



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

INSITUTO DE GEOFÍSICA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PARTE
CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO
CHIAPANECO, MÉXICO.**

T E S I S
PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)
P R E S E N T A:
MARÍA DEL CARMEN JAIMES VIERA

DIRECTOR DE TESIS:
DR. JUAN CARLOS MORA CHAPARRO.



2006



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.

AGRADECIMIENTOS

A CONACyT, por la beca de Maestría otorgada para la realización de este estudio.

A DGAPA-PAPIIT Y CONACyT, por el apoyo dado para la terminación de esta Tesis mediante los proyectos IN1097053 y 48506-F respectivamente.

Al Dr. Juan Carlos Mora Chaparro, por dirigir este trabajo, por creer en mí y haberme brindado su amistad, muchas gracias doctor!

A los sinodales, los doctores José Luis Macías Vázquez, Víctor Hugo Garduño Monroy, Jorge Aranda Gómez y Raymundo Martínez Serrano, por sus valiosos comentarios para mejorar esta Tesis. En especial al Dr. Garduño Monroy por su asesoría en la cartografía.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica de la UNAM, por las facilidades proporcionadas para la elaboración del presente trabajo, en particular a Mónica y Araceli, por su gran ayuda en la parte administrativa.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología supervisado por los Quim. Rufino Lozano Santacruz y Patricia Girón García; y al Laboratorio de Espectrometría ICP-MS dirigido por la Dr. Ofelia Morton Bermea, donde se llevaron a cabo parte de los análisis químicos.

A la UNAM, por permitirme seguir siendo parte de ella.

DEDICATORIAS

A mis padres, Roberto y Elia, que sin su apoyo nunca hubiera podido llegar a este punto. Gracias por darme el ejemplo de seguir adelante y lograr lo que uno quiere.

A Ale, que para llegar hasta aquí tuve que pasar por los mismos niveles que tú estás pasando.

A Blancita, por las pláticas, los consejos y las verdades dichas durante este tiempo.

A Valerie, por la ayuda en las temporadas de campo en Chiapas, en el laboratorio y las visitas a Morelia, pero sobre todo por la amistad brindada en estos años.

A los doctores Paul W. Layer y John Eichelberger, de la Universidad de Alaska, Fairbanks, por sus importantes comentarios en el campo.

A todas y cada una de las personas que de un modo u otro, estuvieron involucradas en la elaboración del presente trabajo, cada detalle sirvió para mejorarlo.

GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO, MÉXICO.

Índice.	i
Resumen.	iii
Introducción.	1
Localización y vías de acceso al área de estudio	1
Importancia del estudio	2
Objetivos	3
Trabajos previos en el área de estudio	3
Metodología	6
Trabajo de gabinete	6
Trabajo de campo	7
Trabajo de laboratorio	7
Trabajo de análisis e interpretación	10
Capítulo 1. Geología del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC).	11
1.1 Arcos volcánicos continentales	11
1.2 Geología regional	14
1.3 Mapa geológico del Arco Volcánico Chiapaneco	22
Capítulo 2. Cráteres de la parte central del AVC.	24
2.1 Cráter Apas	24
2.2 Cráter Navenchauc	37
Capítulo 3. Domos Volcánicos de la parte central del AVC.	47
3.1 Estructuras volcánicas de la parte norte.	47
3.1.1 Domo Volcánico Huitepec	47
3.1.2 Complejo de Domos Tzontehuitz (CDTz)	51
3.2 Estructuras volcánicas de la parte sur.	60
3.2.1 Domo Volcánico Amahuitz	60
3.2.2 Domo Volcánico La Iglesia	65
3.2.3 Domo Volcánico Mispía	69
3.2.4 Domo Volcánico La Lanza	71
3.2.5 Domo Volcánico Santotón	73
3.2.6 Domo Volcánico Venustiano Carranza	75
3.2.7 Domo Volcánico Miguel Hidalgo	79
3.3 Estructuras de domos no ígneas.	82

Capítulo 4. Química de la parte central del Arco Volcánico Chiapaneco	85
4.1 Introducción al estudio de la geoquímica en las rocas ígneas.	85
4.2 Clasificación química de roca total	88
4.2.1 Elementos mayores	94
4.2.2 Elementos traza	98
4.2.2.1 Clasificación de elementos traza	99
4.2.3 Elementos de las Tierras Raras	106
4.3 Comparación química con otras provincias volcánicas	110
Capítulo 5. Discusión	112
5.1 Síntesis e interpretación	112
5.2 Relación del Arco Volcánico Chiapaneco con el Cinturón Volcánico Mexicano y el Arco Volcánico Centro Americano	116
Conclusiones.	118
Referencias.	121
Apéndice A	127

RESUMEN

El Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) se localiza en la porción central del estado de Chiapas, entre dos grandes rasgos volcánicos, el Cinturón Volcánico Mexicano al NO y el Arco Volcánico Centroamericano al SE. El AVC tiene una longitud aproximada de 150 km y está compuesto por volcanes alineados irregularmente en dirección NO, siendo la erupción del Volcán El Chichón (1982), la actividad más reciente en la zona. El presente estudio se realizó en la parte central del AVC, el cual cubre un área de 4900 km² y se compone de al menos doce estructuras volcánicas con diferentes tipos de depósitos piroclásticos asociados. Dichas estructuras se dividen en dos cráteres (Apas y Navenchauc), un complejo de Domos (Tzontehuitz) y nueve domos aislados (Navenchauc, Huitepec, Amahuitz, La Iglesia, Mispía, La Lanza, Venustiano Carranza, Miguel Hidalgo y Santotón).

El AVC se localiza en una zona estructuralmente compleja producto de la interacción de tres placas tectónicas: Norteamérica, del Caribe y Cocos. En el área se observan los efectos ocasionados por el Sistema de Fallas Motagua-Polochic (límite entre Norteamérica y del Caribe), el cual dio pauta a la formación de la provincia tectónica de fallas de transcurrencia en la parte central del estado de Chiapas. Dicha provincia se manifiesta principalmente en caliza de plataforma del Cretácico Superior que localmente tiene dolinas y forman la región conocida como Los Altos de Chiapas. La actividad volcánica en el AVC se emplazó sobre las calizas de Los Altos de Chiapas y fue de tipo efusiva acompañada generalmente por actividad explosiva, a veces freatomagmática. Este vulcanismo originó domos volcánicos acompañados, durante su crecimiento, de depósitos de flujos de bloques y cenizas, flujos de cenizas, flujos de pómez y flujos de oleada piroclástica con lapilli acrecional. Resalta la zona de Navenchauc y Apas por sus cráteres y depósitos potentes de flujos de oleadas piroclásticas con lapilli acrecional, flujos de cenizas y flujos de bloques y cenizas.

La petrografía de los líticos juveniles y de los domos indica que se trata de rocas hipocristalinas con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa \pm anfíbol \pm

clinopiroxeno \pm ortopiroxeno \pm óxidos de Fe-Ti en una matriz de vidrio con microlitos de plagioclasa. La característica principal que presenta la plagioclasa es el zoneamiento oscilatorio.

Los resultados químicos obtenidos indican que los productos emitidos pertenecen a la serie de rocas subalcalinas y corresponden al campo calcoalcalino, con un contenido medio y alto en potasio. En el diagrama de clasificación TAS (Le Bas, 1986) la mayoría de las rocas se encuentran en los campos de las andesitas basálticas hasta las dacitas con un intervalo de sílice entre el 55 y 66 %peso.

En el diagrama multielementos se observan las anomalías negativas en Ti, P, Nb y Ta; mientras que en el diagrama de las Tierras Raras se muestra un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras en relación a las Tierras Raras Pesadas y una ligera anomalía negativa de Eu.

Se presenta aquí la primer carta geológica escala 1:50,000 con la distribución de las diferentes estructuras volcánicas y depósitos asociados reportados en bibliografía y descubiertos en este estudio. Y de acuerdo con las características petrográficas y químicas de las rocas analizadas, se deduce que éstas manifiestan un comportamiento típico de ambientes orogénicos y con lo anterior se puede decir que el origen del AVC se debe a la subducción de la Placa de Cocos por debajo de Norteamérica.

INTRODUCCIÓN

Localización y vías de acceso al área de estudio

La parte central del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) se localiza en el sureste de México, en el estado de Chiapas. Se ubica entre los meridianos $93^{\circ} 00' 00''$ y $92^{\circ} 20' 00''$ de longitud Oeste y los paralelos $17^{\circ} 00' 00''$ y $16^{\circ} 15' 00''$ latitud Norte (coordenadas UTM 15Q 500000 y 1880000; 15Q 571000 y 1797000), y tiene una superficie aproximada de 4900 km². De manera más local se ubica a 80 km al sureste del volcán El Chichón y a 100 km al noroeste del Complejo Volcánico Tacaná (Fig. 1).

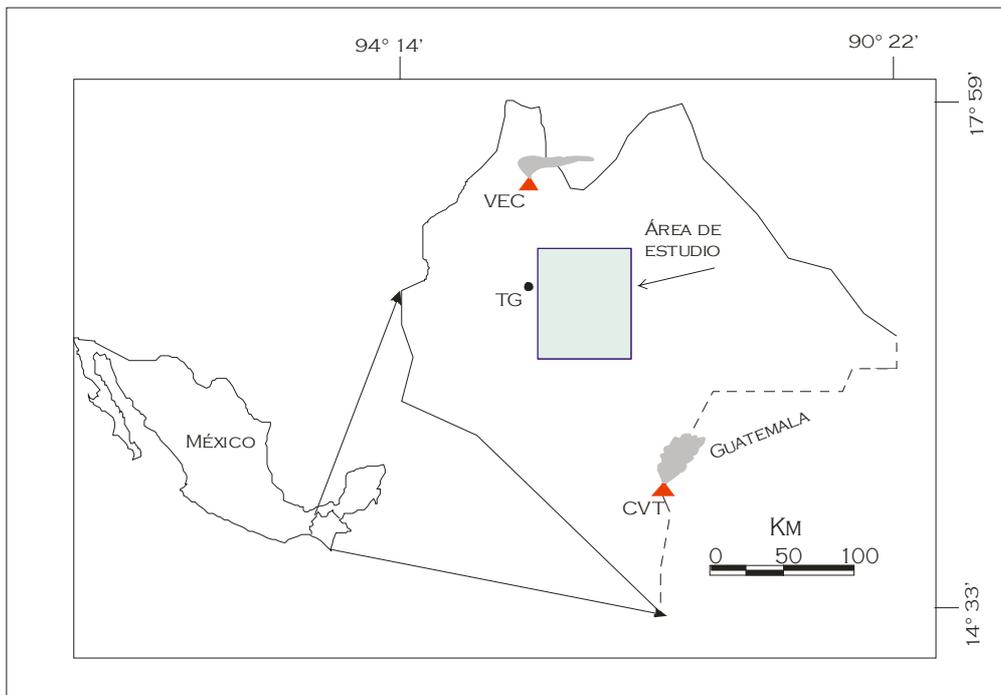


Fig. 1 Localización del área de estudio. VEC: Volcán El Chichón; TG: Tuxtla Gutiérrez; CVT: Complejo Volcánico Tacaná.

Las principales vías de acceso al AVC son la carretera federal 195 que conecta a las ciudades Villahermosa y Tuxtla Gutiérrez y la carretera federal 190 que comunica a Tuxtla Gutiérrez, San Cristóbal de las Casas y Comitán de Domínguez (Fig. 2).

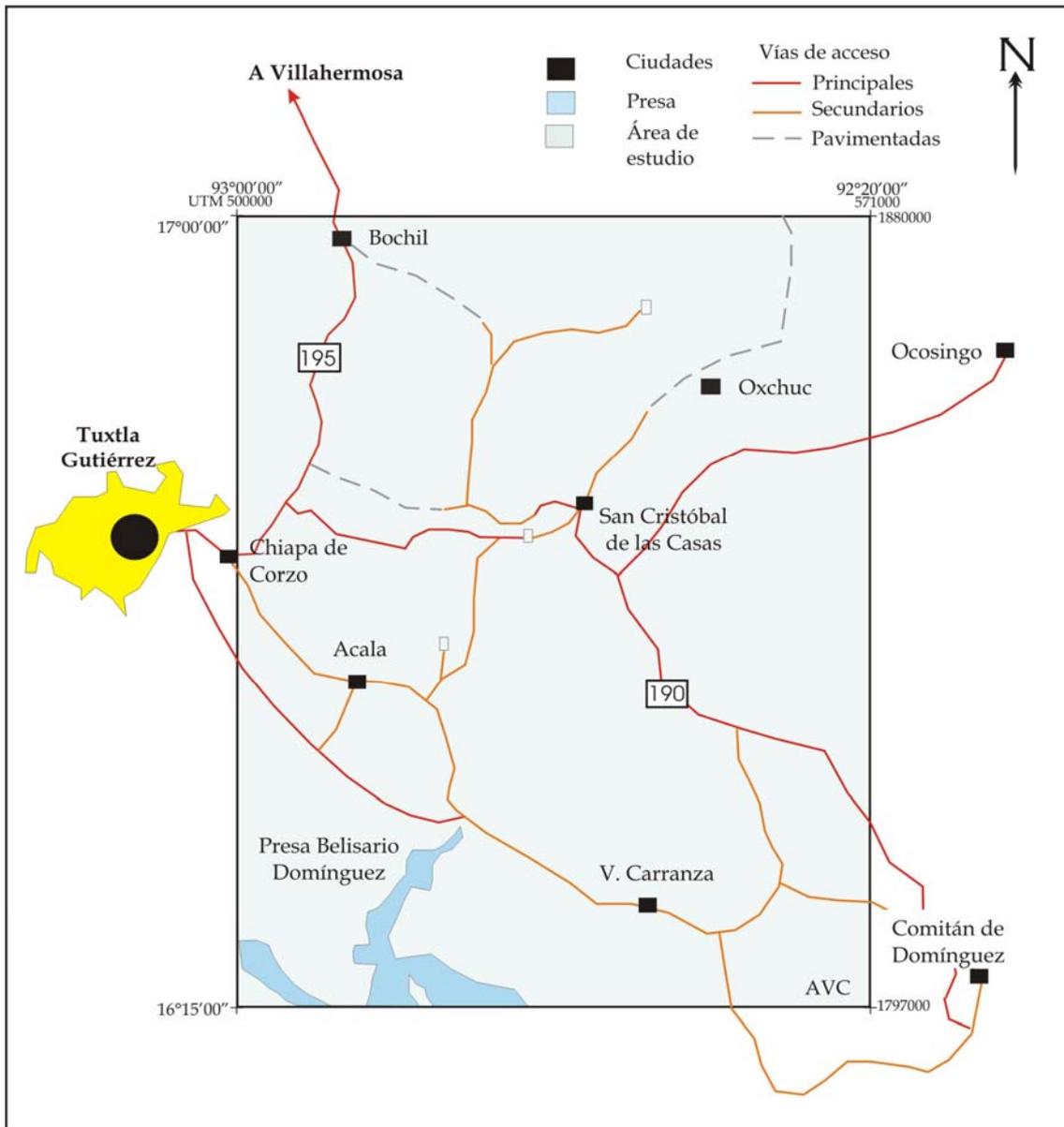


Fig. 2 Principales vías de acceso al AVC.

Importancia del estudio

La porción central del Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) ha sido muy poco estudiada hasta el momento y por tanto se carece de una cartografía detallada de la zona. En este trabajo se pretende determinar la ubicación, clasificación, descripción y composición mineralógica y química de las diferentes estructuras de la parte central del AVC. Para llevar a cabo este estudio se fijaron los siguientes:

Objetivos

Los principales objetivos planteados en este trabajo son los siguientes:

- ☞ Elaborar el mapa geológico escala 1:50,000 de la zona con base en la interpretación de fotografías aéreas y verificación directa en campo.
- ☞ Realizar la descripción y clasificación geológica de las estructuras volcánicas y sus depósitos.
- ☞ Determinar las características petrográficas y químicas de las rocas emitidas por los centros volcánicos.

Trabajos previos en el área de estudio.

Damon y Montesinos (1978) fueron los primeros autores en describir como Arco Volcánico Chiapaneco a la alineación irregular de volcanes ubicada en la zona, la cual cuenta con una longitud aproximada de 150 km en dirección NO-SE. Estos autores hicieron un estudio de metalogénesis y vulcanismo cenozoico en Chiapas y mencionan la presencia de dos zonas con rocas ígneas de edad cenozoica. Los autores antes mencionados tomaron como referencia las divisiones de las provincias fisiográficas para ubicar estas zonas volcánicas. La primera zona se localiza en el centro y noroeste de Chiapas dentro de las provincias Los Altos de Chiapas, Montañas del Norte y Planicie costera del Golfo de México (Fig. 3) y acorde con Damon y Montesinos (1978) dicha región volcánica está compuesta por domos, cuellos volcánicos y estratovolcanes, los cuales son Tzontehuitz, Navenchauc, Huitepec y el volcán El Chichón. Es a esta región volcánica que dichos autores llaman Arco Volcánico Chiapaneco Moderno. La segunda región se encuentra entre el Macizo de Chiapas y la Planicie costera del Pacífico (Fig. 3) a la cual llaman Arco Miocénico de la Sierra Madre.

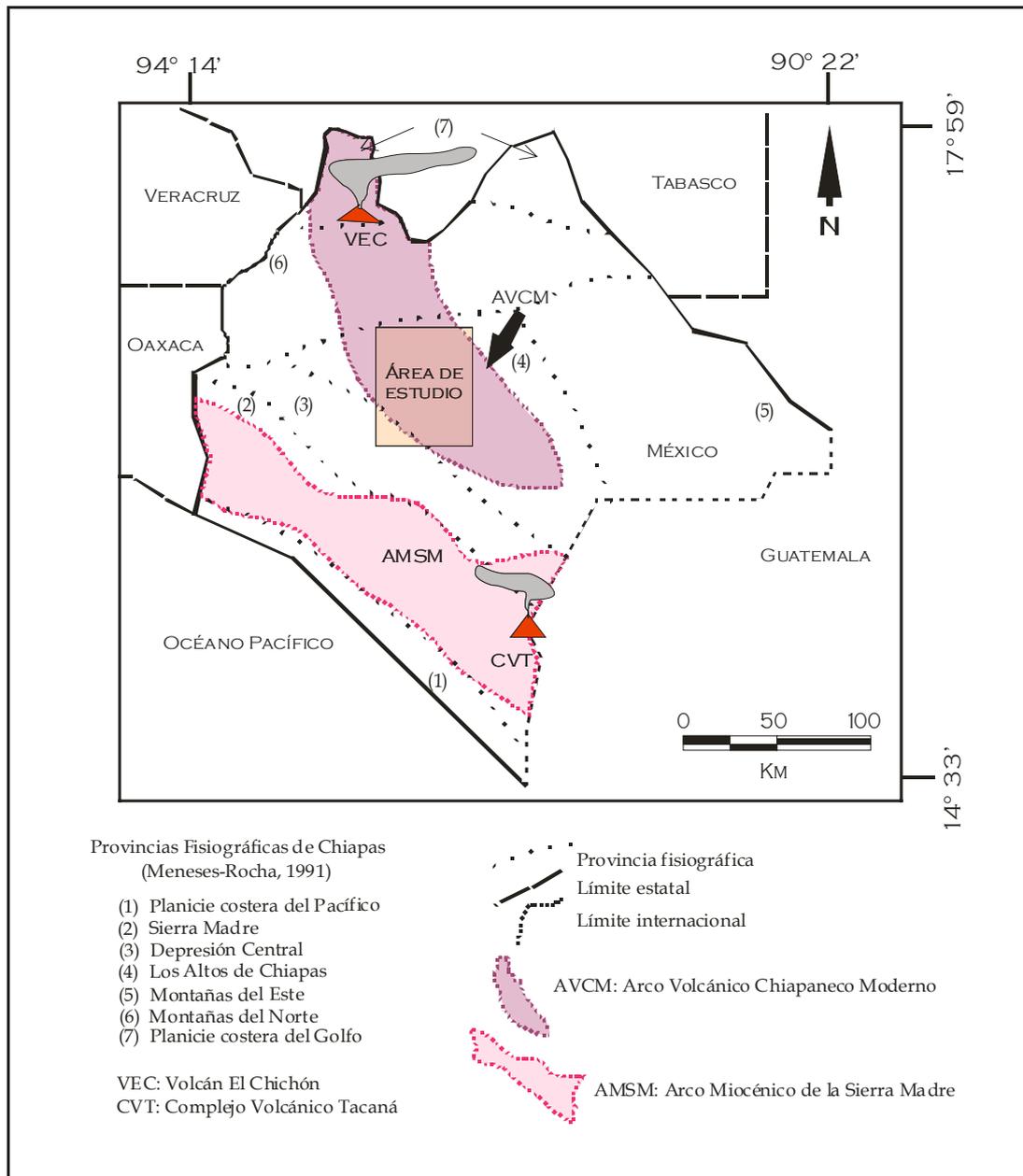


Fig. 3 Mapa de localización del Arco Miocénico de la Sierra Madre (AMSM) y del Arco Volcánico Chiapaneco Moderno (AVCM). (Modificado de Damon y Montesinos, 1978)

El Arco Volcánico Chiapaneco Moderno se formó como resultado del reajuste en la subducción de la Placa de Cocos, con una geometría convexa hacia el Norte y al parecer es esencialmente continuo con el Cinturón Volcánico Mexicano (Damon y Montesinos, 1978). Las edades obtenidas por estos autores indican que la actividad volcánica en este arco es al menos desde el Plioceno tardío hasta el presente (Tabla 1).

TABLA 1. EDADES REPORTADAS PARA LOS CENTROS VOLCÁNICOS Y ACTIVIDAD TECTÓNICA DEL AVC.

CENTRO VOLCÁNICO	TIPO DE MUESTRA	EDAD (MA)	MÉTODO
Navenchauc*	Dacita (Hbl)	0.433±0.029	K/Ar
Huitepec*	Andesita (Hbl)	0.850±0.030	K/Ar
Tzontehuitz*	Andesita (roca total)	2.14±0.04	K/Ar
Tzontehuitz*	Dacita (roca total)	1.95±0.04	K/Ar
La Lanza*	Dacita (Hbl)	0.846±0.024	K/Ar
Nicolás Ruíz (Mispía)**		0.34 y 0.84	K/Ar

ACTIVIDAD TECTÓNICA	EDAD (MA)
Reajuste entre placas (Norteamérica y Cocos)*	Entre 9 y 3

* Damon y Montesinos (1978).

** Capaul (1987).

Hbl: Horblenda.

El segundo arco está ubicado entre el Macizo de Chiapas y la Planicie Costera del Pacífico y de acuerdo a Damon y Montesinos (1978), reporta una edad del Mioceno tardío según la técnica de K-Ar. La actividad de este arco cesó entre 9 y 3 Ma (Tabla 1) debido a un reajuste en la subducción de la Placa de Cocos y actualmente presenta una geometría paralela a la costa Pacífica, por esta razón Damon y Montesinos (1978) mencionan que este arco probablemente fue continuo con el Arco Volcánico Centro Americano.

Posteriormente, Capaul (1987) renombró al Arco Volcánico Chiapaneco Moderno simplemente como Arco Volcánico Chiapaneco y menciona que está compuesto por estratovolcanes de dimensiones pequeñas (3-4 km³) los cuales han emitido productos volcánicos de composición calcoalcalina y enriquecidos en elementos incompatibles en comparación con el Cinturón Volcánico Mexicano y el Arco Volcánico Centro Americano. También reporta que la edad del volcán Nicolás Ruíz varía de 0.34 a 0.84 Ma (Tabla 1). Este autor menciona que los datos químicos de rocas del Arco Volcánico Chiapaneco no presentan relación con los productos ricos en potasio del Chichón.

El volcán El Chichón, que se localiza en el extremo NO, es el volcán más conocido y estudiado de este arco. Se considera el volcán más activo de esta secuencia volcánica cuya última erupción ocurrió en marzo-abril de 1982. El Chichón ha tenido al menos 11 eventos eruptivos en los últimos 8000 años, produciendo flujos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y domos, así como un flujo de lava de composición basáltica fechado en 1 Ma (Espíndola et al., 2000).

Metodología

El desarrollo de esta tesis se llevo a cabo en cuatro etapas: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de análisis e interpretación de los resultados las cuales se describen a continuación:

Trabajo de gabinete

Consistió en la recopilación de la información bibliográfica existente, como artículos, mapas y folletos. También se realizó la interpretación de las fotografías aéreas escala 1:75,000 con lo que se logró elaborar un mapa fotogeológico preliminar sobre las cartas topográficas de INEGI (Fig. 4), escala 1:50,000 que incluyen las hojas Bochil (E15D51), Oxchuc (E15D52), Acala (E15D61), San Cristóbal de las Casas (E15D62), Presa Belisario Domínguez (E15D71) y Venustiano Carranza (E15D72). Con este mapa fotogeológico preliminar se facilitó el trabajo de campo permitiendo ubicar los contactos entre las unidades litológicas y las estructuras de mayor interés.

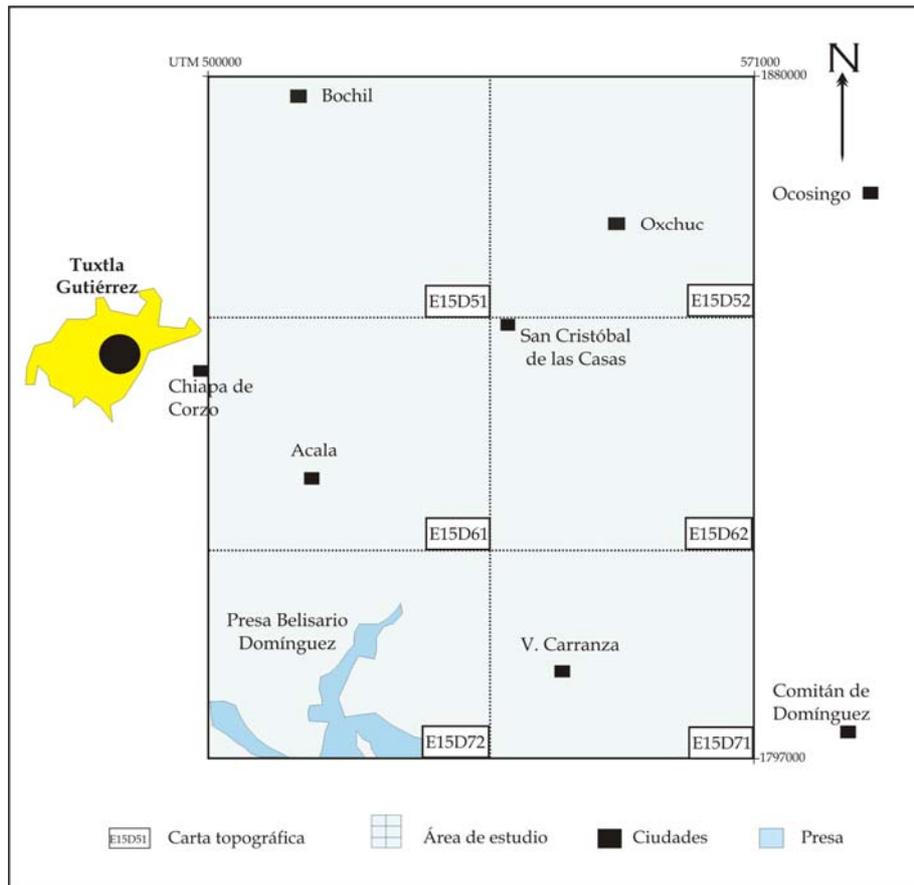


Fig. 4. Ubicación del área de estudio sobre cartas topográficas de INEGI, utilizando el índice del catálogo de INEGI. VEC: Volcán El Chichón, TG: Tuxtla Gutiérrez, C: Comitán.

Trabajo de campo.

En las campañas de campo al área de estudio se recopiló información geológica que permitió identificar y describir las diferentes estructuras volcánicas y depósitos asociados. Dentro de esta etapa se recolectaron un total de 59 muestras de roca de las estructuras y depósitos volcánicos para la realización de los análisis químicos y petrográficos. El trabajo de campo se realizó en varias temporadas comprendidas entre agosto del 2004 y octubre del 2005.

Trabajo de laboratorio.

Consistió en la selección y preparación de las muestras para los análisis petrográficos y químicos.

Los análisis petrográficos se realizaron en láminas pulidas, las cuales fueron elaboradas en el taller de laminación del Instituto de Geología.

La preparación de las muestras para los análisis químicos y geocronológicos consistió en seleccionar muestras representativas de los eventos volcánicos identificados en el área y escoger aquéllos ejemplares sin rasgos de alteración. Posteriormente se descostraron para obtener material lo más fresco posible y se procuró durante todo el proceso una limpieza total para evitar contaminar la muestra.

Para los análisis químicos se trituraron las muestras hasta obtener gravilla gruesa (< 1 cm) utilizando una mini trituradora de quijadas marca Sepor del laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geofísica, previamente limpiada y después pre-contaminada con la misma muestra. Posteriormente, una porción representativa de muestra fue pulverizada en un molino de anillos marca Herzog, una vez pre-contaminado el equipo, se pulverizó el resto de la muestra triturada hasta obtener un polvo con textura de talco que pasa la malla 200. De la muestra pulverizada, previamente cuarteada, se tomaron 5 gr. los cuales se mezclan 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) del Instituto de Geología de Cd. Universitaria. La pastilla se envió junto con polvo sin prensar al LUGIS para elaboración de discos fundidos, donde el Químico Rufino Lozano Santacruz realizó los análisis químicos por la técnica de Fluorescencia de Rayos X. El tiempo requerido para llevar a cabo los análisis es de 15 minutos para elementos mayores (Si, Fe, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) y de 1 hora para elementos traza (Sr, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Th, Pb, V, Zn, Y, Rb, Zr y

Nb). El equipo utilizado es un espectrómetro secuencial de rayos X, SRS 3000 marca SIEMENS.

Además se realizaron estudios mediante el método de Plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). Para esta técnica se realizó el mismo tratamiento de la roca hasta obtener el polvo con textura de talco. Posteriormente se llevó a cabo la digestión de muestra (sistema abierto) en el laboratorio ICP-MS del Instituto de Geofísica de la UNAM. El procedimiento consistió en pesar 0.2000 g de muestra en vasos de PFA (perfluoralkoxy) de 50 ml. Se adicionó una mezcla de ácidos concentrados bidestilados (10 ml de HF y 4 ml de HClO₄) y se calentó en una parrilla a 120°C hasta obtener una pasta gelatinosa. Se agregaron 2ml de HClO₄ para eliminar residuos de HF. La solución final se aforó a 100 ml con 2% HNO₃ y 10 ppb de la solución utilizada como estándar interno (Indio). Se procesó un blanco para controlar la posible contaminación entre las muestras. Se procesó una muestra por duplicado (VC-0805-50) para observar la reproducibilidad y para monitorear la calidad instrumental se realizó la digestión del basalto de ciudad universitaria (BCU3).

El equipo utilizado es un ICP-MS marca VG Elemental modelo PlasmaQuad3®, con una curva de calibración con cinco puntos: Blanco, 0.1 ppb, 1 ppb, 10 ppb y 100 ppb de una solución acuosa certificada mutielemental de Elementos de Tierras Raras (ICP-MS-B, SPEX, Hig Purity), con la adición del estándar interno (Indio) a cada uno de los estándares y muestras, para corregir fluctuaciones inmediatas del instrumento y efectos de matriz. La calidad y estabilidad del instrumento se evaluó con el material de referencia "in house" BCU-3. La precisión del procedimiento se evaluó en términos de la desviación estándar relativa (%DER) y es < 3%. La exactitud se evaluó con el porcentaje de error y es menor a 10 para todos los elementos.

Se seleccionaron 31 muestras representativas de los diferentes depósitos y estructuras del área, para esta fase del estudio.

Trabajo de Análisis e interpretación de los resultados

La última fase del trabajo de tesis consistió en la elaboración de la versión final del mapa geológico de la zona en cuestión con la ayuda del programa Arc View versión 3.2. Con este programa se logró obtener información acerca del área que cubre cada estructura volcánica, longitud y área de cada depósito y área total de la zona de estudio. También en esta etapa se realizó el análisis, interpretación y discusión de los datos petrográficos y químicos, así como la redacción final de la tesis.

CAPÍTULO I

GEOLOGÍA DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO.

1.1 Arcos volcánicos continentales.

El magmatismo en márgenes convergentes se manifiesta en muchas ocasiones como una cadena de volcanes con forma lineal o curva a la cual se le denomina arco volcánico. La cadena se presenta burdamente paralela a la trinchera. Estos arcos pueden construirse sobre corteza oceánica o corteza continental; en el primer caso son llamados arcos de islas, mientras que en el segundo se llaman arcos volcánicos continentales (Sigurdsson, 2000).

En el caso de los arcos volcánicos continentales, es común que la cadena de volcanes se presente segmentada, lo cual puede reflejar el comportamiento de la placa subducida, o bien puede deberse al comportamiento de las estructuras en la placa continental. Estas estructuras pueden relacionarse con la distribución y orientación de los volcanes. Los volcanes asociados a las márgenes convergentes varían en tipo y distribución, siendo el principal tipo los estratovolcanes, los cuales se componen de lava y piroclastos. Otros tipos son los escudos de lava y los volcanes monogenéticos, como conos de ceniza, domos de lava y maares. En estos márgenes convergentes el vulcanismo explosivo es más frecuente que el efusivo, por esta razón es posible encontrar una amplia variedad de depósitos piroclásticos que acompañan a algunos flujos de lava con una composición química que varía desde basaltos hasta riolitas (Sigurdsson, 2000).

El AVC se encuentra enmarcado regionalmente por dos grandes provincias volcánicas, el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y el Arco Volcánico Centro-Americano (AVCA).

Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

El CVM es una de las provincias geológicas más espectaculares en el centro de México debido a los estratovolcanes de grandes dimensiones, tales como el Sangangüey, Ceboruco, Volcán de Colima, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Nevado de Toluca, Citlaltépetl (Pico de Orizaba). El CVM es una cadena volcánica compuesta por lavas, materiales piroclásticos, y rocas lacustres que tiene una edad que va del Mioceno al Cuaternario (Demant, 1978; Aguirre et al., 1998; Ferrari, et al., 1999; Aguirre y Carranza, 2000).

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, 1999).

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

Arco Volcánico Centro-Americano (AVCA).

El Arco Volcánico Centro-Americano es el resultado de la subducción de la Placa de Cocos por debajo del borde occidental de la Placa del Caribe (Snyder y Fehn, 2002). Presenta una línea bien definida de estratovolcanes y centros eruptivos asociados paralela a la Trinchera Mesoamericana (Chan et al., 1999) a una distancia aproximada de 150 km de ella (Carr y Stoiber, 1990). La longitud aproximada de este arco es de 1, 100 km el cual corre desde la frontera de México con Guatemala hasta el centro de Costa Rica. El grosor de este arco volcánico oscila entre 10 y 15 km (Carr y Stoiber, 1990). El frente volcánico consiste de 75 volcanes de composición dacítica a basáltica con actividad documentada desde el Holoceno. Treinta y uno de estos volcanes han sido activos en tiempos históricos (Simkin et al., 1981; Carr y Stoiber, 1990). Los volcanes del AVCA tienen poca distancia de separación entre si, de 12 a 30 km, con elevaciones que varían desde 100 m hasta más de 4000 m (Carr, 1984).

Las lavas generadas en este arco tienen un comportamiento químico típico del ambiente tectónico de subducción (Chan et al., 1999).

Arco Volcánico Chiapaneco (AVC).

El Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) es una cadena irregular de volcanes en dirección NO-SE con una longitud aproximada de 150 km (Damon y Montesinos, 1978). Tectónicamente se encuentra asociado a la interacción de tres placas tectónicas: Norteamericana, Cocos y Caribe (Damon y Montesinos, 1978). Otro rasgo tectónico en la zona es la Cordillera de Tehuantepec que se encuentra al SO del AVC. Los ambientes tectónicos presentes en la zona son de dos tipos, el convergente, que involucra a las placas Norteamericana y Cocos que dan lugar a la Trinchera Mesoamericana; y el transformante en el que interactúan las placas de Norteamérica y del Caribe produciendo el sistema de Fallas Motagua-Polochic (Fig. 5).

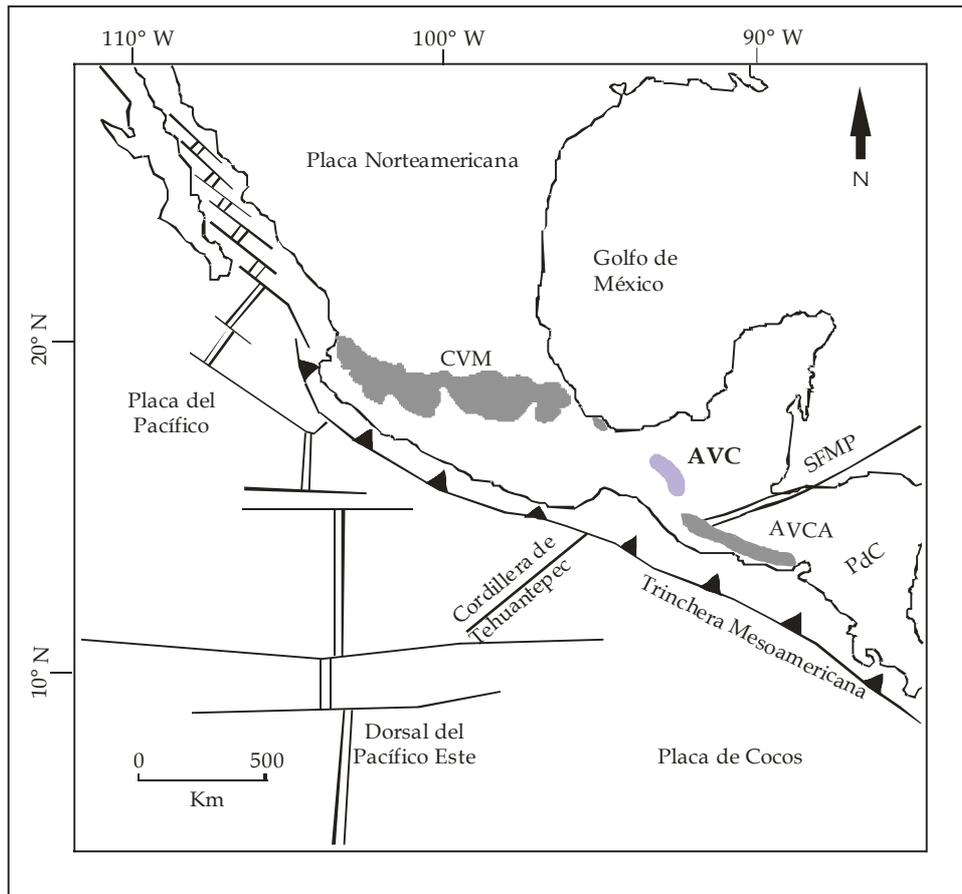


Fig. 5. Mapa de localización y ambiente tectónico del AVC (Arco Volcánico Chiapaneco; modificado de Tepley et al., 2000). CVM: Cinturón Volcánico Mexicano, AVCA: Arco Volcánico Centroamericano, PdC: Placa del Caribe, SFMP: Sistema de Fallas Motagua-Polochic

Por su posición geográfica, el AVC es considerado de gran importancia, debido a la relación que pueda presentar con el CVM y el AVCA, es decir, un estudio a detalle de la zona permitirá conocer los roles que juegan las características tectónicas antes mencionadas. Para poder llevar a cabo lo anterior, se debe tener clara la situación geológica de la zona de interés, y por ello es importante conocer las características geológicas y estructurales regionales que están presentes en el área de estudio, la cual corresponde a la parte central del AVC.

1.2 Geología regional.

El estado de Chiapas presenta un marco geológico conformado por litologías muy complejas, con variaciones espacio-temporales que abarcan desde el

Paleoceno hasta el Holoceno. La figura 6 muestra la columna estratigráfica del estado de Chiapas.

