

5 201



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

GEOLOGIA DEL VOLCAN PELADO

T E S I S
PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERA GEOLOGA
PRESENTA:
LILIA ARANA SALINAS



268232

1998

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-026

SRITA. LILIA ARANA SALINAS
Presente

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

GEOLOGIA DEL VOLCAN PELADO

- I INTRODUCCION**
- II CONCEPTOS Y METODOLOGIA**
- III GEOLOGIA**
- IV VULCANOLOGIA**
- V DISCUSION**
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFIA**
- ANEXOS**

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 28 de abril de 1997
EL DIRECTOR

ING. JOSÉ MANUEL COVARRUBIAS SOLÍS

DEDICATORIAS

Agradezco y Dedico este trabajo a estas y todas aquellas personas que tuvieron que ver en la culminación de mi tesis.

A Fer y Ceci (mis padres), por todo su apoyo, comprensión y amor durante toda mi vida.

A Ricardo De Luna (☩) por permitirse vivir conmigo la mejor de las experiencias de la vida, el Amor, que nunca morirá, donde quiera que estés.

A Lulú, por su ejemplo de disciplina y tenacidad, te quiero mucho, Lula.

A Nelly a quien admiro por su gran valor como mujer y por ser más que una hermana. también a Juan Miguel, por llegar a ser como un hermano.

A Juanito, por llenar de felicidad nuestro hogar y darle sentido de nuevo a la vida.

A los amigos (as), a los que tuve y aun más, a los que cuento, por regalarme el gusto de completar esta etapa la que deseo compartir con todo mi corazón, una vez más, gracias por su amistad.

Muy especialmente agradezco a :

Lalo, Charly, Dario, Oscar, Pedro, Jorge, Saúl, Héctor, Aarón, Beto, Beto Villalpando, Memo, Pablo, Luis, Armando, Sergio, Marco y Gerard.

Quienes fueron mi mejor compañía durante las arduas jornadas de trabajo de campo, por ser parte de esta aventura, por su disponibilidad y compartir la pasión por los volcanes y por lo mejor, nuestra amistad, con todo mi amor y agradecimiento.

A mis amigas de la carrera con quien pase inolvidables anécdotas y descubrí que el tener una amiga es conocer cada día más de mi.

Edith, Fabiola, Esther, Alma, Marú, LuzMa, Silvia, Susana, Dulce, Alicia, Alejandra Verónica, Alejandra Reyes, Meche, Lissete, Lolita, Paty, Angélica, Claudia, Cereza y Pilar.

A mis Profesores que además son mis amigos y colegas, a quienes admiro, respeto y quiero.

Jorge Nieto, Hugo Delgado, Gilberto Silva, Alfredo Victoria, José Luis Jiménez, Emiliano Campos, Jaime Barcelo, Javier Arellano, Claudia Mendoza, Rosa Ma. Prol, Tierry Calmus y Gustavo Tolson.

Gracias por enseñarme a caminar en el mundo increíble de la Geología.

A José Luis Nieto y Pilar

Por que en los buenos y malos momentos me han demostrado el significado de la amistad, gracias a los dos.

INDICE

Resumen

Capítulo I

Generalidades

I.1 Introducción	1
I.2 Objetivos	2
I.3 Metas	2
I.4 Localización y vías de acceso	3
I.5 Aspectos Climáticos	3
I.6 Vegetación y Fauna del área	5
I.7 Hidrología	5
I.8 Actividad Económica	7

Capítulo II

Metodología

II.1 Compilación Bibliográfica y Cartográfica	8
II.2 Mapas Geológico y Fotogeológico	8
II.3 Trabajo de campo y descripción de afloramientos	9
II.4 Elaboración de columnas estratigráficas	9
II.5 Muestreo y Tratamiento de las muestras	9
II.6 Análisis Químicos	10
II.7 Petrografía	10
II.8 Análisis Radiométricos (^{14}C)	11

Capítulo III

Estudios Geológicos

III.1 Estudios Previos	14
III.2 Fisiografía y Geomorfología	16
III.3 Marco Geológico Regional	20
III.3.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	20
III.3.2 La Cuenca de México	23
III.4 Estratigrafía del Volcán Pelado	23
CUATERNARIO	
PLIOCENO-PLEISTOCENO	
Formación Ajusco (Q _{Aj})	26
PLEISTOCENO MEDIO-HOLOCENO	
GRUPO CHICHINAUTZIN	26
PLEISTOCENO	
Formación Mezontepec (Q _{Me})	27
Formación Acopiaco (Q _{Ac})	27
Formación Oyameyo (Q _{Oy})	27
Formación Malacatépetl (Q _{Ma})	27

