptiva del volcán muestra evidencia de que hubo erupciones violentas, tipo vulcaniana hace 25,000 años, esta erupción destruyó el volcán original y depositó gruesos lahares sobre los flancos. El siguiente episodio volcánico fue una erupción tipo vesuviana, que dió origen a la unidad Pómez Toluca Inferior (Bloomfield y Valastro, 1974). Después de un largo periodo de inactividad y erosión hace unos 11,600 años ocurrió una erupción tipo pliniana con dirección E-NE, y produjo la unidad Pómez Toluca Superior (Bloomfield, 1974, 1975; Bloomfield y Valastro, 1974, 1977; García-Palomo et al., 2000; Macías et al., 1997; Capra et al., 2000).

#### Complejo Volcánico Zitácuaro (CVZ)

El CVZ cubre aproximadamente 700 km<sup>2</sup>. Se le ha identificado como un complejo de domos de composición dacítica (Pasquaré et al., 1991; Blatter et al., 2001). Esta estructura consiste de un complejo volcánico central caracterizado por varios cráteres amplios con domos internos y que está rodeado por flujos piroclásticos (Capra et al., 1997). También están presentes domos que desarrollaron lineamientos radiales o concéntricos. Capra et al. (1997) interpretan al CVZ como una caldera con un diámetro de 30 km, y le han asignado una edad Miocénica-Pleistocénica. Según Capra et al. (1997) la actividad volcánica del CVZ comenzó desde el Mioceno con la emisión de grandes cantidades de magmas andesíticos en forma de flujos de lavas y flujos piroclásticos, emitidos por un estratovolcán

inicial. Esta actividad fue la que causó, a los 12 Ma, el colapso parcial del edificio principal dando lugar a la formación de una caldera (Capra et al., 1997). Durante el Plioceno - Cuaternario, se formaron conos monogenéticos al E y W de la estructura principal, actividad que se repitió en tres ocasiones, y en cada uno de estos eventos se desarrolló resurgencia de domos en la parte central del CVZ a los 5 Ma y a los 0.5 Ma (Capra et.al., 1997). El evento de 5 Ma consistió en una intrusión dacítica que permitió el emplazamiento de domos en la parte central del CVZ, así como intrusiones de composición dacítica con tendencia radial acompañada de flujos de bloques y cenizas (Capra et.al., 1997). Hace aproximadamente 0.5 Ma se emplazaron varios domos andesíticos dentro de los cráteres formados durante el evento eruptivo de 5 Ma. La actividad terminó con el emplazamiento de flujos de bloques y ceniza (Capra et.al., 1997). Blatter et al., (2001) estudiaron parte de este complejo, y describen la unidad denominada como pómez La Dieta, fechada por Capra et al., (1997). Sin embargo, no mencionan la presencia de una caldera en ese complejo volcánico.

## Capítulo III

### III Distribución de los conos y domos del Campo Volcánico Valle de Bravo.

#### III.1 SISTEMAS DE FALLAS PRESENTES EN EL CVVB.

El área de estudio se encuentra afectada por tres sistemas de fallas, estos sistemas son el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), el Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCHT) y el Sistema de Fallas Tenochtitlán (SFT) (Fig 17, Aguirre-Díaz 1993, García-Palomo et al., 2000).

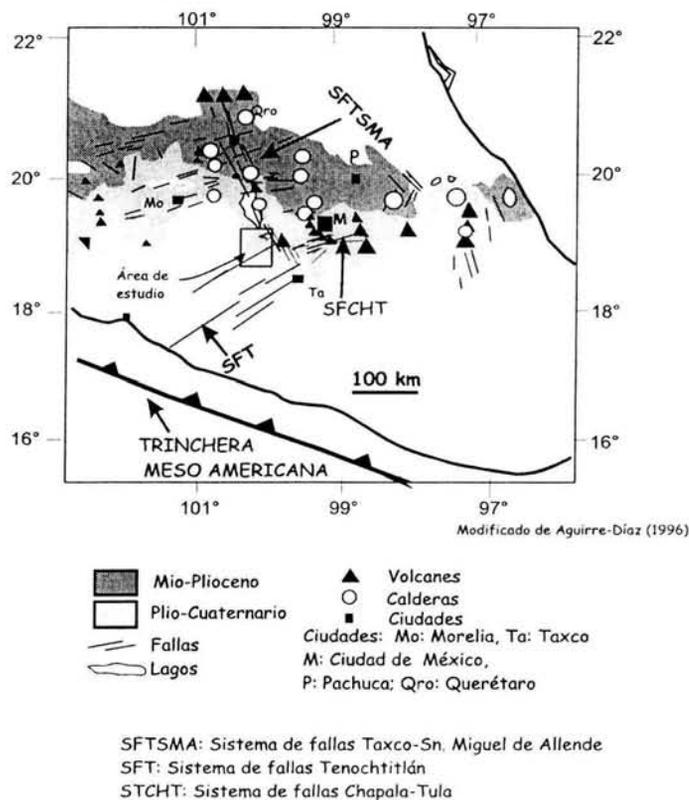


Fig. 17.- Sistemas de fallas presentes en el CVVB.

Demant (1978) fue el primer autor en identificar el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, con una longitud de más de 250 km y un ancho de 20 a 40 km (Pasquaré et al., 1987), dándole un carácter de falla de desplazamiento lateral derecha con dirección NNW-SSE. Este sistema ha sido considerado por varios autores como una estructura profunda del basamento (Urrutia et al. 1977), y se ha propuesto como un límite entre el Terreno Guerrero al oeste y la Sierra Madre Oriental al este (Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1992; Ferrari et al., 1994).

Otros autores lo presumen como el límite entre la Sierra Madre Oriental y la mesa central (Nieto-Samaniego et al., 1999c).

El SFTSMA se caracteriza por contener sobre su traza grandes estructuras, tales como la Caldera de Amealco (Sánchez-Rubio, 1978; Aguirre-Díaz, 1996), la caldera Mazahua (Anguita et al., 1991), el volcán La Joya (Valdéz-Moreno et al., 1999) y los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2000).

Otro rasgo morfológico importante es el Sistema de Fallas Chapala-Tula (Johnson y Harrison; 1990). El SFCHT aproximadamente paralelo al eje principal del Cinturón Volcánico Mexicano. Aproximadamente cuenta con 450 km de largo y 50 km de ancho (Johnson y Harrison, 1990), con una tendencia E-W. Recientemente, Suter, et al. (2000) lo han interpretado como un sistema de fallas intra-arco.

El Sistema de Fallas Tenochtitlán (SFT), nombrado así por De Cserna et al. (1986), se relaciona con la subducción oblicua a lo largo de la costa meridional de México, cuyo movimiento tiene una dirección N35°-45°E (Molnar y Sykes, 1969). Ha sido mencionado anteriormente por Demant (1978) el cual se observa en la parte central y oriente del Cinturón Volcánico Mexicano y en donde se alinean pequeños volcanes. Según Demant (1978), se trata de fallas normales paralelas a la dirección de compresión máxima. Para García-Palomo et al. (2000) este sistema abarca desde Zihuatanejo-Petatlán hasta la parte norte de la cuenca de la Cd. de México y coinciden con Demant (1978) en que se trata de un sistema de fallas normales.

### III.2 DISTRIBUCIÓN DE CONOS Y DOMOS.

Se realizó un estudio interpretativo de los lineamientos presentes en el CVVB para inferir la presencia de posibles fallas o fracturas. En total se registraron 66 alineamientos, 54 para los conos y 12 para los domos (Figs. 18 y 19 respectivamente), cuyo procesamiento de datos se efectuó desarrollando los siguientes pasos:

1. Se tomo como lineamiento cuando tres o más aparatos volcánicos coinciden en una misma dirección y que estuvieran al menos a 5 km de distancia entre cada uno.
2. Se midió el azimut de los lineamientos observados.