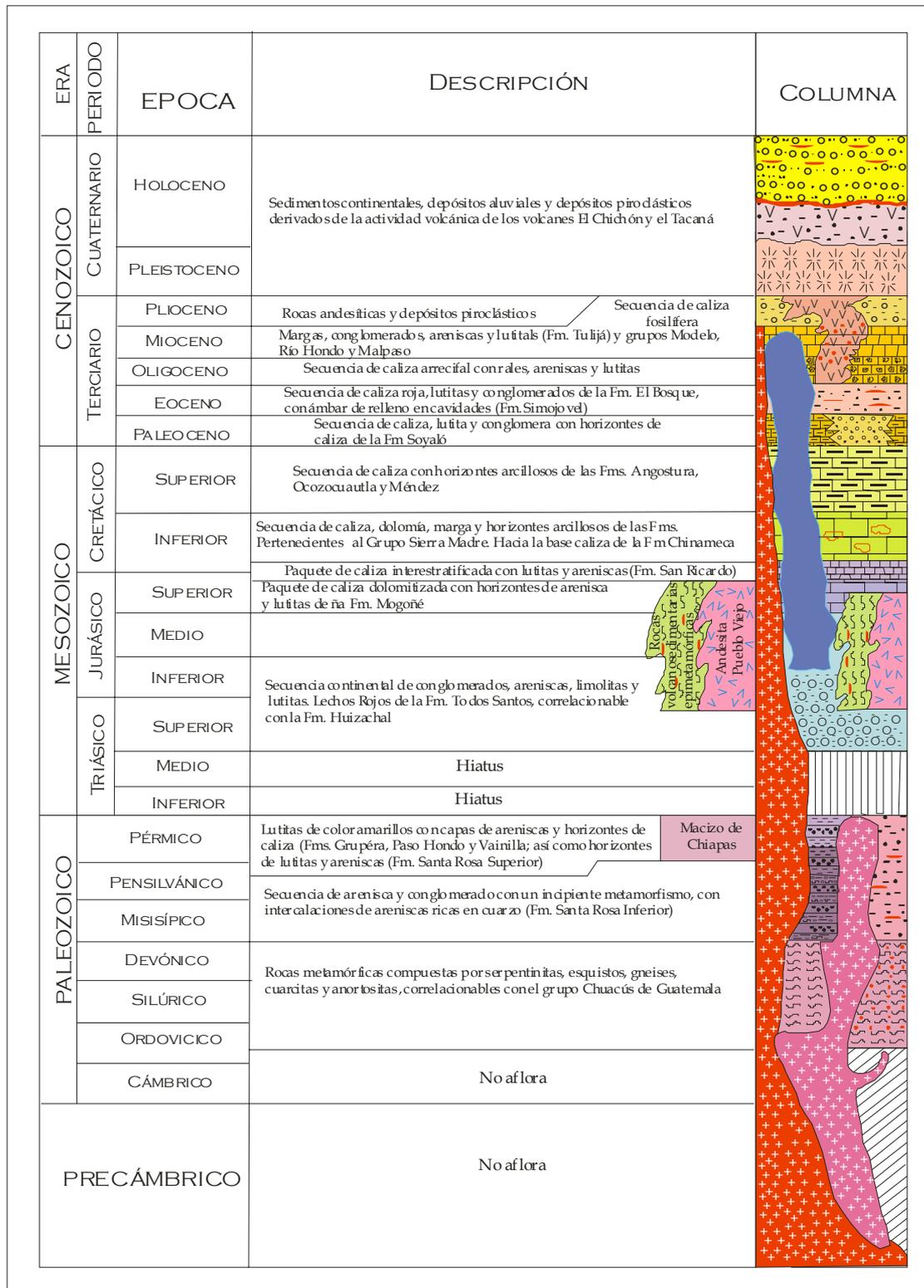


Figura 6. Columna estratigráfica generalizada del estado de Chiapas. (Modificada de Castro-Mora, 2003).

Tomando como referencia esta columna, se puede apreciar que las rocas del basamento datan del Paleozoico, a partir del Ordovícico. Dicho basamento lo conforman rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. La mayoría de los afloramientos ígneos y metamórficos se localizan en lo que se conoce como Macizo de Chiapas, mientras que las rocas sedimentarias se ubican hacia el SE en la región de Chicomuselo (Castro-Mora, 2003). Los ejemplares metamórficos están representados por anfibolitas, esquistos y gneises; mientras que el material ígneo lo compone principalmente el Macizo de Chiapas (De la Rosa, et al., 1989). Las rocas sedimentarias se conforman principalmente por una secuencia de tipo detrítico de areniscas, limonitas y lutitas laminares. Las Formaciones que se asocian a esta edad son: Santa Rosa Inferior y Superior (Castro-Mora, 2003).

Las rocas de edad Mesozoica son de origen marino y continental. Las rocas que componen la base son de tipo detrítico (conglomerados, lutitas, areniscas, lutitas y lechos rojos) que hacia la cima van cambiando a facies más carbonatadas (calizas, dolomías, margas). También de edad Mesozoica son rocas volcánicas de composición andesítica. Las Formaciones que corresponden a esta era son: Todos Santos, Andesita Pueblo Viejo, Mogoñé, San Ricardo, Chinameca, Gpo. Sierra Madre, Angostura, Ocozocuatla y Méndez (Castro-Mora, 2003).

El Cenozoico está representado por rocas terrígenas, tanto de origen marino como continental (lutitas, areniscas, conglomerados), así como por la presencia de calizas rojizas, arrecifales y fosilíferas en algunas partes. Posteriormente hacia el Plioceno se tiene la manifestación de actividad ígnea mediante rocas intrusivas (granitos, granodioritas). La actividad volcánica en la zona se ha registrado desde el Plioceno hasta el presente y se ha manifestado principalmente en la región de Los Altos de Chiapas, el volcán El Chichón y el Complejo Volcánico Tacaná. Las Formaciones presentes en esta era son: Soyaló, Simojovel, Tulijá, Gpo. Modelo, Río Hondo y Malpaso (Castro-Mora, 2003).

De la Rosa et al., (1989) dividieron al estado de Chiapas en ocho provincias tectónicas con características bien definidas y específicas para cada una de ellas. Las provincias tectónicas son: 1). Macizo granítico de Chiapas 2). Anticlinorio de Comalapa, 3). Depresión central, 4). Fallas de transcurrancia, 5). Simojovel, 6). Miramar, 7). Arco de la Libertad, 8). Península de Yucatán () (Fig. 7).

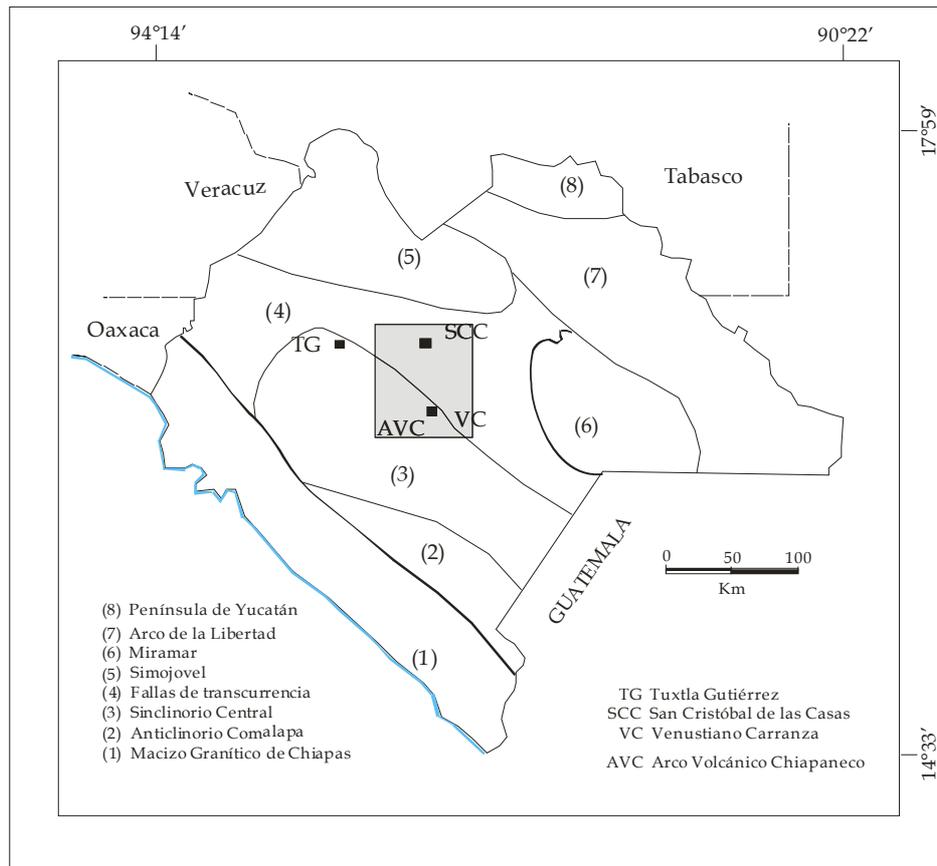


Fig. 7 Mapa de las provincias tectónicas del estado de Chiapas (De la Rosa et al., 1989). El rectángulo en gris muestra la ubicación del área de estudio. Cuadros rellenos: ciudades; números entre paréntesis: provincias tectónicas.

Además Meneses-Rocha (1991) divide al estado de Chiapas en siete provincias fisiográficas, cada una con características litológicas únicas. Estas provincias son: 1). Planicie Costera del Pacífico, 2). Sierra Madre, 3). Depresión Central, 4). Los Altos de Chiapas, 5). Montañas del Este, 6). Montañas del Norte y 7). Planicie Costera del Golfo de México ((Fig. 8).

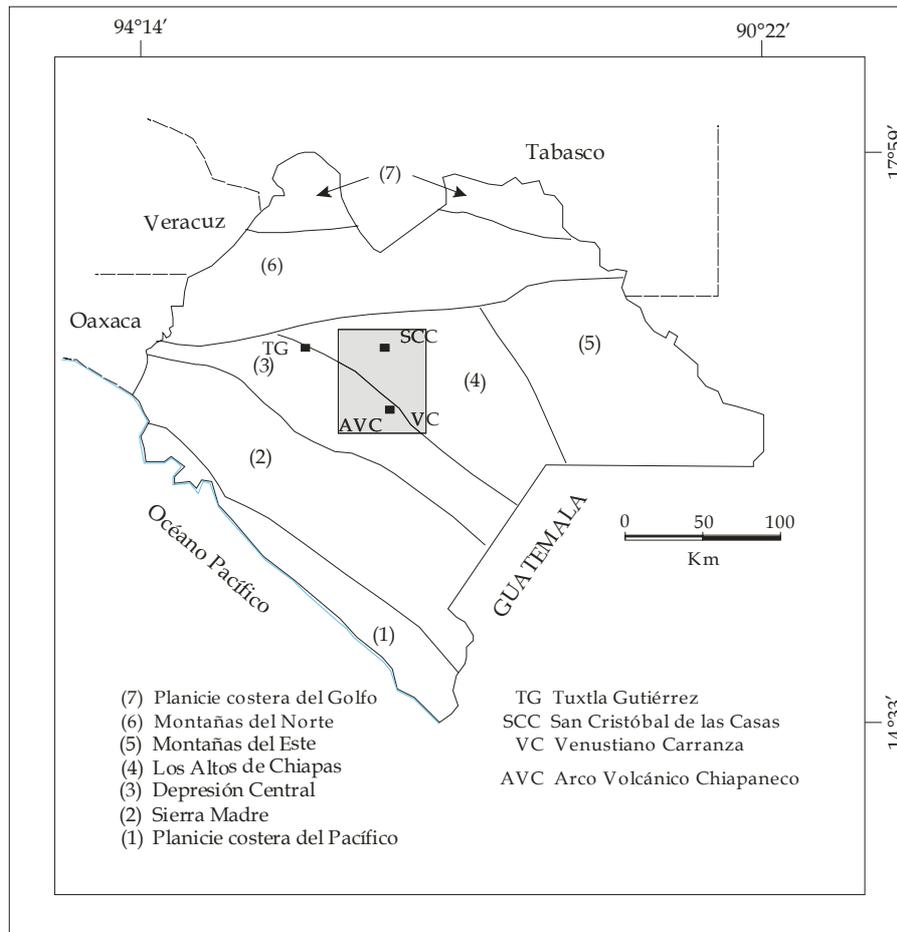


Fig. 8 Mapa de las provincias fisiográficas del estado de Chiapas (Meneses-Rocha, 1991). El rectángulo gris indica la ubicación de la zona de estudio. Cuadros rellenos: ciudades; números entre paréntesis: provincias fisiográficas.

El área de estudio se localiza en las provincias tectónicas Fallas de Transcurrencia y Sinclinorio Central (Fig. 7) y fisiográficamente en Los Altos de Chiapas y Depresión Central (Fig. 8).

La provincia de los Altos de Chiapas está representada por un gran bloque de montañas y valles. Tiene una base de rocas Cretácicas y Terciarias principalmente y la altura varía de 1000 a 2860 m, en el caso del volcán Tzontehuitz (Meneses-Rocha, 1991). Por otro lado, la Depresión central es un enorme llano con pequeñas colinas a través de las cuales fluye el río Grijalva a una altitud promedio de 600 m (Meneses-Rocha, 1991).

La provincia Sinclinorio Central se extiende de forma paralela al Macizo de Chiapas desde el SE de Tuxtla Gutiérrez hasta el límite entre México y Guatemala (Meneses-Rocha, 1991). Está integrado por un bajo topográfico, producto de la expresión morfológica del Sinclinal Grijalva. El Sinclinal Grijalva comienza en su extremo noreste a la altura de Chiapa de Corzo, en donde afloran rocas del Paleoceno; continúa con rumbo SE, donde aparecen rocas del Eoceno principalmente, hasta la zona de Venustiano Carranza, en donde la secuencia sedimentaria se ve interrumpida por la manifestación volcánica del lugar (Meneses-Rocha, 1991).

La provincia Fallas de Transcurrencia se caracteriza por presentar una geomorfología con bloques levantados y bloques hundidos vinculados a una gran falla lateral izquierda (Meneses-Rocha, 1991). La mayoría de los bloques levantados presentan anticlinales con tendencia al NO que afectan rocas del Cretácico medio y superior. Los bloques hundidos se encuentran cubiertos por depósitos de rocas Cenozoicas (Meneses-Rocha, 1991). Este autor menciona que en esta provincia, la actividad volcánica se concentra donde terminan o cambian de dirección algunas de las fallas presentes en ésta. La provincia de Fallas de Transcurrencias se ha dividido, según Meneses-Rocha (1991) en tres regiones: Zona Oriental, Zona Central y Zona Occidental. En la Zona Oriental las fallas tienen una orientación preferencial E-O, mientras que en la Zona Central tienen una dirección predominante SE-NO y en la Zona Occidental no presentan una dirección preferencial y pueden encontrarse fallas E-O y SE-NO.

Sin embargo, las principales características de las fallas presentes en esta última provincia fueron definidas por De la Rosa et al. (1989). En la figura 9 se muestra el mapa de dicha provincia, en el cual se indican las fallas mayores que se encuentran en el área de estudio.

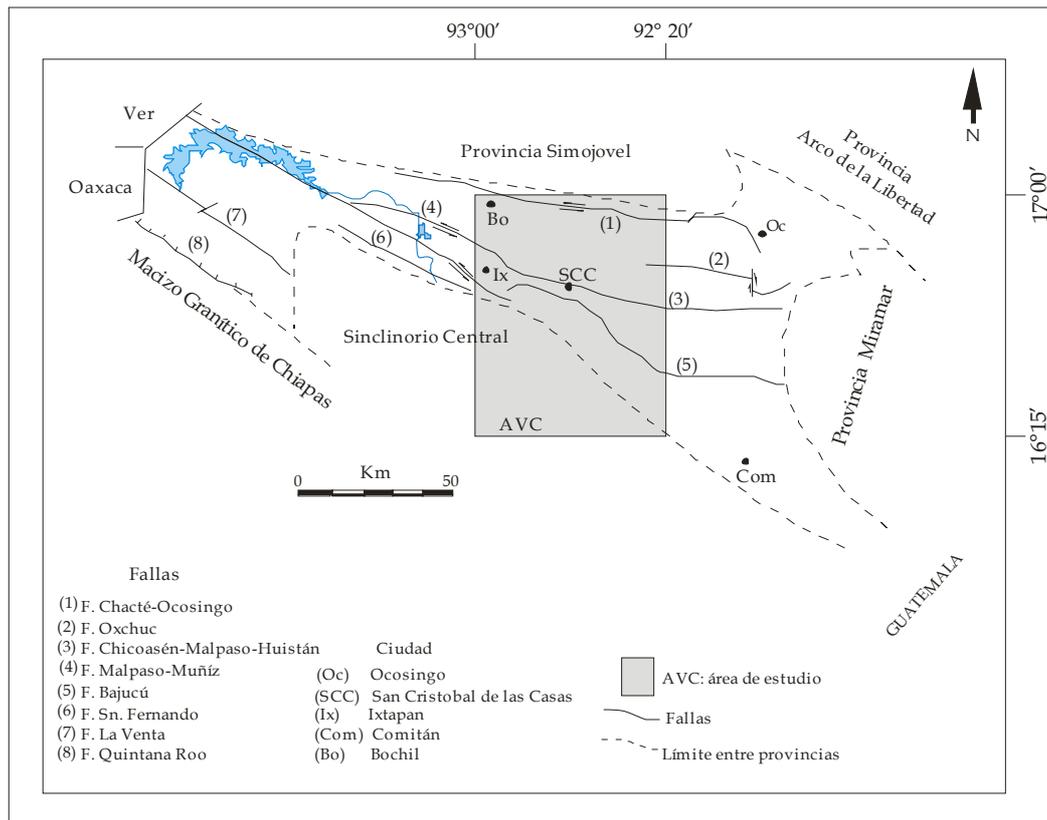


Fig. 9 Mapa esquemático de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, en la cual se encuentran las principales estructuras de la parte central del AVC (De la Rosa, et al., 1989).

A continuación se describen las características de las fallas de la provincia de Fallas de Transcurrencia reportadas por De la Rosa et al. (1989).

(1) Falla Chacté-Ocosingo (Tecpatán-Ocosingo). Con una extensión de 120 km aproximadamente y se estima que en el Terciario tuvo un último movimiento lateral izquierdo. Presenta una dirección E-O.

(2) Falla Oxchuc (Tenejapa). Presenta una longitud aproximada de 42 km, es de tipo normal y corta en su mayoría a rocas carbonatadas. Termina en el volcán Tzontehuitz.

(3) Falla Chicoasén-Malpasso-Huixtán (Telestaquín-San Cristóbal). Esta estructura tiene una longitud aproximada de 230 km., en su parte oriental y central tiene una dirección E-O, mientras que en su parte más occidental cambia ligeramente al NO. Es una falla inversa con desplazamiento lateral izquierdo, el

cuerpo principal de esta falla lo constituye la parte central de la misma con una longitud aproximada de 150 km. En su parte más occidental intercepta a la falla Malpaso-Muñiz en un ángulo de 20° aproximadamente, mientras que en su parte más oriental cambia de nombre a Falla Huixtán donde presenta el mismo desplazamiento y tiene una longitud aproximada de 80 km (De la Rosa, et al., 1989).

(4) Falla Malpaso-Muñiz. Es una falla lateral izquierda con una dirección NO-SE y una longitud aproximada de 165 km, se origina en el Istmo de Tehuantepec hasta la presa Malpaso.

(5) Falla Bajucú. Esta es una falla poco estudiada y se localiza en la parte más meridional de la parte E; sin embargo se puede decir que tiene una extensión de 58 km aproximadamente. El movimiento de esta falla es también de tipo lateral izquierdo con una dirección NO-SEE.

(6) Falla San Fernando. Es considerada como una falla lateral izquierda con una dirección general NO-SE y una longitud aproximada de 50 km.

(8) Falla Quintana Roo. Está localizada al Oeste de la provincia y se trata de una falla normal que se extiende cerca de 70 km, con una orientación NO 55° que se desarrolló durante el Jurásico tardío.

(7) Falla La Venta. Se ubica hacia el S de la presa Malpaso y presenta una extensión de 106 km paralela al río La Venta. Se ha clasificado como una falla normal con una reactivación de movimiento lateral izquierdo durante el Terciario.

1.3 Mapa geológico del Arco Volcánico Chiapaneco

El basamento en el AVC está representado por una secuencia de rocas sedimentarias principalmente calizas masivas (en algunas zonas se observan dolinas), conglomerados y areniscas que van desde el Jurásico tardío al Cretácico (Fig. 10) (Meneses Rocha, 1991).

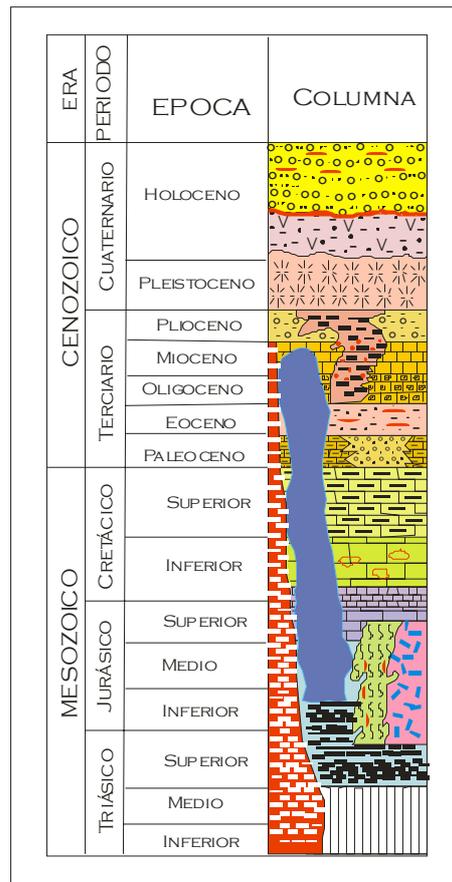


Fig. 10 Columna estratigráfica esquemática que representa el basamento del área de estudio. (Misma simbología que la figura 6: modificado de Castro-Mora, 2003)

Sobre esta secuencia se han depositado los productos volcánicos de edad Cuaternaria del AVC. La zona del AVC cubre un área aproximada de 4900 km² y se compone de al menos 12 estructuras volcánicas (ver mapa anexo), las cuales se han clasificado en: dos cráteres (Apas y Navenchauc) y en 10 domos volcánicos (Navenchauc, Huitepec, Complejo Dómico Tzontehuitz, La Iglesia, Mispía, Amahuitz, Santotón, La Lanza, Venustiano Carranza y Miguel

Hidalgo). Asociados a estas estructuras se encuentran diferentes depósitos de flujos piroclásticos.

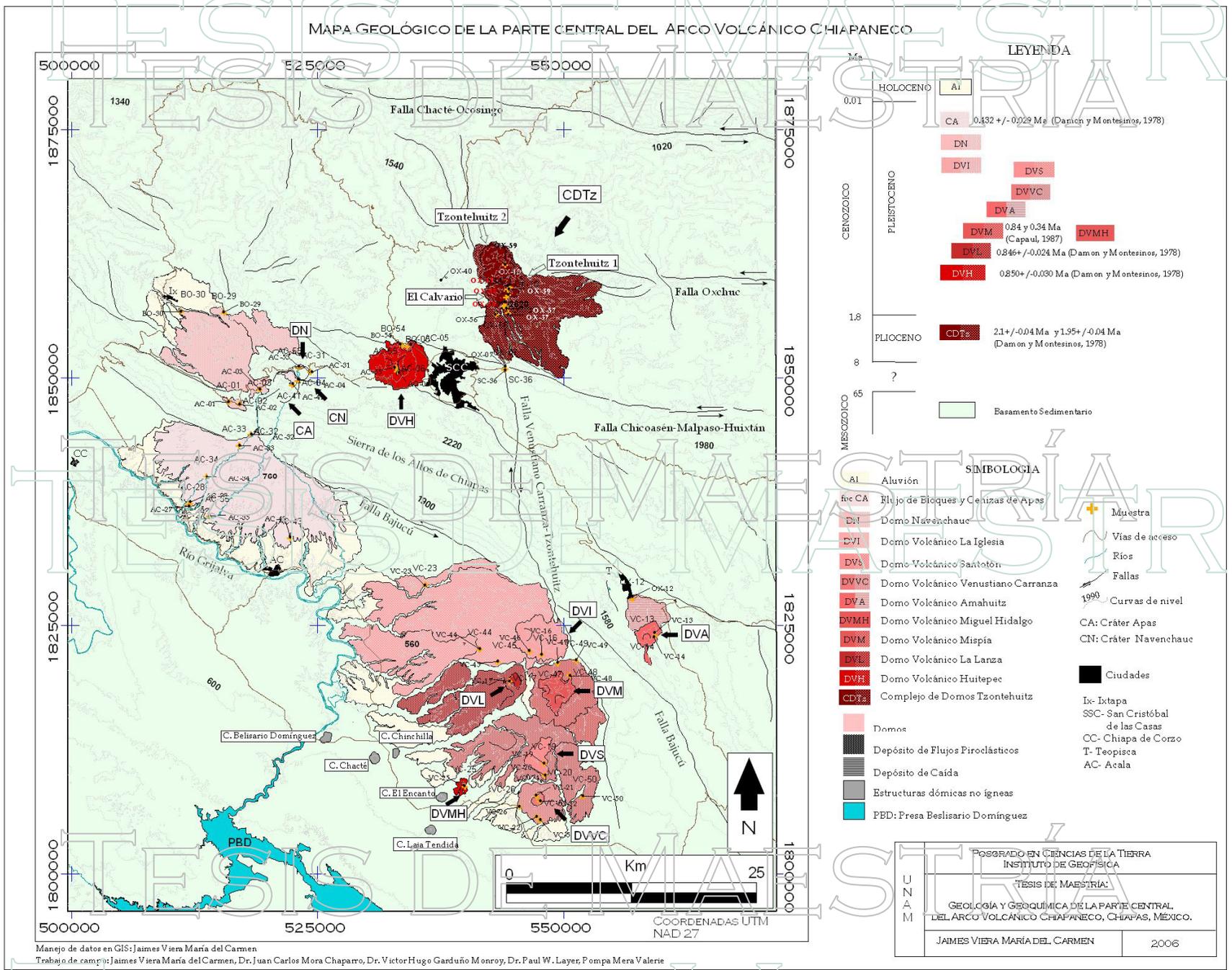
Es importante resaltar que las estructuras volcánicas Navenchauc, Huitepec, Tzontehuitz y La Lanza fueron reportados por Damon y Montesinos (1978), quienes realizaron una breve descripción de las rocas que los forman y obtuvieron las edades reportadas en la tabla 1; mientras que el domo Mispía fue estudiado por Capaul (1987) bajo el nombre de volcán Nicolás Ruiz quien además obtuvo la edad (Tabla 1). También Meneses-Rocha (1991) menciona que los volcanes Huitepec y Navenchauc están controlados por fallas de transurrencia con movimiento sinistral, en esta zona existe una máxima distensión y se ubican en el graben de Ixtapa. Por otro lado, referencias del domo Venustiano Carranza aparecen en estudios regionales realizados por De la Rosa et al. (1989) con el nombre de volcán Venustiano Carranza.

El área de interés se encuentra afectada por cinco fallas regionales, las cuales son Oxchuc, Chicoasén-Malpasos-Huixtán, Bajucú, Chacté-Ocosingo y Malpasos-Muñiz (Fig. 9).

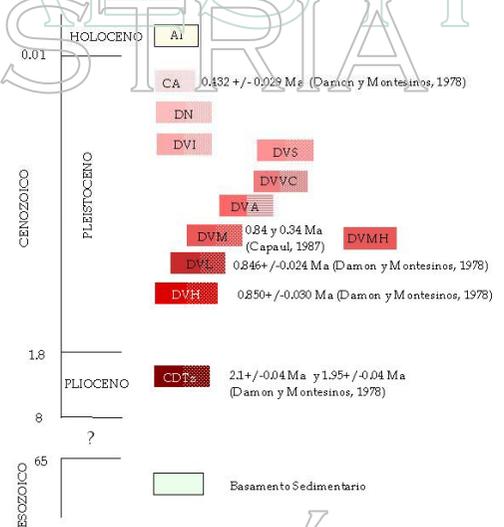
En la zona de estudio se identificaron también cinco levantamientos con forma redondeada que se desarrollaron en rocas sedimentarias (C. Laja Tendida, C. El Encanto, C. Chacté, C. Chinchilla y C. Belisario Domínguez), las que por su forma destacan en la superficie plana que las rodea. Se localizan en la parte SO del área de estudio (mapa anexo).

En los capítulos subsecuentes se describirán las estructuras volcánicas. Primero se realizará la descripción de las principales características geomorfológicas (altura, diámetro promedio, área, etc.) de los edificios volcánicos y depósitos asociados, así como los análisis petrográficos y químicos de las rocas más representativas.

MAPA GEOLÓGICO DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO



LEYENDA



SIMBOLOGIA

- Al Aluvión
- loc CA El ojo de Bloques y Cenizas de Apas
- DVI Domo Volcánico La Iglesia
- DVH Domo Volcánico Huitepec
- DVVC Domo Volcánico Venustiano Carranza
- DVA Domo Volcánico Amahuizt
- DVMH Domo Volcánico Miguel Hidalgo
- DVM Domo Volcánico Mispia
- DVL Domo Volcánico La Lanza
- DVH Domo Volcánico Huitepec
- CDTz Complejo de Domos Tzontehuitz
- Domos
- Depósito de Flujos Piroclásticos
- Depósito de Caída
- Estructuras dómicas no ígneas
- PBD: Presa Belisario Domínguez
- Muestra
- Vías de acceso
- Ríos
- Fallas
- 1999 Curvas de nivel
- CA: Cráter Apas
- CN: Cráter Navenchauc
- Ciudades
- Ix- Ixtapa
- SSC- San Cristóbal de las Casas
- CC- Chiapa de Corzo
- T- Teopisca
- AC- Acala

Manejo de datos en GIS: jaimes Viera María del Carmen
 Trabajo de campo: jaimes Viera María del Carmen, Dr. Juan Carlos Mora Chaparro, Dr. Victor Hugo Garduño Monroy, Dr. Paul W. Layer, Pompa Mera Valerie

UNAM	POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA INSTITUTO DE GEOFÍSICA	
	TESIS DE MAESTRÍA:	
	GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO, CHIAPAS, MÉXICO.	
	JAIMES VIERA MARÍA DEL CARMEN	2006

CAPÍTULO 2

CRÁTERES DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO

En este trabajo se han denominado como estructuras en forma de cráteres a dos depresiones de forma circular con diámetros aproximados de 2.9 y 1.34 km cada una. Ambas presentan paredes verticales de hasta 150 m de altura en donde están expuestas calizas, depósitos piroclásticos y rocas volcánicas asociadas a domos. En su parte central se han asentado los poblados de los cuales se han tomado los nombres para identificarlas Apas y Navenchauc. En esta zona las calizas de Los Altos de Chiapas conforman el basamento y en algunas partes se observó la presencia de dolinas.

A continuación se describirán por separada cada una de estas estructuras volcánicas.

2. I Cráter Apas

Esta estructura se localiza en la Sierra de los Altos de Chiapas. Las coordenadas de su punto central son 15Q 522,815 y 1848210 (Fig. 11). Presenta un cráter de 2.9 km de diámetro, las paredes internas tienen una altura de 100 m y la elevación con respecto al nivel del mar es de 2300 m. En las paredes internas de este cráter afloran calizas en contacto con depósitos de flujos piroclásticos. Así mismo, se encontraron depósitos de flujos piroclásticos en la parte exterior del cráter con dirección de emplazamiento al O-SO (Fig. 11).

Flujos piroclásticos en el interior del cráter.

En las coordenadas 15Q 523070 y 1849412 (punto de control AC-04, Fig. 11) se encuentra el primer depósito dentro del cráter y se observa un contacto discordante entre el depósito de flujo piroclástico y la caliza del basamento pre-volcánico. La figura 12 representa un diagrama esquemático con la relación de corte entre las rocas expuestas y la figura 13 es una fotografía del afloramiento.

TESIS DE MAESTRÍA

MAPA GEOLÓGICO DE LOS CRÁTERES APAS Y NAVENCHAUC

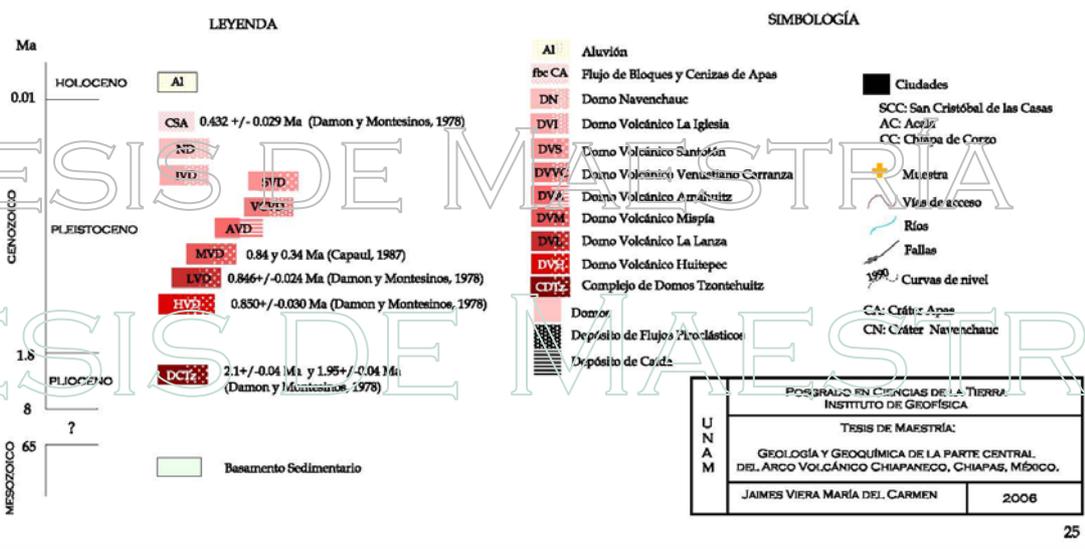
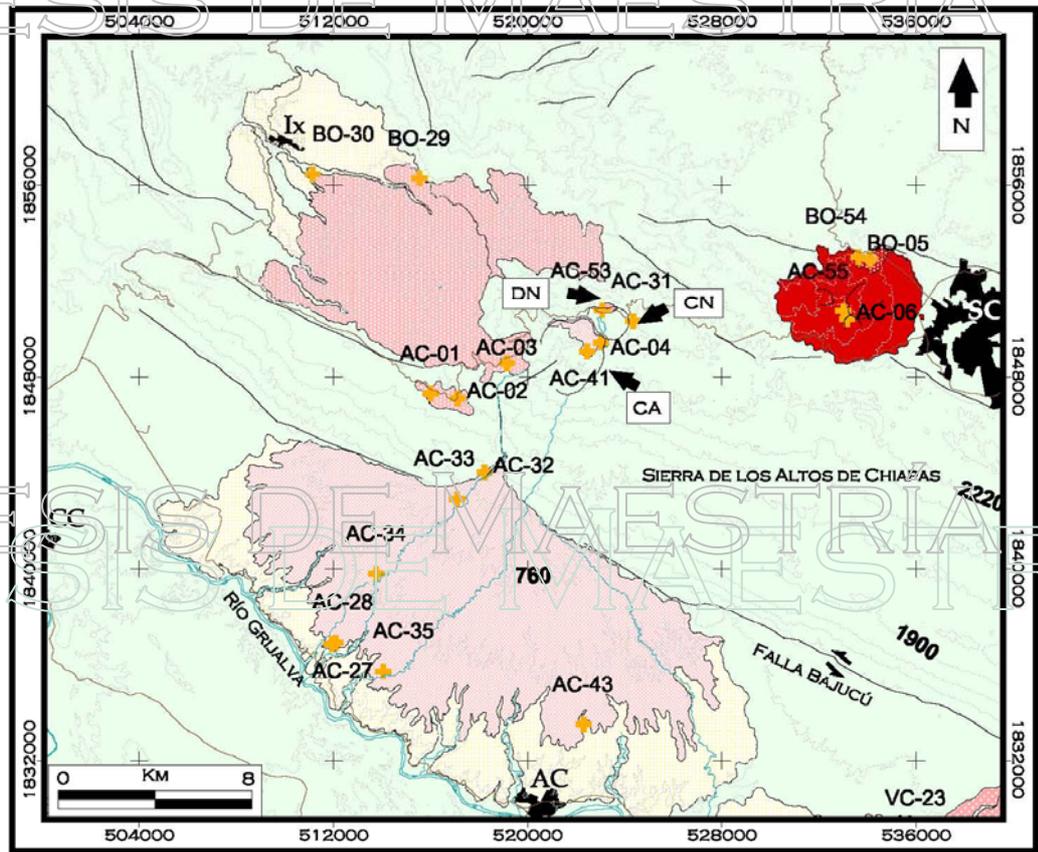


Fig. 11 Mapa de ubicación de los cráteres y muestras de la parte central del AVC.

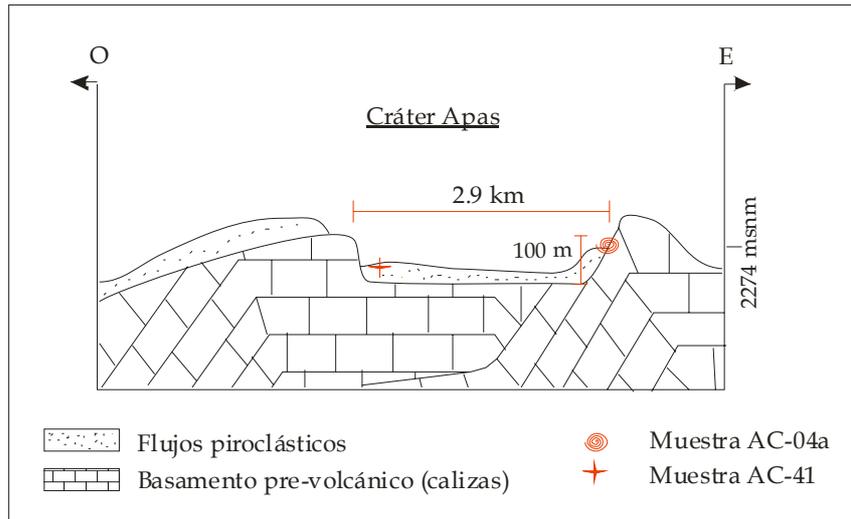


Fig. 12. Diagrama esquemático del Cráter Apas. Se muestran también la ubicación de las muestras tomadas en estos depósitos.



Fig. 13. Contacto entre caliza y flujo piroclástico del cráter Apas. En este punto se tomó la muestra AC-04a.

El depósito volcánico es un flujo de cenizas masivo poco compacto, con un espesor de ~15 m constituido principalmente por ceniza (2 mm) de color gris con cristales de plagioclasa, anfíbol, vidrio y fragmentos de pómez. Dentro de este depósito se observaron algunos bloques subangulosos de color gris claro con dimensiones de hasta 20 cm.

El análisis petrográfico de los líticos grises (muestra AC-04a) indica que se trata de una roca hipocristalina, la matriz (12 %vol.) está compuesta de vidrio y microlitos de plagioclasa, con textura porfídica. Las fases minerales presentes son, en orden de abundancia, plagioclasa (70 %vol.) que varía de euhedral a subhedral con maclas tipo albita y carlsbad y zoneamiento oscilatorio. El tamaño de estos cristales es de fenocristales y microfenocristales (0.3 – 5 mm y 0.03 – 0.3 mm, respectivamente).

La augita forma el 10 %vol., el tamaño es menor a 4 mm (fenocristales, microfenocristales y microlitos). Esta fase tiende a formar cristales subhedrales y anhedrales. Algunos cristales se presentan fragmentados, y otros muestran reabsorción y reacción en sus bordes.

La siguiente fase mineral en abundancia es la hornblenda (8 %vol.), con pleocroísmo de pardo claro a pardo oscuro y formas euhedrales y subhedrales. El tamaño varía de microfenocristales y fenocristales (0.3 mm a 4.5 mm). Algunos cristales presentan bordes de reacción de color negro con óxidos de Fe-Ti y evidencias de reabsorción.

Los óxidos de Fe-Ti son titanomagnetita e ilmenita. Ambos se encuentran como microlitos diseminados en toda la roca, como inclusiones en otras fases minerales y como bordes de reacción alrededor de los cristales de hornblenda. Representan menos del 1 %vol. de la muestra.

La roca se clasificó como andesita de augita (Fig. 14).

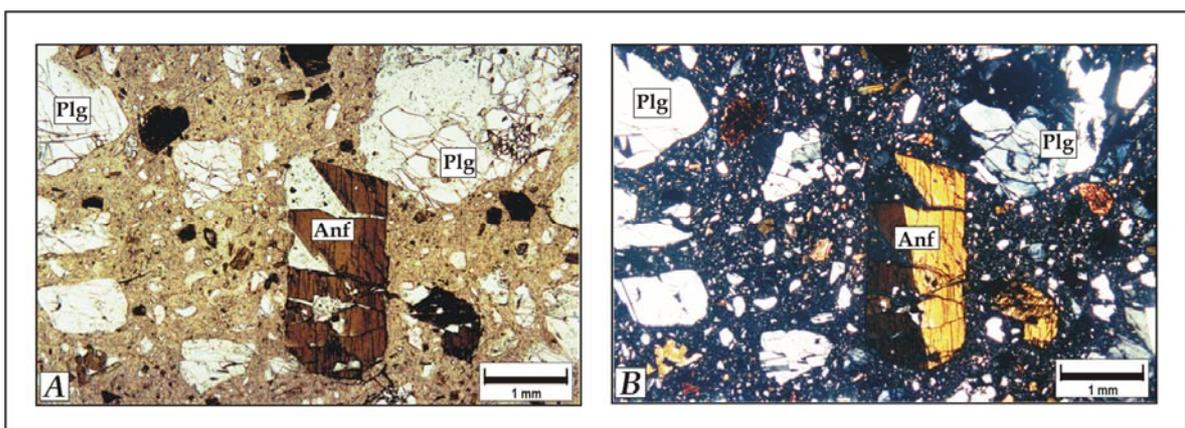


Fig. 14 Fotomicrografía de la muestra AC-04a del flujo piroclástico. En la imagen se observan las fases minerales de plagioclasa (Plg), anfíbol (Anf). (A) Luz paralela, (B) Nícoles cruzados.

(Nota: los tamaños para los cristales en el estudio petrográfico fueron tomados de Nelson, Stephen A. 2006. 0.03 - 0.3 mm microfenocrystal, 0.3 - 5 mm fenocrystal y > 5 mm megafenocrystal).

El segundo depósito en el interior del cráter se localiza alrededor del punto 15Q 521952 y 1849876 (Fig. 12, punto AC-41) con una elevación de 2,258 msnm. En este punto aflora una secuencia compuesta por la alternancia de flujos de ceniza, oleadas piroclásticas, flujos de bloques y ceniza y flujos de pómez con un espesor total de ~80 m. La figura 15 muestra la columna esquemática del depósito y la fotografía de la parte central de esta secuencia.

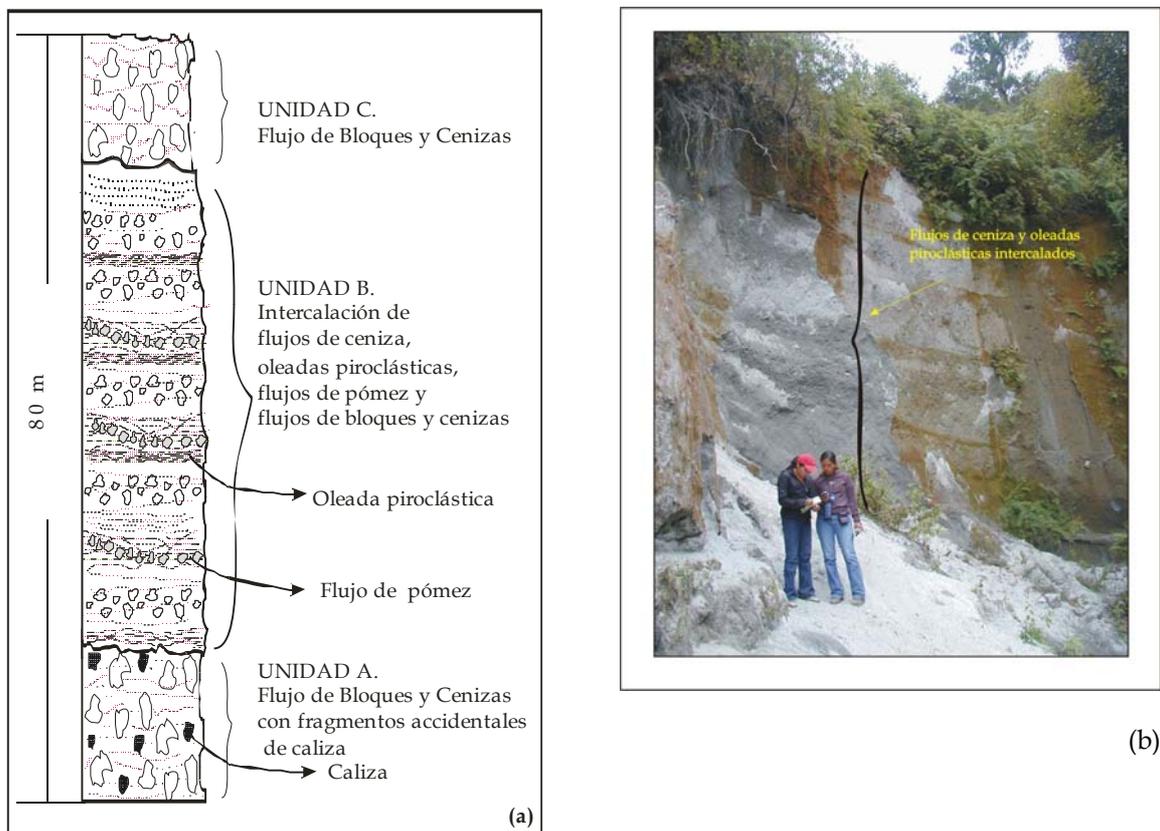


Fig. 15 (a) Columna esquemática del depósito de flujos piroclásticos del cráter Apas, (b) Fotografía de la parte central del depósito. Ambas en el punto AC-41.

En la parte central de este depósito es en donde se tomaron tanto la siguiente descripción como los espesores de cada unidad. Cabe aclarar que a las muestras colectadas en este punto se les realizaron análisis químicos.

UNIDAD A

Flujo de bloques y ceniza: presenta un color gris claro, estructura masiva, poco compacto. Está constituido por bloques de hasta 5 cm de longitud soportados por una matriz con textura de arena media a fina compuesta por cristales de anfíbol y plagioclasa principalmente. Se trata de un depósito casi monolítico, los componentes son líticos de color gris claro, líticos accidentales de roca caliza de color gris claro subangulosos (6 cm de longitud) y otros de color rojo (2 cm de largo). Los fragmentos de caliza encontrados en este depósito se correlacionan con las calizas del basamento pre-volcánico. Los líticos gris claro presentan textura fanerítica, estructura masiva, compactos y subangulosos, con un diámetro máximo de 4 cm. Las fases minerales presentes en estos líticos son plagioclasas (1 mm), piroxenos (3 mm), anfíboles (3 mm) y óxidos de Fe-Ti. Estos líticos se consideran parte del domo que dio origen a estos depósitos. El espesor medido en este punto es de 1 m.

UNIDAD B.

Esta unidad se compone de una intercalación de flujos de pómez, de ceniza y de oleadas piroclásticas. El espesor de toda la unidad es de 78 m aproximadamente.

Flujo de pómez: De color amarillo claro por su alto contenido en pómez las cuales llegan a medir hasta 1 cm de longitud. El espesor de este depósito es variable siendo de 5 cm en las partes más gruesas. La pómez es de color amarillo claro y los fragmentos son subredondeados; la mineralogía observable se compone de plagioclasas de hasta 2 mm de longitud, anfíbol de 4 mm y piroxenos de 1 mm.

Flujo de ceniza: De color gris oscuro, estructura poco compacta, tiene un espesor aproximado de 20 cm y está constituido por cristales de anfíbol, piroxeno y plagioclasa; así como por vidrio y algunos fragmentos líticos. Dentro de estos horizontes se aprecian concentraciones de pómez color amarillo claro, cuyos minerales observables son plagioclasa, piroxenos y anfíbol.

Oleadas piroclásticas: Depósitos de color gris claro a pardo claro, masivo, poco compacto con estratificación cruzada. Estos depósitos tienen un espesor de 1 a 2 cm y se intercalan dentro de toda la unidad.

El espesor total de la unidad B está conformado por la secuencia repetitiva de estos tres tipos de flujos .

UNIDAD C

Flujo de Bloques y ceniza: en la cima se encuentra un depósito de flujos de bloques y cenizas con espesor promedio de 70 cm y estructura masiva. Los bloques son de color gris claro, subredondeados, textura fanerítica con anfíbol (0.5 cm), piroxeno (0.3 cm) y plagioclasa (0.5 cm) principalmente. Las dimensiones máximas de los líticos son de 5 cm. A diferencia del primer depósito (unidad A), en este flujo piroclástico no se identificaron clastos de caliza.

Flujos piroclásticos en la parte exterior del cráter.

Depósito A (en forma de abanico, dirección de emplazamiento SO)

Este depósito tiene dirección de emplazamiento al SO y tanto en fotografías aéreas como en cartas topográficas tiene forma de abanico con una longitud máxima de 10 km, una amplitud de 19 km y un área aproximada de 138 km² (Fig. 11). Este depósito se compone por flujos de bloques y cenizas de color pardo, estructura masiva, con un espesor total de ~20 m y está constituido principalmente por bloques subangulosos de color gris cuyas dimensiones máximas son 5 m, soportados por una matriz (arena media a fina) constituida por cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, además de vidrio y fragmentos líticos color gris oscuro menores a 1 cm de composición andesítica-dacítica. Los bloques grises subangulosos muestran juntas de enfriamiento, lo cual representa una característica típica del material juvenil

expulsado durante la actividad explosiva. La figura 16 muestra una columna esquemática del afloramiento.

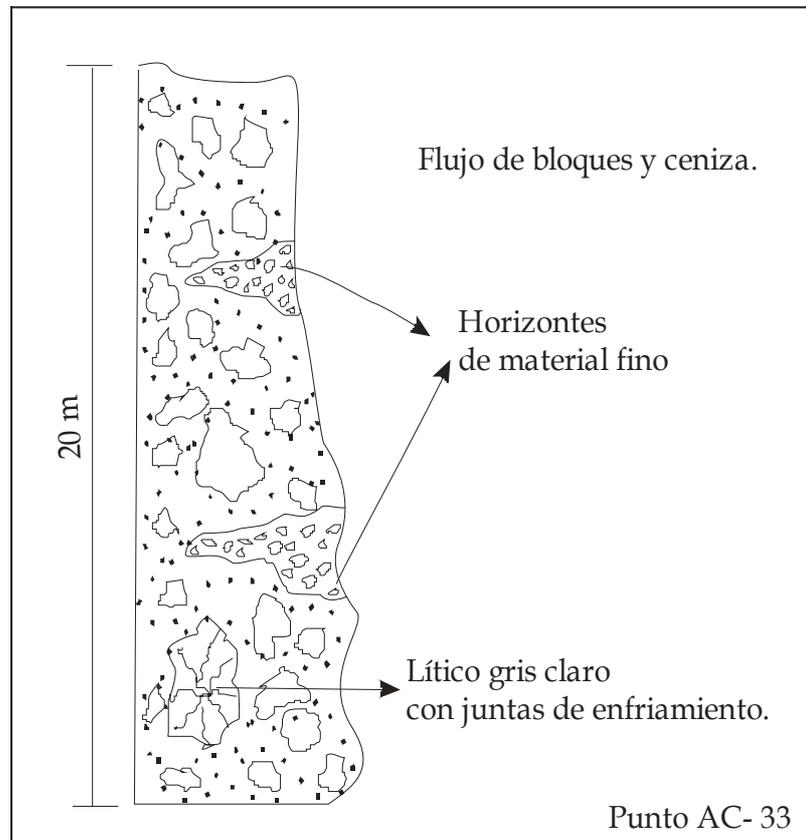


Fig. 16 Columna estratigráfica esquemática del punto AC-33 perteneciente al depósito de flujos de bloques y cenizas en forma de abanico

En este punto se identificaron principalmente dos tipos de componentes unos de color gris claro y otros de color gris oscuro. Los líticos de color gris claro son poco densos, con fracturas de enfriamiento que propician una forma subangulosa y miden hasta 30 cm de longitud (Fig. 17). En muestra de mano presentan una textura porfídica con cristales de anfíbol, piroxeno y plagioclasa cuyas dimensiones máximas son, respectivamente, 0.8, 0.3 y 0.4 cm. En este trabajo se consideraron a estos líticos como material juvenil.



Fig. 17. (a) Depósito de Bloques y Ceniza del cráter Apas. (b) Lítico juvenil con juntas de enfriamiento.

La petrografía (Apéndice A) de los líticos juveniles de color gris claro indica que las muestras son rocas hipocristalinas (cristales y matriz), la matriz (14 %vol.) está compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa que tienen una ligera orientación, sin embargo el arreglo principal de los componentes le asigna a la roca una textura porfídica.

Las principales fases minerales están representadas por plagioclasa (65 %vol.) con formas euhedrales y subhedrales que varían en tamaño de fenocristales a microfenocristales (de 0.03 mm a 4 mm). La mayoría de los cristales presentan maclas tipo albita y algunos otros tienen maclas tipo carlsbad. Algunos de los cristales de plagioclasa presentan textura celular y contienen inclusiones de

piroxeno, apatito y vidrio. Las inclusiones de vidrio se observan siguiendo los planos de crecimiento del mineral. El zoneamiento principal es de tipo oscilatorio.

La augita (10 % vol.) tiene cristales que varían de euhedrales a subhedrales, y miden entre 0.03 y 3 mm (microfenocristales y fenocristales). La mayoría muestran oxidación en los bordes, así mismo tienen huellas de reabsorción. Se observaron inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La hornblenda con 8 % vol., presenta pleocroísmo de verde claro a oscuro y de pardo claro a oscuro. Casi la totalidad de los cristales se encuentran en el intervalo de 0.03 a 3 mm de tamaño (de fenocristales a microfenocristales), tienen formas subhedrales y presentan un alto grado de oxidación con bordes de reacción color oscuro.

El cuarzo (2 % vol.) se encuentra como fenocristales subhedrales de hasta 3 mm de longitud.

La titanomagnetita (1 % vol.) se encuentra como microlitos ampliamente distribuidos en la muestra, como inclusiones en las fases minerales y como bordes de reacción en la hornblenda.

La roca fue clasificada como dacita de augita (Fig. 18).

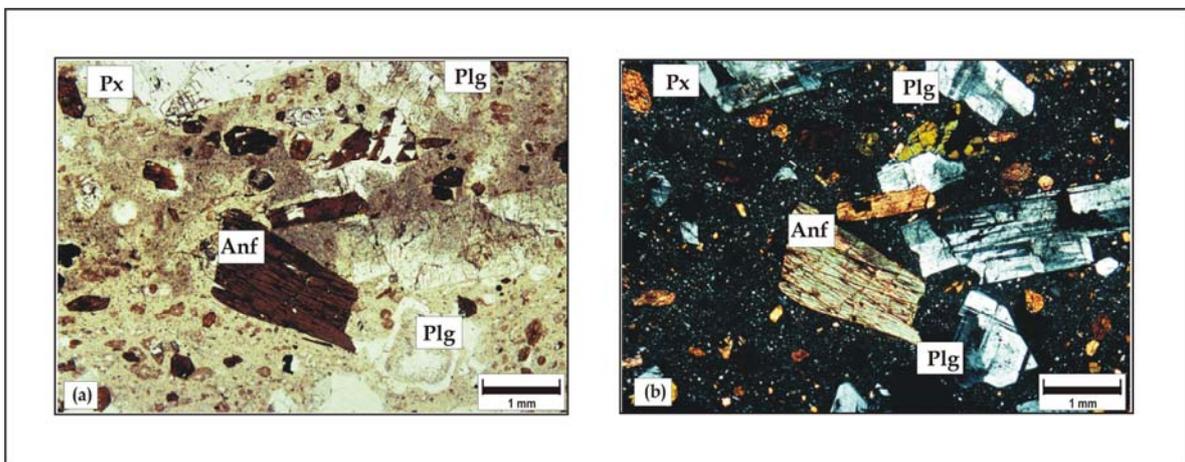


Fig. 18 Fotomicrografía de la muestra AC-27 del flujo de bloques y ceniza en forma de abanico. (a) Luz paralela. (b) Nícoles cruzados. Plg; plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Los líticas de color gris oscuro tienen textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Los líticas llegan a medir hasta 5 m, están subredondeados y se consideran como material antiguo debido al grado de alteración y diferencias físicas con los líticas juveniles.

Depósito B.

Aproximadamente a unos 5 km al oeste del cráter Apas, cuyas coordenadas son 15Q 515986 y 1847523 (figura 11, punto AC-03), en la localidad de Chiquinivalvo -sobre la carretera federal núm. 90, Tuxtla Gutiérrez --- San Cristóbal de las Casas-, afloran unos depósitos de flujos de bloques y cenizas, de color beige con un espesor aproximado de 8 m, altamente intemperizados y deleznales. Los componentes de este depósito se asociaron en dos grupos de líticos, unos de color gris y los segundos de color blanco, ambos están soportados por una matriz con textura de arena media a gruesa compuesta por cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, además de líticos menores a 1 cm y fragmentos de vidrio. También se identificó un poco de arcilla producto de la intemperización.

Los líticos predominantes son de color gris, textura porfídica, masivos con tamaños que varían entre 5 y 17 cm. Estos líticos están conformados por plagioclasa, anfíbol y piroxeno como fases minerales principales (Fig. 19).

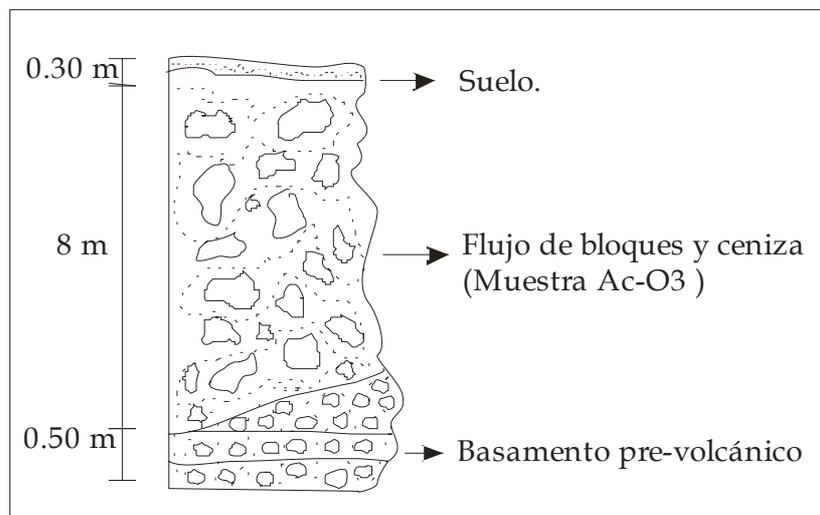


Fig. 19 Columna estratigráfica esquemática del punto AC-03.

La petrografía indica que estos líticos son hipocristalinos, con textura porfídica y matriz (37 %vol.) compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa y piroxenos.

Un 40 %vol. corresponde a la plagioclasa y representa la fase mineral principal, predominan los fenocristales euhedrales a subhedrales. Algunos cristales muestran

textura celular incipiente, además de maclas tipo albita, carlsbad y zoneamiento oscilatorio.

El piroxeno forma el 18 %vol. del total de la roca y los cristales presentan formas euhedrales y subhedrales, el tamaño varía de microfenocristales a microlitos (<0.03 mm). Algunos cristales de piroxeno tienen ligeros bordes de reacción de color negro, en el caso de los ortopiroxenos, y color claro en los clinopiroxenos, además contienen inclusiones de plagioclasa.

La hornblenda representa el 5 %vol. de la muestra. Tiene un pleocroísmo que cambia de verde oscuro a pardo fuerte, las formas de los cristales son subhedrales en fenocristales y microfenocristales, con bordes de reacción delgados color oscuro (óxidos de Fe-Ti).

La titanomagnetita constituye menos del 1 %vol. del total de muestra y se encuentran como microlitos (< 0.03 mm) distribuidos en la matriz y también como inclusiones en las otras fases minerales.

La clasificación de la roca, basada en las características petrográficas indica que se trata de una andesita de piroxeno y hornblenda (Fig. 20).

El apéndice A incluye la descripción de la petrografía de esta muestra.

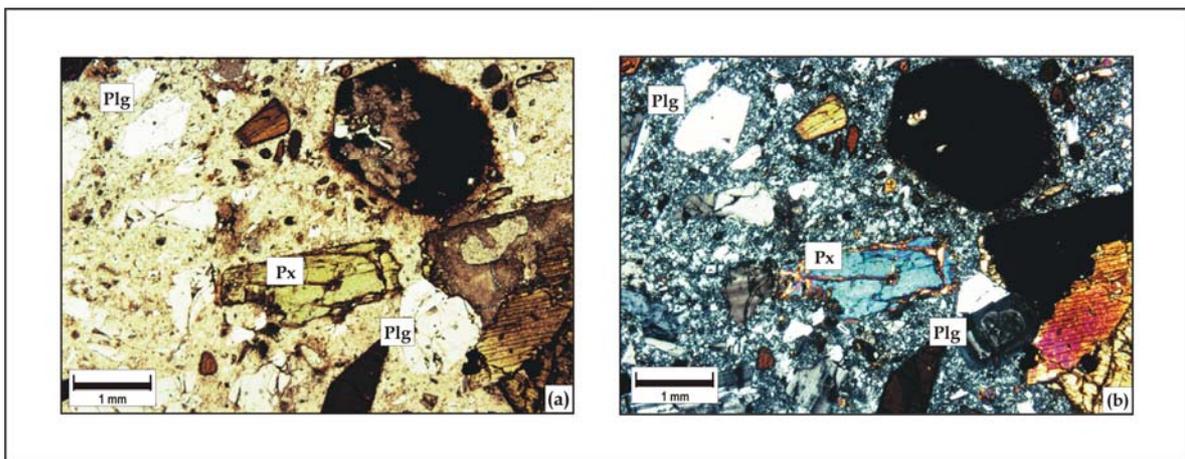


Fig. 20. Fotomicrografía de la muestra AC-01a perteneciente al flujo de bloques y cenizas. (a) Luz paralela. (b) nicols cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno.

Otro grupo de líticos presentes en el mismo depósito lo constituyen unos de color blanco, poco densos con textura porfídica. Las dimensiones son de hasta 5 cm y los minerales que se logran apreciar son plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Estos líticos

fueron considerados como material antiguo por el alto grado de intemperismo en relación a los líticos juveniles.

Petrográficamente son hipocristalinos, la matriz es vítrea con microlitos orientados lo que le da una fábrica traquítica.

La plagioclasa forma un 50 %vol. de la roca. Los cristales tienen formas euhedrales y subhedrales y el tamaño varía de microfenocristales a fenocristales (0.03 a 3.5 mm) con maclas tipo albita y carlsbad. El zoneamiento presente en estos cristales es oscilatorio y muestran textura celular e inclusiones de piroxeno.

El piroxeno (augita) forma el 15 %vol. del total de la roca y se presenta con cristales subhedrales y anhedrales con bordes de reacción además de signos de reabsorción. El tamaño de los cristales varía de 3 - 0.03 mm (fenocristales y microfenocristales).

La hornblenda constituye el 10 %vol., varía de subhedral a anhedral, con fenocristales (3 - 4 mm) y microfenocristales (0.03 - 3 mm). Se puede observar el pleocroísmo de color pardo claro a pardo oscuro y bordes de reacción de color oscuro debido a los óxidos de Fe-Ti.

La titanomagnetita es anhedral y su tamaño es menor a los 0.03 mm, forma el 1 %vol. Esta fase mineral se puede observar como inclusiones en otras fases minerales y en los bordes de reacción en la hornblenda principalmente.

La roca se clasificó también como andesita de hornblenda y piroxeno (Fig. 21).

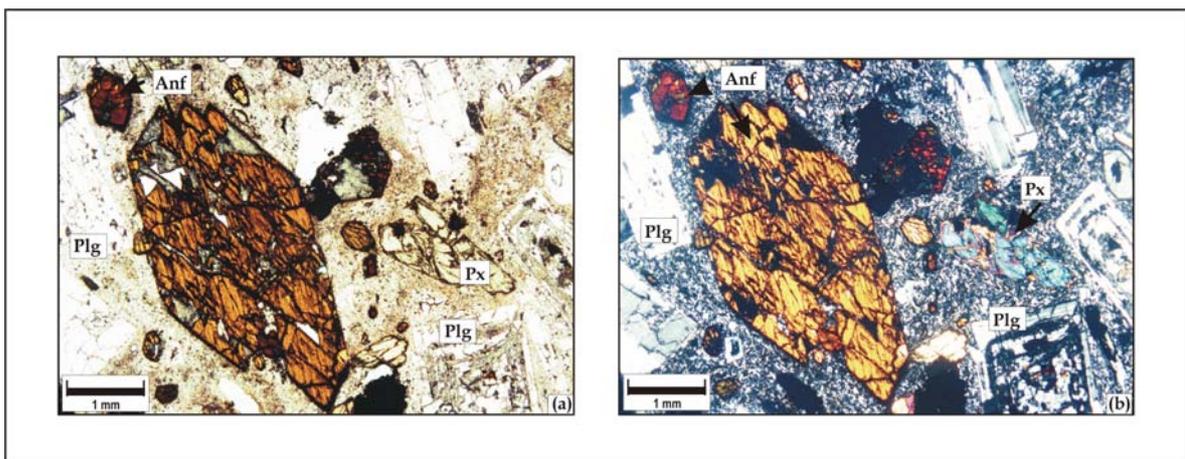


Fig. 21. Fotomicrografía de la muestra AC-01b perteneciente al flujo de bloques y cenizas. (a) Luz paralela, (b) nicoles cruzado. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol; Px: piroxeno.

De acuerdo a las descripciones realizadas en campo y al estudio petrográfico, el cráter Apas presentó, al parecer, una actividad explosiva mediante la destrucción total de un domo pre-existente, además tuvo varios eventos representados por los diferentes tipos de depósitos asociados a él. Dentro de los depósitos se hallaron líticos de dos tipos principalmente, los grises claros y los grises oscuros. Los primeros se relacionan al material expulsado durante la erupción, es decir, se trata de material primario, además de la ceniza. Por otro lado, los líticos gris oscuro (incluyendo en este grupo a aquéllos de color blanco) se cree que pertenecen al domo que se destruyó, esto se apoya en el hecho que presenta un aspecto de mayor alteración. El depósito A (en forma de abanico) se emplazó hacia el SO aprovechando el cambio de pendiente y la presencia de una falla N-S que cambia luego su dirección a SO, esta falla tiene una longitud total de 4 km. Por su parte, el depósito B se emplazó en dirección NO debido al cambio de pendiente. En cierta manera, la Sierra de los Altos de Chiapas funge como parteaguas en el emplazamiento de los flujos piroclásticos. Las rocas estudiadas fueron clasificadas como andesitas y dacitas, lo que indica que hubo una variación química entre el domo pre-existente y el material juvenil.

2.2 Cráter Navenchauc.

El Cráter Navenchauc se localiza al N del Cráter Apas, tiene un diámetro aproximado de 1.34 km (Fig. 11) y paredes internas de 150 m. Se relacionan a este cráter depósitos de flujos piroclásticos en dirección NO y un remanente de domo (Domo Navenchauc) en la parte norte. En el interior de este cráter se albergan el poblado y el lago del mismo nombre (Fig. 22).



Fig. 22. Vista panorámica del interior del cráter Navenchauc. En el centro se observa la laguna y el poblado del mismo nombre.

Domo Navenchauc

El domo afloran en la periferia N del cráter, sobre la carretera federal núm. 90 en dirección a Tuxtla Gutiérrez (km 64). Tiene una altura de 60 m y un diámetro de 700 m. La figura 23 muestra un perfil esquemático de la zona.

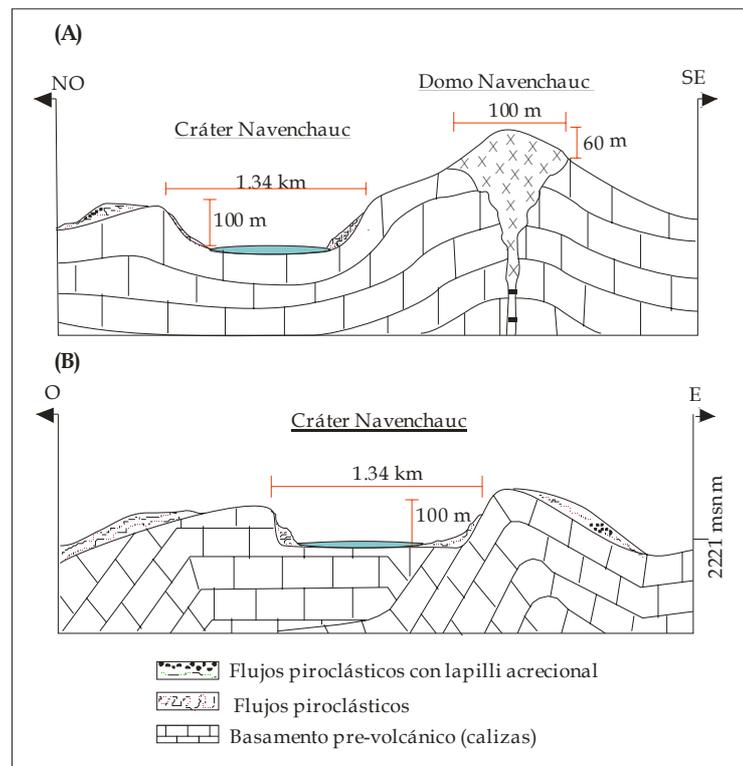


Fig. 23 Diagrama esquemático del domo (A) y del cráter Navenchauc (B).

La roca del domo es color gris claro a blanco, con textura porfídica y compacta. La mineralogía observable se compone de plagioclasa de 0.7 cm con cristales subhedrales, piroxeno de 0.2 cm de longitud de formas anhedrales y subhedrales; y anfíbol euhedral y subhedral de 0.3 cm de tamaño. La composición de esta roca es intermedia (Fig. 24).



Fig. 24 (a) Fotografía panorámica del domo Navenchauc. (b) Detalle del domo.

El análisis petrográfico de esta muestra (Apéndice A) revela que es una roca hipocristalina, con cristales y microlitos en una matriz vítrea y textura porfídica. Las principales fases minerales son:

Plagioclasa (60 %vol.) en cristales subhedrales y anhedrales y con dimensiones de fenocristales y megafenocristales (3 - 7 mm), y microfenocristales (0.03 - 2 mm). El zoneamiento es de tipo oscilatorio y normal, predominando el primero. Las maclas son del tipo de la albita. Las texturas en estos minerales son celular y tamiz. También se observaron inclusiones de piroxeno, vidrio y apatito. La composición de estas plagioclasas es principalmente andesina.

La hornblenda (10 %vol.) se encuentra como cristales euhedrales, subhedrales y anhedrales con un pleocroísmo que varía de pardo claro a pardo oscuro. Las dimensiones de los cristales varían de microfenocristal (0.3 - 2 mm) y microlitos (< 0.3 mm). Esta fase mineral cuenta con bordes de reacción de color oscuro e inclusiones de minerales de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas.

La augita (5 %vol.) forma cristales anhedrales en microfenocristales (0.3 a 3 mm) y microlitos (< 0.3mm), tienen ligeros bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

El cuarzo (2 %vol.) en cristales subhedrales menores a 3 mm de longitud.

Óxidos de Fe-Ti (5 %vol.). Se encuentran dispersos en la matriz y en los bordes de reacción en la hornblenda y como inclusiones en el piroxeno.

El porcentaje de la matriz es de 18 %vol. La clasificación petrográfica corresponde a una dacita de hornblenda (Fig. 25).

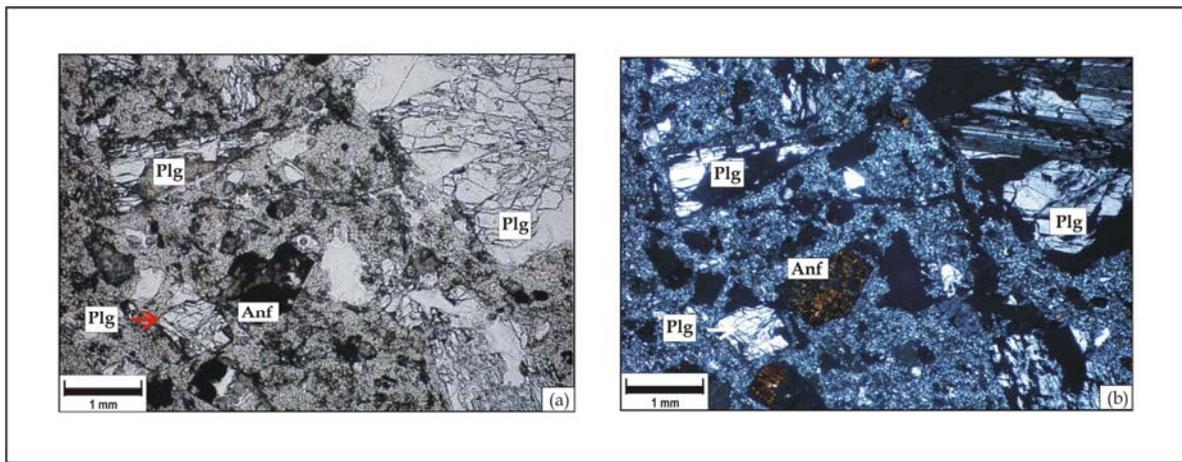


Fig. 25. Fotomicrografía de la muestra AC-53 perteneciente al domo. (a) Luz paralela, (b) nicoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Flujos piroclásticos.

Los depósitos piroclásticos se encuentran principalmente distribuidos hacia el NO del cráter, con una longitud de 9.5 km aproximadamente (Fig. 11) y cubren un área estimada de 48 km².

En el punto BO-30 (15Q 511321 y 1856342 ver mapa anexo) aflora una unidad de 2.50 m aproximadamente que está constituida por depósitos de pómez (0.05 m de espesor), seguido por una secuencia de flujos de cenizas (0.25 m) que subyacen a una alternancia de flujos de pómez con lentes de arena (0.34 m). Sobreyace a la anterior alternancia un depósito de flujos de ceniza de 0.89 m de espesor y sobre ésta se encuentran depósitos de oleadas piroclásticas con un espesor de 0.40 m. Coronando estos depósitos se encuentra un flujo de bloques y cenizas (0.50 m) con gradación inversa. Esta secuencia presenta un color gris a pardo y está parcialmente

litificada. La figura 26 muestra la columna esquemática del afloramiento, y la figura 27 es una fotografía del mismo punto.

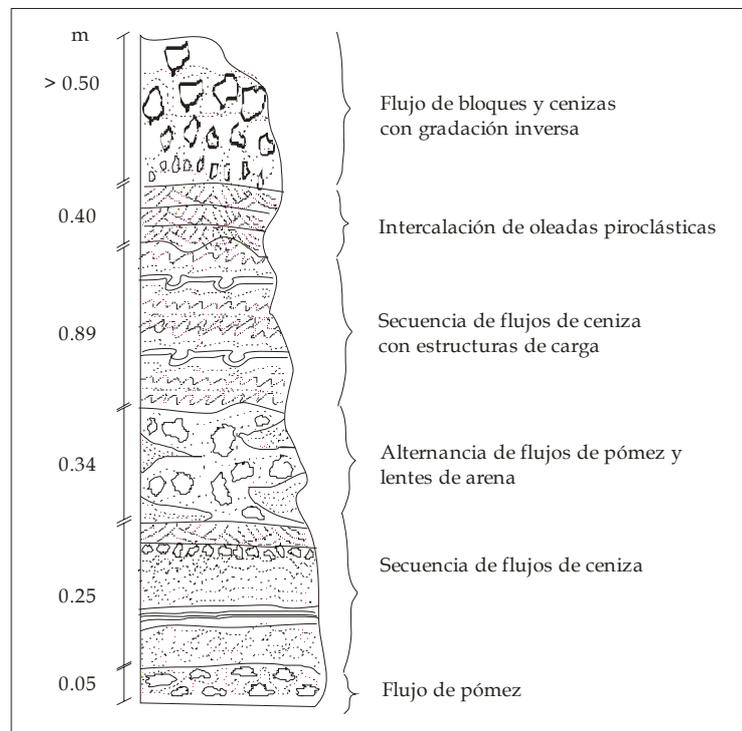


Fig. 26 Columna esquemática del punto BO-30



Fig. 27 Fotografía de la secuencia de depósitos de flujos piroclásticos del punto BO-30.

A 6 km al ESE del poblado de Ixtapa (15Q 515668 y 1856178) aflora con 0.70 m un depósito de flujos de bloques y cenizas color pardo, con una matriz con textura de arena media a gruesa constituida por cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, además de vidrio y pocos líticos accidentales. Los bloques de este flujo tienen un color gris claro, son de aspecto subanguloso y miden hasta 5 m de longitud. Estos líticos tienen estructura masiva y textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (4 mm), anfíbol (7 mm) y piroxeno (5 mm) como las principales fases minerales (Fig. 28).

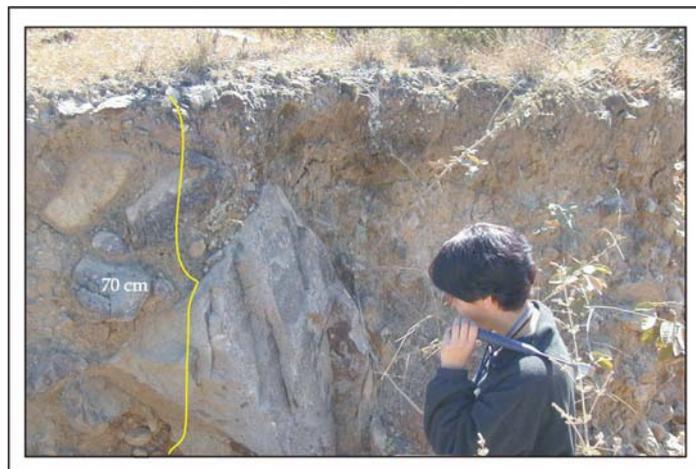


Fig. 28 Flujo de bloques y cenizas del punto BO-30.

Las características petrográficas de los líticos gris claro indican que son rocas holocristalinas (cristales rodeados por una matriz de microlitos), porfídicas. La plagioclasa representa el 45 %vol. del total de la muestra, con fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 4 mm de largo, y con zoneamiento oscilatorio y maclas tipo albita y carlsbad. En los fenocristales es posible encontrar inclusiones de piroxeno y anfíbol, además de inclusiones de vidrio alineados según los planos de crecimiento de la plagioclasa. Esta fase mineral forma algunos glomerocristales. Por otro lado, la hornblenda forma un 15 %vol. de la roca en cristales euhedrales y subhedrales, con dimensiones que varían de 0.3 a 5 mm. El anfíbol tiene un pleocroísmo que cambia de verde claro a verde fuerte. Es común observar en estos cristales bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti de color negro.

La augita tiene un 10 %vol. del total de la roca, con cristales subhedrales en tamaño de 0.3 a 3 mm, con bordes de reacción de color negro e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

Por último, los óxidos de Fe-Ti constituyen un 2 %vol. y se les encuentra diseminados en la roca en forma de microlitos, como bordes de reacción y como inclusiones en la hornblenda y la augita. La titanomagnetita es el mineral representativo de esta fase.

La matriz representa el 28 %vol. de la muestra. Clasificó como andesita de hornblenda (Fig. 29).

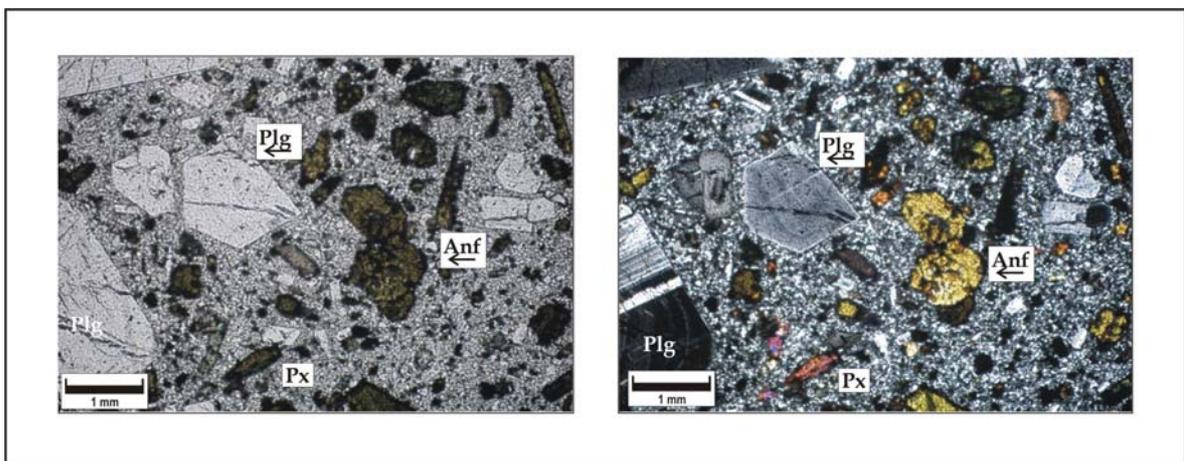


Fig. 29. Fotomicrografía de la muestra BO-30 perteneciente al depósito de flujos de bloques y cenizas. (A) Luz paralela, (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol

En la pared oriental del cráter Navenchauc, (punto AC-31, 15Q 524363 y 1850302; ver mapa anexo) aflora un depósito piroclástico conformado por dos unidades (Fig. 30). La unidad inferior se compone de flujos de ceniza y oleadas piroclásticas color gris claro con presencia de lapilli acrecional (Fig. 31). El depósito en su totalidad presenta estratificación cruzada y tiene 1.40 m de espesor aflorando.