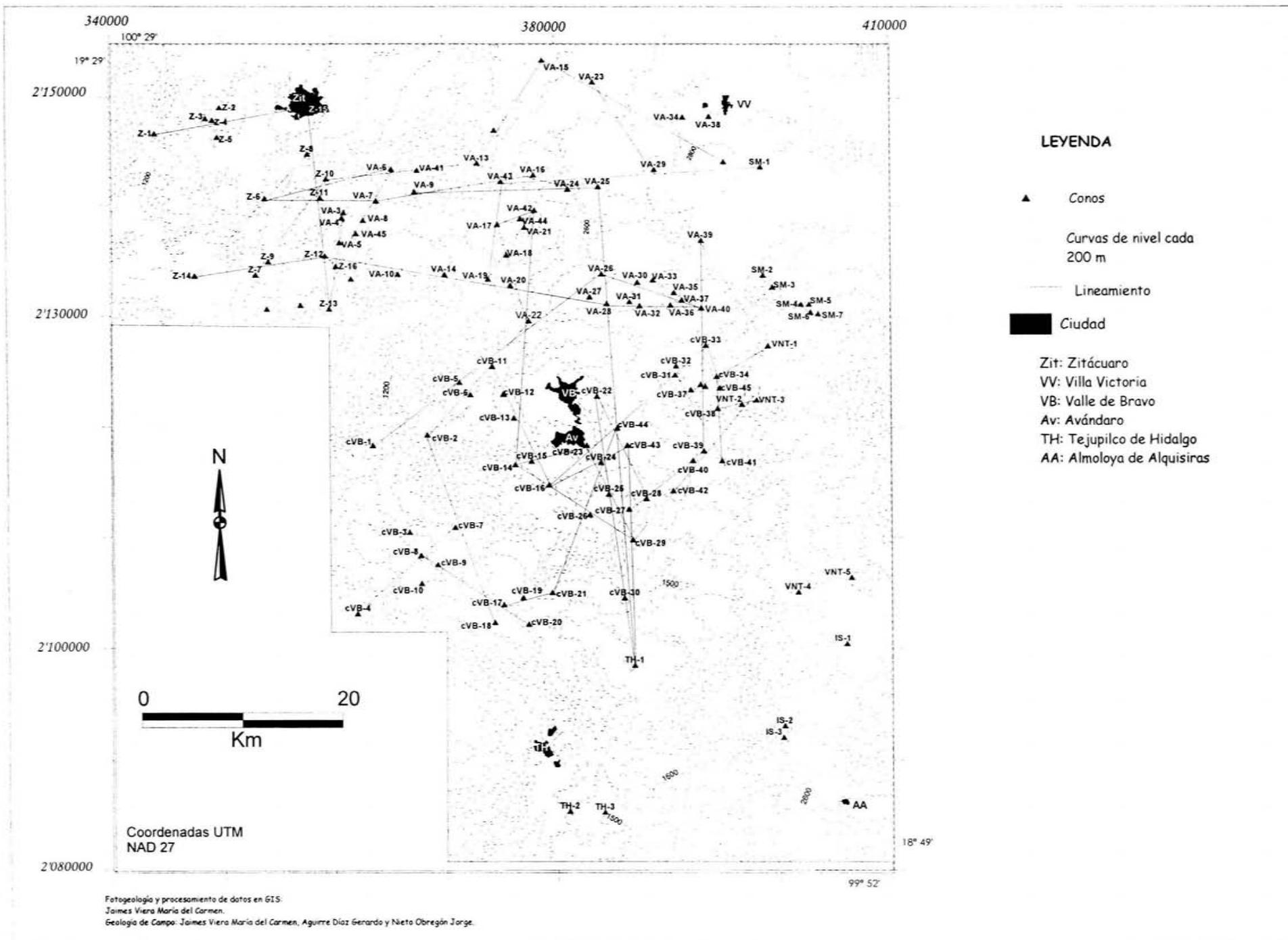


Fig. 18. Lineamientos de los conos en el Campo Volcánico Valle de Bravo

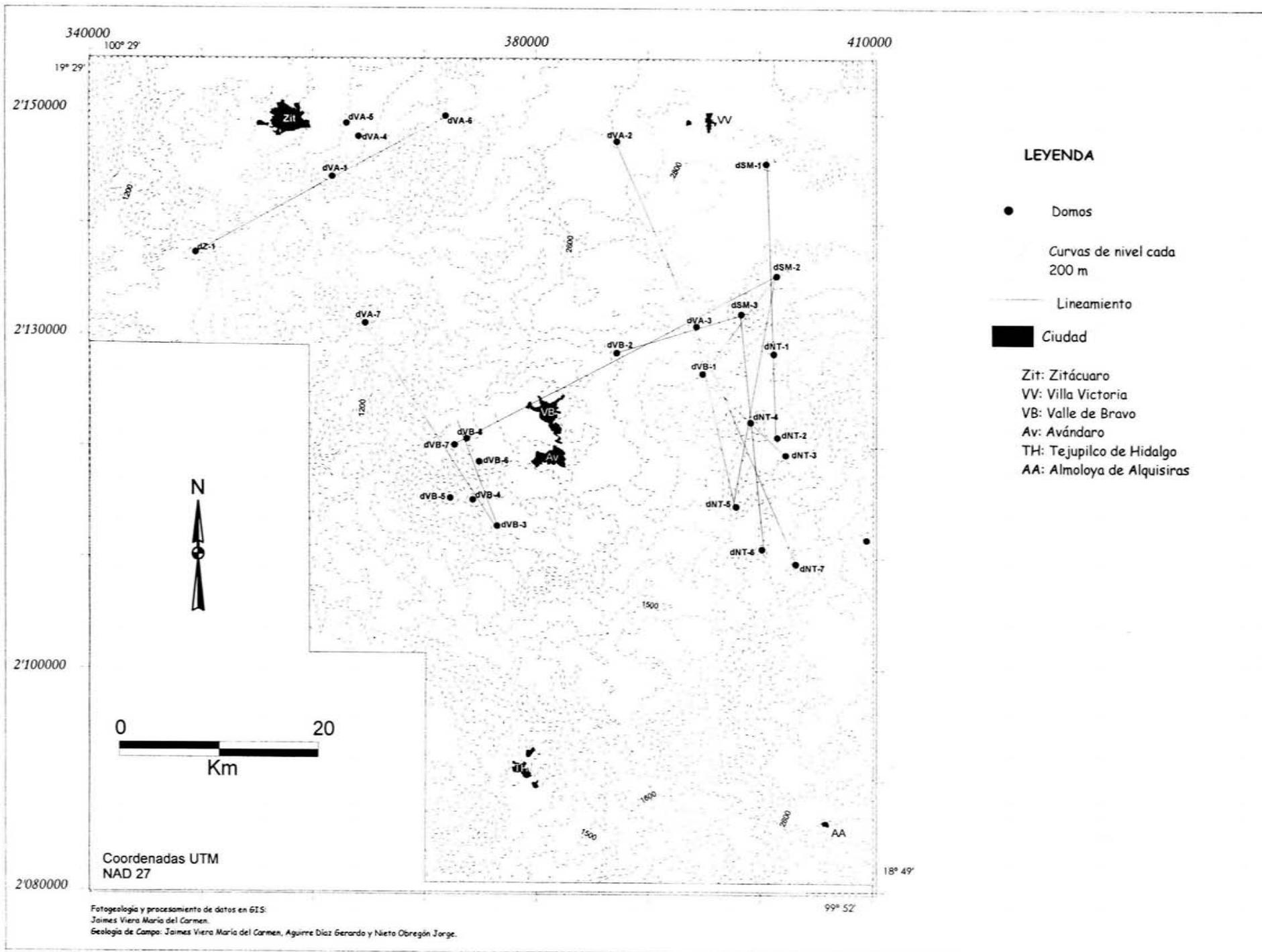


Fig. 19. Lineamientos de los domos en el Campo Volcánico Valle de Bravo

3. La base de datos se manejó en valores únicamente del primer y cuarto cuadrante, para lo cual, los valores del segundo y tercer cuadrante se convirtieron a los cuadrantes antes mencionados.
4. Para cada grupo de aparatos volcánicos se generaron medias rosetas que indican la frecuencia de los aparatos y la orientación en que dichos aparatos están contenidos (Figs. 20 y 21).

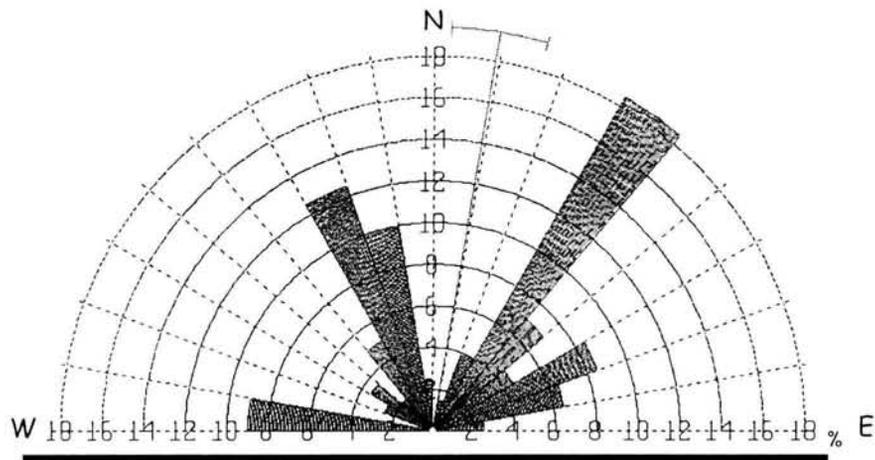


Fig. 20 Roseta con los rumbos preferenciales de conos.

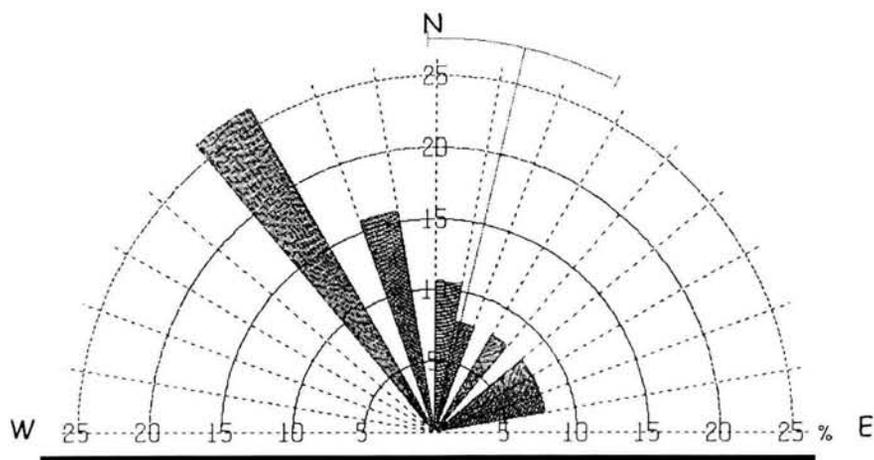


Fig. 21 Roseta con los rumbos preferenciales de domos.

El análisis de la roseta para los conos permite identificar tres sistemas de lineamientos principales. El sistema más común corresponde a los lineamientos con rumbo NE, teniendo una concentración en el intervalo N(30-40)°E. El siguiente sistema tiene una tendencia NW, con concentraciones mayores en el intervalo N(20-30)°W. El tercer sistema está representado por una orientación E-W siendo el grupo menos común

El análisis correspondiente a los domos permite identificar dos sistemas de lineamientos, el primero con rumbo NW, con una concentración N(30-40)°W; el segundo sistema se presenta con orientación NE, cuya concentración está en el intervalo N(0-10)°E. No se observaron lineamientos con tendencia E-W.

Como se puede observar, la distribución de los lineamientos de los conos es mayor y más amplia que la de los domos. Esto es reflejo del número de aparatos presentes en el CVVB; es decir, en el caso de los conos, el rumbo principal tiene tendencia NE, lo que coincide con el rumbo del Sistema de Fallas Tenochtitlán, siendo paralelos a la dirección de la convergencia de la Placa de Cocos (Connor, 1987). En el caso de los domos, éstos muestran una tendencia principal hacia el NW, y son paralelos a la Trinchera Mesoamericana (Connor, 1987). Los rumbos principales de cada grupo de aparatos son perpendiculares entre sí.

De acuerdo con Nakamura (1977) y considerando que la composición química de las lavas del CVVB es predominantemente andesítica y basáltica andesítica, y desde un punto de vista regional, se puede decir que el esfuerzo presente en el campo es compresional y el lineamiento de los conos cineríticos es paralelo a la dirección de compresión máxima, mientras que los domos se alinean siguiendo la dirección de compresión mínima, esto significa que los volcanes son producto de un esfuerzo tensional debido a las fuerzas involucradas en el movimiento de las placas de Cocos y la de Norteamérica, este tipo de movimiento genera un magma que asciende directamente desde el manto lo que refleja rocas de composición andesítica-basáltica, mientras que los domos son generados en la dirección mínima de compresión, haciendo que el magma ascienda más lento y tenga la oportunidad de estacionarse a diferentes profundidades, contaminándose con la corteza y producir magmas de composición dacítica-riolítica.

### III.3 TASA DE ERUPCIÓN.

La tasa de erupción se refiere a la cantidad de lava (en volumen) eruptada en un determinado intervalo de tiempo. Para el CVVB se estimaron varias tasas de erupción de acuerdo a los cuatro grupos de edades de los conos mencionadas en el capítulo I, y una tasa de erupción total tomando como edad límite del campo volcánico la edad de 300 000 años obtenidas por Blatter et al. (2001), los resultados se muestran en la Tabla 17.

**Tabla 17. Tasa de erupción de los conos del CVVB.**

Edad (años)	Vol/años	Km <sup>3</sup> /1000 años
0 - 10 000	0,000462	0,4623
10 000 - 25 000	0,000211	0,2115
25 000 - 40 000	0,000050	0,0509
> 40 000	0,000232	0,2325
Total (300 000)	0,000061	0,0613

Así, para los volcanes menores a 10 000 años se tiene una tasa de 0,462353 km<sup>3</sup>/1000 años, para los volcanes entre 10 000 y 25 000 años la tasa es de 0,211573 km<sup>3</sup>/1000 años y para los volcanes entre 25 000 y 40 000 años y mayores a 40 000 años son respectivamente 0,050930 y 0,232522 km<sup>3</sup>/1000 años. La tasa de erupción total de los conos cineríticos del CVVB es de 0,061330 km<sup>3</sup>/1000 años.

## Capítulo IV

### IV Conclusiones.

#### IV.1 Comparación Y Discusión entre los Campos Volcánicos Monogenéticos Michoacán-Guanajuato, Sierra de Chichinautzin Y Valle de Bravo.

A continuación se integra la información geológica, geoquímica y estructural (distribución de aparatos volcánicos) de CVVB, y se hace una breve comparación de este campo con los campos volcánicos Michoacán-Guanajuato y Sierra de Chichinautzin, para lo cual se definen primero las características principales de éstos.

##### IV.1.1 Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. (CVMG).

Este campo cuenta con al menos 1894 volcanes en un área de 34,500 Km<sup>2</sup> (Connor, 1987). El campo registra un cambio en el tipo de vulcanismo, de poligenético a monogenético, de norte a sur (Connor, 1987). Hasenaka et al. (1992) indican que esta migración ocurrió en los últimos dos millones de años debido a cambios en el movimiento de las placas o en la ubicación y geometría de la zona de subducción. La composición química de los productos volcánicos, tanto derrames como escoria, es andesita basáltica, basalto de olivino y andesita de olivino (Hasenaka y Carmichael, 1984; 1987), contrastando con una composición más básica en comparación de los volcanes compuestos del Cinturón Volcánico Mexicano (Hasenaka y Carmichael, 1987). En general, los volcanes no tienen un alineamiento preferencial, sólo de forma local, así, 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). En el CVMG la concentración de los aparatos volcánicos se localiza entre 200 y 440 Km de la Trinchera Mesoamericana, y el 75% de éstos se distribuye entre los 200 y 300 Km (Hasenaka y Carmichael, 1984).

##### IV.1.2 Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (CVSC).

Este campo se localiza en la porción sur de la Cd. de México, y cuenta con al menos 220 volcanes y depósitos piroclásticos que cubren un área de 2,400 Km<sup>2</sup> (Martín del Pozzo, 1982; Wallace y Charmichael, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001). Las rocas en el área varían de andesitas, basaltos y dacitas, y los aparatos volcánicos son conos de escoria, conos de lava, derrames fisurales y domos de lava (Martín del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999). Los depósitos piroclásticos son de tipo estromboliano con una componente surtseyana, el tipo de vulcanismo dominante es hawaiano y estromboliano (Martín del Pozzo, 1982) y la edad sugerida por <sup>14</sup>C indica que el CVSC es menor a 40 000 años (Bloomfield, 1975; Córdoba et al., 1994; Delgado et al., 1998). Siebe (2000) reporta edades más recientes del CVSC con estudios de lavas del volcán Xitle de 1670 años B.P. Márquez et al. (1999c)

estimaron que el volumen de material erupcionado en el CVSC es de  $470 \text{ km}^3$ , con una tasa de erupción de  $11.75 \text{ km}^3/1000$  años. Se observa una clara tendencia E-W en la orientación de los conos (Martín del Pozzo, 1982). Velasco-Tapia et al. (2001) mencionan que el origen del CVMG está relacionado a un rift en base a los datos químicos obtenidos de muestras de lavas, ya que tiene algunas características de magmas primarios que son similares a aquéllos relacionados con la extensión. Sin embargo, Wallace et al (1999) mencionan que el origen de esta campo es asociado a la subducción.

#### IV.1.3 Campo Volcánico Valle de Bravo (CVVB).

Está constituido por 119 conos, 21 domos, 3 complejos de domos, un volcán escudo y derrames fisurales. La composición química de las lavas es andesita a andesita basáltica, traquiandesita basáltica y dacítica. Se le relaciona a la subducción de las placas y se localiza a 80 km sobre el plano de Benioff (Pardo y Suárez, 1990). Al igual que el CVMG no se observan claros lineamientos a escala regional, pero sí lineamientos locales, teniendo así una preferencia hacia el  $N30^\circ-40^\circ E$ , coincidiendo con el CVMG. En el caso de los domos, éstos se alinean con preferencia hacia el NW.