Sobreyaciendo a esta unidad (sin contacto visible) se emplazó un depósito de flujos de bloques y cenizas color gris oscuro con textura masiva, débilmente litificada. La matriz tiene textura de arena media a gruesa, con cristales de anfíbol, piroxeno, plagioclasa, vidrio y fragmentos líticos color gris claro de 5 mm de largo. En este sitio el depósito aflora con 1.50 m de espesor. Esta unidad presenta dos tipos de componentes líticos. Los primeros son líticos subangulosos color gris, textura

porfídica y con abundantes cristales de plagioclasa de hasta 6 mm. Los piroxenos y anfíboles en los clastos varían en tamaño entre 2 y 3 mm. El tamaño máximo de estos bloques es de 9 cm. Probablemente pertenezcan al domo del que provienen estos depósitos. El segundo tipo de componente son líticos gris claro, subangulosos, ligeramente densos y textura porfídica con cristales de anfíbol, plagioclasa y piroxenos de hasta 3 mm. Estos líticos se han considerado como material juvenil (Fig. 32).

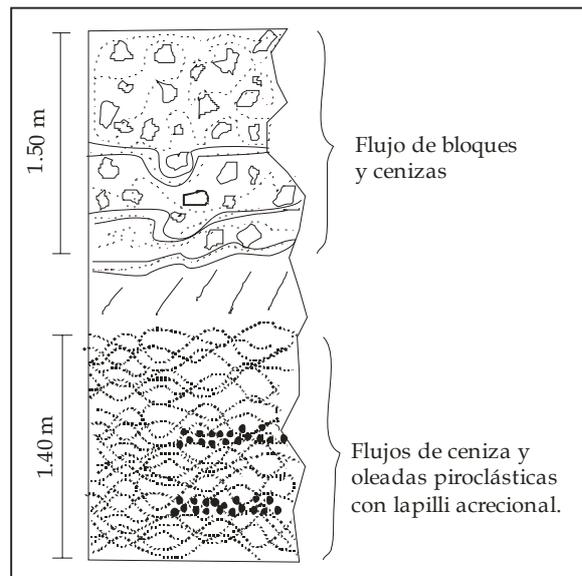


Fig. 30. Columna esquemática del afloramiento AC-31. En este sitio no se observa el tipo de contacto entre las unidades.

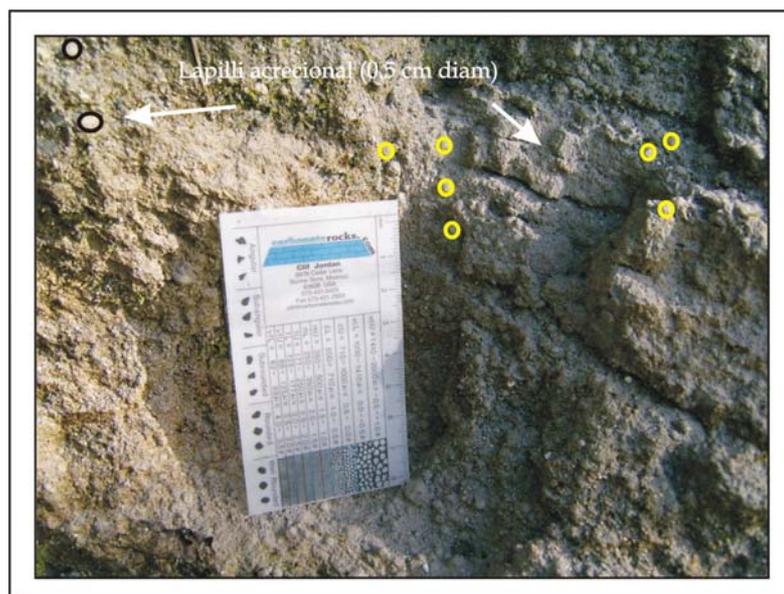


Fig. 31 Fotografía de depósito de flujos de ceniza con interestratificación de oleada piroclástica con lapilli acrecional, punto AC-31.

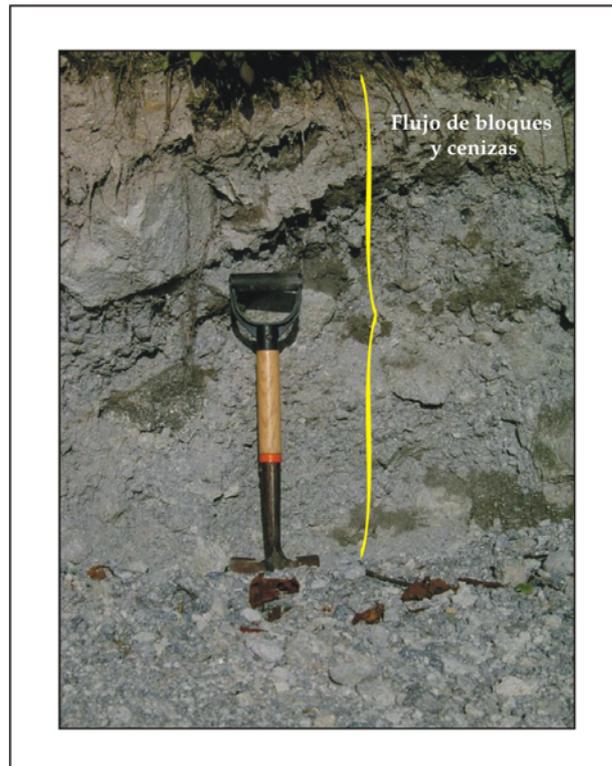


Fig. 32 Fotografía del depósito de bloques y cenizas de la pared oriental del cráter Navenchauc, punto AC-31.

La petrografía realizada a los líticos juveniles arrojan la siguiente información: son rocas porfídicas, hipocristalinas, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno inmersos en una matriz de vidrio y microlitos.

La plagioclasa forma el 45 %vol. total de la roca, con fenocristales (3 - 4 mm) y microfenocristales (0.3 mm) euhedrales y subhedrales. Presentan zoneamiento oscilatorio, textura celular e inclusiones tanto de vidrio que siguen los planos de crecimiento del mismo cristal, como de piroxeno.

La hornblenda (10 %vol.) forma cristales euhedrales y subhedrales con tamaños desde 0.3 mm a 4 mm. El pleocroísmo que muestran es de pardo claro a oscuro con bordes delgados de reacción color negro.

La augita forma el 8 %vol. total de la muestra. Se trata de microfenocristales (0.3 - 3 mm) subhedrales y anhedrales con bordes de reacción color negro e inclusiones de óxidos de Fe-Ti. También aparecen como inclusiones poikilíticas en los fenocristales de plagioclasas.

Los óxidos de Fe-Ti constituyen un 5 % vol. de la roca. Se observan distribuidos en la muestra como cristales aislados, también es posible identificarlos como inclusiones y formando bordes de reacción alrededor de los minerales ferromagnesianos. Se les clasificó como titanomagnetita e ilmenita. La roca se clasificó como andesita de hornblenda (Fig. 33).

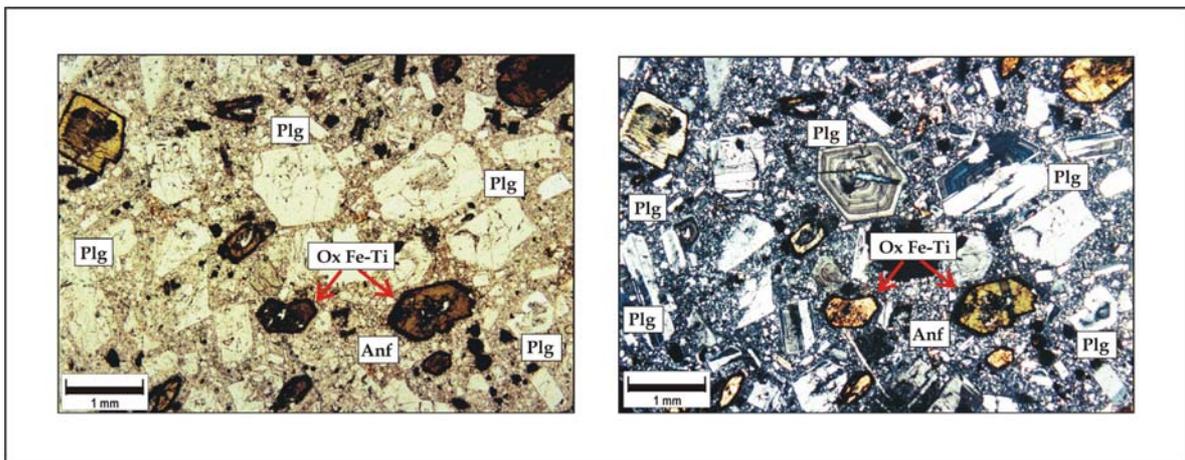


Fig. 33 Fotomicrografía de la muestra Ac-31 perteneciente al flujo de bloques y ceniza anteriormente descrito. (A) Luz paralela, (B) Nicoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol

Al parecer, el cráter Navenchauc se formó por actividad explosiva, de tipo freatomagmática. De esta forma se puede deducir que primero hubo una actividad efusiva durante la cual se emplazó el domo Navenchauc, posteriormente y debido a la presencia de un cuerpo de agua subterráneo, tuvo lugar la actividad freatomagmática que originó el cráter aprovechando una zona débil debido a la presencia de dolinas, las cuales son abundantes en la zona. Esto se argumenta por la presencia de lapilli acrecional en los depósitos encontrados en las paredes exteriores del cráter. Los estudios petrográficos clasifican a las rocas como andesitas (material juvenil) y dacitas (material antiguo, similar a las rocas del domo), lo que indica que probablemente hubo una inyección de material nuevo que generó un desequilibrio en el sistema, además de la interacción magma-agua que desencadenó la actividad volcánica explosiva con la destrucción parcial del domo. Fragmentos de éste se encontraron en los depósitos de flujos de bloques y ceniza como líticos accidentales que fueron arrojados durante dicho evento.

CAPÍTULO 3

DOMOS VOLCÁNICOS DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO

En este capítulo se hablará de los domos y complejos de domos del AVC. Para llevar esto a cabo, se separarán en dos grupos con el fin de hacer más fácil la descripción de la zona. Así, primero se describirán los edificios localizados en la parte norte del área de interés (domo volcánico Huitepec y complejo de domos Tzontehuitz) y posteriormente los que se encuentran en la parte sur (domos volcánicos La Iglesia, Mispía, Amahuitz, La Lanza, Santotón, Venustiano Carranza y Miguel Hidalgo).

3.1 Estructuras volcánicas de la parte norte

3.1.1 Domo Volcánico Huitepec (DVH).

El Domo Volcánico Huitepec se emplazó en el llamado Graben de Ixtapa (Meneses-Rocha, 1991) y corta en disconformidad angular a las unidades terrígenas de edad Cretácica.

Esta estructura tiene su punto central en las coordenadas 15Q 0533300 y 1852608 a 1 km al occidente de San Cristóbal de las Casas (Fig. 34). Este edificio volcánico fue estudiado por Damon y Montesinos (1978), quienes lo describieron como Volcán Huitepec. Estos autores clasificaron a sus rocas como andesitas de horblenda, y obtuvieron una edad de 0.850 ± 0.030 Ma mediante el método de K-Ar (Tabla 1).

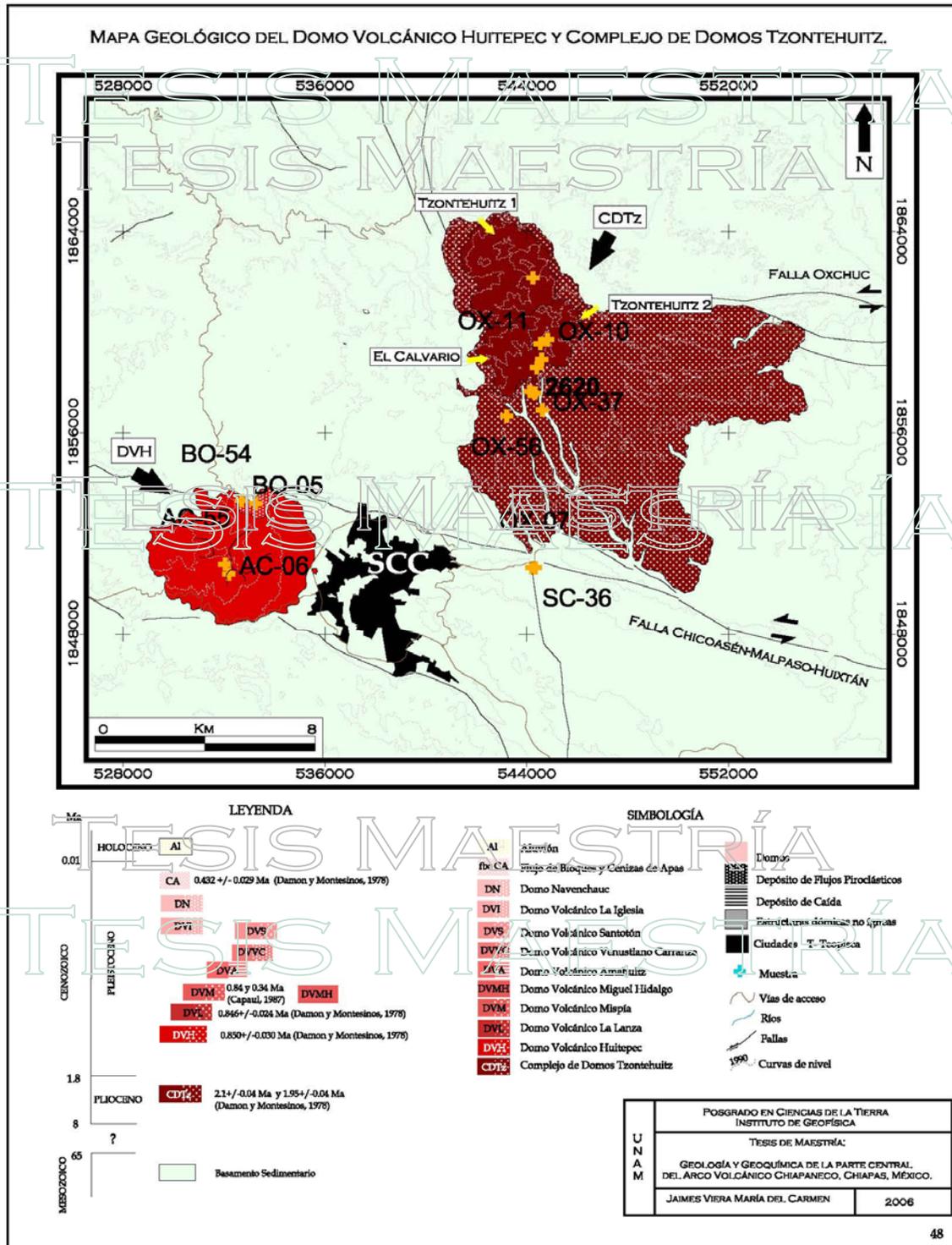


Fig. 34 Mapa de ubicación de los domos volcánicos de la parte norte del área de estudio.

Este domo volcánico tiene un diámetro promedio en su base de 5.2 km. El Domo Volcánico Huitepec cubre un área $\sim 21.24 \text{ km}^2$ y cuenta con una altura aproximada de 520 m a partir del terreno circundante. El volumen aproximado del domo es de 3.7 km^3 (Fig. 35).



Fig. 35. Fotografía panorámica del Domo Volcánico Huitepec vista desde la plaza central de San Cristóbal de las Casas, ubicada al oriente del domo.

La roca que forma a la estructura principal de este domo varía en color de gris claro a oscuro con textura porfídica. Su mineralogía es plagioclasa con formas subhedrales a anhedrales, de hasta 0.9 cm de longitud; anfíbol en cristales euhedrales de 0.4 cm y piroxenos con tamaños de 0.4 cm en formas euhedrales, subhedrales y anhedrales (Fig. 36). En ciertas partes de este domo se encontraron cúmulos de anfíbol de hasta 1 cm de longitud. Para los análisis petrográficos y químicos se tomaron dos muestras del domo



Fig. 36 Fotografía de la muestra AC-06 perteneciente al Domo Volcánico Huitepec

La petrografía indica que la roca del domo es hipocristalina con textura porfídica. La matriz forma el 15 %vol. del total de la roca. Las fases minerales presentes son: plagioclasa (55 %vol.) en cristales euhedrales y subhedrales, cuyos tamaños oscilan entre 0.03 - 6 mm. También se observaron como microlitos en la matriz. Exhiben maclas tipo albita y carlsbad. Algunos cristales ostentan inclusiones de vidrio y piroxeno. El zoneamiento predominante es de tipo oscilatorio.

Anfíbol (15 %vol.) en cristales subhedrales con dimensiones entre 0.3 y 3 mm. El pleocroísmo que tiene es color verde oscuro a pardo rojizo, con bordes de reacción y huellas de disolución. Algunos cristales están reemplazados por óxidos de Fe-Ti y otros presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti. El anfíbol es hornblenda.

Piroxeno (10 %vol.). Esta fase mineral se presenta en cristales subhedrales, de tamaño de microfenocristales. Muestran bordes de reacción color negro, inclusiones de óxidos de Fe-Ti, cristales reabsorbidos y huellas de disolución. El mineral identificado fue la augita.

Óxidos de Fe-Ti (5 %vol.). Ampliamente distribuidos en la muestra, esta fase mineral se presenta como microlitos y como microfenocristales, además de concentrarse en los bordes de reacción de los minerales ferromagnesianos.

Se clasificó a la roca como andesita de hornblenda (Fig. 37).

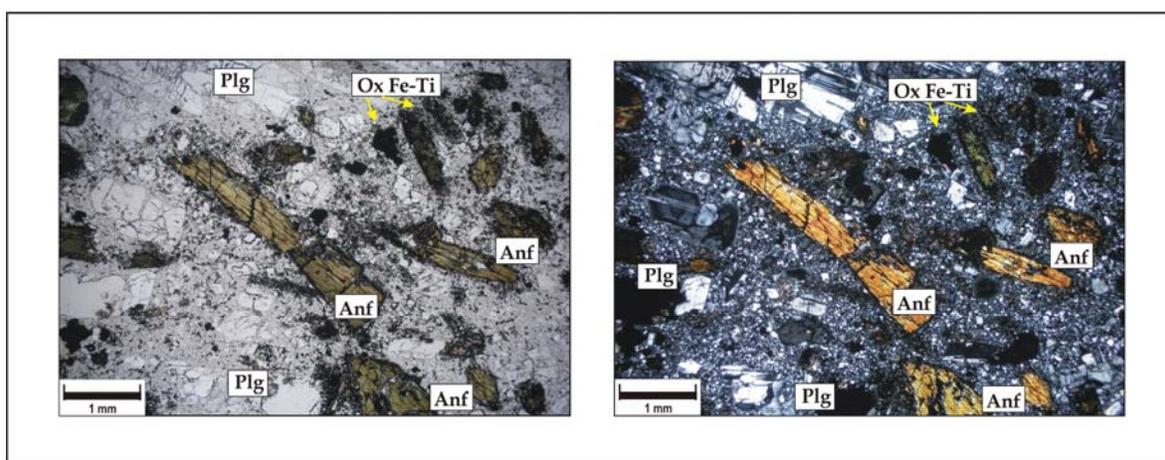


Fig. 37. Fotomicrografía de la muestra AC-06 del Domo Volcánico Huitepec. (A) Luz paralela, (B) Nicoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol

3.1.2 Complejo de Domos Tzontehuitz (CDTz)

El primer estudio en esta estructura fue realizado por Damon y Montesinos (1978) quienes la definieron como volcán Tzontehuitz. De acuerdo a estos autores, el volcán Tzontehuitz está compuesto por andesitas de augita con pirita diseminada y reportan una edad, mediante el método K-Ar, de 2.14 ± 0.04 Ma (Tabla 1).

En este trabajo se observó que en realidad se trata de un complejo de domos que se compone de al menos de tres que están alineados en dirección NNO-SSE (Fig. 34) y por depósitos de flujos piroclásticos asociados a ellos. Por esta razón se le denominó Complejo de Domos Tzontehuitz (CDTz). Los domos que lo componen son, de norte a sur, Tzontehuitz 2, Tzontehuitz 1 y El Calvario, los cuales están rodeados por depósitos de flujos piroclásticos que se extienden preferentemente al SSE (Fig. 34). La figura 38 muestra una fotografía panorámica de esta estructura.

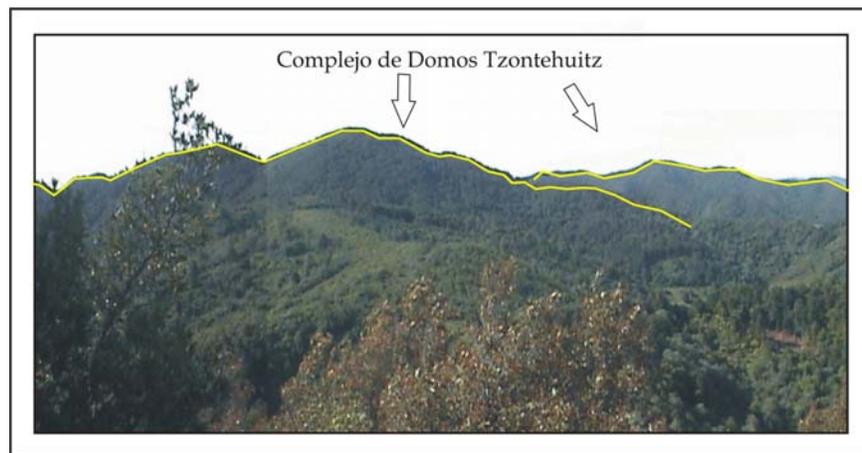


Fig. 38. Fotografía panorámica del Complejo Dómico Tzontehuitz.

A continuación se describirán cada uno de los domos.

Domo Tzontehuitz 2

Su centro aproximado se ubica en las coordenadas 15Q 543850 y 1861400 (Fig. 34). Es una estructura semicircular con un diámetro promedio de 3.2 km, una altura de

180 m sobre el terreno circundante, un área estimada de 9.3 km² y un volumen promedio de 0.48 km³ (Fig. 39). La roca que lo compone es de color gris oscuro, textura porfídica, lajeada y con una densidad alta. Los minerales observables a simple vista son plagioclasa con un tamaño máximo de 0.4 cm y formas anhedrales y redondeadas, piroxeno subhedral de 0.3 cm de largo y anfíbol de 0.3 cm de longitud.

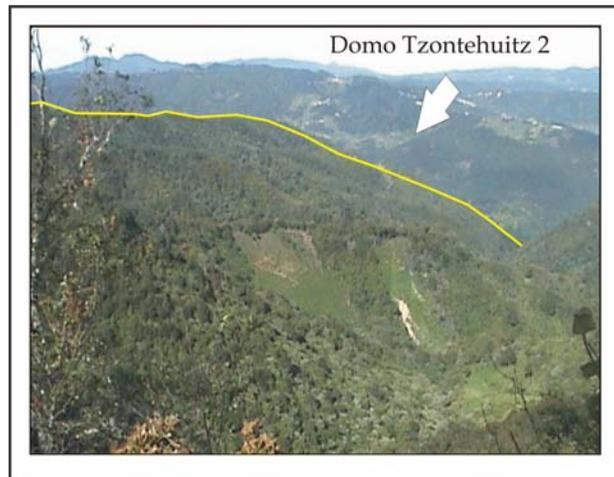


Fig. 39 Fotografía panorámica del domo Tzontehuitz 2 perteneciente al Complejo de Domos Tzontehuitz.

La petrografía de este domo (muestra OX-59, apéndice A) indica que es una roca hipocristalina, porfídica. La matriz forma el 14 %vol. de la muestra.

La plagioclasa constituye el 60 %vol., en cristales euhedrales y subhedrales, con tamaños de fenocristales (3 - 4 mm) y microfenocristales (0.03 - 3 mm). Presenta maclas tipo albita y carlsbad, con zoneamiento oscilatorio, normal e inverso. Algunos cristales están reabsorbidos. Otros presenta textura de cedazo.

El anfíbol tiene 15 %vol., con fenocristales y microfenocristales (0.03 - 4 mm) euhedrales y subhedrales. Muestra un pleocroísmo que varía de pardo claro a pardo verdoso, además de ligeros bordes de reacción color oscuro.

El piroxeno tiene un porcentaje del 8 %vol. en microfenocristales (0.03 - 3 mm) subhedrales, con bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti. El mineral identificado es la augita.

Óxidos de Fe-Ti (3 %vol. de la roca), se encuentran en formas euhedrales y tamaños entre 0.03 y 3 mm. Se encuentran diseminados en la roca o bien en bordes de reacción en los minerales ferromagnesianos.

La clasificación petrográfica de la roca corresponde a una andesita de hornblenda (Fig. 40).

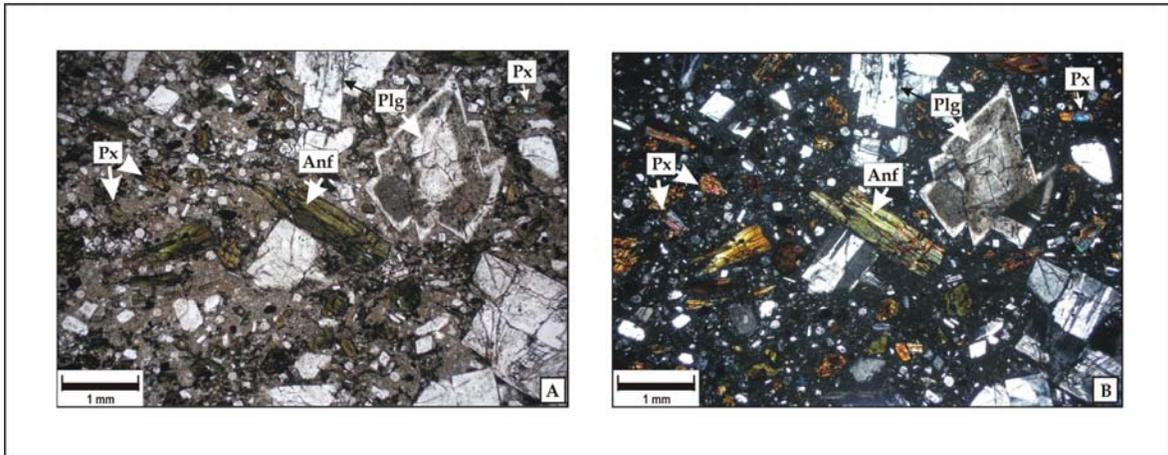


Fig. 40. Fotomicrografía de la muestra OX-59 del domo Tzontehuitz 2. (A) Luz paralela, (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Domo Tzontehuitz 1

Se localiza aproximadamente a 1 km al SSE del domo Tzontehuitz 2, teniendo por coordenadas centrales 15Q 544200 y 1859800 (Fig 34). Cuenta con una altura aproximada de 200 m sobre el terreno circundante, un diámetro promedio de 1 km, cubre un área de 3.3 km² y un volumen de 0.026 km³. La roca que compone a esta estructura es de color gris claro, estructura masiva, lajeada y con fracturas de enfriamiento (Fig. 41).

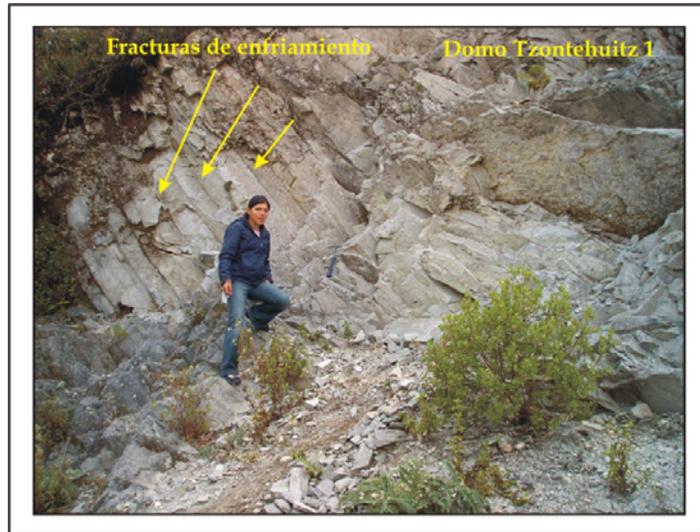


Fig. 41. Fotografía del domo Tzontehuitz 1 donde se observan las fracturas de enfriamiento.

Es una roca con textura porfídica con megafenocristales de plagioclasa (0.6 cm), anfíbol (0.4 cm) y piroxeno (0.3 cm) principalmente, rodeados por una matriz de color gris claro. En estas rocas se observan megacristales aislados de anfíbol que llegan a medir hasta 2.5 cm (Fig. 42). También se pudo observar que estas rocas presentan intemperismo de tipo esferoidal (Fig. 43).



Fig. 42. Detalle de las rocas del domo Tzontehuitz en donde se observa un cristal de anfíbol de 2.5 cm.



Fig. 43. Intemperismo esferoidal que muestran algunas de las rocas del Domo Tzontehuitz 1.

Este domo (muestra OX-40, apéndice A) está formado por rocas hipocristalinas, porfídicas. La matriz forma el 20% vol.

Las principales fases minerales son plagioclasa (60 %vol. del total de la roca) en fenocristales euhedrales y subhedrales de hasta 6 mm de largo. Exhibe zoneamiento oscilatorio, inverso y normal. Las maclas identificadas en los cristales son del tipo de la albita y carlsbad. También se reconocieron texturas de tamiz y celular. Algunos cristales tienen inclusiones de piroxeno, apatito y vidrio.

Hornblenda (10 %vol.). Se presenta en fenocristales y microfenocristales (de 0.03 a ≤ 4 mm) euhedrales y subhedrales, con pleocroísmo que varía de pardo claro a oscuro, con bordes de reacción gruesos de color oscuro. Además presentan huellas de disolución. Se encontraron cristales de plagioclasa como inclusiones en algunas hornblendas.

La augita (8 %vol.) es el principal piroxeno en microfenocristales subhedrales (0.03 - 3 mm), con bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti, así mismo se observaron cristales poco reabsorbidos.

Óxidos de Fe-Ti (2 %vol.) en microfenocristales euhedrales y anhedrales. Se localizan distribuidos ampliamente por toda la muestra, como inclusiones en otras fases minerales y como bordes de reacción.

Se trata de una andesita de hornblenda (Fig. 44).

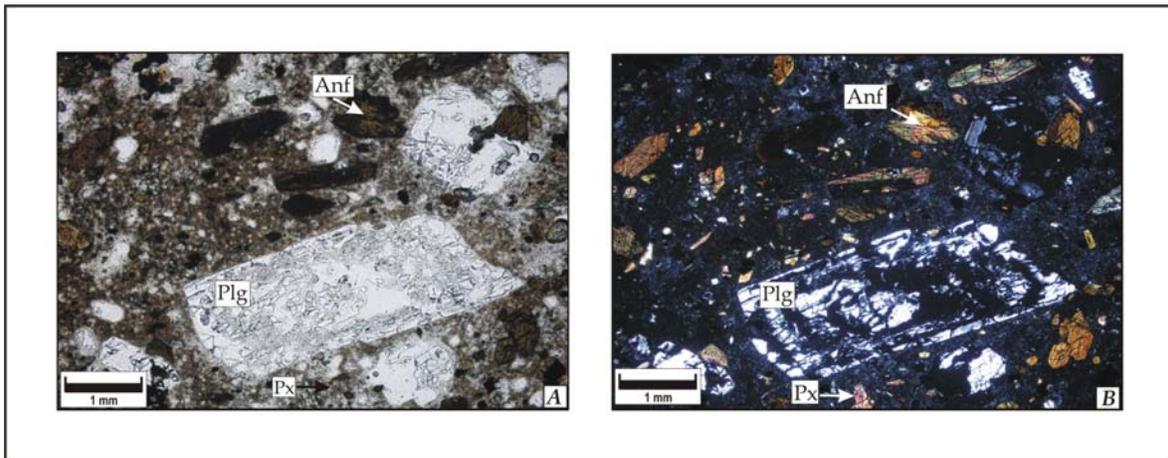


Fig. 44. Fotomicrografía de la muestra OX-40 perteneciente al domo Tzontehuitz 1. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Domo El Calvario

El centro aproximado de este domo está ubicado en las coordenadas 15Q 543300 y 1857600 (Fig. 34). Tiene una altura promedio de 80 m sobre el área circundante, un diámetro promedio de 0.7 km, un área aproximada de 3.0 km² y un volumen aproximado de 0.010 km³ (Fig. 34). El domo presenta una estructura lajeada (Fig. 45) y la roca que lo forma es color gris oscuro, textura porfídica, estructura masiva. La mineralogía está representada por plagioclasa subhedral de hasta 0.7 cm de longitud; piroxeno subhedral cuya longitud máxima es de 0.5 cm; y anfíbol de 0.3 mm con forma subhedral.

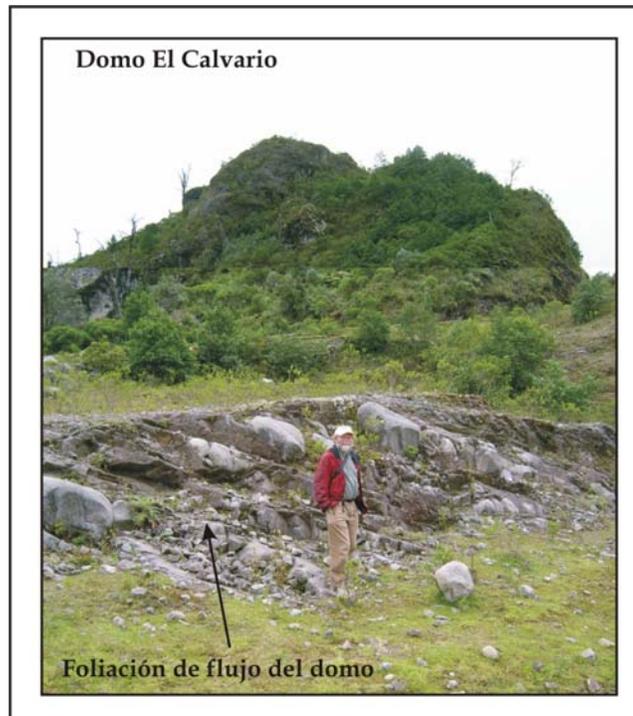


Fig. 45. Fotografía panorámica del domo El Calvario.

A nivel petrográfico, la roca (muestra OX-38) es hipocristalina, porfídica con cristales (85%) y matriz (15 %vol.). Los principales minerales identificados fueron: plagioclasa (55 %vol.), en fenocristales y microfenocristales subhedrales y euhedrales. También en forma de microlitos que se encuentran inmersos en la matriz. Los fenocristales de plagioclasa presentan textura celular, con zoneamiento oscilatorio y normal. En estos cristales abundan las maclas de la albita, y las inclusiones presentes son principalmente de vidrio y de piroxeno.

La augita, con 15 %vol., se presenta en microfenocristales subhedrales (0.03 – 0.3 mm), algunos de los cuales exhiben huellas de reabsorción además de bordes de reacción gruesos compuestos por óxidos de Fe-Ti.

La hornblenda cuenta con un 10 %vol., con pleocroísmo de pardo claro a pardo rojizo. Forma fenocristales euhedrales y subhedrales. Algunos cristales ostentan bordes de reacción de óxidos de Fe-Ti y huellas de disolución. De igual manera exhiben inclusiones de piroxeno. Por otro lado, los óxidos de Fe-Ti constituyen el 5

%vol. del total de la roca y están diseminados en la matriz. También ocurren como bordes de reacción en los minerales antes mencionados.

Con base a los datos anteriores se ha clasificado a la roca como una andesita de hornblenda (Fig. 46).

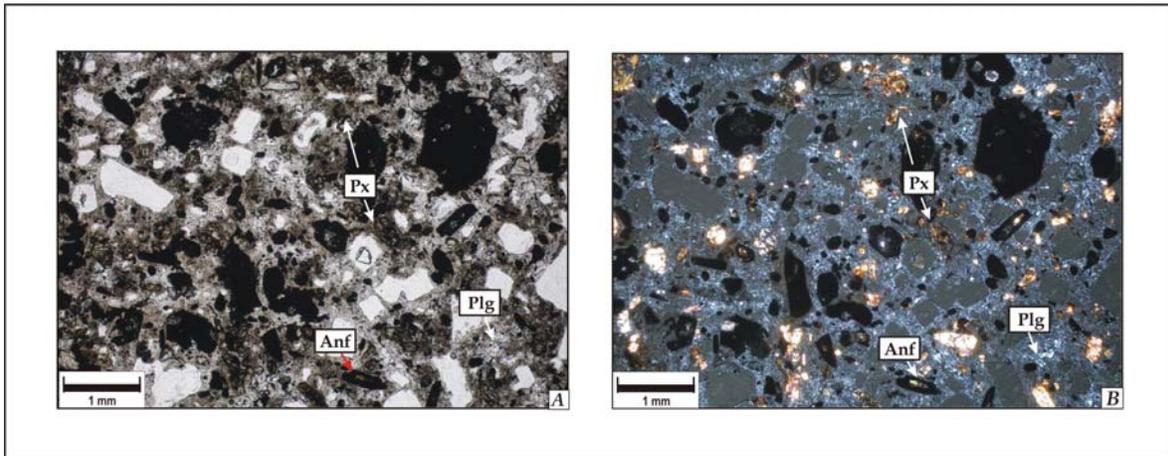


Fig. 46. Fotomicrografía de la muestra OX-38 del domo El Calvario. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Como se mencionó al principio, los depósitos de flujos piroclásticos asociados a este complejo de domos se emplazaron en dirección SSE. La longitud máxima de los flujos es de 9.5 km y cubren un área aproximada de 60 km². Son depósitos de flujos de bloques y cenizas color pardo con un espesor expuesto de 4 m y un volumen de 2.4 km³. Todo el depósito se encuentra medianamente consolidado, y está compuesto de líticos angulosos, porfídicos, con estructura lajeada y densos, rodeados por una matriz del tamaño de arena media a gruesa con cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, además de vidrio y fragmentos líticos vesiculares. La mineralogía observable en los bloques del flujo es de plagioclasa subhedral de hasta 0.6 cm, piroxeno subhedral de 0.3 cm, y anfíbol euhedral y subhedral cuyo tamaño máximo es de 0.4 cm. (Fig. 47).



Fig. 47. Fotografía del depósito de flujos de bloques y cenizas del CDTz.

La petrografía (apéndice A) de la muestra OX-08, que se interpretó como material juvenil, indica que es hipocristalina con textura porfídica. La matriz forma el 14 %vol. y los cristales el 86 %vol. restante.

El contenido de plagioclasa es de 65 %vol. del total de la roca, en cristales euhedrales y subhedrales cuyas dimensiones son desde 0.03 a ≤ 5 mm. Las maclas corresponden a la albita y carlsbad, además tienen zoneamiento oscilatorio y normal; las texturas son tipo celular y tamiz, con inclusiones de piroxeno, anfíbol y apatito. Se identificaron también glomerocristales de plagioclasa.

La hornblenda (10 %vol.) tiene pleocroísmo de pardo claro a rojizo en microfenocristales (0.03 a 3 mm) euhedrales y subhedrales. Algunos cristales tienen bordes de reacción color negro de óxidos de Fe-Ti y otros se observan parcialmente reabsorbidos y con inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La augita (8 %vol.) se encuentra como microfenocristales (0.03 a 3 mm) subhedrales. En algunos cristales es posible apreciar bordes de reacción ligeros e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (3 %vol.) forman microfenocristales diseminados en la matriz y también están presentes como inclusiones y bordes de reacción en los minerales ferromagnesianos e hidratados.

Con base en la mineralogía se clasificó como una andesita de hornblenda (Fig. 48).