El CVVB es un campo volcánico pequeño comparado con los dos campos que se localizan en la parte E (CVSC) y en la parte W (CVMG). Dada la cercanía entre estos dos campos, sobre todo el CVMG, es probable pensar que uno o ambos tengan influencia en el CVVB. Comparando los tres campos tenemos que:

- 1) En Michoacán-Guanajuato la composición química varía de andesita basáltica a andesita y basalto de olivino; en el CVSC se reportan basaltos, andesitas y dacitas; y en el CVVB se tienen andesitas, andesitas basálticas, traquiandesitas y dacitas. No se encontraron shoshonitas (a pesar de que Blatter et al. (2001) reportan la presencia de estas rocas en el CVVB), así mismo, no se han reportado en los otros campos. En el CVVB, la composición varía de acuerdo a la edad de los conos, en el caso de los más jóvenes la composición tiende hacia el campo de las andesitas basálticas, mientras que en el caso de los conos más antiguos son de tipo andesítico. De igual manera, el contenido de potasio aumenta en las muestras más jóvenes.
- 2) Otro aspecto a notar es el lineamiento de los aparatos volcánicos, en el CVMG no se tiene una orientación clara, pero en lineamientos locales los volcanes monogenéticos se orientan preferencialmente entre  $N30^\circ-40^\circ E$  y los poligenéticos al  $N60^\circ W$ ; en el CVSC la orientación preferencial es E-W. En el CVVB se tiene una orientación preferencial entre  $N30^\circ-40^\circ E$  para los conos cineríticos, mientras que para los domos la orientación preferencial es de  $N60^\circ W$ . Por lo que la dirección de los conos presentes en el CVVB, son paralelos a la dirección de máxima compresión ( $\sigma_1$ ), es decir, son productos del esfuerzo tensional, mientras que los domos son paralelos a la

dirección de mínima compresión, en lo que sería una proyección horizontal de  $\sigma_3$ .

- 3) Geomorfológicamente, los conos del CVVB son jóvenes, ya que además de conservar muy bien los contornos de los cráteres, preservar costillas y levees de los derrames cuentan con una relación h/d que disminuye de 0.28 a 0.05 conforme aumenta la edad; en el caso del CVMG la relación h/d cambia de 0.21 a 0.10 y en el CVSC varía de 0.20 a .012.
- 4) La distancia del CVVB con respecto a la Trinchera es aproximadamente 250 Km, mientras que en el CVMG es de 300 km en promedio (Hasenaka y Carmichael, 1985b) y en el CVSC es de 270 Km aproximadamente (Martín del Pozzo, 1982); siendo similar a la posición del CVVB.
- 5) Las tasas de erupción reportadas para los campos Michoacán-Guanajuato y Sierra de Chichinautzin son, respectivamente: 0.8 Km<sup>3</sup>/1000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985) y 11.75 Km<sup>3</sup>/1000 años (Velasco-Tapia y Verma, 2001). Para el CVVB es de 0.06 Km<sup>3</sup>/1000 años.
- 6) A diferencia del CVMG, que contiene abundantes volcanes escudos, en el CVVB y en el CVSC este tipo de volcanes son raros. En el CVVB sólo se encontró un volcán escudo, el volcán San Agustín a quien se le asigna una edad del Plioceno.

#### IV.2 Conclusiones

- El CVVB cubre un área aproximada de 3700 Km<sup>2</sup>, consta de 119 conos cineríticos, 21 domos, 3 complejos de domos, un volcán escudo y varios derrames fisurales.
- Los parámetros geomorfológicos permitieron determinar edades relativas de los conos cineríticos, clasificándolos en cuatro grupos, de 0 - 10 000 años (29% y 36 aparatos), de 10 000 - 25 000 años (18%, 22 aparatos), de 25 000 - 40 000 años (5%, 6 aparatos) y de 40 000 - 300 mil años (48%, 60 aparatos).
- La relación h/d (altura/diámetro) de los conos cineríticos disminuye de 0.21 a 0.10 conforme aumenta la edad, lo que coincide con las relaciones morfométricas de Porter (1972).
- La composición química es predominantemente andesítica y varía de acuerdo a la edad de los conos. Las rocas más jóvenes tienen una tendencia hacia el campo de las andesitas basálticas, mientras que las rocas más antiguas abarcan los campos de las andesitas. No se encontraron shoshonitas, ni basaltos, a pesar de incluir rocas ricas en olivino.
- Los lineamientos que presentan los conos cineríticos permiten establecer patrones de esfuerzos. Se observa que los conos tienen una tendencia

predominante hacia el N(30-40)°E, lo que coincide con el Sistema de Fallas Tenochtitlán. Esto indica que los conos cineríticos son paralelos a la dirección de la convergencia de la placa, y a la dirección de compresión máxima con un sistema de esfuerzos de tipo compresional.

- El volcán San Agustín es un volcán escudo de composición andesítica, con un diámetro basal de 9.12 km, altura de 1 km, pendiente aproximada de 14° y un volumen estimado de 6.9 Km<sup>3</sup>. De acuerdo a las relaciones de campo documentadas en este trabajo se le considera del Plioceno.
- Los domos se dividieron en cuatro grupos de acuerdo a su morfología; domos tipo peleano (42% con 10 estructuras); tipo couleé (25%, 6 estructuras); domos bajos (21%, 5 estructuras), y los complejos de domos (12%, 3 estructuras).
- Las edades de los domos oscilan entre Plioceno y Pleistoceno con composición química entre andesítica y dacítica. Presentan una orientación preferencial N(20-30)°W y son aproximadamente paralelos a la Trinchera Mesoamericana. El evento que dio origen a los domos es anterior al emplazamiento del CVVB, por lo cual presentan diferentes patrones estructurales.

## REFERENCIAS.

- Aguirre-Díaz, G., 2003. Características Generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C.*, v. 23, no. 2.
- Aguirre-Díaz, G., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and Vivinity, Central Mexican Volcanic Belt. *Rev. Mex. Cien. Geol.*, v. 13, 10-51.
- 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.
- Anguita, F., Verma, S.P., García, L., Milán, M., Samaniego, M.D., 1991. Mazahua: Una nueva Caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano; *Geofísica Internacional*, v. 30, p. 149-172.
- Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G., y Mazzuoli, R., 1974. Vulcanismo e tettonica a placche; esempi nell'area mediterranea ; Para, 67 Cong. Soc. Geol. Italia, p. 89.
- Bescha, T., Negendank, J.F.K., y Emmermann, R., 1988, Geochemical constraints on the origen of calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 641-663.
- Blatter, D., Carmichael I., 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-TiO<sub>2</sub> lava, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 10, p. 1324-1342.
- Blatter, D., Carmichael I. 2001, Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesita: A candidate for a mantle origin?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, num. 21, p. 4043-4065.
- Blatter, D., Carmichael I., 1998a, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle, *Geology* 26, p. 1035-1038.
- Blatter, D., Carmichael I., 1998b, Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), México: petrology and experimental constraints. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 132, p. 121-138.
- Bloomfield, K., 1975, A late Quaternary monogenetic volcanic field in Central Mexico, *Geol Rundsch*, v. 64, p. 476-497.

- Bloomfield, K., Valastro, S., 1974. Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, Central México. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 85, p. 901-906.
- Bloomfield, K., Valastro, S., 1977. Late Quaternary tephracronology of Nevado de Toluca, Central Mexico. *Institute of Geological Sciences: Overseas Geology and Mineral Resources* 46, p. 15.
- Bloomfield, K., Sánchez-Rubio, G., Wilson, L., 1977. Plinian eruptions of Nevado de Toluca. *Volcano. Geol. Rundsch.* v. 66, p. 120-146.
- Campa, M.F., Oviedo, R.A., and Taroy, M., 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico sedimentario (Arco Alisitos Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México: *Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes*, v. 3, p. 23.
- Cantagrel, J. M., Robin, C. E., Vincent, P., 1981. Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique Composite: Exemple du Nevado de Toluca (Mexique). *Bull. Volcanol.* v. 44, p. 177-186.
- Capra, L., y Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Touca Volcano, central Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Rese.*, v. 102, p 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L. y Garduño V.H., 1997, The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*, v. 36, núm 3, pp. 161-179.
- Cas, R.A.F., y Wriqht, J.V., 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient.* Allen&Unwin, Londres, p. 528.
- Connor, C.B., Structure of the Michocan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 33, no. 1-3, p. 191-200.
- Córdova, C., Martín del Pozzo, A.L., y López, C.J., 1994. Paleolandforms and volcanic impact on the enviroment of Prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City, *Journal of Archeological Sciences*, v. 21, p. 585-596.
- De Cserna, A., De la Fuente-DuchM., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., y Mota-Palomino, R., 1986; Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Instituto de Geología, UNAM, Boletín* 104, p. 71.
- 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 urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p 115-131.
- Demant, A., 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geol. Rev.* 2, p. 172-187.
- Demant, A., 1976. Contribución a la definición de las diferente fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano: Acapulco (México) Cong. Latinoamer. *Geología*, 3, Resúmenes.
- DeMets C., Gordon R. G., Aarhus D.F., and Stein S., Current plate motions. *Geophysics J. Int.* 101, p. 425-478.
- Elías-Herrera, m., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: interpretation, *Journal of South American Herat Sciences*, v. 13, p. 355-375.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Nuñez, 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., Garduño, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994a. Volcanic and Tectonic evolution of Central Mexico : Oligocen to present. *Geofis. Int.*, v. 33, p. 91-105.
- Fink, Jonathan H., 1990, Lava flow and domes, Emplacement, Mechanisms and Hazard Implications, Ed. Springer-Verlag Berlin Heidberg, Alemania.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., y Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, central Mexico; *Tectonophysics*, v.318, p. 281-302.
- García-Palomo, A., 1999. Evolución estructural en las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, Edo. de México. Tesis de Maestría, UACPyP del CCH, UNAM, México, 60, p. 236.
- García-Palomo, A., 1998. Evolución estructural en las inmediaciones del volcán Nevado de Toluca, Edo. de México. Tesis de Maestría, UACPyP, del CCH, UNAM, México, 146.
- Garduño-Monroy, V. H., Corona-Chávez, P., Israde-Alcántara, I., Mennella, L., Arreuygue, E., Bigioggero, B., y Chiesa, S., 1999. Carta geológica de Michoacán: Morelia, Michoacán, Universidad Michoacán de San Nicolás

Hidalgo, Secretaría de Difusión Cultural y Divulgación Universitaria, Escala 1:250000.