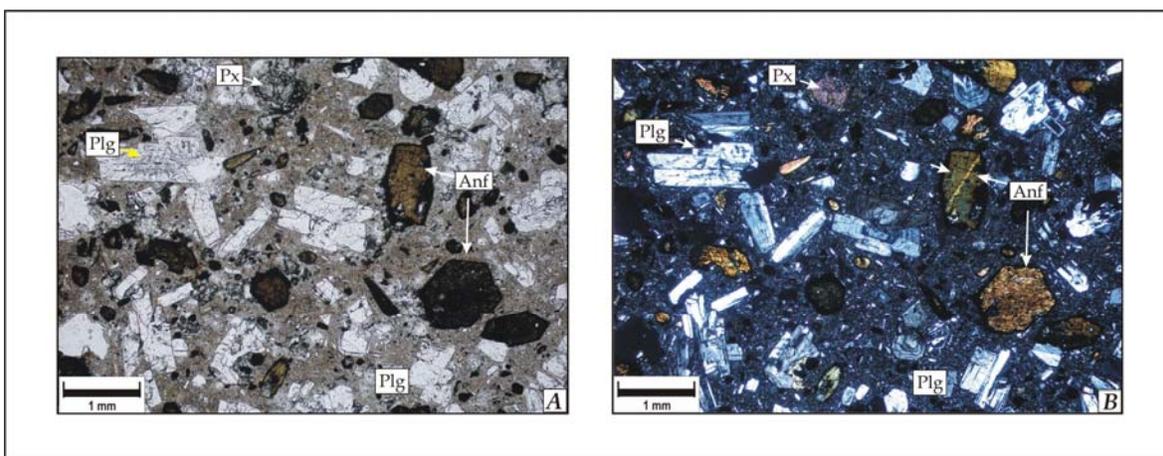


Fig. 48. Fotomicrografía de la muestra OX-08 perteneciente al flujo de bloques y cenizas del CDTz. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

3.2 Estructuras volcánicas de la parte sur

3.2.1. Domo Volcánico Amahuitz (DVA).

El Domo Volcánico Amahuitz se localiza a 33 km aproximadamente al SE de San Cristóbal de las Casas y a 1 km al SO del poblado Teopisca (Fig. 49). Se trata de la estructura volcánica localizada en la porción más oriental del área de estudio, cuyas coordenadas centrales son 15Q 558,128 y 1,824,081. Dicha estructura no ha sido reportada en estudios previos. Este domo es una estructura semicircular, con un área de aproximadamente 4.43 km², altura y diámetro aproximados de 400 m y 2.5 km, respectivamente y un volumen de 0.65 km³ (Fig. 50). Está constituido por rocas color gris claro (Fig. 51), textura porfídica, con foliación de flujo con plagioclasa subhedral (30 %vol.), anfíbol euhedral y subhedral (15 %vol.) y piroxeno subhedral (10 %vol.). Este domo presenta una morfología bien preservada, a pesar de la abundante vegetación en la zona.

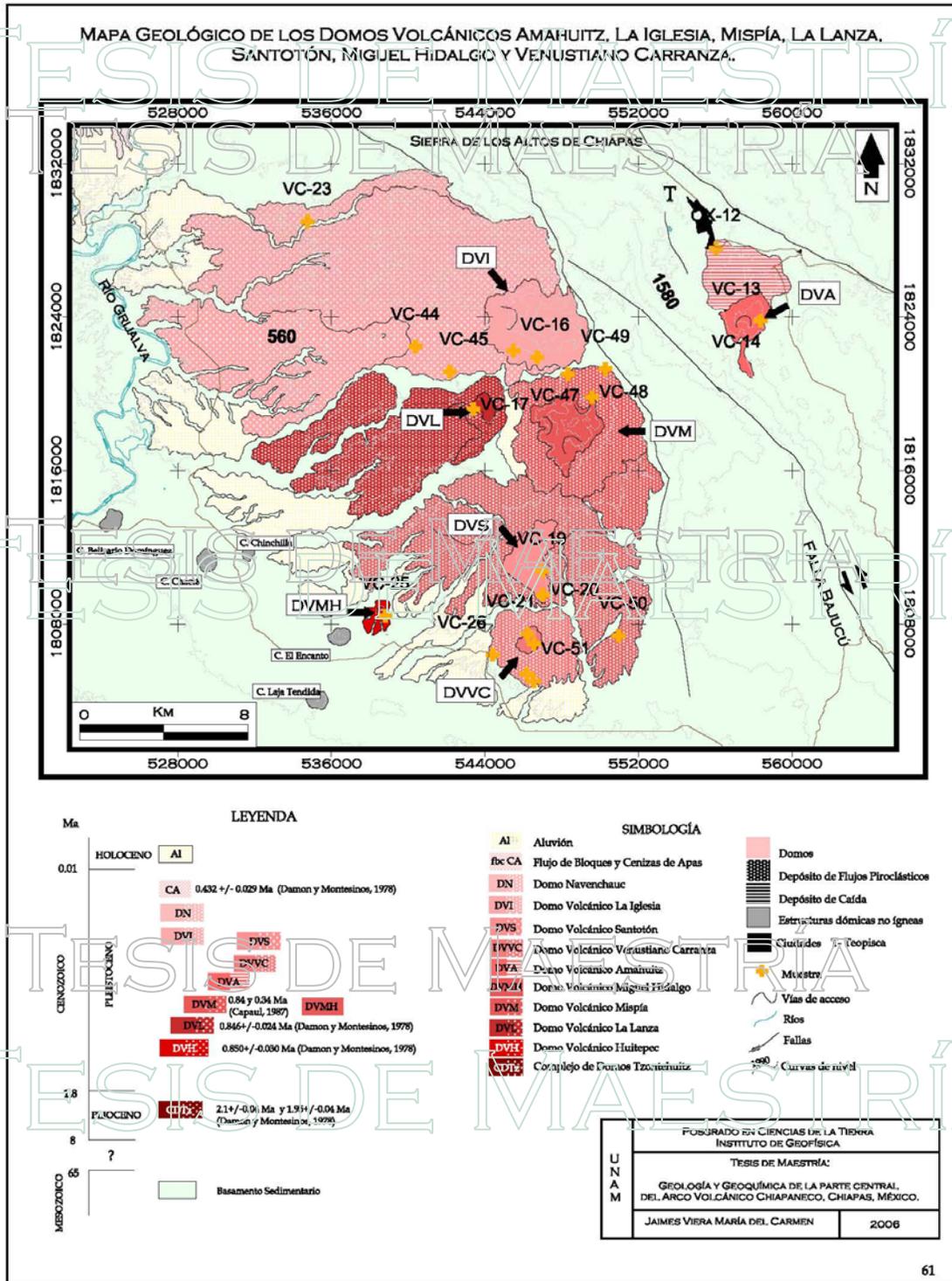


Fig. 49 Mapa de ubicación de los domos de la parte sur del área de estudio.

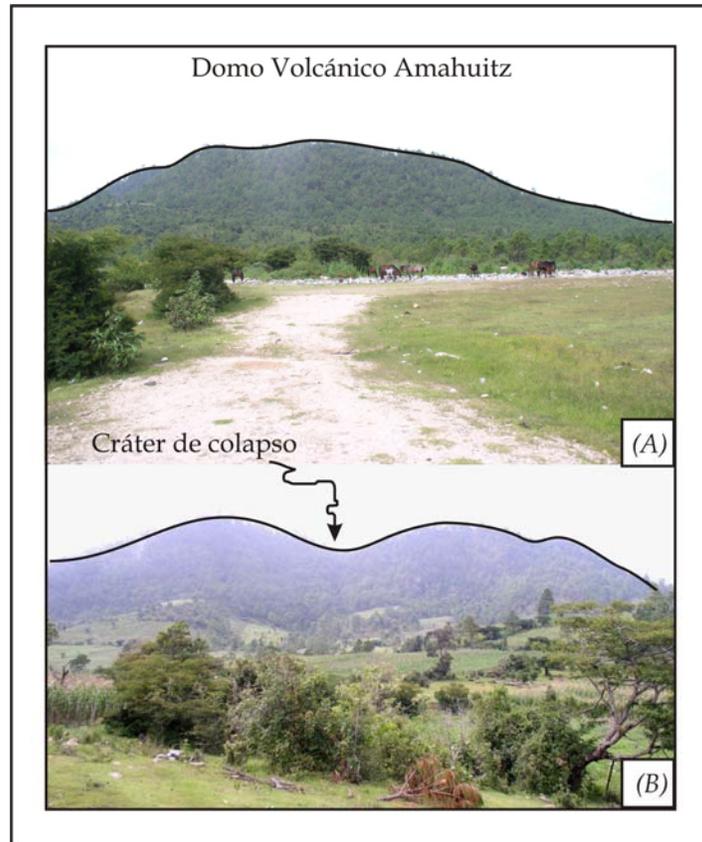


Fig. 50 a) Vista hacia el sur del domo volcánico Amahuitz, b) Vista hacia el norte del domo volcánico Amahuitz, en donde se observa el cráter originado por el colapso del mismo.



Fig. 51 Vista de la parte interna del domo volcánico Amahuitz. Se observa foliación de flujo.

La muestra tomada del domo (VC-14, apéndice A) indica que es una roca hipocristalina, porfídica con fenocristales (80 %vol.) y matriz (20 %vol.). Los minerales que constituyen la roca son:

Plagioclasa (60 %vol.), en forma de fenocristales euhedrales y subhedrales. Las características que muestran estos cristales son maclas tipo albita, texturas celular y tamiz, e inclusiones de vidrio, piroxeno y anfíbol. El zoneamiento es de tipo oscilatorio, normal e inverso.

Hornblenda (8 %vol.) en cristales subhedrales y anhedrales. El tamaño varía entre 0.03 y 3 mm; presentan textura celular, huellas de reabsorción y bordes de reacción color negro debido a los óxidos de Fe-Ti.

La augita es la fase menos abundante dentro de la roca con un 5 %vol. en microfenocristales subhedrales y anhedrales. Estos muestran una ligera alteración y bordes de reacción color negro (óxidos de Fe-Ti), además de signos de reabsorción y textura celular.

Los óxidos de Fe-Ti (2 %vol.) están distribuidos por toda la matriz, formando parejas de magnetita e ilmenita, o bien como bordes de reacción en las fases minerales hidratadas.

La roca se clasificó como una andesita de hornblenda de acuerdo a sus características petrográficas (Fig. 52).

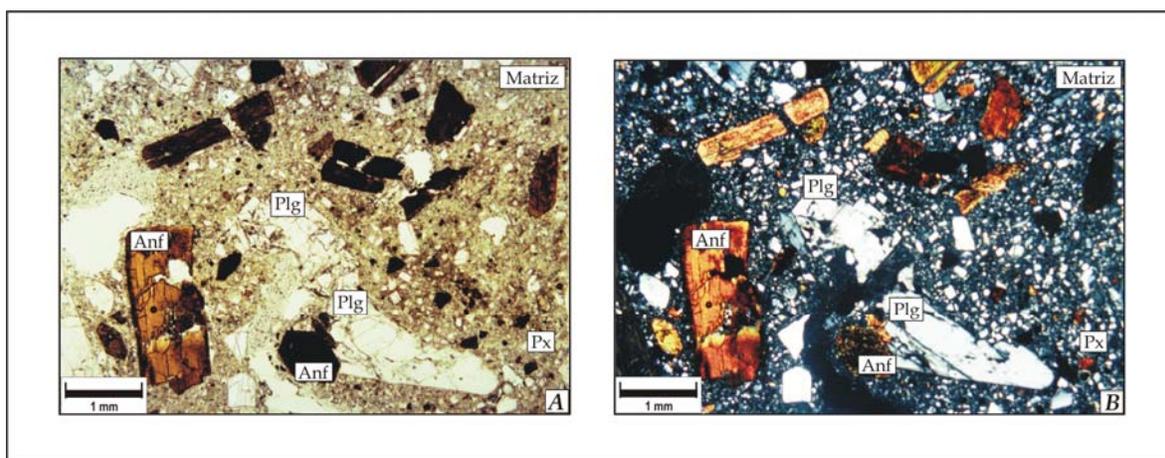


Fig. 52 Fotografía de la muestra VC-14 en lámina delgada perteneciente al domo volcánico Amahuizt. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

En el poblado Teopisca, a 10 Km al este, se encuentra un depósito de caída que se asocia al domo (Fig. 49). Es un depósito de color pardo amarillento de 15 cm de espesor, constituido principalmente por fragmentos de pómez de color amarillo soportados grano a grano con gradación normal, se encuentra en medio de dos depósitos epiclásticos-volcánicos de origen lacustre color pardo claro ricos en arcillas (Fig. 53). La pómez varía entre 4 y 20 mm, tiene textura vesicular y forma subangular. Los minerales observables son plagioclasa (2-3 mm) y anfíbol (3 mm).

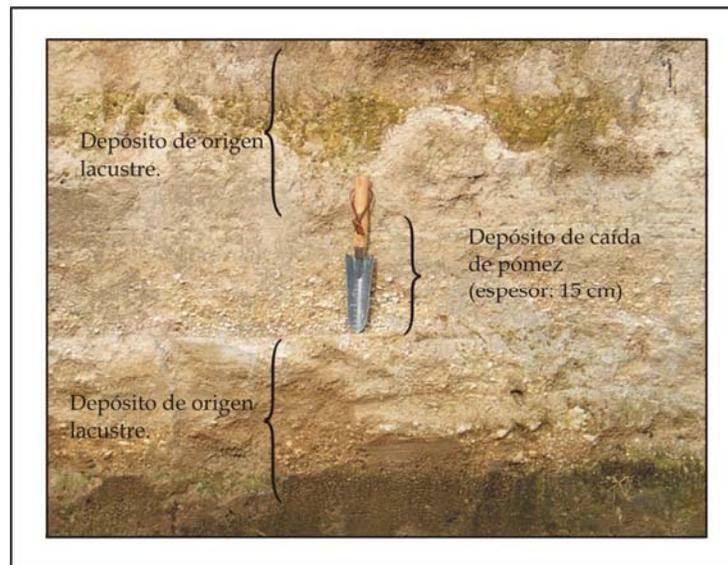


Fig. 53 Fotografía del depósito de caída perteneciente al domo volcánico Amahuitz.

El análisis petrográfico (muestra OX-12p) indica que la pómez de este depósito es hipocristalina, con matriz vítrea (19 %vol). La plagioclasa (65 %vol.) forma fenocristales y microfenocristales (3 - 0.3 mm) subhedrales y euhedrales, con maclas tipo carlsbad, zoneamiento oscilatorio, normal e inverso, e inclusiones de apatito y anfíbol.

La augita (5 %vol.) en cristales subhedrales y anhedrales, de 3 a 0.3 mm. Esta fase mineral presenta bordes de reacción por los óxidos de Fe-Ti.

La hornblenda (8 %vol.) está presente en cristales de hasta 3mm de largo con formas subhedrales y anhedrales, el pleocroísmo varía de pardo claro a pardo oscuro. Algunos cristales se presentan totalmente reemplazados por óxidos de Fe. A los óxidos de Fe-Ti les corresponden el 3 %vol. del total de la muestra. El tamaño que presentan es de microlitos y se encuentran diseminados por toda la muestra, como parejas de ilmenita y titanomagnetita o bien como bordes de reacción e inclusiones en las otras fases minerales.

Como mineral accesorio se encuentra el apatito, generalmente como inclusión en la plagioclasa.

La muestra fue clasificada como andesita de hornblenda (Fig. 54).

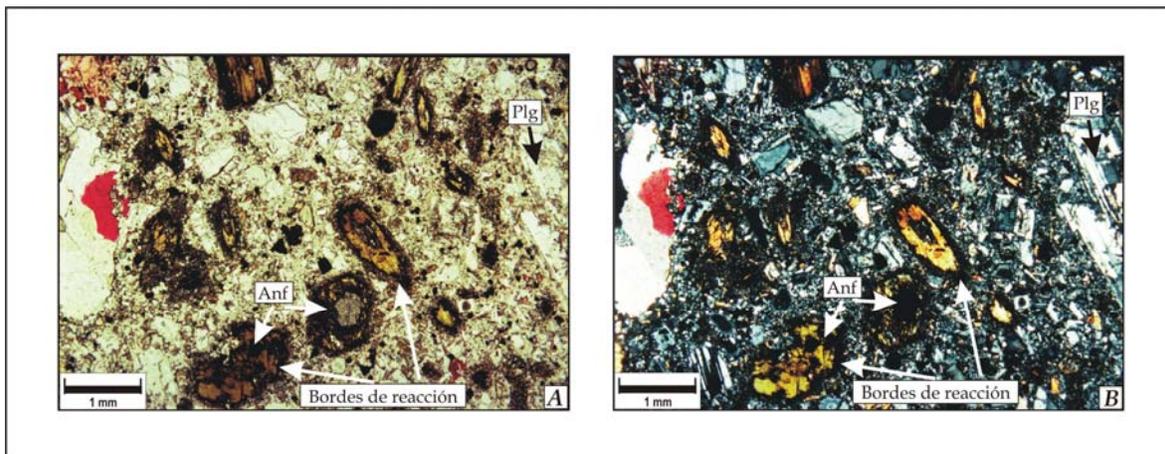


Fig. 54 Fotografía de la muestra OX-12p del depósito de caída localizado en el poblado Teopisca, proveniente del domo volcánico Amahuitz. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol.

3.2.2 Domo Volcánico La Iglesia (DVI).

El Domo Volcánico La Iglesia se localiza a 26 km al SE de San Cristóbal de las Casas, cuyas coordenadas centrales son 15Q 547372 y 1824242 (Fig. 49). Esta estructura no se tiene registrada en estudios previos de la zona. Este domo forma una estructura circular con un diámetro aproximado de 5 km, altura de 600 m,

cubre un área y volumen aproximados de 18.08 km² y 3.92 km³ respectivamente (Fig. 55).

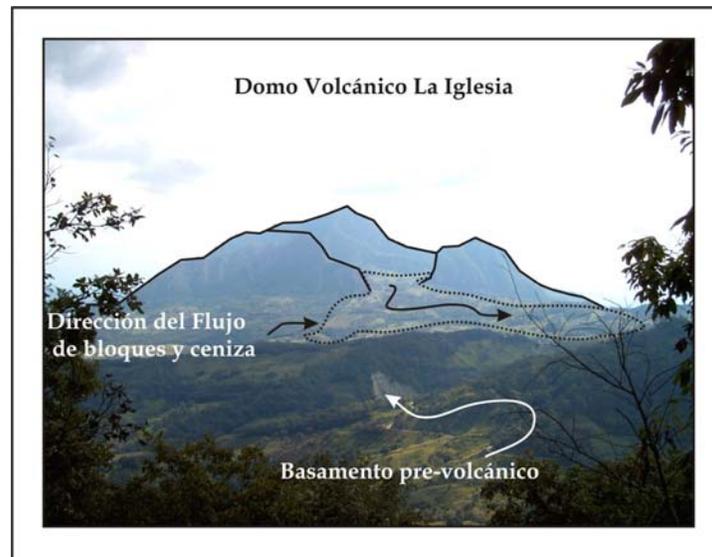


Fig. 55 Fotografía panorámica del domo volcánico La Iglesia, vista hacia el SE.

A diferencia del domo anterior (DVA), el domo La Iglesia no presenta una morfología bien preservada, sino que muestra paredes verticales muy erosionadas. Probablemente el clima presente en la zona sea la causa del grado alto de alteración en las rocas. Las rocas que componen al edificio principal son color gris claro, estructura masiva y textura porfídica. La mineralogía observable es plagioclasa (0.3 cm), anfíbol (0.2 cm) y piroxeno (0.3 cm).

La petrografía (muestra VC-15, apéndice A) indica que se trata de una roca hipocristalina con textura porfídica. El porcentaje de la matriz es de 7 %vol. La plagioclasa (70 %vol.) se presenta en fenocristales euhedrales y subhedrales de hasta 3.5 mm de largo. Presenta maclas tipo albita y zoneamiento tanto normal como inverso; también se identificaron inclusiones poikilíticas de piroxeno.

La hornblenda (12 %vol.) presenta pleocroísmo que cambia de pardo a pardo rojizo con cristales euhedrales y subhedrales entre 0.03 y <3 mm de longitud

(fenocristales y microfenocristales). Algunos tienen bordes de reacción oscuros debido a los óxidos de Fe-Ti.

La augita representa al grupo de los piroxenos con 8 %vol. Los cristales miden hasta 3 mm y presentan formas subhedrales a anhedrales. Es posible observar reacción en sus bordes de color negro.

Los óxidos de Fe-Ti (2 %vol.), se encuentran distribuidos en la roca en forma de inclusiones, bordes de reacción y diseminados en la matriz como microlitos. Como minerales accesorios se encontró apatito, el cual representa menos del 1 %vol.

Se clasificó a la roca como una andesita de hornblenda (Fig. 56)

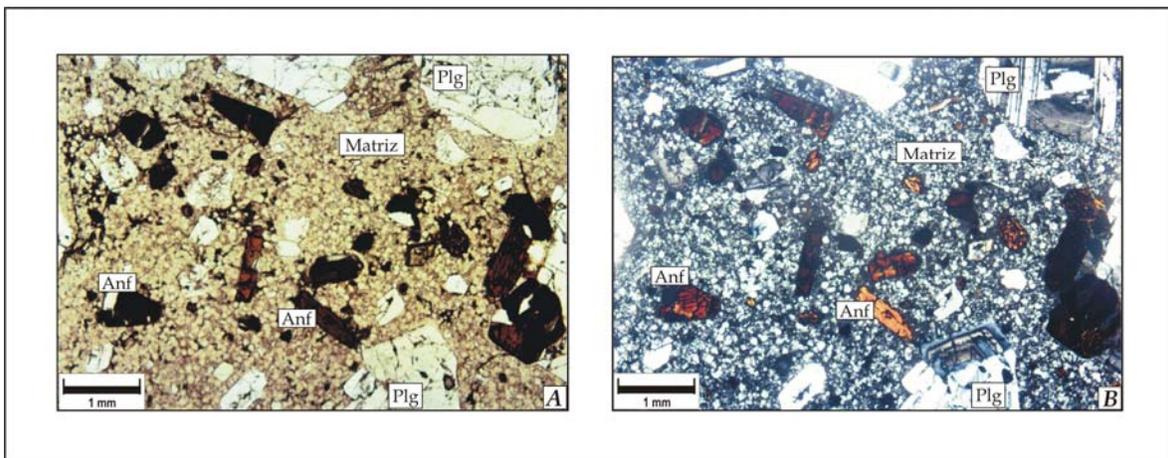


Fig. 56 Fotomicrografía de la muestra VC-15 correspondiente al domo volcánico La Iglesia. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol.

Asociados al domo volcánico La Iglesia se encuentran depósitos de flujos de bloques y cenizas que se emplazaron principalmente hacia el SO, con una longitud máxima de 13 km. El espesor promedio que aflora es de 15 m y cubren un área aproximada de 90 km² (Fig. 49).

El depósito es color gris y tiene estructura masiva semicompacta. Está constituido por bloques grises de andesita rodeados por una matriz de ceniza media a fina compuesta por vidrio, cristales y líticos. Los bloques son subredondeados hasta de 9 cm de largo, color gris y textura porfídica compuesta por plagioclasa (0.6 cm), piroxeno (0.3 cm) y anfíbol (0.2 cm).

De este depósito se muestrearon líticos, que se interpretaron como juveniles, a los que se les realizó estudios de petrografía (muestra VC-45, apéndice A), obteniendo la siguiente información:

Se trata de rocas hipocristalinas, porfídicas con matriz vítrea (21 %vol.) y fenocristales (79 %vol.). La mineralogía identificada la constituye la plagioclasa (65 %vol.) en fenocristales euhedrales y subhedrales de hasta 5 mm de longitud. Destacan el zoneamiento oscilatorio y normal, maclas tipo albita y carlsbad, textura celular e inclusiones de piroxeno, anfíbol y vidrio. La plagioclasa también se encuentra como microlitos en la matriz.

La hornblenda (7 %vol.), en fenocristales (entre 0.3 y 3 mm) subhedrales, con un pleocroísmo de pardo claro a rojizo y bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La augita (5 %vol.) tiene microfenocristales subhedrales de 0.3 a 2 mm de largo. Presenta bordes de reacción ligeros color negro debido a los óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (2 %vol.) en cristales euhedrales diseminados en la matriz y como bordes de reacción de la hornblenda y la augita (Fig. 57).

Se trata de una andesita de hornblenda.

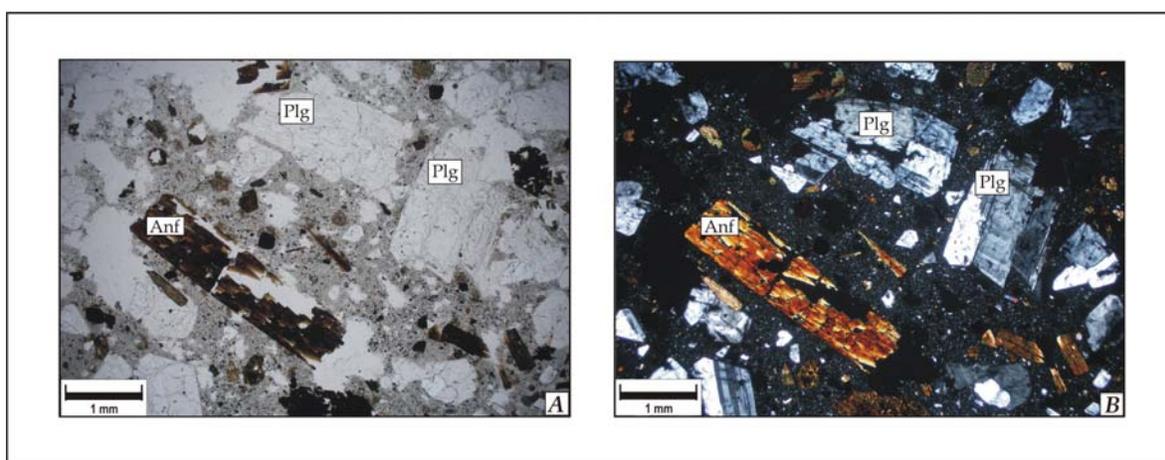


Fig. 57 Fotomicrografía de la muestra VC-45 perteneciente al flujo de bloques y cenizas del Domo Volcánico La Iglesia. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol.

3.2.3 Domo Volcánico Mispía (DVM).

El Domo Volcánico Mispía se localiza 2 km al SE del Domo Volcánico La Iglesia (coordenadas centrales 15Q 549177 y 1818487, Fig. 49), esta estructura fue nombrada por Capaul (1987) como volcán Nicolás Ruiz quien reportó edades K/Ar de 0.34 y 0.84 Ma (Tabla 1).

En este trabajo se le llamó Mispía debido a que este es el nombre con el cual aparece en las cartas topográficas 1:50000 de INEGI. El mencionado domo tiene una forma semi-alargada en dirección norte-sur con un diámetro ~3.6 km, altura de 600 m a partir del suelo circundante, cubre un área ~8 km² y un volumen ~2.03 km³ (Fig. 58).

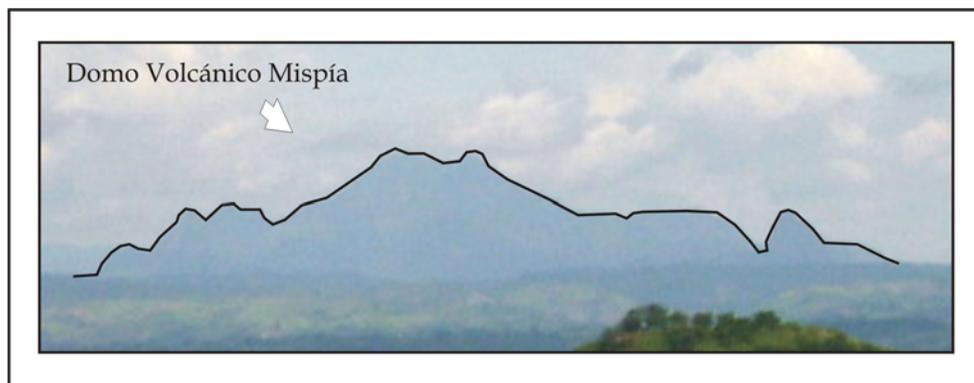


Fig. 58 Fotografía panorámica del Domo Volcánico Mispía, visto hacia el sur.

En las partes externas el domo tiene paredes verticales muy erosionadas que dan la impresión de pertenecer a una estructura antigua, ya que en la parte central se observa el domo como estructura aislada. Sin embargo, las rocas tienen las mismas características físicas y químicas, por lo que se infiere que la morfología presente es el resultado del intemperismo provocado por el clima y la abundante vegetación en la zona. La roca que forma este domo es color gris claro, con textura porfídica y con fenocristales de plagioclasa (0.4 cm), anfíbol (0.4 cm) y piroxeno (0.3 cm).

Asociados a este domo se encuentran depósitos de flujos de bloques y cenizas que se emplazaron principalmente hacia el SE, con una longitud máxima de 6.8 km y un espesor promedio de 6 m, cubriendo un área aproximada de 32 km² y un volumen aproximado de 0.19 km³. Los depósitos son color pardo, estructura masiva semicompacta, constituido por bloques de hasta 80 cm de longitud color gris oscuro inmersos en una matriz de ceniza media a fina constituida por vidrio, cristales y líticos. Los bloques son subredondeados, color gris oscuro y textura porfídica con fenocristales de plagioclasa (0.9 cm), piroxeno (0.3 cm) y anfíbol (0.3 cm).

El estudio petrográfico (muestra VC-18a, apéndice A) reveló que es una roca holocristalina, porfídica con una matriz (13% vol.) compuesta por microlitos de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Un 70 %vol. del total de la roca le corresponde a cristales anhedrales y subhedrales de plagioclasa entre 6 y 0.3 mm de largo. Estos cristales presentan maclas tipo albita, zoneamiento oscilatorio y textura de cedazo; algunos cristales tienen inclusiones de vidrio, piroxeno y apatito.

La hornblenda (10 %vol.) tiene un pleocroísmo de verde claro a verde oscuro. Los cristales varían de anhedrales a subhedrales y su tamaño es ≤ 3 mm. Generalmente presentan bordes de reacción ligeros color negro que se asocian a óxidos de Fe-Ti.

La augita (5 %vol.) se presenta en microfenocristales (de 0.03 a 3 mm) subhedrales y anhedrales con bordes de reacción ligeros de óxidos de Fe-Ti. Algunos cristales están parcial o totalmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (2 %vol.) se encuentran en microlitos distribuidos en la matriz, en bordes de reacción y como inclusiones en las fases minerales anteriormente descritas.

Como minerales accesorios se identificó al apatito.

En base a las características petrográficas, la roca corresponde a una andesita de hornblenda (Fig. 59).

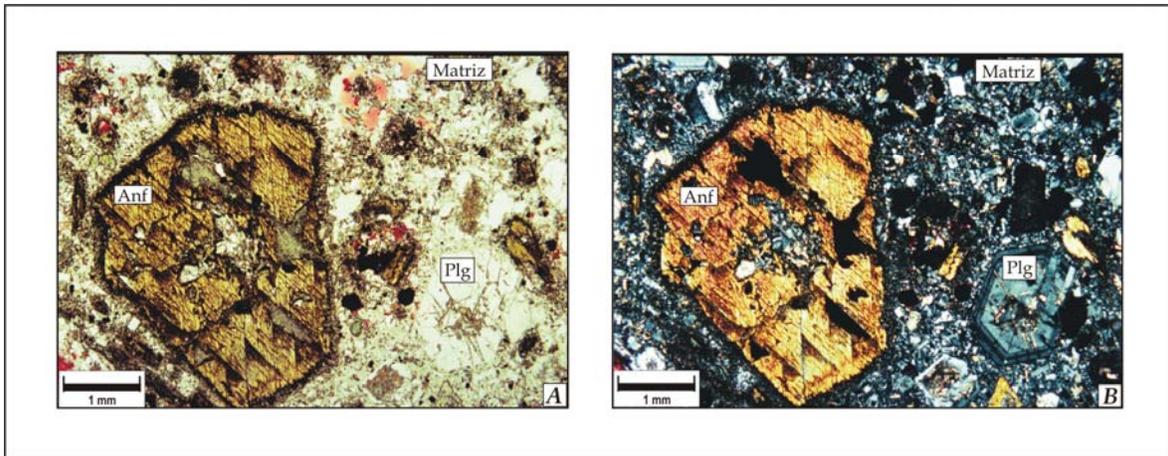


Fig. 59 Fotomicrografía de la muestra VC-18a perteneciente al domo volcánico Mispía. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Anf: anfíbol.

3.2.4 Domo Volcánico La Lanza (DVL).

El Domo Volcánico La Lanza se localiza a 2 km al O del Domo Volcánico Mispía, cuyas coordenadas centrales son 15Q 0544322 y 1819402 (Fig. 49). Damon y Montesinos (1978) fueron los primeros en describirlo como un “cuello volcánico con bandeamiento vertical y apariencia de espina peleana”. En este trabajo se le llamó domo por tener una forma semi circular en planta y una topografía abrupta , al igual que las estructuras anteriores (Fig. 60). Su diámetro promedio es de 1.5 km, 140 m de altura, área aproximada de 1.18 km² y volumen estimado en 0.082 km³. El domo está compuesto por rocas gris claro, con textura porfídica. Las fases minerales identificadas a simple vista son plagioclasa, anfíbol y cuarzo. La muestra colectada (VC-17) se encuentra medianamente intemperizada con puntos color pardo rojizo producto de la oxidación. Damon y Montesinos (1978) mencionan que esta estructura se compone de dacitas de horblenda y reportan una edad K-Ar de 0.846 + 0.024 Ma (Tabla 1).

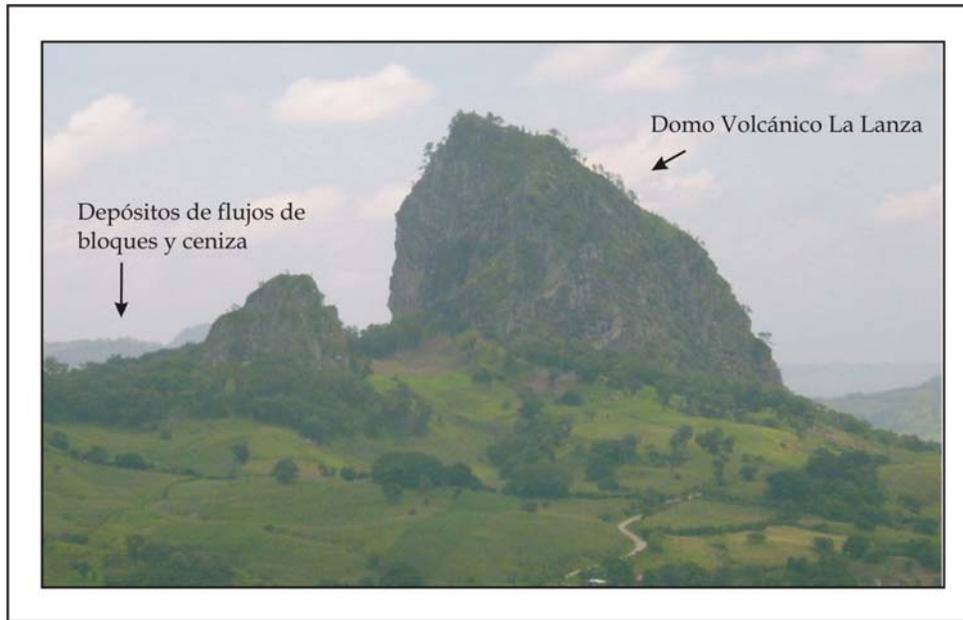


Fig. 60 Fotografía panorámica del Domo Volcánico La Lanza

Asociados a este domo se localizan depósitos de flujos de bloques y ceniza en dirección SO. Dichos flujos alcanzan una distancia de hasta 9.5 km aproximadamente y cubren un área de 70 km² aproximadamente. Los depósitos son color pardo, estructura masiva semicompacta, compuesto por bloques (>20 cm) inmersos en una matriz de ceniza media a fina constituida por vidrio, cristales y líticos. Estos bloques son subredondeados color gris oscuro y textura porfídica, compuesto de plagioclasa (0.9 cm), cuarzo (0.5 cm), piroxeno (0.3 cm) y anfíbol (0.3 cm).

La petrografía (muestra VC-17) indica que es una roca hipocristalina, porfídica. La matriz (17 %vol.) se compone de vidrio con microlitos de plagioclasa. Las fases minerales presentes como son:

Plagioclasa (65 %vol.) en cristales euhedrales y subhedrales cuyas dimensiones oscilan entre 0.03 y 9 mm (microfenocristales y fenocristales). El zoneamiento es predominantemente oscilatorio, las maclas son de la albita y carlsbad, además

muestran texturas celular. Algunos cristales tienen inclusiones de piroxenos, apatito y vidrio.

La hornblenda (8 %vol.) tiene un pleocroísmo de pardo claro a pardo oscuro en fenocristales y microfenocristales euhedrales y subhedrales. Muestran bordes de reacción delgados e inclusiones de óxidos de Fe-Ti.

La augita tiene el 5 %vol. en microfenocristales (0.03 - 3 mm) subhedrales y anhedrales, con bordes de reacción color negro. Algunos cristales se encuentran parcialmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti.

La titanomagnetita (3 %vol.) se observa diseminada en la matriz, como inclusiones y como bordes de reacción en las fases minerales mencionadas anteriormente.

El cuarzo (2 %vol.) en fenocristales subhedrales y anhedrales de hasta 4 mm de largo. En algunos cristales se observaron inclusiones de piroxeno.

La clasificación corresponde a una dacita de hornblenda (Fig. 61).

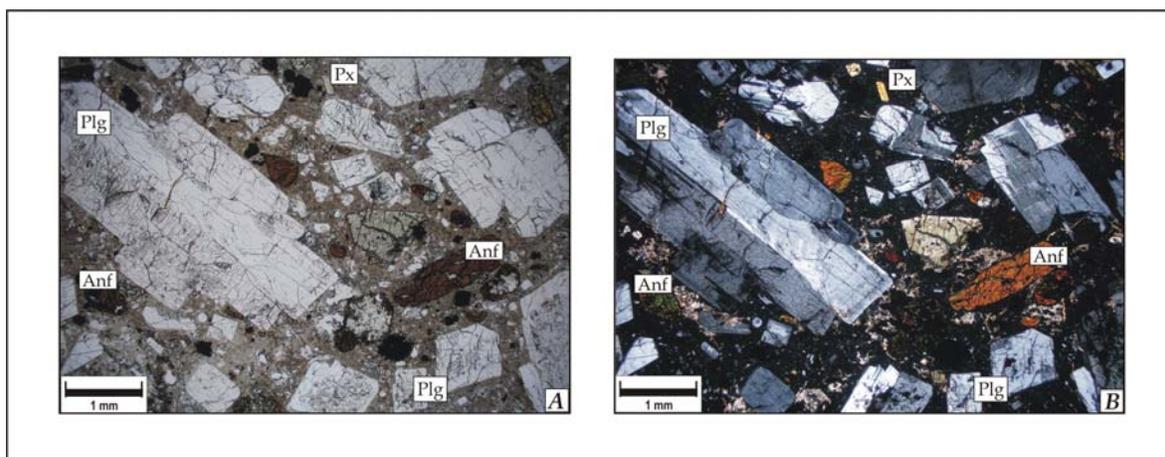


Fig. 61 Fotomicrografía de la muestra VC-17 del Domo Volcánico La Lanza. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

3.2.5 Domo Volcánico Santotón (DVS).

Esta estructura no había sido reportada en trabajos anteriores. Su punto central se localiza en las coordenadas 15Q 547452 y 1812539, aproximadamente a 4 km al S

del Domo Volcánico Mispía (Fig. 49). Tiene una altura aproximada de 400 m sobre el área circundante, aspecto alargado en dirección sur con un eje mayor de 3.6 km y menor de 2 km; cubre un área aproximada de 6.45 km² y un volumen de 2.58 km³. La roca que lo compone es color gris claro y textura porfídica, con foliación de flujo (Fig. 62). Los minerales observables son anfíbol, plagioclasa y piroxeno.

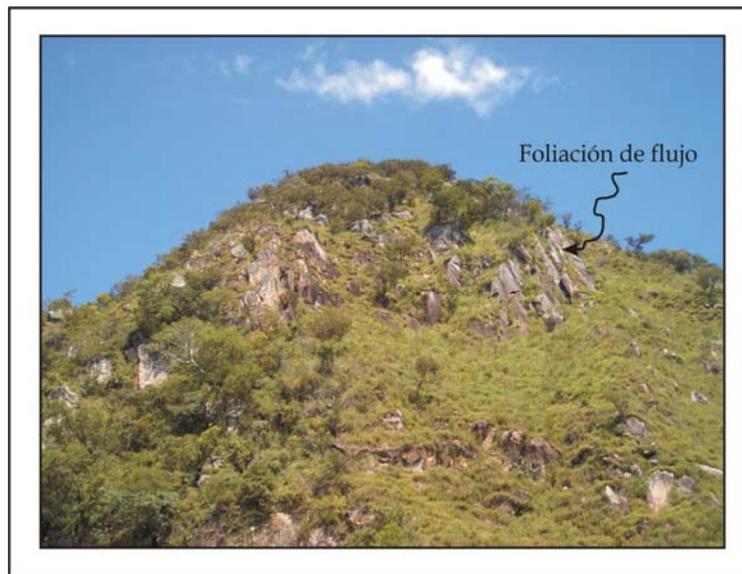


Fig. 62 Fotografía de la parte central del Domo Volcánico Santotón visto desde el sur.

Petrográficamente es una roca hipocristalina, porfídica, con matriz (19 %vol.) de vidrio con microlitos de plagioclasa.