Garduño-Monroy, V. H., y Gutiérrez-Negrín, C. A., 1992. Magmatismo, hiatos y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón volcánico Mexicano, *Geofís. Int.* 31, p 471-429.

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.

Hasenaka T., 1994, Monogenetic volcanism in Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. Results from a compilation of location, size, geomorphological parameters en magma chemistry of small and middle size volcanoes: UNAM, Uruapan, Mich., 50 años del Parícutín, Reunión Internacional Conmemorativa, p. 40-41 (resumen).

Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Petrology and Chemistry, *Journal of petrology*, v. 28., part 2, p. 241-269.

Hasenaka, T. Y Carmichael, I.S.E., 1985a, A compilation, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central México, *Geof. Int.*, v. 244, p. 577-607.

Hasenaka, T. Y Carmichael, I.S.E., 1985b, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: Their age, volume and distribution and magma discharge rate. *Jour. Volcanol. Geother. Res.*, v. 25, p. 105-124.

Johnson, C.A., and Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 64, p. 187-210.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streickesen, A. Y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based in the Total Alkali-Silica diagram ; *Journal of petrology*, v. 27, parte 3, p. 745-750.

Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J.J., Todd, B. H., 1994, The San Quintín Volcanic Field, BCN, México: Geology, petrology and geochemistry. *Jour. Geophy. Res.*, "Magmatism and extension", p 72.

Luhr, J.F., y Carmichael, I.S.E., 1985, Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, v. 24. p. 203-216.

- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico. *Byu Geology Studies*, v. 42, part I.
- Martín del Pozzo, A. L., 1982. Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico; *Bull Volcanol.*, v. 45-1, p 9-24.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., y Verma, S. P., 1999. Alkalic (oceanic-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, p. 51-54.
- Márquez, A., Verma, S. P., Anguita F., Oyarzun, R. y Brandle, J. L., 1999c. Tectonics and volcanism of Sierra de Chichinautzin: estencion at the front of the Central Trans-mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p 125-150.
- McLeod, R.G., 1989. *Geology and Tectonics of El Bosque area, Michoacan, Mexico.* Tesis de Maestría, Provo, Utah, Brigham Young University, p.39
- Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.80, p. 1639-1684.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt. Structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating: Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Mexico, Group II: Upper Mantle, petrology and tectonics, Mexico, p. 137-145
- Mooser, F., Maldonado-Koerdell, M., 1961. Tectónica penecontemporánea a lo largo de la costa mexicana del Océano Pacífico; *Geofís. Int.*, v. 1, p. 3-20.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation- principle and proposal, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 2, p 1-16.
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, Mooser, F., Tobschall, H. y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 477-575.
- Nelson, S.A., González-Cáver, E. y Kyser, T.K., 1995, Constrains 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.

- Nelson, S.A., González-Cáver, E., 1992. *Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico*. *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 85-96.
- 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.
- Nieto\_Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S., Labarthe-ernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999c. *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*. *Geological Society of America bulletin*, v. 11, no. 3, p.514-523.
- 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., Demant, A., Armstrong, R.L y Harakal, J.E., 1987, *K-Ar and Geological data bearing on the age and evolution for the Trans-Mexican Volcanic Belt*; *Geofísica Internacional, Special volume on the Mexican Volcanic Belt, part 3*, p. 109-158.
- Pardo, M y Suárez, G., 1990, *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications*; *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B7, p. 12, 357-12, 373
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Vezzoli, L., compilers, 1991. *Geologic map of the central sector of the Mexican volcanic belt, status of Guanajuato and Michoacán, Mexico*; *Geological Society of America Map and Chart Series, MCH 71, scale 1:300 000, text p. 20.*
- Pasquaré, G., Tibaldi, A., Atollini, M., Cecconi, G., 1987. *Morphometry, spatial distribution and tectonic control of Quaternary volcanoes in Northern Michoacan, Mexico*; *Rendiconti de lla società italiana di mineralogia e petrologia*, v. 34, p. 1215-1225.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Petersen, M.D., 1989. *Geology and tectonics of the Jungapeo, Michoacan, Mexico area and its relationship to the Mexican Volcanic Belt*, Tesis de Maestría, Provo, Utah, Brigham Young University, p.26
- Porter, S. C., 1972, *Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 83, p. 3607-3612.

- Sánchez-Rubio, G., 1978. Notas sobre la vulcanología Cenozoica de la región entre Temascaltepec y La Marquesa, Edo. de México. Libro guía de la Excursión Geológica de Tierra Caliente, Edos. de Guerrero y México, México, Sociedad Geológica Mexicana, p. 26-32.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.*, v 279, p 1089-1107.
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 104, p. 45-64.
- Siebe, C., Macías J.L., Abrams, M., Elizarras, 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.
- Sigurdsson, H., et al., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. Academia Press, p. 1417
- Smith, G. A., Fritz, W. J., 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* v.17, p. 275-276.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O. y Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary Intra-Arc Extension in the Central Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, no. 6, p. 693-703.
- 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, no. 5, p. 1245-1262.
- Urrutia-Fucugauchi, J y Del Castillo, L., 1977, Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano; *Boletín Sociedad Geológica, México*, v. 38, p. 18-28.
- Valdez-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 1999. Geología del volcán La Joya, edos. de Querétaro y Guanajuato: Un estratovolcán antiguo del Cinturón Volcánico Mexicano. Aguirre-Díaz, G., Ferrari, L. (editores), *Evolución tectónica y magmática de México durante el Cenozoico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, p. 181-197.
- Velasco-Tapia, F. Y Verma, S. P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, p 1-36.

- Wallace P.J. y Carmichael I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variation on primitive magma compositions. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 135, p. 291-314.
- Whitford, D. J., y Bloomfield, K., 1977. *Geochemistry of Late Cenozoic Volcanic Rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico*; Carnegie Institution, p. 207-213.
- Wood, Charles A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Resear*, v. 7, p 387-413.
- Woodford, A. O., 1928, The San Quintin volcanic field, Lower California, *American Journal of Science*, v. 15, p 338-345.

# APÉNDICE 1

ESTUDIO PETROGRÁFICO.

**MUESTRA VB- 8****UNIDAD: Lava en Bloque, > 40,000 años***Descripción Macroscópica.*

Color: Gris claro.  
 Estructura y textura: Masiva, porfídica  
 Minerales observables: Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular

## Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Piroxenos (augita)	6%
	Olivino	5%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	2%
	(iddingsita)	1%
	minerales opacos (óxidos de Fe)	1%

Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio, 35%.

## Observaciones

Los cristales presentan formas de subedrales a euhedrales. Los microlitos tienen formas prismáticas. El vidrio representa una parte importante de la muestra, se encuentra de manera intersticial

Clasificación: Lava Andesita basáltica

**MUESTRA VB-16****UNIDAD: Lava en Bloque, > 40,000 años***Descripción Macroscópica.*

Color: Gris claro  
 Estructura y textura: Masiva, porfídica  
 Minerales observables: Anfíbol

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica seriada, hipocristalina.

## Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Anfíbol (hornblenda)	5%
	Piroxeno (diópsido)	5%
	Olivino	3%
	Secundarios:	minerales de alteración (sericita)
	minerales opacos (óxidos de Fe)	1%

**Matriz o cementante:** matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.

#### Observaciones

Los cristales presentan formas subedrales a euhedrales, algunos con coronas de reacción a sericita (plagioclasa) y óxidos de Fe (anfíbol y piroxeno). Los microlitos de la matriz presentan formas prismáticas, algunos con zoneamiento, así como algunos de los fenocristales de andesina. El vidrio es abundante (40%) y está en forma intersticial.

Clasificación: lava Andesítica

#### **MUESTRA VB-17**

**UNIDAD:** Ignimbrita columnar, (35 Ma, Blatter et al., 2001)

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Rosado  
Estructura y textura: Fluidal, porfídica  
Minerales observables: Cuarzo, Anfíbol, Feldespato K, Biotita

#### *Descripción microscópica.*

Textura: Eutaxítica, hipocristalina  
Mineralogía:  
    Esenciales: Cuarzo 60%  
                  Feldespato K 35%  
    Accesorios: Anfíbol (hornblenda) 3%  
                  Biotita 2%  
    Secundarios: no se observan  
Matriz o cementante: matriz compuesta por vidrio y ceniza, 45%.

#### Observaciones

Los cristales de feldespato, cuarzo y anfíbol varían de subedrales a euhedrales con tamaños medios y se alinean según la dirección del flujo. El vidrio y la ceniza representan un 40% del total de la muestra.

Clasificación: Ignimbrita riolítica

#### **MUESTRA VB-22**

**UNIDAD:** Lava en Bloque, > 40,000 años

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Gris claro  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: Piroxenos, plagioclasa

*Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica, hipocristalina, inequigranular.	
Mineralogía:		
Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	90%
Accesorios:	Piroxena (augita)	5%
	Olivino	3%
Secundarios:	minerales de reacción (óxidos de Fe)	2%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa y vidrio intersticial.	

Observaciones

La presencia del piroxeno es tanto en forma subedral como euhedral, tanto en cristales aislados como en glomerocristales. El olivino en forma subedral o subredondeados. No se observan fenocristales de plagioclasa. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas y orientación de acuerdo a la dirección del flujo.

Clasificación: Lava Traquiandesítica basáltica

**MUESTRA VB-24**

**UNIDAD: Cono de escoria, 10,000 - 25,000 años.**

*Descripción Macroscópica.*

Color:	Gris oscuro
Estructura y textura:	Vesicular, porfídica
Minerales observables:	piroxeno, plagioclasa

*Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica seriada, hipocristalina.	
Mineralogía:		
Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	90%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	4%
	Olivino	3%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	2%
	minerales opacos	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.	

Observaciones

Los cristales de piroxeno y olivino son eudrales a subedrales, algunos piroxenos se presentan en glomerocristales con zoneamiento normal. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas con la misma orientación. La fase de vidrio es abundante, pero, al igual que en las muestras anteriores, se presenta de forma intersticial.

Clasificación: Lava Traquiandesítica basáltica

**MUESTRA VB-28**

**UNIDAD: Lava, derrame lobular; Pleistoceno.**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Vesicular, porfídica  
Minerales observables: plagioclasa

*Descripción microscópica.*

Textura: Traquítica, hipocrystalina, inequigranular.  
Mineralogía:  
    Esenciales: Plagioclasa (andesina) 91%  
    Accesorios: Olivino 5%  
                  Piroxeno (diópsido, augita) 1%  
                  Biotita 1%  
    Secundarios: minerales de alteración (sericita) 1%  
  (iddingsita) 1%  
Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.

Observaciones

Presenta pocos fenocristales de plagioclasa los cuales están de subedrales a euhedrales, algunos muestran coronas de reacción y sericita en los bordes; los piroxenos se presentan en glomero-cristales y los olivinos con coronas de reacción a iddingsita. Los microlitos de la matriz presentan formas prismáticas y se encuentran rodeados de vidrio. el cual es un componente muy abundante en la muestra.

Clasificación: Lava Andesítica

**MUESTRA VB-34-1**

**UNIDAD: Cono cinerítico, Volcán Gordo (TH-2); 10,000 - 25,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Vesicular, porfídica  
Minerales observables: plagioclasa, piroxeno

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocrystalina, inequigranular  
Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Olivino	6%
	Piroxeno (diópsido, augita)	5%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	2%
	(iddingsita)	1%
	óxidos de Fe	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio intersticial.	

#### Observaciones

Cristales de plagioclasa y olivino son subedrales a euhedrales, con coronas de reacción. El piroxeno presenta formas subedrales. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas dentro del vidrio.

Clasificación: Escoria Andesítica basáltica

#### **MUESTRA VB-36**

**UNIDAD: Volcán cinerítica La Tinaja (TH-3); < 10,000 años**

#### *Descripción Macroscópica.*

Color:	Gris oscuro
Estructura y textura:	Masiva, porfídica
Minerales observables:	Piroxenos, olivino

#### *Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular.

#### Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	83%
Accesorios:	Olivino	7%
	Piroxeno (augita)	3%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	3%
	(iddingsita)	3%
	óxidos de Fe	1%

Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.

#### Observaciones

Los cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno se presentan en forma subedral a euhedral, los minerales de alteración están apenas presentes como coronas de reacción, sin reemplazamiento total del cristal. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas con vidrio entersticial el cual es un componente abundante (45%) en la muestra.

Clasificación: Escoria Andesítica basáltica

**MUESTRA VB-37****UNIDAD: Cono cinerítico La Tinaja, (TH-3); < 10,000 años***Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
 Estructura y textura: Masiva, porfídica  
 Minerales observables: Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular.

## Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	86%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	4%
	(augita)	3%
	Olivino	5%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	1%
	(iddingsita)	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio	

## Observaciones

Los cristales de plagioclasa muestran formas subedrales a euhedrales, algunos de los piroxenos se presentan en glomero-cristales; los fenocristales de plagioclasa representan el 3% del total. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas.

Clasificación: Escoria Andesítica basáltica

**MUESTRA VB-38****UNIDAD: Derrame de lava; 10,000 - 25,000 años***Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
 Estructura y textura: Masiva, porfídica  
 Minerales observables: Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular

## Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	92%
Accesorios:	Piroxenos (augita)	5%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	2%
	óxidos de Fe	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio, 30%	

## Observaciones

Los cristales de piroxenos son subedrales a euhedrales. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas, y algunos fenocristales de plagioclasa muestran zoneamiento normal. El vidrio está presente con un porcentaje alto, es un constituyente abundante en la muestra.

Clasificación: Lava Andesítica

**MUESTRA VB-48**

**UNIDAD: Lava en bloque; Plioceno**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: plagioclasa

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica seriada, hipocristalina  
Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	87%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	5%
	(augita)	3%
	Olivino	3%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)	1%
	(iddingsita)	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa.	

Observaciones

La muestra presenta fenocristales de plagioclasa (andesina) en un 2% del total, y tanto los fenocristales de piroxeno como los de plagioclasa tienen formas que varían de subedrales a euhedrales; los cristales de olivino son pocos y se encuentran subredondeados con coronas de reacción a iddingsita. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas y se observan alineados según la dirección del flujo, el vidrio constituye el 40% de la muestra.

Clasificación: Lava Andesítica

**MUESTRA VB-51**

**UNIDAD: Derrame en bloque, (V. San Juan); > 40,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Gris claro con cristales verdes  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica, hipocristalina		
Mineralogía:			
Esenciales:	Plagioclasa (andesina)		87%
Accesorios:	Piroxenos (hiperstena)		3%
	(diópsido)		3%
	Olivino		4%
Secundarios:	minerales de alteración (sericita)		2%
	(iddingsita)		1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.		

Observaciones

Los cristales de piroxenos se presentan en formas subedral a euhedral, así como las plagioclasas. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas con orientación según el flujo, algunos muestran zoneamiento normal y el vidrio es una fase que compone el 35% de la muestra.

Clasificación: Lava Andesítica

**MUESTRA VB-58**

**UNIDAD: Lava en bloque, > 40,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color:	Gris claro
Estructura y textura:	Masiva, porfídica
Minerales observables:	Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica, hipocristalina, inequigranular.		
Mineralogía:			
Esenciales:	Plagioclasa (andesina)		94%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)		3%
	(augita)		2%
Secundarios:	Óxidos de Fe		1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno incluida en vidrio intersticial.		

Observaciones

La plagioclasa presenta muy pocos fenocristales (2%) los cuales se muestran de subedrales a euhedrales, los piroxenos se observan en grupos, del tipo glomerocristales. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas e indican la orientación del flujo.

Clasificación: Lava Andesítica basáltica

ESTA TESIS PERTENECE  
DE LA BIBLIOTECA



### Observaciones

Los piroxenos y las plagioclasas están presentes con cristales subedrales y euhedrales, aunque la mayoría presenta la primera forma. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas y se encuentran dentro de una matriz vítrea. La fase del vidrio en la muestra representa el 45% del total de la misma. En la muestra de mano no se alcanzan a observar minerales, es una roca muy masiva.

Clasificación: Lava Traquiandesítica basáltica

### MUESTRA VB-61

UNIDAD: Cono cinerítico El Molcajete (IS-2); 10,000 - 25,000 años

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Gris oscuro  
Estructura y textura: Masiva, afanítica  
Minerales observables: -----

#### *Descripción microscópica.*

Textura: Traquítica, holocristalina  
Mineralogía:  
    Esenciales: Plagioclasa (andesina) 90%  
    Accesorios: Piroxenos (augita) 5%  
    Secundarios: minerales de alteración (sericita) 3%  
                  óxidos de Fe 2%  
Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa

### Observaciones

Los cristales de plagioclasa se presentan en formas subedral a euhedral, el piroxeno en grupos tipo glomero-cristales y aislados subedrales. Las alteraciones rodean a los cristales de plagioclasa y piroxenos. Los microlitos de de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas dentro del vidrio, el cual tiene un 35% del total de la muestra.

Clasificación: Lava Traquiandesítica basáltica

### MUESTRA VB-64

UNIDAD: Lava en bloque; > 40,000 años

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: Plagioclasa, piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica, hipocristalina, inequigranular	
Mineralogía:		
Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	90%
Accesorios:	Piroxeno (augita)	2%
	Olivino	3%
Secundarios:	-----	
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.	

Observaciones.