La plagioclasa (65 %vol.) en fenocristales y microfenocristales euhedrales y subhedrales con maclas tipo albita y carlsbad y zoneamiento oscilatorio.

La augita (10 %vol.) en microfenocristales (0.03 a 3 mm) subhedrales y anhedrales. Algunos cristales presentan textura de cedazo y celular, y bordes de reacción por los óxidos de Fe-Ti.

La hornblenda (5 %vol.) presenta un pleocroísmo de verde claro a verde ligeramente más oscuro, en fenocristales de hasta 5 mm de largo euhedrales y subhedrales. Las texturas observadas son celular y cedazo, así mismo se distinguieron bordes de reacción producidos por los óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de Fe-Ti (1% vol.) en microlitos (< 0.03 mm) disseminados en la matriz, como inclusiones y bordes de reacción en los cristales de las fases minerales anteriores.

La clasificación petrográfica de la muestra corresponde a una andesita de augita (Fig. 63).

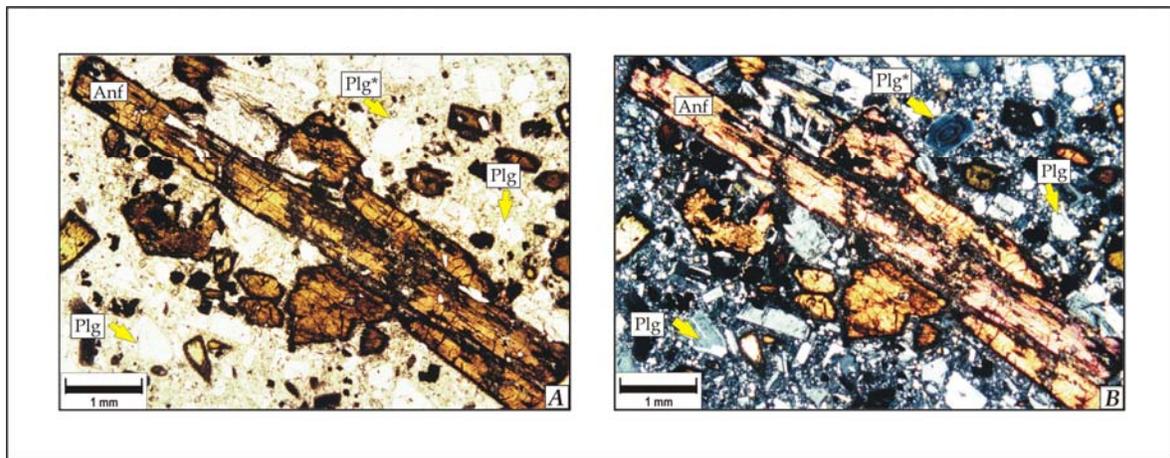


Fig. 63. Fotomicrografía de la muestra VC-20 perteneciente al Domo Volcánico Santotón. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Plg*: plagioclasa con zoneamiento oscilatorio; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

3.2.6 Domo Volcánico Venustiano Carranza (DVVC).

El Domo Volcánico Venustiano Carranza tiene las siguientes coordenadas centrales 15Q 0547071 y 1807974 UTM y se localiza al S del Domo Volcánico Santotón (Fig. 49). Este domo aflora con una altura estimada de 280 m, un diámetro aproximado de 1.2 km, cubre un área de 1.23 km² y un volumen estimado en 0.10 km³ (Fig. 64). De la Rosa et al., (1989) identificaron a esta estructura como un volcán.

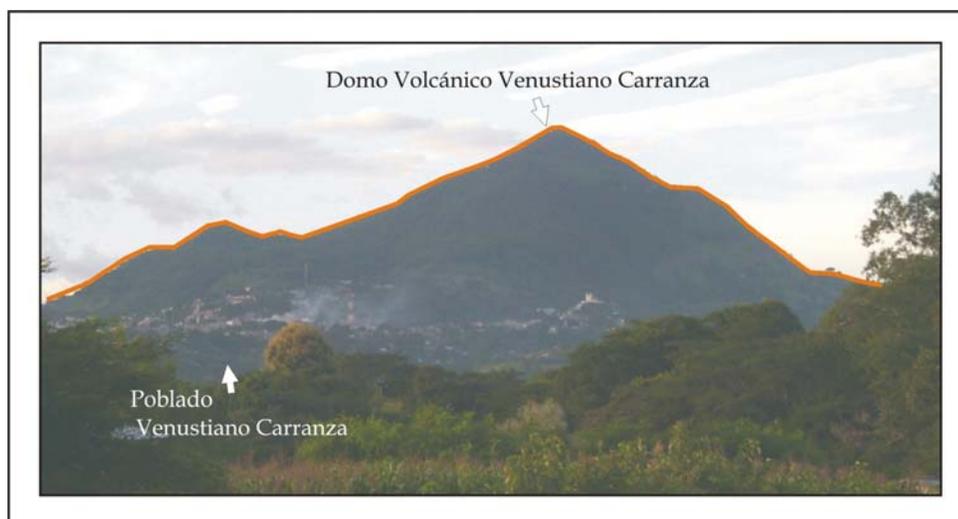


Fig. 64 Fotografía panorámica del Domo Volcánico Venustiano Carranza.

Esta estructura está formada por el domo y depósitos piroclásticos de flujos de bloques y ceniza, caída y lahares.

La roca que constituye al domo es color gris claro, estructura masiva, densa, con textura porfídica donde el tamaño los fenocristales es de medio a grueso. Las principales fases minerales presentes son plagioclasa (0.4 cm) en cristales anhedrales, anfíbol (0.3 cm) subhedral y piroxeno subhedral de 0.3 cm de largo.

La petrografía de la roca (muestra VC- 52) indica que es hipocristalina, porfídica, con matriz (14% vol.) de vidrio con microlitos. La plagioclasa (60 %vol.) forma cristales euhedrales y subhedrales de hasta 4 mm de largo, con zoneamiento oscilatorio y maclas tipo albita y carlsbad. Se observaron inclusiones de vidrio que siguen los planos de crecimiento del mineral e inclusiones de piroxeno y apatito.

La hornblenda (10 %vol.) tiene un pleocroísmo de pardo claro a pardo oscuro en cristales subhedrales de hasta 3 mm de largo. Usualmente tiene bordes de reacción e inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Algunos cristales se observan parcialmente reemplazados por óxidos de Fe-Ti.

La augita (8 %vol.) forma cristales subhedrales y anhedrales de hasta 3 mm de largo. Tiene bordes de reacción e inclusiones de óxido de Fe-Ti.

La titanomagnetita (5 %vol.) se encuentran diseminada en la matriz, en los bordes de reacción y en inclusiones en otras fases minerales.

El cuarzo (3 %vol.) en fenocristales subhedrales de hasta 4 mm de largo, con inclusiones de piroxeno.

La clasificación petrográfica corresponde a una dacita de horblenda (Fig. 65).

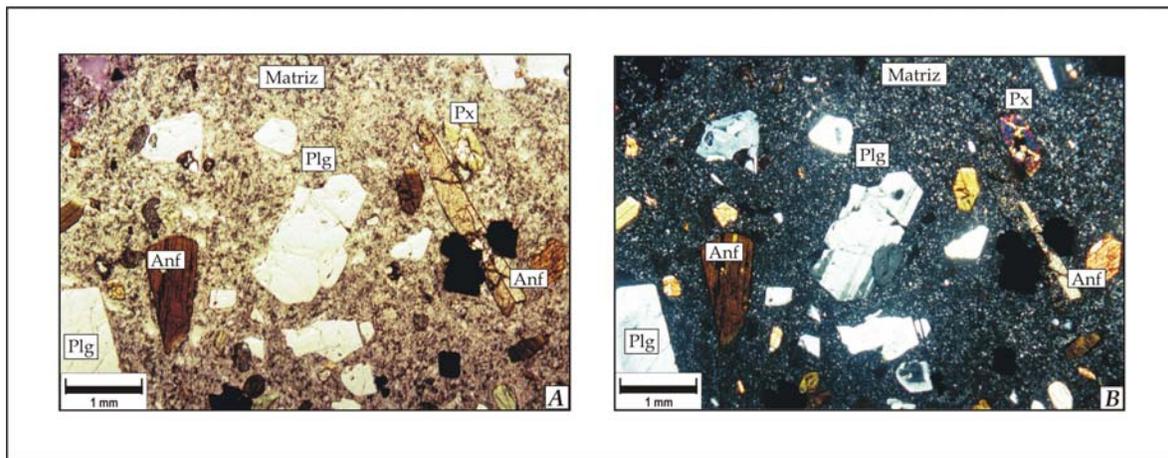


Fig. 65 Fotomicrografía correspondiente a la muestra VC-52 del Domo Volcánico Venustiano Carranza. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

El depósito de flujos de bloques y ceniza se encuentran rodeando al domo. El radio promedio del afloramiento (tomando como punto de partida el centro del domo) es de 2 km y un área estimada de 13.7 km². El depósito es monolitológico color gris claro, soportado por una matriz con textura de arena fina y aspecto masivo. En algunas partes del depósito es posible apreciar matriz arcillosa que se interpreta como producto del intemperismo. En el punto VC-22 solo afloran 2.5 m de espesor (Fig. 66). Los bloques son color gris claro, angulosos y varían en tamaño desde 0.70 m hasta 1.40 m (Fig. 67).

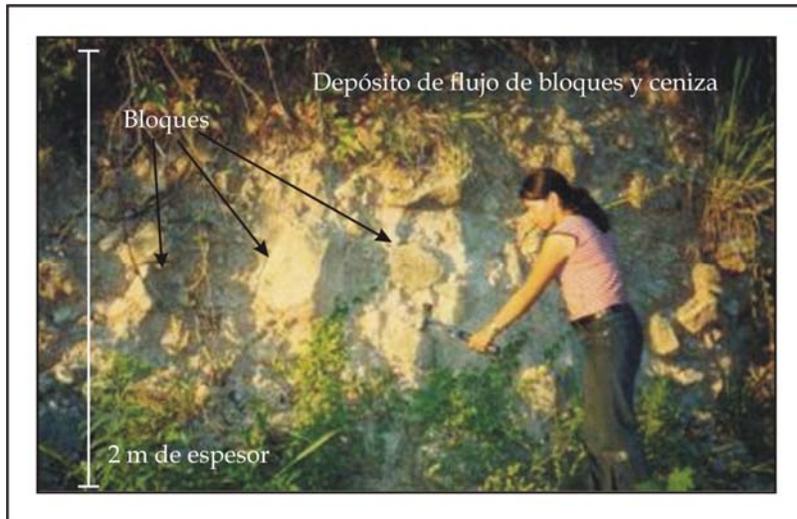


Fig. 66 Fotografía del depósito de flujo de bloques y cenizas del Domo Volcánico Venustiano Carranza.

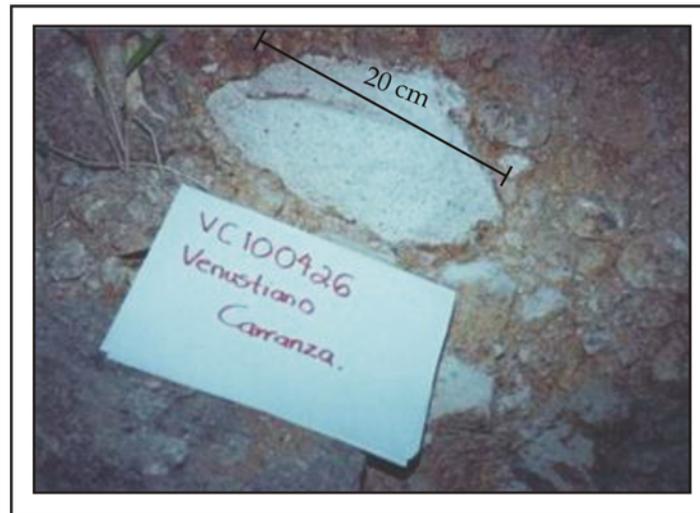


Fig. 67 Detalle del depósito de bloques y cenizas del Domo Volcánico Venustiano Carranza.

La petrografía de estos bloques gris claro (VC-22, Apéndice A) muestra que son rocas hipocristalinas, porfídicas con una matriz (12 %vol.) compuesta por vidrio con microlitos de plagioclasa. Las principales fases minerales que la constituyen son:

Plagioclasa (60 %vol.) en fenocristales y microfenocristales con formas euhedrales y suhedrales. Algunos cristales contienen maclas tipo albita y carlsbad, zoneamiento normal y presentan inclusiones de apatito y piroxeno.

La hornblenda (12 %vol.) en fenocristales de hasta 3 mm de tamaño (microfenocristales), con formas subhedrales y anhedrales. El pleocroísmo varía de pardo oscuro a rojizo. Algunos cristales muestran textura de tamiz y bordes de reacción delgados debido a los óxidos de Fe-Ti.

La augita (8 %vol.) en microfenoscristales (0.03 – 3 mm) subhedrales y anhedrales. Algunos cristales tienen bordes de reacción color negro debido a los óxidos de Fe-Ti y muestran textura de cedazo.

Cuarzo (3 %vol.) en fenocristales euhedrales y subhedrales de hasta 3 mm de largo. Los óxidos de Fe-Ti tienen un porcentaje del 5 %vol., se encuentran como microlitos disseminados en la matriz y como inclusiones y bordes de reacción en otras fases minerales.

La clasificación corresponde a una dacita de hornblenda (Fig. 68).

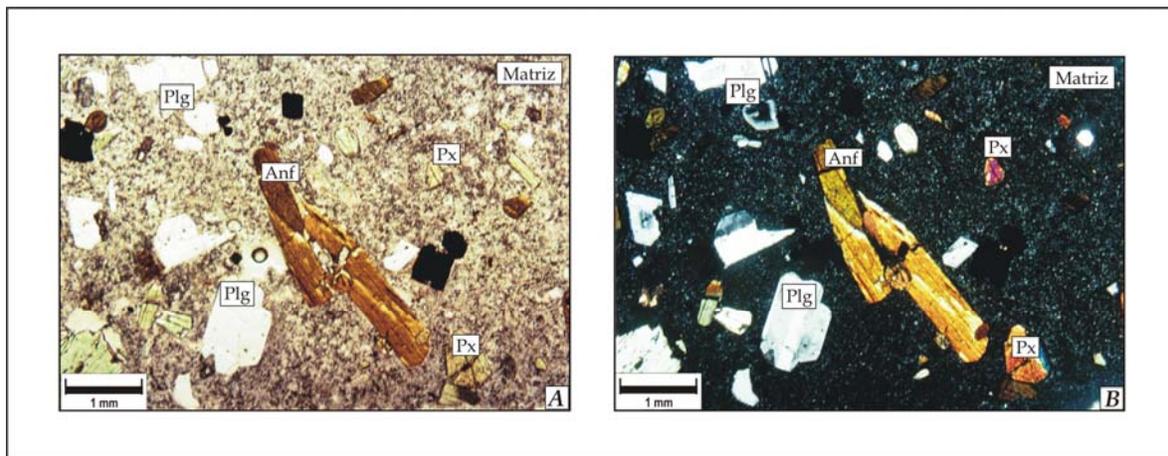


Fig. 68 Fotomicrografía de la muestra VC-22 del Domo Volcánico Venustiano Carranza. (A) Luz paralela; (B) Nícoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

3.2.7 Domo Volcánico Miguel Hidalgo (DVMH).

Este Domo Volcánico es la estructura más pequeña en el área de estudio. Se localiza cerca del poblado Miguel Hidalgo y las coordenadas centrales son 15Q0539838 y 1808903 UTM (Fig. 49). Esta estructura volcánica no ha sido reportada en estudios anteriores, tiene 60 m de altura, 700 m de diámetro, cubre un

área cercana a 1.5 km² y tiene un volumen de 0.007 km³ (Fig. 69). Asociados a este domo hay depósitos de flujos piroclásticos. La roca que compone esta estructura es color gris, textura porfídica y estructura masiva. Las principales fases minerales presentes son plagioclasa (3 mm), anfíbol (2 mm) y piroxeno (2mm) (Fig. 70).

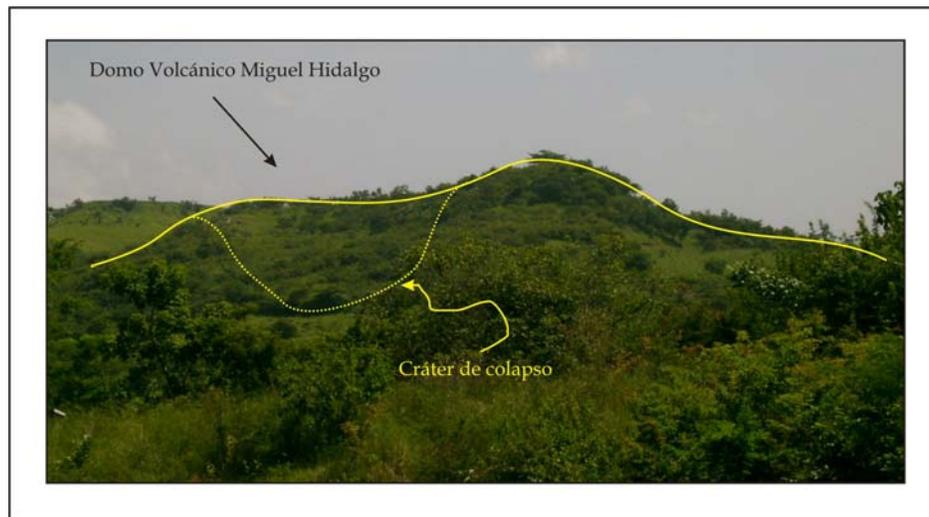


Fig. 69 Fotografía panorámica del Domo Volcánico Miguel Hidalgo



Fig. 70 Fotografía de las rocas que componen al domo.

La petrografía indica que es una roca hipocristalina, porfídica con matriz (12 %vol.) de vidrio con microlitos de plagioclasa. La plagioclasa (70 %vol.) en fenocristales de hasta 0.3 mm de largo con formas euhedrales y subhedrales.

Algunos cristales tienen texturas celular y cedazo e inclusiones de piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Igualmente presentan zoneamiento oscilatorio y maclas tipo albita.

Augita (5 %vol.) en fenocristales euhedrales y subhedrales (< 3mm), con bordes de reacción delgados color oscuro. A veces presentan inclusiones de anfíbol.

La hornblenda (12 %vol.) en fenocristales de hasta 3 mm de longitud con formas euhedrales y subhedrales. El pleocroísmo de estos cristales varía de verde a rojo claro. Ciertos cristales muestran textura de cedazo y bordes de reacción ligeros color negro.

Los óxidos de Fe-Ti (1 %vol.) se observan como microlitos anhedrales diseminados en la matriz, como bordes de reacción e inclusiones en la hornblenda.

La clasificación petrográfica corresponde a una andesita de hornblenda (Fig. 71).

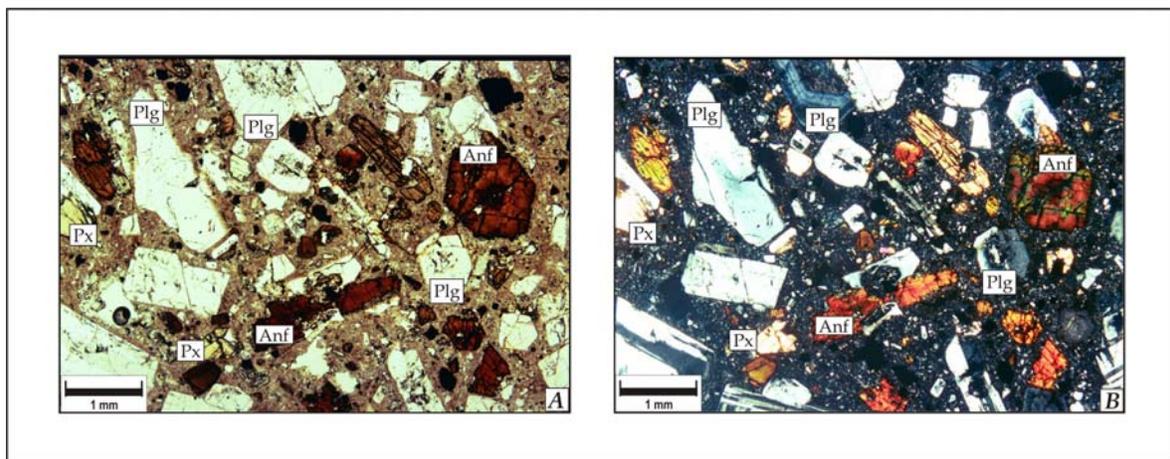


Fig. 71 Fotomicrografía de la muestra VC-25 perteneciente al Domo Volcánico Miguel Hidalgo. (A) Luz paralela; (B) Nicoles cruzados. Plg: plagioclasa; Px: piroxeno; Anf: anfíbol.

Los domos volcánicos de la parte sur, a excepción del domo Miguel Hidalgo, se alinean con el Complejo de Domos Tzontehuitz en dirección N-S (Fig. 34), lo que se relaciona con una falla denominada en este trabajo como Falla V. Carranza-Tzontehuitz. Con datos obtenidos en fotografías aéreas y trabajo de campo se determinó que se trata de una falla lateral derecha con componente normal (ver mapa anexo).

3.3 Estructuras de domos no ígneas.

En la parte sur del área de estudio (mapa anexo) se localizan 5 estructuras en forma de domos de pequeñas dimensiones en donde no se encontraron afloramientos de rocas ígneas. Se cree que pueden ser intrusivos cubiertos por rocas sedimentarias o domos salinos. El hecho de que en sus alrededores se encontraron estructuras con rocas ígneas, nos permite suponer que debajo de la vegetación existe el contacto entre el cuerpo intrusivo y el basamento sedimentario. En el presente trabajo, estos domos tienen los nombres dados por las cartas de INEGI.

C. Belisario Domínguez. Esta estructura tiene por coordenadas centrales 15Q 525788 y 1813807, cuenta con 100 m de altura, un diámetro promedio de 1.0 km y un área de 0.92 km² (Fig. 72).

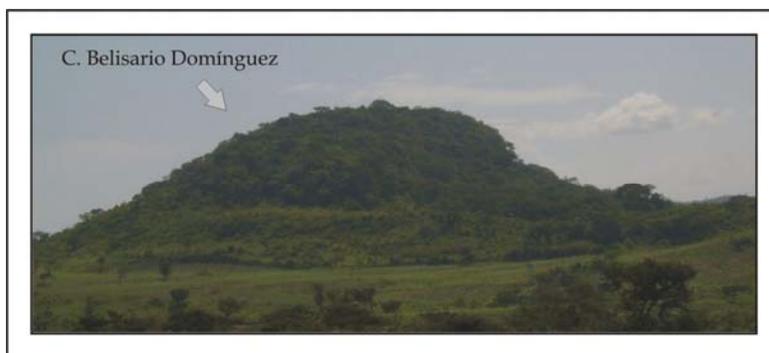


Fig. 72. Fotografía panorámica del C. Belisario Domínguez. Vista hacia el oeste.

C. Chacté, se localiza su punto central en las coordenadas 15Q 530702 y 1811769. Tiene una altura de 120 m y un diámetro de 1 km, el área es aproximadamente de 0.92 km² (Fig. 73).



Fig. 73. Fotografía panorámica del C. Chacté. Vista hacia el oeste

C. Chinchilla ubicado en las coordenadas 15Q 532836 y 1812278, posee 80 m de altura, un diámetro promedio de 0.9 km y un área aproximada de 0.53 km² (Fig. 74).



Fig. 74 Fotografía panorámica del C. Chinchilla. Vista hacia el este.

C. El Encanto, con coordenadas 15Q 537613 y 1807979, tiene una altura de 100 m, un diámetro de 1.2 km y cubre un área de 0.53 km² (Fig. 75).

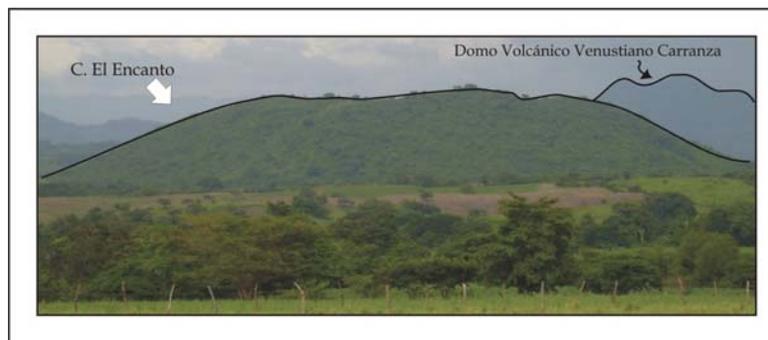


Fig. 75. Fotografía panorámica del C. El Encanto. Vista hacia el norte.

C. Laja Tendida el cual tiene 300 m de altura un kilómetro de diámetro promedio, y cuenta con un área aproximada de 0.92 km². Se localiza en las coordenadas 15Q 536339 y 1804635 (Fig. 76).

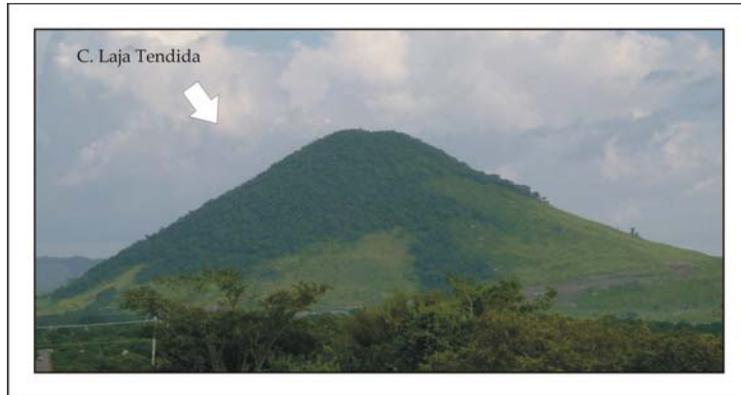


Fig. 76. Fotografía panorámica del C. Laja Tendida. Vista hacia el sur.

CAPÍTULO 4

GEOQUÍMICA DE LA PARTE CENTRAL DEL ARCO VOLCÁNICO CHIAPANECO

4.1 Introducción al estudio de la geoquímica en las rocas ígneas.

Conocer las características químicas de las rocas nos permite entender el origen y evolución de las mismas, los procesos magmáticos a los que estuvieron sometidas, los grados de fusión parcial ocurridos y los cambios presentes durante el ascenso del magma. Existen varios métodos para el análisis químico de las rocas, tales como Fluorescencia de rayos X, Análisis de Activación de Neutrones (IINA y RNAA), Plasma Inductivamente Acoplado (ICP), Espectrometría de Absorción Atómica (AAS), Espectrometría de Masa, Análisis de Microsonda Iónica y Electrónica.

En el presente estudio se utilizaron las técnicas de Fluorescencia de Rayos X y el Plasma inductivamente acoplado (ICP-MS). La primera técnica es la más usada en la determinación de elementos mayores y algunos elementos traza. Es versátil y puede analizar más de 80 elementos con un amplio rango de sensibilidad, detectando concentraciones desde 100% hasta partes por millón (ppm). Es un método rápido y se pueden realizar un gran número de análisis precisos en un corto periodo de tiempo. La desventaja de esta técnica es que los elementos más ligeros que el Na no pueden ser analizados (Rollinson, 1993). Básicamente, el método consiste en excitar una muestra con rayos X. Un rayo X primario excita átomos que emiten rayos X secundarios los cuales tienen longitudes de onda que son característicos de los elementos presentes en la muestra. Para determinar la concentración de los elementos presentes se utiliza la intensidad de los rayos X emitidos de la muestra (Rollinson, 1993).

El segundo método utilizado fue el Plasma Inductivamente Acoplado (ICP). Este método es capaz de medir muchos elementos de la tabla periódica con un bajo límite de detección y una buena precisión. Las mediciones son simultáneas y puede hacerse un análisis completo en aproximadamente 2 minutos, lo que lo hace un método extremadamente rápido. El ICP es una técnica de “flama” cuya temperatura varía entre 6000-10000 K, la muestra se debe poner en solución usando ácidos puros, mezclas de ácidos o fundentes. También existen equipos de ablación con láser que permiten muestreo directo. La muestra en solución es introducida en un plasma con $T \sim 8000 \text{ }^\circ\text{K}$, donde es volatilizada y los átomos son ionizados y excitados. El plasma se genera por medio de la inducción de una corriente de alta frecuencia en argón ionizado.

Una vez obtenidos los resultados, se realiza una serie de diagramas en donde los óxidos de los elementos mayores deben estar en condiciones anhidras y recalculados al 100%. La razón por la cual se manejan los datos de forma anhidra es para tratar de homogeneizar el origen de las rocas, ya que no todos los productos proceden del mismo tipo de magma. Además permite eliminar la presencia de agua meteórica y materia orgánica que pueda alterar la composición química de la muestra.

Para realizar la clasificación química y la discriminación de ambientes de las rocas estudiadas, se utilizan los valores químicos anhidros y con ellos se realizan los siguientes diagramas:

☞ *TAS (Total Alcalis vs. Sílice)* de Le Bas et al., (1986).

Este diagrama es uno de los más utilizados en cuanto a la clasificación química de rocas volcánicas. La información que se requiere es la suma del contenido de Na_2O y K_2O (álcalis total), y la cantidad de Si_2O , estos datos se manejan en porcentaje en

peso (%p) y se grafica en dicho diagrama. El diagrama TAS divide a las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas en base al contenido de sílice.

☞ *Álcalis vs. Sílice* de Irvine y Baragar (1971). Muestra la línea que divide los campos de las rocas alcalinas de las subalcalinas.

Las rocas ígneas extrusivas pueden ser divididas en dos grandes series magmáticas: la serie Alcalina y la serie Subalcalina, utilizando como base un diagrama de álcalis total vs. sílice. La nomenclatura está basada en una serie de nombres raíces a los que se les adiciona términos especiales en caso de ser necesario, así, por ejemplo, un basalto puede clasificarse en basalto alcalino o basalto subalcalino (Rollinson, 1993).

☞ *AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio)* de Irvine y Baragar, (1971) cuya función es separar los campos de las rocas calcoalcalinas de las toleíticas.

Este diagrama ternario es el más usado para distinguir entre las tendencias toleíticas y calcoalcalinas en la serie magmática subalcalina. Los parámetros usados son el álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en el vértice "A"; el FeO total en el segundo vértice "F"; y por último el MgO en el tercer vértice "M", para graficar los valores de estos óxidos se suman y se recalculan al 100% asignándoles un nuevo valor de porcentaje a cada uno (Rollinson, 1993). La forma de interpretar los resultados en esta gráfica es la siguiente: las rocas menos evolucionadas tendrán un enriquecimiento en Mg, por lo que se ubicarán en la parte inferior derecha del triángulo, mientras que las rocas con mayor grado de evolución presentan un enriquecimiento en álcalis y se ubican en la parte inferior izquierda del triángulo.

☞ *Potasio vs. Sílice* de Gill (1981) para diferenciar las series magmáticas orogénicas.

Este diagrama, según Peccerillo y Taylor (1976; en D'Amico y otros, 1987), se usa para distinguir las series magmáticas orogénicas mediante líneas que dividen a los

campos Toleítico, Calcoalcalino, Calcoalcalino alto en K y Shoshonítico. Le Maitre y otros (1989; en Rollinson, 1993) han sugerido una clasificación en base al contenido de potasio bajo, medio y alto, y proponen que esos términos pueden ser usados para calificar los nombres de los basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas. Esta nomenclatura coincide ampliamente con los términos 'series de bajo potasio' (Toleitas), 'serie calcoalcalina' y 'serie calcoalcalina de alto K' de Rickwood (1989; Rollinson, 1993), y con los términos 'basalto subalcalino de bajo K', 'basalto subalcalino' y 'basalto alcalino' usado por Middlemost (1975; en Rollinson, 1993).

4.2 Clasificación química de roca total.

Las rocas emitidas por las estructuras del AVC han sido poco estudiadas previamente. Entre estos trabajos destacan los realizados en el volcán El Chichón, los cuales no son objetivo de este trabajo, y en las rocas emitidas por las estructuras centrales del AVC. Los productos de la parte central del AVC son de composición andesítica con tendencia calcoalcalinas, ricas en álcalis y en elementos incompatibles, en comparación con las rocas emitidas en el CVM y en el AVCA (Capaul, 1987).

Durante las temporadas de campo llevadas a cabo en este estudio se recolectaron un total de 59 muestras de rocas de los edificios volcánicos y depósitos asociados. Posteriormente se seleccionaron muestras representativas para los análisis químicos procurando escoger aquellas que no tenían signos de alteración y/o intemperización. La Tabla 2 muestra los datos químicos obtenidos en este estudio con valores en porcentaje en peso (%p.) para los elementos mayores y en partes por millón (ppm) para los elementos traza.

TABLA 2. Análisis químicos de roca total para las muestras del Arco Volcánico Chiapaneco.

Muestra	CA *AC-03b	CA *AC-27	CA **AC-01b	CA **AC-01a	CA **AC-28	CA **AC-32j	CA **AC-33	CA **AC-41	CA **AC-04a
SiO ₂	63.72	62.54	58.02	60.87	58.58	61.2	49.34	62.79	61.37
TiO ₂	0.410	0.507	0.65	0.54	0.62	0.49	1.22	0.47	0.45
Al ₂ O ₃	16.80	16.62	18.36	18.43	18.35	18.1	16	18.79	18.46
Fe ₂ O ₃	4.31	4.95	6.62	5.06	5.74	4.91	11.7	4.91	4.57
MnO	0.121	0.138	0.16	0.13	0.18	0.15	0.25	0.12	0.15
MgO	1.12	1.46	1.71	1.11	1.66	1.37	5.41	1.18	1.26
CaO	5.46	5.69	5.9	5.75	6.34	5.6	10	5.02	6.1
Na ₂ O	4.38	4.12	3.97	4.4	4.06	4.3	3.08	3.57	4.1
K ₂ O	2.50	2.85	2.96	2.85	2.55	2.79	1.79	2.31	2.05
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.3	0.24	0.28	0.21	0.26	0.22	0.22
PxC	1.05	0.75	1.04	0.64	1.38	1.22	0.58	1.03	1.19
TOTAL	100.09	99.84	99.69	100.02	99.74	100.54	99.63	100.41	99.92
Sr	617	679	715	826	802	753	664	517	659
Ba	505	588	809	769	560	585	366	669	666
Co	7.9	8.9	15	17	37	16	74	25	27
Cr	11.5	11.4	5	<2	7	13	66	5	6
Cu	68	5	35	5	14	32	48	11	9
Ni	99	4	8	7	12	9	28	10	9
Sc	5.63	8.46	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Th	6.5	7.1	4	7	7	8	4	5	6
Pb	8	11	7	8	7	7	5	5	7
V	139	92	139	110	115	84	450	79	81
Zn	73	50	65	62	67	46	113	58	57
Y	20	23	25	26	37	26	31	32	30
Rb	81	98	99	98	86	94	47	89	77
Zr	128	171	152	182	246	223	101	183	207
Be	2	2	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Cs	3.9	4.0	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Hf	3.2	4.5	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Ta	bld	bld	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
U	3.3	3.2	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Cd	0.6	1.8	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
La	24.4	25.7	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Ce	45	47	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Nd	20	23	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Yb	2.00	2.33	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Lu	0.30	0.35	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Eu	1.31	1.20	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Sm	4.48	4.58	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Tb	0.7	0.6	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Nb	31	26	11	14	13	10	6	11	10

***LUGIS, Instituto de Geología. **LUGIS, Instituto de Geofísica. *Laboratorios de Ontario, Canada.

nm: no medidos; bld: bajo el límite de detección; Elementos mayores (%p.; Fe como Fe₂O₃),

elementos traza y RRE (ppm); PxC: Pérdida por calcinación.

CA: Apas; CN: Navenchaut; DVH: Huitepec; CDTz: Tzontehuitz; DVI: La Iglesia; DVM: Mispía; DVA: Amahuitz; DVS: Santotón-, DVVC: Venustiano Carranza.

TABLA 2. Análisis químicos de roca total para las muestras del Arco Volcánico Chiapaneco (Cont).

Muestra	CA **AC-04b	CN **AC-31	CN **BO-30	CN AC-53**	DVH **AC-06	DVH BO-54**	CDTz **OX-08	CDTz **OX-11	CDTz **OX-38
SiO₂	61.19	63.55	59.88	63.21	60.17	57.57	59.66	54.43	53.61
TiO₂	0.45	0.44	0.59	0.47	0.49	0.69	0.71	0.96	1.03
Al₂O₃	19.05	17.74	18.53	17.87	18.7	18.05	17.62	16.97	20.98
Fe₂O₃	4.65	4.37	6.17	4.75	6.07	7.16	6.75	9.26	9.31
MnO	0.16	0.14	0.16	0.14	0.15	0.14	0.17	0.17	0.19
MgO	1.26	1.11	1.56	1.13	1.56	2.28	1.75	3.49	1.71
CaO	6.12	5.83	6.6	5.4	7.33	7.66	6.21	8.04	2.8
Na₂O	4.13	4.21	4.28	3.79	3.48	3.97	3.75	2.97	1.74
K₂O	2	2.29	1.78	2.38	1.74	1.41	2.84	2.6	3.4
P₂O₅	0.23	0.21	0.24	0.2	0.22	0.23	0.33	0.3	0.37
PxC	1.32	0.5	0.29	0.7	0.35	0.86	0.37	0.55	5.43
TOTAL	100.56	100.4	100.08	100.04	100.26	100.2	100.16	99.74	100.57
Sr	674	632	646	596	488	565	773	670	402
Ba	649	555	474	655	390	395	660	554	965
Co	30	15	33	21	20	35	18	31	18
Cr	6	7	12	<2	7	3	9	28	22
Cu	25	12	12	7	6	8	14	37	19
Ni	10	9	13	9	8	12	8	15	12
Sc	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Th	6	6	5	4	6	6	10	7	8
Pb	6	6	5	7	5	6	10	12	10
V	77	76	123	75	86	134	105	223	170
Zn	70	52	55	46	40	51	72	75	95
Y	32	27	37	28	26	30	33	35	46
Rb	78	80	65	93	61	54	95	82	111
Zr	216	209	198	156	172	150	279	178	204
Be	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Cs	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Hf	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Ta	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
U	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
Cd	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm	nm
La	nm	nm	nm	20.96	nm	23.84	nm	nm	nm
Ce	nm	nm	nm	44.95	nm	48.98	nm	nm	nm
Nd	nm	nm	nm	19.85	nm	23.30	nm	nm	nm
Yb	nm	nm	nm	2.14	nm	2.72	nm	nm	nm
Lu	nm	nm	nm	0.30	nm	0.35	nm	nm	nm
Eu	nm	nm	nm	1.52	nm	1.50	nm	nm	nm
Sm	nm	nm	nm	4.30	nm	5.04	nm	nm	nm
Tb	nm	nm	nm	0.58	nm	nm	nm	nm	nm
Nb	11	10	12	13	10	21	14	19	18

TABLA 2. Análisis químicos de roca total para las muestras del Arco Volcánico Chiapaneco (Cont).