Los cristales de plagioclasa presentan formas subhedrales a anedrales, con microlitos de plagioclasa de forma prismática con zoneamiento normal. El vidrio es muy abundante en la muestra (45%), Los análisis químicos reportan un alto contenido en sílice debido a esta fase de vidrio.

Clasificación: Lava Dacítica.

**MUESTRA VB-65**

**UNIDAD: Lava en bloque; > 40,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color:	Gris claro
Estructura y textura:	Masiva, afanítica
Minerales observables:	-----

*Descripción microscópica.*

Textura: Traquítica, hipocristalina, inequigranular.

Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa	70%
	Cuarzo	10%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	10%
	Anfíbol (hornblenda)	7%
Secundarios:	óxidos de Fe	3%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.	

Observaciones

Los cristales de plagioclasa se presentan en formas subhedrales a euhedrales. El cuarzo en cristales subhedrales, los piroxenos tanto en cristales subhedrales aislados como en glomero-cristales. El anfíbol en forma euhedral a subedral. Los microlitos de plagioclasa muestran orientación de acuerdo a la dirección del flujo que los emplazó.

Clasificación: Lava Dacítica.



La plagioclasa está en formas subhedralas a euhedrales, los piroxenos aislados con forma subedral, aunque algunos piroxenos se concentran en glomerocristales. Los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas que siguen la dirección del flujo, algunos microlitos muestran zoneamiento normal.

Clasificación: Escoria Andesítica

**MUESTRA VB-76**

**UNIDAD: Lava en bloque, Mesa El Pedregal, (IS-3); 10,000 - 25,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Vesicular, porfídica  
Minerales observables: piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica  
Mineralogía:  
    Esenciales: Plagioclasa (andesina) 90%  
    Accesorios: Piroxenos (diópsido) 6%  
    Secundarios: óxidos de Fe 4%  
Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio

Observaciones

Los cristales de plagioclasa presentes en la muestra varían de subhedralas a euhedrales, el piroxeno tiende a agruparse en glomerocristales, los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan zoneamiento normal.

Clasificación: Lava Andesítica

**MUESTRA VB-78**

**UNIDAD: Lava en bloque; > 40,000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
Estructura y textura: Porfídica  
Minerales observables: piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular  
Mineralogía:  
    Esenciales: Plagioclasa (andesina) 82%

Accesorios:	Piroxenos (augita)	8%
	(diópsido)	7%
Secundarios:	óxidos de Fe	3%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa con vidrio	

#### Observaciones

Tanto la plagioclasa como el piroxeno tienen cristales subhedrales y euhedrales, el piroxeno tiende a agruparse en glomero-cristales, los microlitos de plagioclasa de la matriz presentan formas prismáticas, el vidrio representa un 30% del total de la muestra.

Clasificación: Lava Andesítica

#### **MUESTRA VB-101**

**UNIDAD: Lava en bloque; > 40,000 años**

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Negro  
 Estructura y textura: Masiva, afanítica  
 Minerales observables: -----

#### *Descripción microscópica.*

Textura: traquítica, hipocristalina, inequigranular  
 Mineralogía:  
 Esenciales: Plagioclasa (andesina) 95%  
 Accesorios: Piroxenos (diópsido) 3%  
 Secundarios: Óxidos de Fe 2%  
 Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio

#### Observaciones

La muestra tiene pocos fenocristales de plagioclasa y de piroxenos, los cuales varían en forma de subhedrales a euhedrales, los microlitos de la plagioclasa de la matriz son prismáticos con zoneamiento normal y el vidrio está presente en un 30% del total de la muestra. El porcentaje de vidrio se está tomando en cuenta por separado y no dentro de los porcentajes enlistados.

Clasificación: Lava Andesítica

#### **MUESTRA VB-105**

**UNIDAD: Lava en bloque, Volcán San Agustín; Pleistoceno**

#### *Descripción Macroscópica.*

Color: Gris oscuro con minerales

Estructura y textura: Vesicular, porfídica  
Minerales observables: Piroxenos

*Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica, hipocristalina, inequigranular.

Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Piroxenos (augita)	5%
	(diópsido)	4%
	Anfíbol (hornblenda)	3%
Secundarios:	Minerales de alteración (sericita)	2%
	Apatito	1%

Matriz o cementante: Matriz microlítica de plagioclasa con vidrio

Observaciones

Los cristales, tanto de plagioclasa como de piroxeno, varían de subhedrales a euhedrales, el piroxeno tiende a agruparse en glomerocristales, los microlitos son de plagioclasa, prismáticos y con zoneamiento normal y forman la matriz, se encuentran rodeados de vidrio, con un porcentaje total en la muestra de 35%.

Clasificación: Lava Andesítica.

**MUESTRA VB-107**

**UNIDAD: Lava en bloque, > 40 000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Gris verdoso oscuro  
Estructura y textura: Masiva, afanítica  
Minerales observables: -----

*Descripción microscópica.*

Textura: Traquítica, hipocristalina.

Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	5%
	(hiperstena)	4%
	Anfíbol (hornblenda)	3%
Secundarios:	Minerales de alteración	2%
	Apatito	1%

Matriz o cementante: Matriz microlítica de plagioclasa con vidrio

Observaciones

La andesina muestra en fenocristal formas subedrales, algunos con zoneamiento; los piroxenos se agrupan en glomerocristales y los aislados también muestran formas subedrales. Los microlitos de la matriz son de plagioclasa y presentan formas prismáticas. El vidrio que se presenta de forma intersticial abunda en toda la muestra, con un 30% del total de la misma.

Clasificación: Lava Andesítica

#### **MUESTRA VB-117**

**UNIDAD: Lava en bloque; Plioceno**

##### *Descripción Macroscópica.*

Color: Gris claro  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: Piroxenos

##### *Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica seriada, hipocristalina,  
Mineralogía:  
Esenciales: Plagioclasa (andesina) 95%  
Accesorios: Piroxenos (hiperstena) 2%  
(diópsido) 2%  
Secundarios: óxidos de Fe  
1%  
Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con vidrio.

##### Observaciones

Los fenocristales de plagioclasa varían en tamaño, con forma euhedral y subedrales. Los piroxenos se presentan en glomerocristales con formas subedrales a anedrales, los microlitos de la matriz son de plagioclasa y tienen formas prismáticas rodeados de vidrio intersticial.

Clasificación: Lava Andesítica

#### **MUESTRA VB-119**

**UNIDAD; Lava en bloque; Plioceno**

##### *Descripción Macroscópica.*

Color: Gris verdoso  
Estructura y textura: Masiva, porfídica  
Minerales observables: cuarzo, plagioclasa

##### *Descripción microscópica.*

Textura: Porfídica

#### Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	76%
	Cuarzo	15%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	4%
	(augita)	3%
Secundarios:	óxidos de Fe	1%
	minerales de alteración (sericita)	1%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno	

#### Observaciones

El cuarzo y la plagioclasa muestran formas subedrales a anhedrales, la plagioclasa con zoneamiento normal. Los microlitos son de plagioclasa y piroxeno y forman la matriz con formas prismáticas. El vidrio es una fase abundante con un 40% del total de la roca y se presenta de manera intersticial.

Clasificación: Lava Dacítica

#### **MUESTRA VB-122**

**UNIDAD: Lava en bloque; Plioceno**

#### *Descripción Macroscópica.*

Color:	Gris claro
Estructura y textura:	Masiva, porfirítica
Minerales observables:	biotita, piroxeno, plagioclasa

#### *Descripción microscópica.*

Textura:	Porfídica, holocristalina inequigranular.
----------	---

#### Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (labradorita)	70%
	Cuarzo	13%
Accesorios:	Biotita	6%
	Piroxenos (diópsido)	5%
	Anfíbol (hornblenda)	3%
Secundarios:	Minerales opacos, óxidos de Fe	3%

Matriz o cementante: matriz microlítica de plagioclasa con piroxenos

#### Observaciones

Esta muestra contiene fenocristales de cuarzo subedrales, los cristales de plagioclasa muestran zoneamiento y son subedrales, el piroxeno se encuentra aislado con formas subedrales a anhedrales al igual que el anfíbol. Los microlitos de la matriz son de plagioclasa y piroxeno presentan formas prismáticas y se encuentran rodeados de vidrio.

Clasificación: Lava Dacítica

**MUESTRA VB-123**

**UNIDAD: Cono de escoria, entre 25,000 y 40 000 años**

*Descripción Macroscópica.*

Color: Pardo  
Estructura y textura: Vesicular, afanítica  
Minerales observables: -----

*Descripción microscópica.*

Textura: Traquítica, hipocristalina.

Mineralogía:

Esenciales:	Plagioclasa (andesina)	85%
Accesorios:	Piroxenos (diópsido)	5%
	(augita)	5%
Secundarios:	óxidos de Fe	3%
	minerales de alteración (sericita)	2%
Matriz o cementante:	matriz microlítica de plagioclasa y piroxeno	

Observaciones

La plagioclasa muestra formas subedrales a anhedrales con zoneamiento normal. Los microlitos son de plagioclasa y piroxeno rodeados de vidrio. La fase de vidrio representa un 45% de la muestra, es bastante abundante. La muestra está bastante alterada.