Muestra	CDTz **OX-39	CDTz **OX-40	DVI *VC-15	DVI *VC-16	DVI *AC-23	DVM **VC-18b	DVM *VC-18a	DVA **VC-13c	DVA *OX-12p
SiO ₂	54.89	57.4	63.47	61.15	61.48	56.94	55.10	60.87	60.60
TiO ₂	1.01	0.81	0.485	0.633	0.602	0.74	0.770	0.41	0.505
Al ₂ O ₃	19.65	18.26	16.76	16.42	16.78	18.24	15.67	18.73	17.09
Fe ₂ O ₃	9.03	8.18	4.93	5.92	5.36	7.88	8.16	5.32	5.43
MnO	0.2	0.16	0.116	0.122	0.133	0.13	0.148	0.11	0.131
MgO	2.17	2.13	1.17	1.97	1.55	2.82	3.64	1.7	1.28
CaO	3.84	5.68	5.26	6.00	5.75	7.36	8.46	6.94	5.51
Na ₂ O	2.09	3.02	4.42	3.99	4.41	3.45	2.91	4.23	3.59
K ₂ O	3.21	3	2.61	2.40	2.91	1.66	1.87	1.32	2.50
P ₂ O ₅	0.36	0.32	0.20	0.22	0.25	0.19	0.23	0.17	0.19
PxC	4.09	1.47	0.52	1.25	0.85	1.12	3.12	0.49	3.19
TOTAL	100.54	100.43	99.93	100.06	100.08	100.53	100.07	100.29	100.01
Sr	402	610	578	566	669	471	372	598	582
Ba	1039	738	761	713	785	691	442	608	762
Co	19	21	8.3	13.4	10.6	31	24.2	46	8.5
Cr	2	8	8.1	18.0	14.4	37	39.8	4	15.0
Cu	16	12	13	14	12	134	36	40	54
Ni	10	10	22	13	10	20	24	13	26
Sc	nm	nm	5.65	10.3	6.80	nm	16.7	nm	6.24
Th	8	11	8.8	9.2	11.4	6	5.7	5	9.6
Pb	7	11	13	8	10	5	11	6	12
V	132	139	82	118	105	186	162	67	82
Zn	75	75	59	56	61	114	55	68	60
Y	47	32	23	26	27	35	26	24	23
Rb	99	101	95	81	90	58	52	51	96
Zr	236	216	170	178	187	150	146	161	165
Be	nm	nm	2	2	2	nm	2	nm	2
Cs	nm	nm	3.5	3.2	4.0	nm	3.6	nm	3.7
Hf	nm	nm	3.8	4.2	4.5	nm	3.3	nm	3.8
Ta	nm	nm	udl	udl	1.5	nm	udl	nm	1.2
U	nm	nm	3.6	3.7	4.0	nm	2.2	nm	4.2
Cd	nm	nm	1.8	1.7	0.6	nm	1.7	nm	1.8
La	nm	nm	26.8	29.8	39.2	nm	23.2	nm	30.1
Ce	nm	nm	49	57	66	nm	43	nm	53
Nd	nm	nm	22	27	30	nm	21	nm	26
Yb	nm	nm	2.35	2.45	2.61	nm	2.39	nm	2.56
Lu	nm	nm	0.35	0.35	0.36	nm	0.35	nm	0.38
Eu	nm	nm	1.07	1.21	1.44	nm	1.16	nm	1.16
Sm	nm	nm	4.31	5.06	5.76	nm	4.49	nm	4.70
Tb	nm	1.38	0.8	1.0	nm	0.9	nm	0.9	0.40
Nb	15	17	23	29	10	11	8	24	12

TABLA 2. Análisis químicos de roca total para las muestras del Arco Volcánico Chiapaneco (Cont).

Muestra	DVA VC-14**	DVS **VC-20	DVS *VC-19	DVS *VC-21	DVVC *AC-22
SiO ₂	61.76	58.67	56.75	64	62.78
TiO ₂	0.41	0.7	0.639	0.43	0.439
Al ₂ O ₃	18.07	17.05	17.45	17.35	16.86
Fe ₂ O ₃	5.13	7.78	7.17	4.42	4.13
MnO	0.09	0.16	0.159	0.1	0.122
MgO	1.68	2.76	2.75	1.13	0.84
CaO	6.78	7.43	8.46	5.35	4.84
Na ₂ O	4.15	3.48	3.91	4.11	5.24
K ₂ O	1.38	1.83	2.05	2.32	3.13
P ₂ O ₅	0.17	0.2	0.26	0.18	0.18
PxC	0.31	0.37	0.58	0.76	1.18
TOTAL	99.93	100.43	100.18	100.15	99.75
Sr	565	457	638	644	750
Ba	698	518	566	578	870
Co	38	37	20.3	25	5.8
Cr	<2	29	41.9	<2	9.9
Cu	14	30	55	9	10
Ni	11	24	23	7	8
Sc	nm	nm	13.9	nm	3.32
Th	6	7	7.2	5	12.5
Pb	6	5	10	6	7
V	89	142	147	74	66
Zn	56	63	61	47	45
Y	22	30	26	30	30
Rb	65	65	76	98	107
Zr	129	166	155	191	188
Be	nm	nm	2	nm	3
Cs	nm	nm	1.0	nm	4.1
Hf	nm	nm	3.8	nm	4.6
Ta	nm	nm	1.0	nm	udl
U	nm	nm	2.1	nm	4.7
Cd	nm	nm	0.7	nm	0.8
La	18.27	nm	30.0	nm	39.1
Ce	34.48	nm	54	nm	69
Nd	16.07	nm	25	nm	30
Yb	1.34	nm	2.44	nm	3.16
Lu	0.18	nm	0.37	nm	0.45
Eu	1.20	nm	1.23	nm	1.40
Sm	3.25	nm	4.79	nm	5.93
Tb	nm	0.7	nm	1.0	1.0
Nb	9	23	16	32	32

Los datos obtenidos aquí fueron comparados directamente con la información generada por Capaul (1987) en los diagramas mencionados. Los datos de Capaul (1987) se agruparon en una sola área, mientras que los datos generados en este estudio se muestran de manera individual. Lo anterior permite identificar de manera rápida los datos de bibliografía.

La figura 77a muestra el diagrama TAS en donde es posible observar que las rocas analizadas en este estudio caen en los campos de las andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas, dacitas y traquidacitas principalmente, cuyo intervalo de sílice varía de 55 %p. hasta 64.5 %p. Los datos de Capaul (1987) abarcan los campos de las andesitas y dacitas principalmente en donde los valores de sílice van desde 57 %p hasta 66 %p. En este diagrama también clasifican dos muestras como basalto y traquibasalto, las cuales tienen un contenido de sílice del 50 y 51 %p respectivamente.

De acuerdo a los criterios de discriminación del diagrama Álcalis vs. Sílice (Irvine y Baragar, 1971) las rocas son subalcalinas (Fig. 77b) con una muestra que se presenta en el campo alcalino. La información bibliográfica muestra un comportamiento similar a las rocas analizadas aquí con la diferencia que tienen concentraciones menores de álcalis. Todas las muestras de la parte central del AVC son calcoalcalinas (Fig. 77c), con un contenido de potasio que varía de medio a alto, y algunas muestras se ubican en el campo de las shoshonitas (rocas con valores de potasio altos) (Fig. 77d).

El comportamiento reportado en estos diagramas es común en las rocas cuyo origen está relacionado con la subducción, ejemplos de esto son los productos emitidos por el Complejo Volcánico Tacaná (Mora et al., 2004) en el AVCA y las rocas del Nevado de Toluca (Macías et al., 1997b) en el CVM.

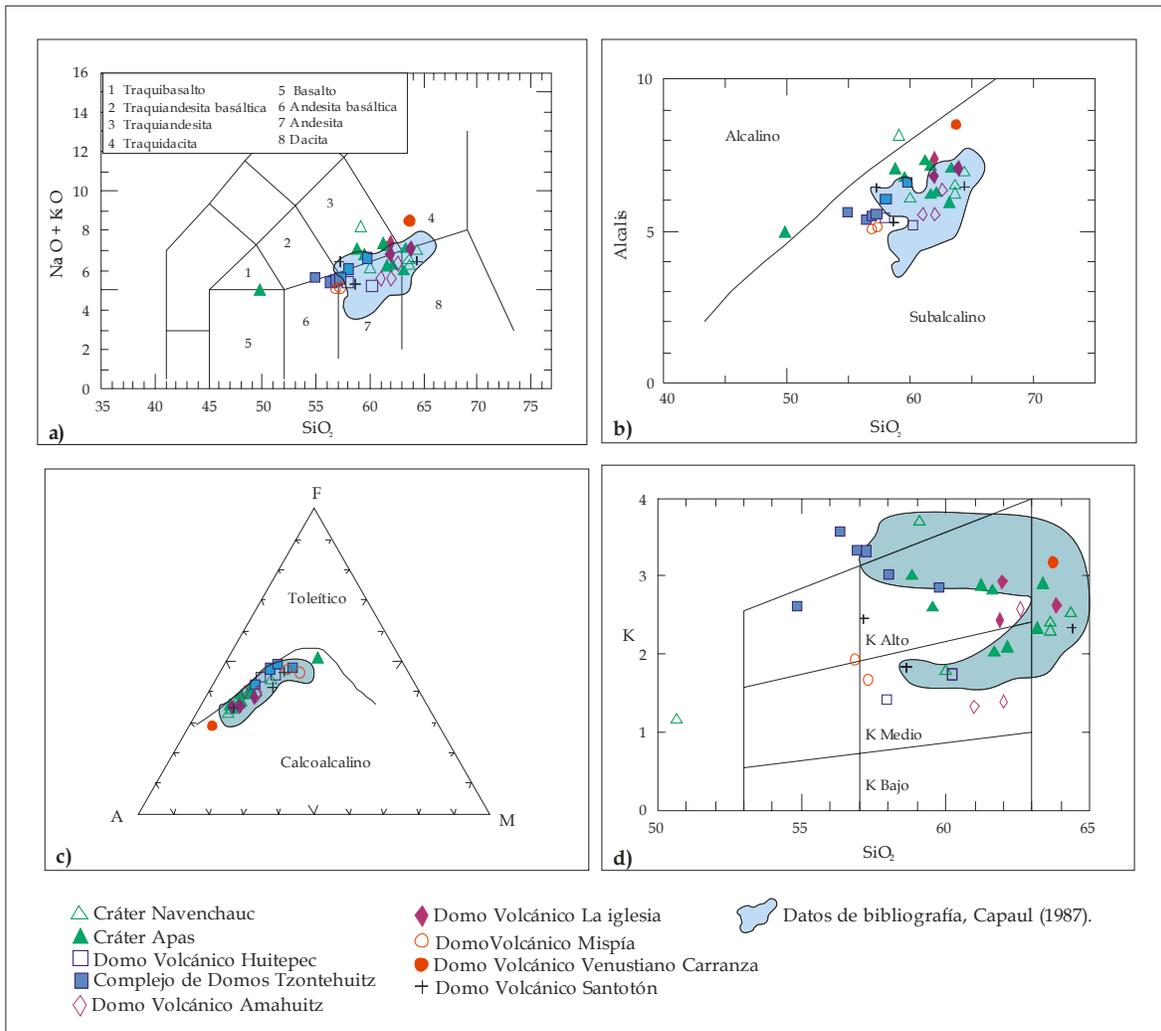


Fig. 77 Comportamiento químico de las rocas emitidas en el AVC. (a) diagrama TAS de Le Bas et al., (1979), (b) Álcalis vs. Sílice (Irvine y Baragar, 1971), (c) diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), (d) diagrama Potasio vs. Sílice Gill, 1981).

4.2.1 Elementos mayores

Se consideran elementos mayores a aquéllos cuyas concentraciones rebasan el 1% en cualquier tipo de roca. Generalmente, estos son Si, Ti, Al, Mn, Mg, Ca, Na, K y P y sus concentraciones se expresan en porcentaje en peso (%p) del óxido. El análisis de los elementos mayores se realiza solo para cationes y se asume que los elementos vienen acompañados por una apropiada cantidad de oxígeno. Así, la suma de los óxidos de los elementos mayores da un total de 100%. El Fe es

reportado como FeO y Fe₂O₃, pero a veces se expresa como Fe total ya sea FeO_(to) o Fe₂O_{3 (to)} (Rollinson, 1993).

Estos elementos se utilizan para clasificar las rocas ígneas, siendo el SiO₂ y la suma del Na₂O y K₂O comúnmente empleados. La información que arroja el comportamiento evolutivo de los elementos mayores es una herramienta importante para comprender los procesos acaecidos en los magmas durante la formación de las rocas.

Para estudiar el comportamiento de los elementos mayores se utilizan los diagramas de Harker, que comparan los valores en porcentaje en peso del SiO₂ en el eje X como índice de diferenciación contra el valor en %p de cualquiera de los demás óxidos en el eje Y. Estas gráficas proponen que las rocas que se relacionan genéticamente mostrarán una correlación lineal (comagmática), la cual surge como consecuencia de una evolución química de los magmas. En un conjunto de rocas que no son cogenéticas la disposición puede ser aleatoria. Lo anterior permite inferir que el conjunto de rocas es el resultado de magmas de distinta composición y que cada una o subconjuntos de rocas presentan tendencias propias de diferenciación. Dichas tendencias se pueden generar, de forma individual o en combinación, a consecuencia de fusión parcial, cristalización fraccionada, mezcla de magmas o contaminación. Por lo tanto, el estudio del comportamiento de los elementos mayores utilizando los diagramas de variación de Harker es una base para poder desarrollar modelos petrogenéticos.

Para la generación de los diagramas de Harker en este trabajo, se tomaron en cuenta los datos químicos de la Tabla 2 y los datos de Capaul (1987), los cuales se representan como un área sombreada sobrepuesta a los datos de este trabajo. La información obtenida indica que el Fe₂O_{3(t)}, TiO₂, CaO y MgO presentan, de manera general, una correlación negativa conforme aumenta el contenido de sílice

de 56 al 65 %p.; mientras que para el Na_2O , K_2O y Al_2O_3 se aprecia un comportamiento más constante y con una fuerte dispersión en comparación con los otros elementos. (Fig. 78).

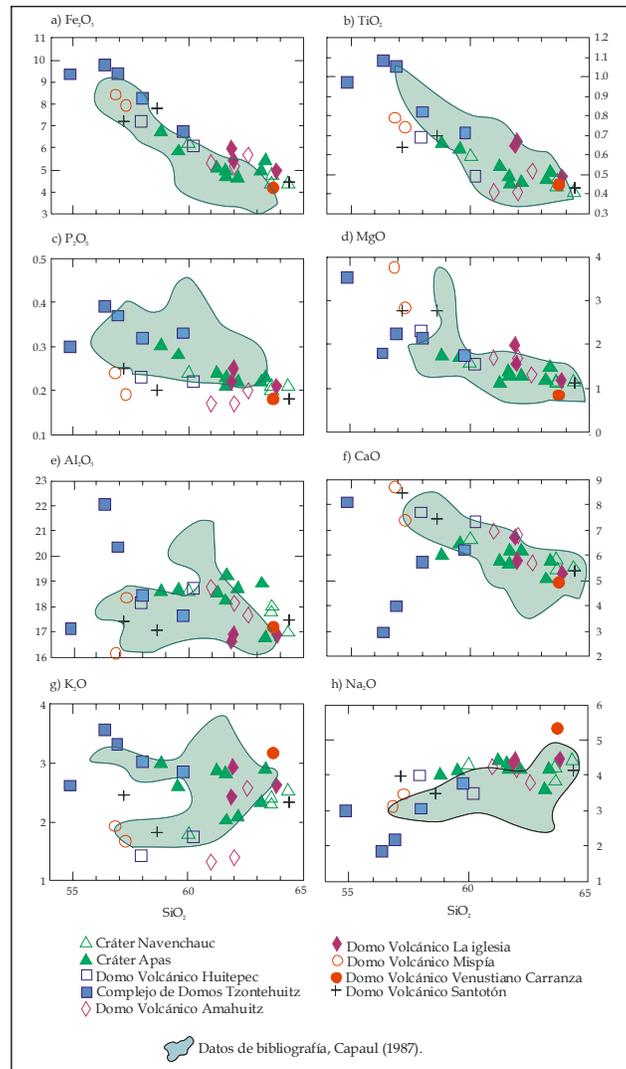


Fig. 78. Diagramas de Harker para elementos mayores en porcentaje en peso (%p.)

$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$.

Presenta una correlación negativa con respecto al aumento en sílice, esta tendencia se distingue muy bien en el intervalo de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ de 10 a 4 %p. y en el rango de sílice de 56 al 65 %p. Las muestras de bibliografía se muestran en un área sombreada y tienen un comportamiento similar al descrito (Fig. 78a).

TiO₂.

El óxido de titanio se presenta en un rango de variación de 1 a 0.5 %p., respecto al intervalo de variación de sílice entre el 55 - 65 %p. En la figura 78b, se observa que todas las rocas analizadas se alinean, por lo tanto se puede inferir una correlación evolutiva entre ellas.

P₂O₅.

Este elemento tiene una tendencia lineal apenas perceptible, en donde la variación es de 0.2%. Dicha tendencia se observa en las rocas con contenido en sílice de 56.5 al 64.5 %p. (Fig. 78c).

MgO.

El óxido de magnesio presenta una correlación negativa con respecto al aumento en sílice, esta tendencia se distingue muy bien en el intervalo de MgO de 3.9 - 1 %p. y de 56 al 64 %p. de sílice (Fig. 78d).

Al₂O₃.

El aluminio (Fig. 78e) no presenta una tendencia clara, pues hay una dispersión considerable en la gráfica; empero, pueden agruparse en un intervalo de concentración del 16 al 19 %p del elemento.

CaO.

El óxido de calcio muestra una dispersión en su concentración (3 - 9 %p.) en el intervalo de sílice de (55 - 65 %p.). En la figura 78f, se pueden apreciar claramente dos tendencias. La primera es una tendencia negativa con una disminución del contenido de CaO del 9 %p., hasta el 5 %p. en el intervalo de sílice de 57 - 65 %p., la cual se enfatiza con el área sombreada que representa a los datos de bibliografía. La segunda tendencia es ligeramente positiva y la representan las muestras del Complejo de Domos Tzontehuitz (cuadros rellenos) donde el CaO aumenta de 3 a

6 %p., en el intervalo de sílice entre 56 al 60 %p. Esto puede deberse a una contaminación del magma debida a la presencia del basamento calcáreo de la región.

K₂O.

El óxido de potasio se presenta en concentraciones que varían entre el 1.3 y el 3.7 %p., en un intervalo de sílice entre el 55 y 65 %p. Las concentraciones de este óxido se muestran muy dispersas, ya que rocas con el mismo contenido en sílice registran diferente contenido en potasio, sin describir una tendencia general. (Fig. 78g). Sin embargo, de nueva cuenta las rocas del Complejo de Domos Tzontehuitz registran un comportamiento contrario a las demás, con una tendencia negativa conforme van evolucionando, variando del 3.6 al 2.9 %p.

Na₂O

En el diagrama del Na₂O (Fig. 78h) se observa una dispersión amplia en el contenido de este óxido (1.7 a 5.2 %p.) en relación al aumento del SiO₂. En este caso, al igual que en el CaO, las muestras del Complejo de Domos Tzontehuitz muestran una ligera tendencia positiva al aumentar de 1.7 a 4 %p de Na₂O dentro de un valor de sílice del 56 al 59 %p (cuadros rellenos), lo cual apoya la idea de una contaminación del magma por rocas del basamento.

4.2.2 Elementos Traza

Estos se definen como aquéllos elementos cuyas concentraciones son menores al 0.1% y se expresan en ppm (partes por millón) o más raramente en ppb (partes por billón; 1 billón= 10⁹). Sin embargo, esta no siempre se sigue, permitiendo así que la concentración de los elementos traza excedan el 0.1% y sean aceptados como tales. Algunos de los elementos traza de importancia en la geoquímica son: Ni, Cr, V, Y, Zr, Rb, Sr, Ba, Nd y Sm (Rollinson, 1993).

Aproximadamente 90 de los elementos químicos conocidos se presentan en rocas y minerales en niveles traza (límite arbitrario: $< 0.1\%$; $< 1,000$ ppm). Mientras que solo se tienen 11 elementos mayores (Rollinson, 1993).

Los elementos mayores sólo pueden variar en un factor menor a 100 (generalmente mucho menos que este valor), mientras que las concentraciones de elementos traza pueden variar hasta un factor de 1,000 (Rollinson, 1993).

Los estudios de elementos trazas juegan un papel vital en la petrología y son los mejores para poder discriminar entre los procesos geológicos en comparación con los elementos mayores. De particular importancia es el hecho que existen modelos matemáticos que describen la distribución los elementos traza con pruebas cuantitativas de hipótesis petrológicas. Se consideran de mayor aplicación a los procesos controlados por equilibrio cristal-líquido o cristal-fundido, en resumen, se consideran excelentes indicadores petrogenéticos (Rollinson, 1993).

Los elementos traza presentan ciertas preferencias para alguna de las dos fases del magma, sólida o líquida. Cuando los elementos se concentran en la fase sólida se les llaman elementos compatibles, mientras que aquéllos que se presentan en la fase líquida son llamados elementos incompatibles o Hidromagmatófilos. Sin embargo, al hablar de grados de compatibilidad o incompatibilidad no existen reglas estipuladas, ya que cada elemento se comporta de manera diferente según la composición del líquido (Rollinson, 1993).

4.2.2.1 Clasificación de los elementos traza.

Los elementos traza pueden dividirse de acuerdo a la proporción existente entre la carga y el radio, de esta relación se tiene prácticamente dos grupos de elementos:

Elementos de bajo potencial iónico (LILE large-ion lithophile elements).

Son elementos de carga pequeña y radio grande como los elementos alcalinos y alcalinos térreos. Ejemplos de estos elementos son K, Rb, Cs, Sr, Ba, los cuales son altamente incompatibles y el Be y Li, que son moderadamente incompatibles. (White, 2005; Rollinson, 1993).

Elementos de alto potencial iónico (HFSE: high field strength elements).

Elementos de carga grande y radio pequeño, típicamente Zr, Hf, Nb y Ta donde los dos primeros son moderadamente incompatibles y los dos últimos son altamente incompatibles. En ocasiones el Th y el U se incluyen en este grupo debido a las características de su carga y radio, los cuales son altos. Los elementos HFSE son casi insolubles en fases fluidas (elementos compatibles), y por lo mismo son relativamente inmóviles durante la alteración. Una característica típica de los magmas relacionados a la subducción es la concentración anómalamente baja de Ta y Nb (White, 2005; Rollinson, 1993). En este grupo es común encontrar también a los elementos de las Tierras Raras (Rollinson, 1993).

El comportamiento de los elementos traza está condicionado por el Coeficiente de Distribución (D), el cual puede ser determinado por la fracción en peso de un elemento traza en un mineral dividido por la fracción en peso de ese mismo elemento en un líquido coexistente. La distribución de un elemento traza "i" entre dos fases, por ejemplo entre un sólido cristalino (mineral) y un líquido magmático, está definido por la ecuación:

$$D_{\text{cristal/líquido}} = C_i^{\text{cristal}} / C_i^{\text{líquido}}$$

Donde:

D = Coeficiente de distribución del elemento *i* entre la fase sólida y la líquida.

C_i^{cristal} = Concentración del elemento *i* en la fase sólida.

$C_i^{\text{líquido}}$ = Concentración del elemento *i* en la fase líquida.

Si al realizar la anterior ecuación $D > 1$, entonces se dice que el elemento es compatible, estos elementos entran preferentemente en la fase cristalina del sistema durante la fusión parcial o la cristalización fraccionada.

Los elementos típicamente compatibles son los metales de transición tales como el Cr, Co, Ni y las tierras raras pesadas. El comportamiento esperado en estos elementos es una disminución en la concentración al avanzar la diferenciación (White, 2005; Rollinson, 1993).

Por otro lado, si $D < 1$, entonces se concentran en la parte líquida del sistema, durante la fusión parcial o la cristalización fraccionada, ya que sólo son débilmente incorporados por los minerales principales presentes en magmas. Los elementos típicamente incompatibles son los LILE (K, Rb, Cs, Sr, y Be y Li en menor proporción), los HFSE (Zr, Hf, Nb y Ta) y las REE ligeras junto con el Th y U. El comportamiento esperado aquí es un aumento en la concentración al avanzar la diferenciación (Rollinson, 1993; White, 2005).

El estudio de los elementos traza se realiza mediante los diagramas binarios o bien, mediante los diagramas multielementos (araña). Para visualizar los patrones de las abundancias de un gran número de elementos traza en diferentes rocas, y eliminar los efectos de las abundancias variables de los elementos, se usan los diagramas normalizados en los cuales la abundancia de cada elemento en la roca es normalizada contra una composición determinada. Frecuentemente se emplea la normalización contra los valores para el manto primordial o para los basaltos de dorsales oceánicas (MORB), pero se puede emplear cualquier otra composición dependiendo del comportamiento que se desee observar (Rollinson, 1993).

El contenido de elementos traza en las rocas analizadas en esta investigación se presenta en la tabla 2. Con dicha información se elaboraron los diagramas binarios y el diagrama multielementos normalizado al MORB (Wood et al., 1979).

Elementos LILE.

En la figura 79 se muestran los diagramas del Rb, Sr y Ba. En éstos no es posible distinguir una tendencia clara en el comportamiento de dichos elementos en relación al aumento de la sílice. En el caso del Rb se observa un incremento desde 50 hasta 135 ppm en un intervalo de sílice de 55 a 65 %p de sílice. Para el Ba, con un intervalo de sílice igual al Rb, se tienen valores de 400 hasta 1000 ppm. Capaul (1987) reporta concentraciones similares en Barrio, ligero enriquecimiento en Rb (110-130 ppm) y una variación mayor en Sr (200-850 ppm) respecto a las rocas de este trabajo.

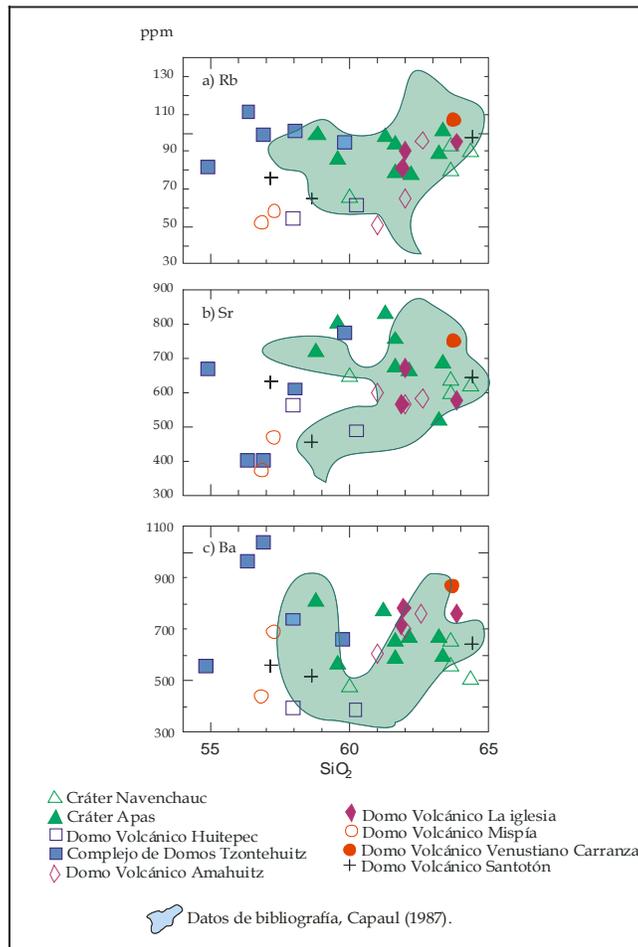


Fig. 79. Diagramas binarios para elementos LILE.

Elementos HSFE.

Los elementos HSFE analizados en este trabajo fueron el Th, Nb y Zr y su relación con el contenido de SiO₂ se observa en la figura 80. Capaul (1987) solo reporta las concentraciones para el Zr como se muestra en la figura 80c. El contenido de Th varía de 10 a 30 ppm en un intervalo de sílice de 55 a 65 %p. El Nb varía de 10 a 30 ppm en un intervalo de sílice similar al Th. El Zr varía de 100 - 300 ppm en relación al aumento en el grado de la evolución del magma (Fig. 80).

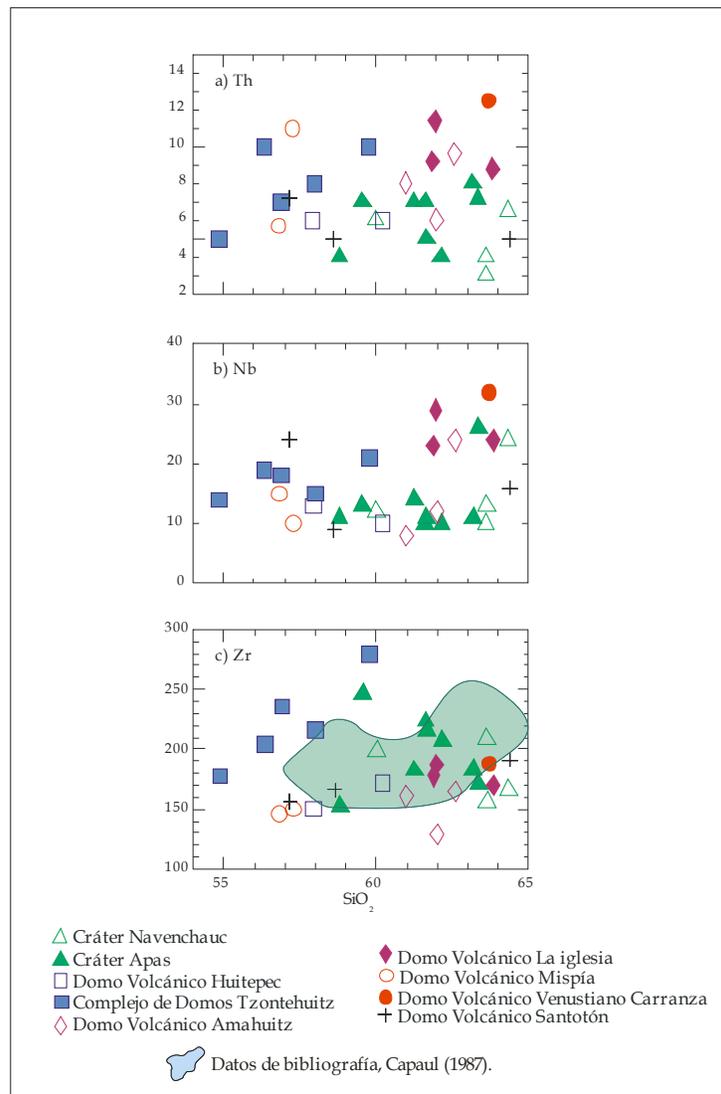


Fig. 80. Diagramas binarios para elementos HSFE.

Elementos Ferromagnesianos.

Dentro de los elementos ferromagnesianos se incluyen el V, Cr y Co. Para el V (Fig. 81a) se observa una tendencia clara de disminución en relación al aumento de sílice, los valores aquí observados son de 50 a 220 ppm. Capaul (1987) reporta contracciones que coinciden con los análisis obtenidos en este trabajo.

Por otro lado el Cr y el Co tienen intervalos desde 0.5 hasta 40 ppm y de 16 a 39 ppm respectivamente (Fig. 81 b y c) dentro del intervalo de sílice que varía de 55 a 65 %p. Las concentraciones de estos elementos datos se comportan de manera aleatoria, no siguen alguna tendencia positiva o negativa. Para estos elementos no se tienen datos reportados en bibliografía.

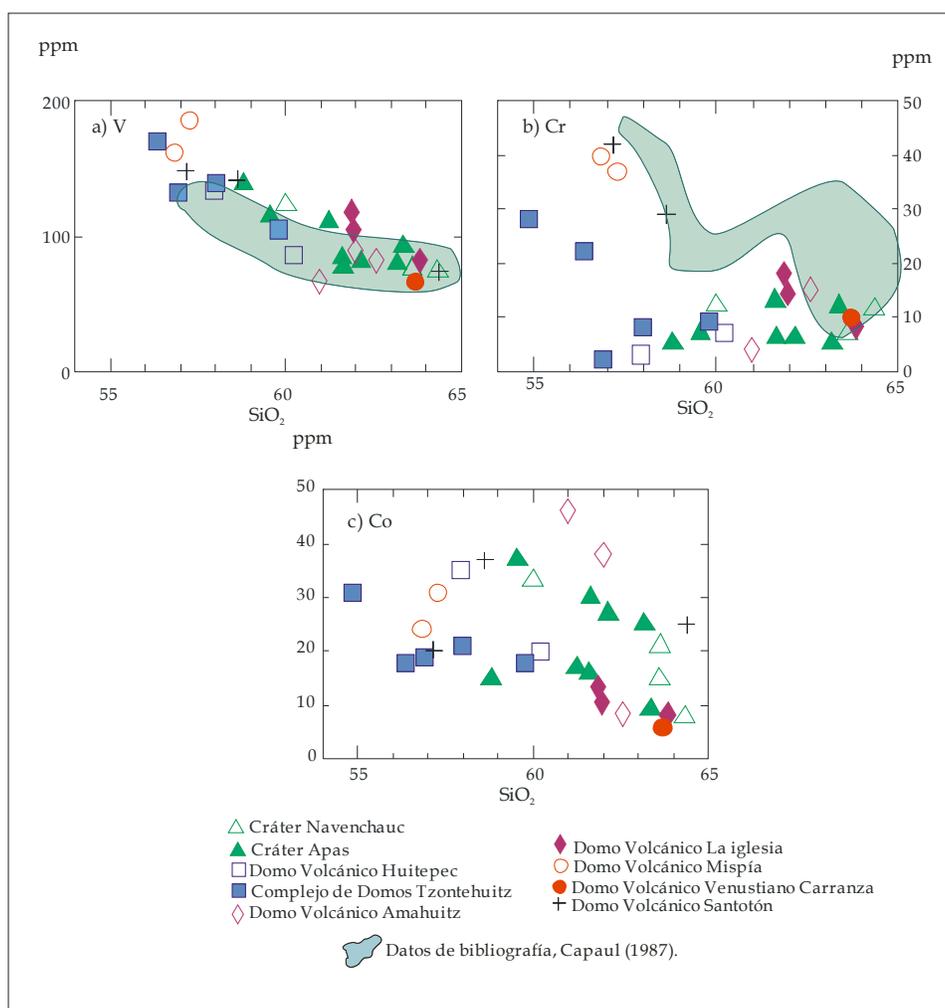


Fig. 81. Diagramas binarios para elementos Ferromagnesianos.

El diagrama multielementos o “spiderdiagram” es útil para entender el patrón de comportamiento de los elementos traza. Para realizar este análisis se emplea un marco de referencia con el cual se compara la concentración de elementos traza de las rocas analizadas, normalizada a la concentración de los mismos elementos en rocas pertenecientes al tipo MORB o Manto Primordial.

En la figura 82 se muestra el comportamiento de las rocas de este estudio en el diagrama multielementos (Wood et al., 1979) y en él se aprecia que las muestras siguen el patrón típico de las rocas típicas de ambiente orogénico, con las anomalías negativas de Ta, Nb, P y Ti.

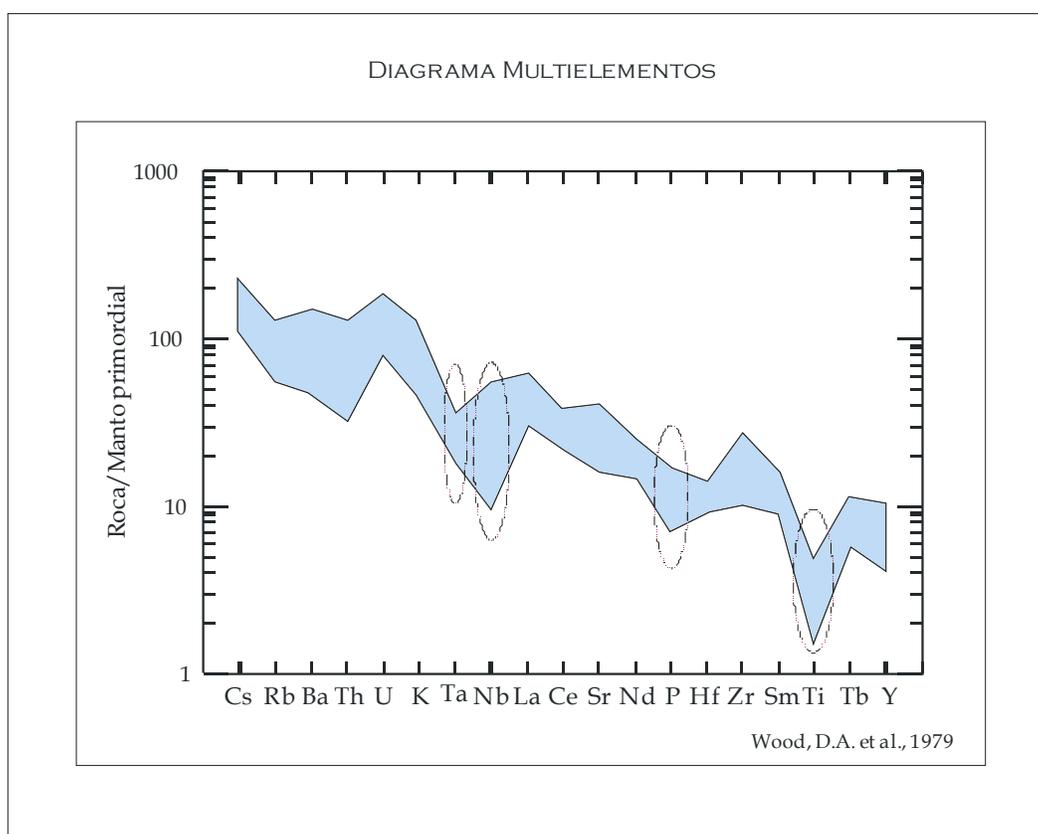


Fig. 82. Diagrama Multielementos (Wood, D.A., 1979). Los círculos indican más claramente las anomalías negativas de Ta, B, Nb, P y Ti.

4.2.3 Elementos de las Tierras Raras (REE: Rare Earth Elements).

Los Elementos de las Tierras Raras comprenden a la serie de los metales con número atómico del 57 al 71 (La al Lu). En algunas ocasiones el Y, el cual tiene un radio iónico similar al Ho, se llega a incluir en esta serie. Estos elementos se han clasificado en tres grupos de acuerdo al número atómico, así los elementos que tienen un número atómico bajo son llamados Tierras Raras Ligeras (TRL); los que tienen números atómicos altos son las Tierras Raras Pesadas (TRP) y el tercer grupo serían las Tierras Raras Intermedias (TRI) (Rollinson, 1993).

Las tierras raras normalmente se presentan en un diagrama de concentración vs. número atómico, en el cual las concentraciones están normalizadas a la composición de las condritas, y se expresa como el logaritmo en base 10 del valor. Se usan los valores de los meteoritos condriticos porque ellos representan las concentraciones más primitivas del sistema solar (Rollinson, 1993). Los patrones en los diagramas normalizados de una roca dependerán de la composición de la fuente, del grado de fusión, la mineralogía residual de la fuente y del tipo de minerales que pudieron haber fraccionado del magma. Por tal motivo, es que las tierras raras funcionan como indicadores de procesos magmáticos.

Tierras Raras Ligeras.

En la figura 82 se observa que las tierras raras ligeras no presentan un comportamiento bien definido. El Ce (Fig. 82a), varía entre 10 y 135 ppm, pero sin una clara tendencia a enriquecerse o empobrecerse según la evolución del magma, Capaul (1987) reporta concentraciones mayores, hasta 110 ppm para este elemento. En el caso del La (Fig. 82b) se aprecia que dicho elemento tiene concentraciones de 11 a 40 ppm en un intervalo de sílice del 55 al 65 %p, valores idénticos a los reportados por Capaul (1987). Las concentraciones del Nd (Fig. 82c), presenta valores que fluctúan entre 19 y 30 ppm en el mismo intervalo de sílice.

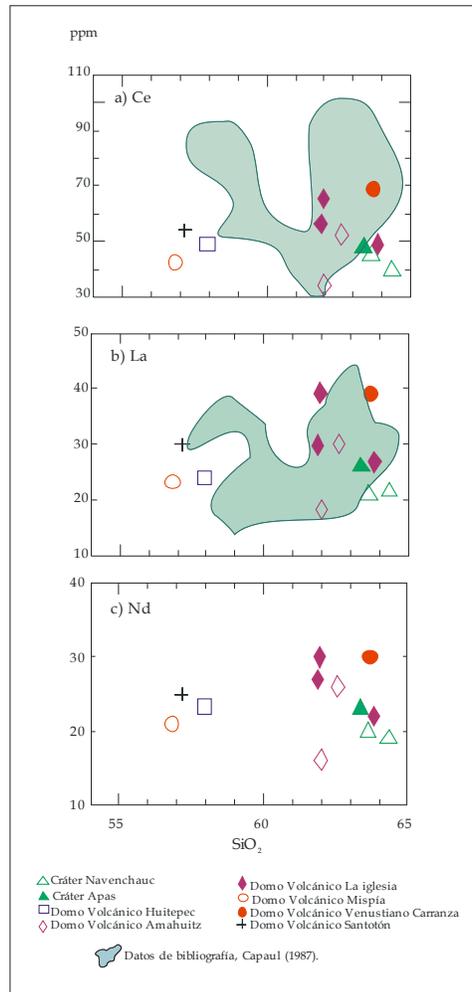


Fig. 82. Diagramas binarios de las Tierras Raras Ligeras.

Tierras Raras Intermedias.

El comportamiento de los elementos de este grupo es en cierta forma similar al anterior, pues no presentan un comportamiento definido. Para el caso del Eu se aprecia una ligera disminución en la concentración a partir de 1.5 a 0.92 ppm con valores de sílice de 55 a 66 %p. (Fig. 83a). El Sm presenta variaciones de 6 a 3.2 ppm en un rango de sílice del 55 a 57 %p. (Fig. 83b).

Como se puede apreciar, las variaciones en ppm de estos elementos no son muy significativas.

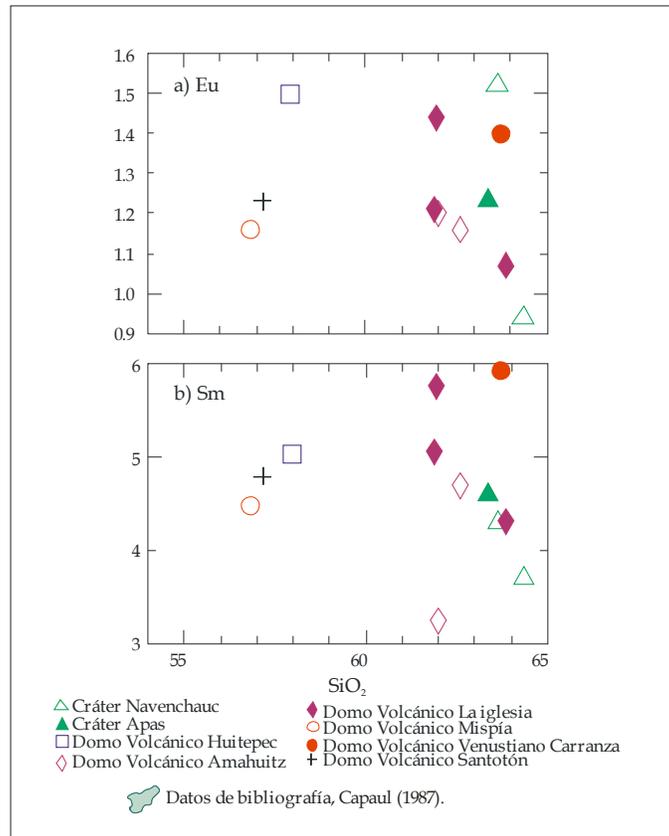


Fig. 83. Diagramas binarios de las Tierras Raras Intermedias.

Tierras Raras Pesadas.

La figura 84 presenta el comportamiento de los elementos de este grupo y como puede ser perceptible, el Tb presenta valores que varían desde 0.4 hasta 1 ppm dentro de un intervalo de sílice (55 - 64 %p). El Y se comporta de manera desordenada con valores desde 17 hasta 49 ppm, sin ninguna tendencia a incrementarse o decrecer conforme aumenta la sílice. El Yb se mantiene casi constante dentro de un intervalo de variación 2 ppm (1.4 - 3.2 ppm). Mientras que el Lu tiene valores desde 0.19 hasta 0.45 ppm pero sin una tendencia definida hacia el enriquecimiento o empobrecimiento de acuerdo a la evolución de los magmas (Fig. 84).

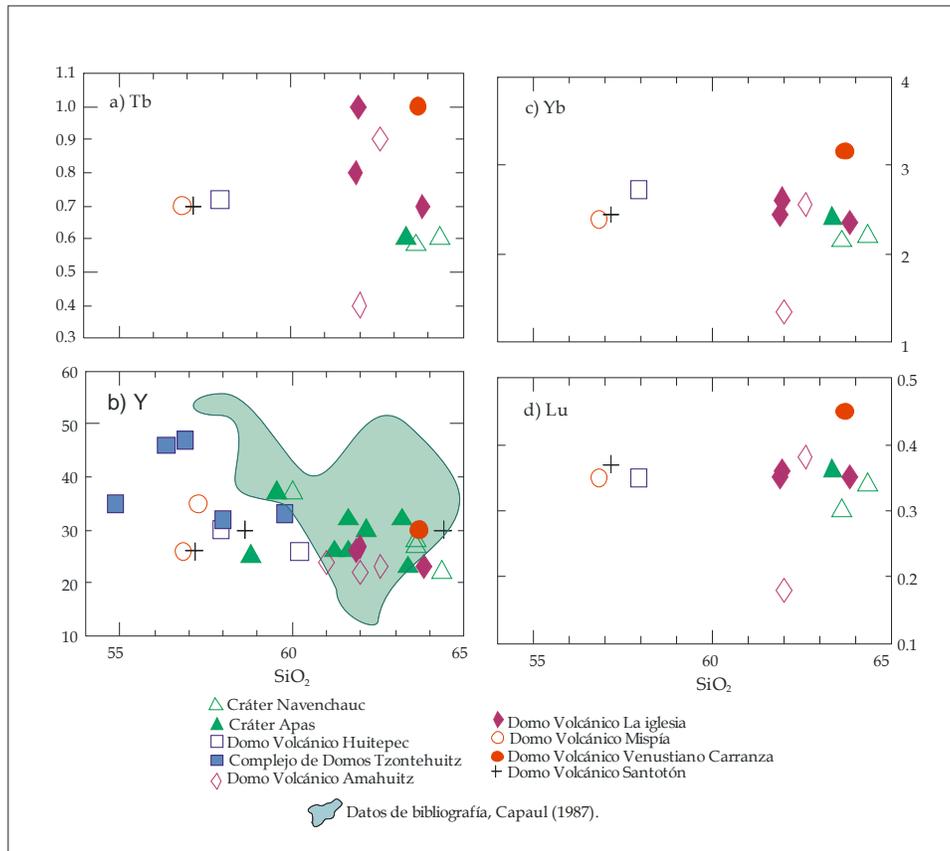


Fig. 84. Diagramas binario Tierras Raras Pesadas.

La figura 85 representa el diagrama de los elementos de las Tierras Raras normalizado a las condritas propuesto por Nakamura (1974), en el cual se puede apreciar el comportamiento de estos elementos y se puede distinguir que existe un ligero enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. Esto también concuerda con el comportamiento de los elementos en los diagramas Harker. En el diagrama está señalada la anomalía negativa del Europio. Esta anomalía es típica en muchas rocas de ambientes orogénicos.

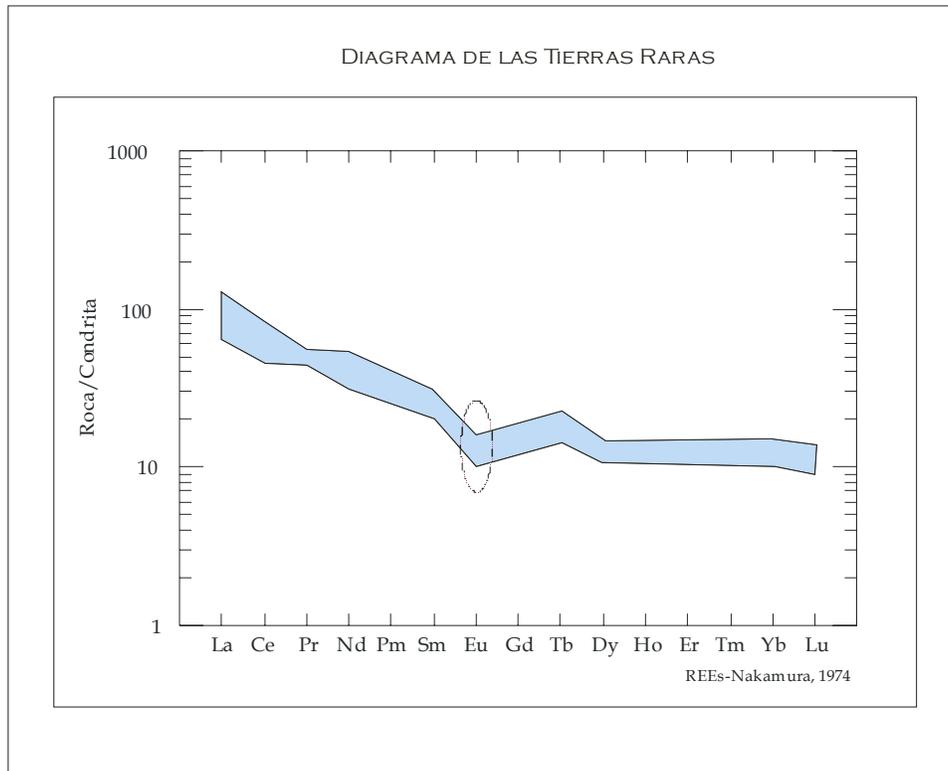


Fig. 85. Diagrama de las Tierras Raras de las rocas de la parte central del AVC.

4.3 Comparación química con otras provincias volcánicas.

La zona de estudio, como se dijo anteriormente, se encuentra en medio de dos rasgos volcánicos grandes, el CVM y el AVCA. Para tratar de relacionar la información química aquí obtenida es necesario realizar una comparación entre éstas.

Se han reportado, tanto para el CVM (Gómez-Tuena et al., 2005) como para el AVCA (Vogel et al., 2006), que las rocas emitidas varían de basaltos hasta riolitas y que además pertenecen a la serie subalcalina con tendencia calcoalcalina. El contenido de K oscila entre medio y alto. El origen de estas rocas está sumamente relacionado con un ambiente de subducción, en donde se involucran las placas de Cocos debajo de Norteamérica para el CVM, y la placa de Cocos debajo del Caribe para el AVCA.

La figura 85 muestra el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) con la clasificación química de las rocas de las tres provincias volcánicas.

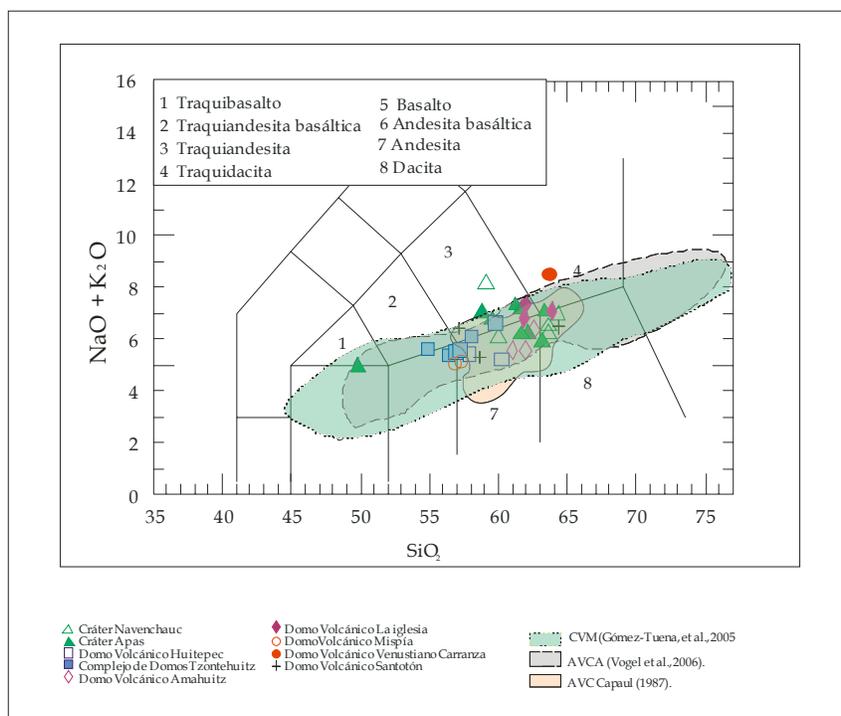


Fig. 85 Diagrama TAS comparativo entre el CVM, AVCA y AVC. Los datos del CVM fueron tomados de Gómez-Tuena et al., 2005, del AVCA de Vogel et al., 2006.

Como se puede observar en la figura 85 y en los resultados de la química, las muestras estudiadas en este trabajo presentan un comportamiento químico muy similar con las rocas del CVM y el AVCA, ya que tienen una composición intermedia a ácida, son de la serie subalcalina con componente calcoalcalino y un contenido de K de medio a alto. Esta similitud permite inferir que, entonces, las rocas del Arco Volcánico Chiapaneco son el producto de una actividad relacionada al ambiente de subducción. En este caso, las placas involucradas son la de Cocos debajo de Norteamérica, igual que en el caso del CVM.

CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN

5. I Síntesis e interpretación

La parte central del Arco Volcánico Chiapaneco y sus 12 centros volcánicos con depósitos de flujos piroclásticos asociados fueron emplazados en una zona tectónicamente compleja donde se encuentra la conjunción de esfuerzos compresivos (por la subducción de la Placa de Cocos debajo de Norteamérica) y de tipo cizalla como resultado del desplazamiento lateral de las placas de Norteamérica y Del Caribe. Aunque la zona se encuentra en el dominio de las fallas E-O (Fallas Oxchuc, Chacté-Ocosingo, Chicoasén-Malpasso-Huixtán y Bajucú), la manifestación volcánica define una alineación N-S (Falla Venustiano Carranza-Tzontehuitz) producto de la conjunción de estos esfuerzos (Fig. 86).

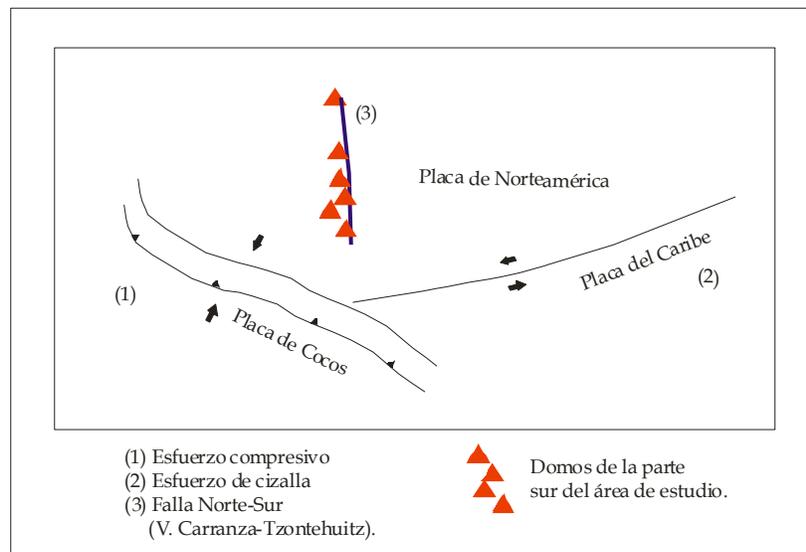


Fig. 63 Esquema de los esfuerzos presentes en la zona de estudio. Se distinguen el esfuerzo compresivo (Placa de Cocos y Norteamérica), el de cizalla (Norteamérica y Del Caribe) y la falla N-S (Venustiano Carranza-Tzontehuitz)

Las estructuras predominantes en el área de estudio son domos volcánicos cuyos diámetros promedios tienen hasta dos kilómetros, con alturas máximas de 700 m y

áreas de hasta 60 km² (en el caso del Complejo de Domos Tzontehuitz). Los depósitos de flujos piroclásticos, que en su mayoría presentan una dirección máxima de emplazamiento hacia el SO, presentan longitudes de hasta 13 km y espesores promedio de hasta 80 m (en el caso del depósito en forma de abanico asociado al cráter Apas). La excepción en la dirección de emplazamiento está dada por el Complejo de Domos Tzontehuitz, en donde los flujos se emplazaron hacia el E-SE con longitudes máximas de 10 km. La mayoría de los domos se emplazaron siguiendo una dirección casi norte-sur (Falla V. Carranza-Tzontehuitz). Otras estructuras como los domos Amahuitz, Huitepec, Miguel Hidalgo y los cráteres Apas y Navenchauc se emplazaron fuera de esta alineación.

El Domo Volcánico Huitepec se emplazó en el graben de Ixtapa (Meneses-Rocha, 1991), en donde las fallas presentes tienen una componente lateral izquierdo.

El Domo Volcánico Amahuitz se emplazó en la parte superior de la Sierra de Los Altos de Chiapas, en esta zona no se observan fallas visibles que afecten a la estructura volcánica.

Tanto el cráter Apas como el cráter Navenchauc se formaron en zonas de dolinas donde sin duda existen acuíferos someros, como lo atestigua actualmente el lago Navenchauc. La interacción magma-agua produjo erupciones freatomagmáticas que destruyeron parcialmente domos pre-existentes (domo Navenchauc) provocando la formación de los (Navenchauc y Apas). Esta actividad volcánica originó una secuencia interestratificada de depósitos de oleadas piroclásticas y flujos de ceniza mayores a 70 m de espesor con lapilli acrecional y depósitos de flujos de bloques y cenizas con longitudes próximas a 10 km.

Los depósitos piroclásticos asociados a las estructuras volcánicas son principalmente flujos de cenizas y flujos de bloques y cenizas. Estos se caracterizan

por tener un bajo grado de compactación, y líticos juveniles que muestran similitudes petrográficas y químicas. Las estructuras en forma de domos y sus depósitos asociados son el producto de las manifestaciones predominantemente efusivas acompañadas de eventos explosivos como consecuencia de la composición química y grado de evolución de los magmas (andesíticos-dacíticos).

El color gris claro de los líticos juveniles con textura porfídica y con fenocristales de horblenda (hasta 2.5 cm de longitud), indican que los magmas eran hidratados y que estos residieron en la cámara magmática el tiempo suficiente para desarrollar cristales de tales dimensiones. El grado de cristalinidad en las rocas de los domos y líticos juveniles de los depósitos piroclásticos (holocristalino e hipocristalino respectivamente), son el producto de la velocidad de emplazamiento de los magmas hacia la superficie.

La composición mineral presente en todas las rocas se compone de plagioclasa (predominantemente), horblenda, augita y óxidos de Fe-Ti como las principales fases minerales, con ligeras variaciones en cuanto a la cantidad de anfíbol y piroxeno. La presencia de bordes de reacción en piroxenos y anfíboles, indica que hubo un desequilibrio en el sistema durante su formación, es decir, que hubo variaciones en la presión (durante su recorrido hacia la superficie) y temperatura de enfriamiento. Estas variaciones se deben a un ascenso rápido o porque hubo contacto con líquidos de mayor temperatura. Las plagioclasas con zoneamiento oscilatorio, normal e inverso indican variaciones químicas durante la formación del cristal lo cual pudo deberse al aporte de material nuevo o a la interacción de la plagioclasa con una cámara magmática estratificada. De igual manera, las inclusiones de vidrio indican desequilibrio en el sistema.

La composición química de las rocas que constituyen las estructuras volcánicas y el material juvenil de los depósitos piroclásticos es principalmente intermedia, con

valores de SiO_2 que varían entre 55 y 65 %p., lo que indica el bajo grado de evolución de los magmas que les dieron origen. Las tendencias negativas de los elementos mayores FeO , TiO_2 , MgO y CaO y el V , observadas respecto al incremento de la sílice nos pueden indicar la evolución de un magma andesítico (OX-11, andesita) hasta un magma dacítico (VC-22) en toda la zona de estudio (Fig.85).

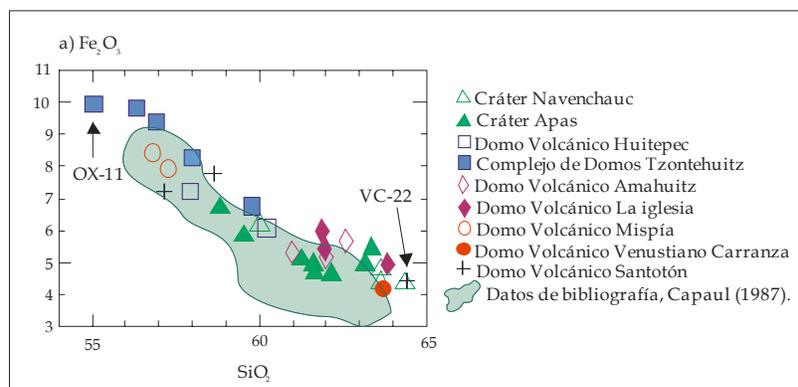


Fig. 85 Diagrama MgO vs. SiO_2 en donde se observa la tendencia negativa del Fe_2O_3 conforme evolucionan los magmas involucrados. El área sombreada corresponde a los datos de Capaul (1987).

Con base en los diagramas multielementos es posible establecer que las rocas emitidas por los centros volcánicos de la parte central del AVC se encuentran enriquecidas en elementos de bajo potencial iónico (LILE: Rb, Ba y Sr) respecto a los elementos de alto potencial iónico (HSFE: V, Ni, Nb, Sc). Así mismo, es posible observar las anomalías negativas del Nb, Ta, P y Ti.

El comportamiento reportado para los elementos LILE y HSFE, aunado a las anomalías del Nb y Ti, así como el comportamiento de las tierras raras (normalizadas respecto a las contritas, Nakamura, 1974) con un ligero enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras en relación a las Tierras Raras Pesadas y con una ligera anomalía negativa del Eu, es una clara evidencia de que los magmas son generados en un ambiente de subducción (Wilson, 1989).

La dispersión registrada en las concentraciones de los elementos mayores CaO, Al₂O₃, K₂O y Na₂O y traza Ba, Sr, Rb, Nb, Pb, La, Ce e Y en los productos y estructuras del área de estudio, puede asociarse a contaminación producida por las rocas del basamento pre-volcánico durante su ascenso hacia la superficie o durante su residencia en la cámara magmática.

5. 2 Relación del Arco Volcánico Chiapaneco con el Cinturón Volcánico Mexicano y el Arco Volcánico Centro Americano.

Regionalmente el área de estudio esta caracterizada por la interacción de tres placas tectónicas (Placas de Norteamérica, de Cocos y del Caribe), que presentan dos tipos de límites, un límite convergente y un límite transformante. En el caso del límite convergente se tiene un ambiente de subducción (Trinchera Mesoamericana), mientras que el límite transformante está representado por el sistema de fallas Motagua-Polochic. El contexto tectónico regional de subducción dio origen a una intensa actividad magmática siendo su expresión más septentrional el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), mientras que el Arco Volcánico Centro Americano (AVCA) es su expresión más meridional. Estas provincias no presentan una continuidad en su geometría, ya que el CVM se localiza en dirección E-O atravesando a la República Mexicana, mientras que el AVCA tiene una dirección NO-SE casi paralelo a la costa de Centro América. Esta discontinuidad es una zona de separación que abarca principalmente al estado de Chiapas, y es aquí en donde se ubica el AVC, que a pesar de tener evidencias recientes de actividad volcánica, mediante el volcán El Chichón, no se tienen muchos estudios que relacionen al AVC con el CVM. Damon y Montesinos (1978) mencionan la posibilidad de que el AVC sea continuo con el CVM, mediante el reajuste de la placa de Cocos entre 3 y 9 Ma, pero no argumentan esta idea. Por otro lado, García-Palomo et al., (2004) hace una comparación química entre datos

del AVC, el AVCA y el campo volcánico de los Tuxtlas, donde se observa que tienen un comportamiento muy similar. Con los datos petrográficos y químicos obtenidos en este trabajo se llegó a concluir que el punto en común entre las tres provincias volcánicas es el origen del magma, el cual se deriva de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de las Placas de Norteamérica y del Caribe (Fig. 85). Esto fue corroborado con los análisis petrográficos y químicos de los productos del AVC, que comparados con las características reportadas en bibliografía para el CVM y el AVCA indica el mismo origen. Sin embargo, una de las principales diferencias entre el AVC y el CVM y AVCA, es la manifestación en superficie ya que el primero se encuentra formado primordialmente por Domos Volcánicos, mientras que los otros dos están constituidos por grandes estratovolcanes. Esto sin duda es debido a la presencia de las fallas que no permite la salida rápida del magma, sino que da lugar a la diferenciación magmática y, posiblemente, a la asimilación de material cortical.

CONCLUSIONES

- ∞ Se presenta la primer cartografía 1:50000 de las estructuras volcánicas de la parte central del Arco Volcánico Chiapaneco.
- ∞ Se estudiaron por primera vez todos los centros volcánicos de la parte central del Arco Volcánico Chiapaneco.
- ∞ La zona de estudio cubre un área de 4900 km² dentro de la cual se identificaron 12 estructuras volcánicas que fueron clasificados en: dos cráteres, un complejo de domos y nueve domos volcánicos con depósitos de flujos piroclásticos asociados.
- ∞ Se aporta información nueva de carácter geológico y cartográfico para los casos de los Domos Volcánicos Amahuitz, Santotón y Miguel Hidalgo, así como para los cráteres Apas y Navenchauc. Este último se conocía como volcán.
- ∞ Mediante la fotointerpretación y el trabajo en campo se identificó una falla en dirección N-S de 70 km de longitud, con un movimiento lateral derecho con componente vertical. Se le asignó el nombre de Falla Venustiano Carranza-Tzontehuitz.
- ∞ La distribución de los edificios volcánicos está regida por algunas fallas presentes en la zona. Tal es el caso del Complejo de Domos Tzontehuitz y los Domos Volcánicos La Iglesia, Mispía, La Lanza, Santotón y Venustiano Carranza, cuyo alineamiento se relaciona con la Falla Venustiano Carranza-Tzontehuitz.
- ∞ Los líticos estudiados son holocristalinos (domos) y hipocristalinos (líticos juveniles), ambos con textura porfídica.

- ∞ La mineralogía observada en el análisis petrográfico indica que las rocas tienen fenocristales y microfenocristales de plagioclasa + piroxenos (augita) + anfíbol (hornblenda) + óxidos de Fe-Ti inmersos en una matriz de vidrio con microlitos. La presencia de hornblenda en el sistema indica que los magmas estaban hidratados.

- ∞ Las características observadas en cristales de las principales fases minerales, tales como zoneamiento oscilatorio e inclusiones de vidrio en plagioclasas, y bordes de reacción en minerales ferromagnesianos indican que hubo un desequilibrio en el sistema, producido por aporte de material nuevo durante su recorrido hacia la superficie..

- ∞ La composición química de los productos emitidos por las estructuras de la parte central del AVC pertenecen al campo de la serie subalcalina, de tipo calcoalcalino con contenido de potasio de medio a alto. Las muestras varían su composición de andesita a dacita con un porcentaje de sílice entre 55 y 65 %p.

- ∞ Las características petrográficas y químicas observadas en las rocas emitidas en la región estudiada son congruentes con magmas que se generaron en un ambiente orogénico.

- ∞ Las placas involucradas en el ambiente de subducción son la Placa de Cocos debajo de Norteamérica, lo que origina el magmatismo en la zona; mientras que la manifestación volcánica en superficie está controlada por las estructuras producto de la interacción de las tres placas involucradas (Norteamérica, Cocos y del Caribe) en las siguientes direcciones:
 - Dirección NO producida por el desplazamiento lateral izquierdo del Sistema de Fallas Motagua-Polichic.

- Dirección NE generada por la colisión de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica.
- ∞ Analizando los resultados obtenidos en el AVC y comparándolos con los datos publicados en torno al CVM y al AVCA, se aprecia la similitud en cuanto a las características petrográficas (mismas fases minerales formadoras de roca), a la clasificación química (intermedias a ácidas) y composición química (subalcalinas, componente calcoalcalino y contenido de K medio y alto). Lo anterior permite deducir que el origen del AVC se debe a un ambiente de subducción, en donde interactúan, en este caso, las placas de Cocos debajo de Norteamérica.

REFERENCIAS.

- 📖 Aguirre-Díaz, G.J., (2003) Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., v.23, no.2
- 📖 Aguirre-Díaz GJ, Carranza-Castañeda O. (2000). Oligo-Miocene basins of central-northern Mexico and the misinterpretation of their sedimentary fill as Quaternary alluvium. 60th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology. Abstracts of Papers 25A.
- 📖 Aguirre-Díaz, G., Ferrari, L., Nelson, S., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M and Urrutia-Fucugauchi J. (1998): El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario; GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., p. 131-138.
- 📖 Besch, T., Negendak, J.F.K., y Emmermann, R., (1988). Geochemical constraints on the origin of calc-alkaline and alkaline magmas of the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, 27, 641-663.
- 📖 Castro-Mora, J., Consejo de Recursos Minerales, (2003). Monografía Geológico-Minera del Estado de Chiapas.
- 📖 Capaul, W. A. (1987): Volcanoes of the Chiapas Volcanic Belt, Mexico. Michigan, Michigan Technological University: 93pp.
- 📖 Carr, M.J. and Stoiber, R.E. (1990): Volcanism. In: G. Dengo and J. Case (Editors). *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 375-392. Caribbean, igneous.

- 📖 Carr, M.J., (1984) Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 231-252 p.
- 📖 Chan, L.H., Leeman, W.P., and You, C.F. (1999): Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids, *Chemical Geology* 160, 255-280
- 📖 D'Amico, F., Innocenti, F., Sassi, F.P., 1987. *Magmatismo e metamorfismo*, Unione Tipografico Editrice, 536 p.
- 📖 Damon, P. and E. Montesinos (1978): "Late Cenozoic volcanism and metallogensis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico." *Arizona Geological Society Digest* 11: 155-168p.
- 📖 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 diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico Mexicano. *Acapulco (Mexico) cong. Larinamer. Geología*, 3, Resúmenes.
- 📖 DeMets, C., Gordon, R. G. Argus D. F., y Stein, S. (1990): Current plate motions. *Geofísica Internacional*, 101, 425-478p.
- 📖 De la Rosa, J.L., Eboli, M.A., Dávila, S.M., Dengo, G., Yamazaki, M.F., Balinas, G.R. (1989): *Geología del Estado de Chiapas*. Subdirección de Construcción y departamento de Geología de CFE., superintendencia de estudio Zona Sureste. Tuxtla Gutierrez, Chiapas, México. 72-89p.

- 📖 Espindola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I., Sheridan, M.F., 2000. Eruptive history of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. Effects on the Maya lowlands and Greenland ice cores. *Bull. Volcanol.* 62, 90-104
- 📖 Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., 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. 91-105p.
- 📖 García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Hughes, S., Saucedo, R., Espíndola, J.M. y Layer, P.W. 2004. Geological evolution of the Tacaná Volcánic Complex, Mexico-Guatemala. 29p.
- 📖 Gill, J.B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer & Verlag Publ. Berlino 390 p.
- 📖 Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel M.T., Ferrari L., 2005. Petrogenesis ignea de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 3.
- 📖 Irvine, T.N. y Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical clasification of the common rocks. *Ca., J. Earth Sci.*; 8, 523-548
- 📖 Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streickensen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total Alkali-Silica Diagramm. *Journal of Petrology*, 27, 745-750p.
- 📖 López Ramos, E., 1978. *Geología de México Tomos I y II*.

- 📖 Macías J.L., García P.A., Srce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997b. Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico. Brigham Young University, Geology Studies, Vol. 42, parte I, pp 493-528.
- 📖 Meneses-Rocha, J.J. (1991): Tectonic Development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico. Ph. D., University of Texas, Austin, 308 pp.
- 📖 Mora, J.C., Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Espíndola, J.M., Manetti, P., Vaselli, O., Sánchez, J.M., 2004. Petrology of the Tacana Volcanic Complex, Mexico-Guatemala: Evidence for the last 40000 yr of activity. *Geofísica Internacional*, Vol. 43, Núm 3, pp 331-359.
- 📖 Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38, 757-773.
- 📖 Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, Mooser, F., Tobschall, H. and Werle, D. (1985): Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt; *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 477-575.
- 📖 Nelson, Stephen A. (2006) petrology course. Earth & Environmental Sciences 212, Lagniappe Semester 2006.
<http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/>
- 📖 Nelson, S.A., González C.E y Kyser, T.k., 1995. Constraints on the origin of alkaline and cal-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 191-211.

- 📖 Nelson, S.A. y Livieres, R.A., 1986. Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sangangüey volcano, Nayarit, Mexico. *Geological Society America Bulletin*, 97, 798-808 p.
- 📖 Nixon, G.T. (1982): The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 93: 514-523p.
- 📖 Pardo, M., and Suárez, G. (1999): Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications; *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B7. 12357-12373p.
- 📖 Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 p.
- 📖 Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Elizarras, R.S. y Delgado, H., 1995. Quaternary explosive volcanism and pyroclastics deposits in east Central Mexico: Implications for future hazards. *Geological Society of America Annual Meeting. New Orleans, Louisiana Field trip guide book 1*, 47 p.
- 📖 Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., y Stix, J., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*. Academia Press, 1417 p.
- 📖 Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., Latter, J.H., 1981. *Volcanoes of the World*. Hutchinson Ross Publishing Co, Stroudsburg, Pennsylvania. 232 pp
- 📖 Snyder, G. T. y Fehn, U., 2002. Origin of iodine in volcanic fluids: ¹²⁹I results from the Central American Volcanic Arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 66, No. 21, pp. 3827-3838,

- 📖 Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and 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-Fucugachi, J. and Del Castillo, L. (1977): Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano; *Boletín Sociedad Geológica, México*, v. 38. 18-28p.
- 📖 Vogel, T.A., Patino, L. C., Eaton, J. K. , Valley, J.W. , Rose, W.I., Alvarado G.E., Viray, E.L. 2006. Origin of silicic magmas along the Central American volcanic front: Genetic relationship to mafic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. En prensa.
- 📖 Wallace P.J. and 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.
- 📖 White, W.M., 2005. *Geochemistry*
<http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>
- 📖 Willson, M., 1989. *Igneous Petrology. A Global Tectonic Approach*. Ed. Harper Collins. Londres, 466 p.
- 📖 Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., and Tarney, J. (1979): Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339p.

APÉNDICE A

PETROGRAFÍA

CRÁTER APAS

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-01a															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	40	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	18		X			X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	5	X	X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	<1		X				X						
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-01b															Andesita de hornblenda y augita
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	50	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	15		X	X		X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	10		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	1		X			X	X						
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-02															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5		X	X		X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	12		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	2		X			X							
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-04a															Andesita de augita
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	8		X	X	X	X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	5	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	1		X									X	
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-04b															Andesita de augita
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	72	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5	X	X		X	X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	3	X	X		X								
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	1		X									X	
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-04p															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	75		X	X	X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	3		X	X	X	X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	8	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	1		X				X						
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-27															Dacita de augita
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	10	X	X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	8		X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	2		X			X							
		Ox. Fe-Ti	1		X										X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Apas AC-32lj															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5	X	X		X	X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	8	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	3		X										X
		Otros	<1		X										X

CRÁTER NAVENCHAUC

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Navenchauc AC-31															Adesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	45	X	X	X	X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	8		X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	10		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	5			X									X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Navenchauc BO-30															Adesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	X	Plag.	45	X	X		X	X	X					
	Holohialina		Piroxeno	10		X	X		X	X					
	Hipocristalina		Anfíbol	15	X	X		X	X						
Matriz	Vidrio		Olivino	---											
	Crist-vidrio	X	Biotita	---											
	Cristales		Musc.	---											
			Qz	---											
			Ox. Fe-Ti	2			X		X						
			Otros												

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Cráter Navenchauc AC-53															Dacita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina		Plag.	60		X	X	X	X	X					
	Holohialina		Piroxeno	5			X		X	X					
	Hipocristalina	X	Anfíbol	10	X	X		X	X						
Matriz	Vidrio		Olivino	---											
	Crist-vidrio	X	Biotita	---											
	Cristales		Musc.	---											
			Qz	2											
			Ox. Fe-Ti	5		X								X	
			Otros												

DOMO VOLCÁNICO HUIITEPEC

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Huítepec AC-06															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina		Plag.	55	X	X		X	X	X					
	Holohialina		Piroxeno	10		X			X	X					
	Hipocristalina	X	Anfíbol	15	X	X		X	X						
Matriz	Vidrio		Olivino	---											
	Crist-vidrio	X	Biotita	---											
	Cristales		Musc.	---											
			Qz	---											
			Ox. Fe-Ti	5			X							X	
			Otros												

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Huitepec BO-54															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	75	X	X		X	X							
	Holohialina	Piroxeno	5		X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	10		X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	4			X									X
		Otros													

COMPLEJO DE DOMOS TZONTEHUITZ

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Complejo de domos Tzontehuitz OX-08															Adesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	8		X			X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	10	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	3		X										X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Complejo de domos Tzontehuitz OX-38 (El Calvario)															Andesita de augita
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	55	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	15		X	X		X	X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	10		X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	5		X										X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Complejo de domos Tzontehuitz OX-40 (Tzontehuitz 1)															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	60	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	8		X				X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	10	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	2			X									X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Complejo de domos Tzontehuitz OX-59 (Tzontehuitz 2)															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	60	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	8		X				X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	15	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	3	X					X						
		Otros													

DOMO VOLCÁNICO AMAHUITZ

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Amahuitz VC-12p															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X	X	X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5		X	X			X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	8		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	3		X										X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Amahuitz VC-13a															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	75	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5		X	X		X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	8		X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino													
	Crist-vidrio	X Biotita													
	Cristales	Musc.													
		Qz													
		Ox. Fe-Ti	5	X											X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Amahuitz VC-13c															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	72	X	X		X								
	Holohialina	Piroxeno	8		X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	12		X		X								
Matriz	Vidrio	Olivino													
	Crist-vidrio	X Biotita													
	Cristales	Musc.													
		Qz													
		Ox. Fe-Ti	2	X											X
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Amahuitz VC-14															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5		X	X		X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	8		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	2		X										X
		Otros													

DOMO VOLCÁNICO LA IGLESIA

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
°Cristal.				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
		Domo Volcánico La Iglesia VC-15													
°Cristal.	Holocristalina		Plag.	70	X	X		X		X					
	Holohialina		Piroxeno	8		X			X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	12	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	2			X							X		
		Otros	1		X								X		

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
°Cristal.				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
		Domo Volcánico La Iglesia VC-16													
°Cristal.	Holocristalina		Plag.	70	X	X	X	X	X	X					
	Holohialina		Piroxeno	5		X	X		X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	10	X	X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino	----												
	Crist-vidrio	X Biotita	----												
	Cristales	Musc.	----												
		Qz	----												
		Ox. Fe-Ti	2		X			X							
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
°Cristal.				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
		Domo Volcánico La Iglesia VC-23													
°Cristal.	Holocristalina		Plag.	75	X	X		X	X						
	Holohialina		Piroxeno	3		X			X						
	Hipocristalina	X Anfíbol	8		X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino													
	Crist-vidrio	X Biotita													
	Cristales	Musc.													
		Qz													
		Ox. Fe-Ti	2		X	X							X		
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico La Iglesia VC-45															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X			X	X						
	Holohialina	Piroxeno	5		X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	7		X			X							
Matriz	Vidrio	Olivino													
	Crist-vidrio	X Biotita													
	Cristales	Musc.													
		Qz													
		Ox. Fe-Ti	2		X	X				X					
		Otros													

DOMO VOLCÁNICO MISPIÁ

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Mispía VC-18a															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	X Plag.	70	X	X		X	X							
	Holohialina	Piroxeno	5		X			X							
	Hipocristalina	Anfíbol	10	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	---												
	Crist-vidrio	X Biotita	---												
	Cristales	Musc.	---												
		Qz	---												
		Ox. Fe-Ti	2		X					X					
		Otros													

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica	
Domo Volcánico Mispía VC-18b															Andesita de hornblenda
°Cristal.	Holocristalina	Plag.	75	X	X		X	X							
	Holohialina	Piroxeno	3		X			X							
	Hipocristalina	X Anfíbol	8	X	X		X	X							
Matriz	Vidrio	Olivino	---												
	Crist-vidrio	X Biotita	---												
	Cristales	Musc.	---												
		Qz	---												
		Ox. Fe-Ti	5		X					X					
		Otros													

DOMO VOLCÁNICO LA LANZA

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico La Lanza VC-17															Dacita de hornblenda	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	65	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	5		X	X		X						
			Hipocristalina	X Anfíbol	8	X	X		X	X						
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	2		X	X		X								
		Ox. Fe-Ti	3		X									X		
		Otros														

DOMO VOLCÁNICO SANTOTÓN

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico Santotón VC-20															Andesita de augita	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	25	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	15		X	X		X						
			Hipocristalina	X Anfíbol	10		X		X	X						
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	----													
		Ox. Fe-Ti	1		X									X		
		Otros														

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	<0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico Santotón VC-21															Dacita de hornblenda	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	75	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	5		X	X		X						
			Hipocristalina	X Anfíbol	10	X	X		X	X						
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	2													
		Ox. Fe-Ti	2		X			X								
		Otros														

DOMO VOLCÁNICO VENUSTIANO CARRANZA

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico Venustiano Carranza VC-22															Dacita de hornblenda	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	60	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	8		X	X		X						
Hipocristalina	X Anfíbol		12	X	X		X	X								
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	3	X	X		X									
		Ox. Fe-Ti	3			X								X		
		Otros														

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico Venustiano Carranza VC-52															Dacita de hornblenda	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	60	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	8		X	X		X						
Hipocristalina	X Anfíbol		10	X		X	X									
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	3		X		X									
		Ox. Fe-Ti	3			X								X		
		Otros														

DOMO VOLCÁNICO MIGUEL HIDALGO

Muestra		Cristales	% Vol.	Forma			Tamaño			Textura de la roca					Clasificación	
				Euhedral	Subhedral	Anhedral	>3mm	0.3mm - 3mm	< 0.3mm	Porfídica	Microporfídica	vitrofídica	Glomeroporfídica	Traquítica		Pseudotraquítica
Domo Volcánico Miguel Hidalgo VC-25															Andesita de hornblenda	
		°Cristal.	Holocristalina	Plag.	70	X	X		X	X	X					
			Holohialina	Piroxeno	5		X			X						
Hipocristalina	X Anfíbol		12		X		X	X								
Matriz	Vidrio	Olivino	----													
	Crist-vidrio	X Biotita	----													
	Cristales	Musc.	----													
		Qz	----													
		Ox. Fe-Ti	1			X								X		
		Otros														