Clasificación: Escoria andesítica.

# APÉNDICE 2

Clave y nombre de los aparatos  
volcánicos y sus coordenadas UTM

Cono	Nombre	Coordenadas UTM	
<b>&lt; a 10 000 años</b>			
Z-1	V. El Molcajete	2'633,631	352,854
Z-6	C. El Epazote	2,140,669	353,257
Z-11	C. La Comunidad	2,140,759	358,809
Z-12	C. La Campana	2,135,430	359,212
Z-13	C. Las Tinajas	2,130,284	359,570
Z-16	-----	2,134,544	360,282
VA-3	-----	2,139,371	361,048
VA-4	-----	2,138,878	360,824
VA-6	-----	2,143,356	365,257
VA-7	C. La Silla	2,140,401	363,913
VA-9	C. La Guacamaya	2,141,251	367,361
VA-13	C. El Piloncillo	2,143,893	373,047
VA-14	-----	2,133,819	370,092
VA-17	Mesa de Sn Jerónimo	2,138,341	374,974
VA-21	-----	2,138,072	377,211
VA-22	C. Grande	2,129,610	377,570
VA-41	-----	2,143,221	367,585
VA-44	C. Los Hoyos	2,138,789	376,853
SM-2	C. Cantarranas	2,133,729	398,614
SM-3	-----	2,132,610	399,465
SM-4	C. Agua Bendita	2,131,087	402,062
SM-5	C. El Faro	2,131,087	402,823
cVB-14	-----	2,116,625	376,271
cVB-16	C. Gordo	2,114,745	379,316
cVB-18	C. El Malacate	2,102,297	374,391
cVB-20	Juanacanla	2,102,071	377,413
cVB-24	C. Peña Blanca	2,116,759	383,981
cVB-32	-----	2,125,567	390,744
cVB-36	-----	2,123,665	393,416
cVB-37	C. El Coporito	2,123,301	392,120
cVB-38	C. El Ídolo	2,121,722	394,508
cVB-45	-----	2,123,543	394,711
TH-3	V. La Tinaja	2,085,250	384,186
<b>10 000 - 25 000 años</b>			
Z-7	C. Chino	2,133,688	352,948
Z-8	V. El Molcajete	2,144,793	357,702
VA-5	C. Los Tepozanes	2,136,688	360,624

<b>Cono</b>	<b>Nombre</b>	<b>Coordenadas UTM</b>	
VA-16	C. San Pablo	2,142,845	378,003
<b>10 000 - 25 000 años</b>			
VA-36	Mesa El Pedregal	2,130,999	390,239
VA-37	C. El Caballero	2,131,506	391,330
VA-43	C. Los Cántaros	2,142,222	375,120
VA-45	C. Gordo	2,137,429	362,066
SM-1	-----	2,143,546	398,461
SM-6	C. Huacal Viejo	2,130,176	402,903
cVB-2	Tacuitapán	2,119,253	368,359
cVB-8	C. Pelón	2,108,323	367,751
cVB-17	-----	2,103,870	375,159
cVB-19	C. Santa Teresa	2,104,518	376,900
cVB-29	Sn. Fco. La Albarrada	2,109,699	386,777
cVB-31	C. Los Reyes	2,124,717	390,582
cVB-33	-----	2,127,389	393,446
cVB-35	-----	2,123,867	392,297
VNT-3	-----	2,122,491	397,910
TH-2	V. Gordo	2,085,371	380,988
IS-2	V. El Molcajete	2,093,062	400,338
<b>25 000 - 40 000 años</b>			
Z-9	C. La Gloria	2,134,896	354,156
Z-10	C. Chato	2,142,416	359,455
VA-42	C. El Chilesdo	2,139,650	378,120
cVB-10	C. El Sombrero	2,105,749	367,755
cVB-34	-----	2,124,570	349,447
cVB-39	San Ramón	2,117,789	393,239
<b>&gt; 40 000 años</b>			
Z-2	C. Zacapendo	2,149,040	349,807
Z-3	C. Las Cebollas	2,148,017	348,568
Z-4	C. Las Escobas	2,147,855	349,160
Z-5	C. Los Coyotes	2,146,239	349,537
Z-14	Buenavista de Zapata	2,133,363	347,437
Z-15	Zitácuaro	2,149,094	357,940
VA-8	La fundición grande	2,138,699	362,733
VA-10	C. Teperreal	2,142,469	359,448
VA-15	C. Denche	2,153,457	378,838
VA-18	C. La Cruz	2,135,575	375,552
VA-19	-----	2,133,313	373,882

Cono	Nombre	Coordenadas UTM	
VA-20	Sn. Lucas Texcaltitlán	2,132,828	375,929
VA-23	Buenvista veintitrés	2,155,449	383,406
VA-24	C. San Ildefonso	2,141,483	381,141
VA-25	Mesa de Zacango	2,141,684	383,909
VA-26	Cabecera de indígenas	2,133,832	384,111
<b>&gt; 40 000 a.ños</b>			
VA-27	-----	2,131,668	383,104
VA-28	-----	2,131,718	383,045
VA-29	-----	2,143,295	388,892
VA-30	C. El Molcajete	2,132,977	387,382
VA-32	Sn. Miguel Xoltepec	2,130,913	387,533
VA-33	Sn. Simón la Laguna	2,133,329	388,741
VA-34	C. Los Madroños	2,148,127	391,459
VA-35	C. La Peña	2,132,121	390,604
VA-38	C. Jesús María	2,148,278	393,825
VA-39	C. La Sábana	2,138,852	393,070
VA-40	C. Sn. Sebastián el Chico	2,130,762,	393,070
SM-7	-----	2,130,259	403,489
cVB-1	C. El Higo	2,118,413	363,450
cVB-3	-----	2,110,376	366,728
cVB-4	Rincón del Naranjo	2,103,079	362,075
cVB-5	-----	2,124,071	371,223
cVB-6	-----	2,122,908	372,280
cVB-7	-----	2,110,852	370,694
cVB-9	C. Báscula	2,107,467	369,266
cVB-11	C. El Rosario	2,125,551	374,290
cVB-12	C. El Cualtenco	2,122,908	375,241
cVB-13	C. El Cerillo	2,120,792	3476,14
cVB-15	-----	2,116,880	377,780
cVB-21	C. Pelón	2,104,929	379,525
cVB-22	-----	2,122,802	383,649
cVB-23	Avándaro	2,118,360	382,591
cVB-25	C. San Agustín	2,113,866	384,654
cVB-26	C. El Capulín	2,112,015	382,962
cVB-27	C. Sacamecate	2,112,438	386,451
cVB-28	-----	2,113,443	388,038
cVB-30	C. Tezontle	2,104,559	385,976
cVB-40	C. Tenantongo	2,116,985	392,215
cVB-41	C. Ojo de Agua	2,116,932	394,859

<b>Cono</b>	<b>Nombre</b>	<b>Coordenadas UTM</b>	
cVB-42	C. El Pedregal	2,114,183	390,470
cVB-43	Ex Hacienda tres Espigas	2,118,307	386,399
cVB-44	C. Colorado	2,119,946	385,394
VNT-1	Hacienda Nueva	2,127,402	399,036
VNT-2	Mesa de Hernández	2,122,167	396,657
VNT-4	C. San Juan	2,105,035	401,680
VNT-5	C. Sabanillas	2,106,357	406,439
TH-1	San Miguel	2,098,478	386,927
IS-1	C. La Laguna	2,100,329	406,016
IS-3	Jesús del Monte	2,092,027	400,199

<b>Domo</b>	<b>Nombre</b>	<b>Coordenadas UTM</b>	
dZ-1	Las Cebolla	2,137,270	349,360
dVA-2	El Salitre del Cerro	2,147,534	387,120
dVA-3	-----	2,130,148	394,260
dVB-4	Pinal de Marquezada	2,115,205	374,252
dVB-5	-----	2,115,287	372,265
dVA-1	El Cacique	2,144,202	361,762
dVA-4	C. Las Flores	2,147,852	364,073
dVA-5	C. La Pachuca	2,149,028	363,059
dSM-3	C. Lodo Prieto	2,131,863	298,280
dVB-1	-----	2,126,564	394,775
dVB-2	C. San Bartolo	2,128,440	387,153
dVB-3	C. La Laguna	2,112,789	376,434
dVB-7	Rincón Chico	2,120,085	372,603
dNT-2	-----	2,120,818	401,499
dNT-3	Sn. Fco. Oxtoltipan	2,119,188	402,233
dVB-6	C. La Cualta	2,118,577	374,845
dVB-8	Loma Bonita	2,120,655	373,703
dNT-1	C. Cañada Oscura	2,128,318	401,214
dNT-5	Cerro Azul	2,114,583	397,831
dNT-6	C. La Estancia	2,110,711	400,073
dNT-7	C. La Laguna	2,109,447	403,089
dSM-1	Santiago del Monte	2,145,435	400,481
dSM-2	San Luis el Alto	2,135,287	401,418
dNT-4	C. Piedra Herrada	2,122,245	398,646