Formación Tuxtepec (Q_{Tx})	28
Formación Tepeyahualco (Q_{Te})	28
Formación La Cima (Q_{Ca})	28
Formación Raíces (Q_{Ra}) y Cajetes (Q_{Ca})	28
Formación Yololica (Q_{Yo})	28
Formación Tesoyo (Q_{Ty})	28
HOLOCENO	
Formación Pelado (Q_{Pe})	29
COLUVION (Q_{Co})	29
III.5 Geología Estructural	29

Capítulo IV

Vulcanología

IV.1 Tipo de Volcanismo	32
IV.2 Volcanismo Efusivo	32
IV.2.1 Mapa de Flujos de Lava	33
IV.2.2 Lavas (Aspect Ratio)	35
IV.3 Volcanismo Explosivo	35
IV.3.1 Cono	35
IV.3.2 Volúmen de Tefras \approx roca densa	36
IV.3.3 Geometría de los depósitos	37
IV.3.4 Depósitos de caída	39
IV.3.5 Flujos Piroclásticos	40
IV.3.6 Mapa de Isopacas	41
IV.3.7 Dispersión	44
IV.4 Volúmen total de magma emitido	44

Capítulo V

Petrología

V.1 Petrografía	45
V.2 Clasificación Química	45
V.3 Petrogénesis	47
V.4 Afinidad Tectonomagmática	52

Capítulo VI

VI.1 Discusión	55
VI.2 Conclusiones	56
VI.3 Recomendaciones	57

Bibliografía

Apéndice

RESUMEN

El Volcán Pelado con una altura de 3,620 metros sobre el nivel del mar, es localizado en el sur de la Ciudad de México, en la parte central del Campo Volcánico Chichinautzin (CVCH).

Dada la actividad volcánica del volcán Pelado, para su caracterización fue necesario realizar un estudio geológico completo que incluía la estratigrafía a detalle (excavando trincheras para los depósitos piroclásticos del Volcán Pelado), además de geoquímica (para saber la composición química de los diferentes flujos de lava) y la geología estructural, con el fin de entender más sobre la evolución de este volcán, que pertenece a un gran grupo de volcanes monogenéticos que forman la sierra Chichinautzin.

El volcán Pelado de acuerdo a Suzuki (1977), se clasifica como volcán monogenético, originado por la intersección de una fisura con dirección este-oeste y además, formado por dos eventos principales, uno explosivo y otro efusivo.

Los eventos explosivos (estrombolianos-volcanianos), construyeron el cono (con un volumen aproximado de 0.112 km³), y los productos piroclásticos de caída asociados sugieren una dirección de dispersión hacia el norte del volcán de acuerdo al mapa de isopacas preliminar. Adicionalmente, la cartografía geológica y estudios estratigráficos llevados a cabo hasta el momento, indican que los eventos explosivos del Volcán Pelado dieron lugar a la formación de flujos piroclásticos de cenizas distribuidos en forma radial.

La fase efusiva ocurrió durante y después de la fase explosiva; consistió en derrames de lava pahoehoe, aa y lavas en bloques, extruidos a través de la fisura E-W, cubriendo un área de 63 km² aproximadamente. Su composición es de andesita a andesita basáltica. Casi al final de esta fase surgió un cono adventicio (Xoxocol), con una composición petrológica semejante al Volcán Pelado.

Dentro de los depósitos de flujo piroclásticos, se pudieron coleccionar fragmentos de carbón que han sido fechados en menos de 2 000 años, lo cual hace del Volcán Pelado uno de los eventos más jóvenes que existen en el CVCH. Además, dentro de estos depósitos se encontraron restos de cerámicas.

La presencia de flujos piroclásticos en el Volcán Pelado y los restos de cerámica encontrados en ellos implican: 1) Que los volcanes monogenéticos de la región no solo son capaces de producir depósitos de caída y flujos de lava relativamente de poco peligro, sino además, son capaces de producir flujos piroclásticos (como algunos volcanes centroamericanos que representan un peligro volcánico adicional a los considerados hasta el momento para la Ciudad de México).

2) La región fue habitada previamente a la erupción, la cual afectó asentamientos humanos, lo cual muestra la vulnerabilidad de centros de poblaciones cercanos a los centros volcánicos.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

I.1 Introducción

El volcanismo es un fenómeno geológico de notable interés científico y económico, además de espectacular y apasionante, ya que es un fenómeno global directamente implicado en la dinámica terrestre.

La volcanología (de Vulcano, dios del fuego y logos, tratado), entendida como la disciplina que estudia todos los aspectos relacionados con el vulcanismo, puede considerarse como una ciencia joven, fuertemente sustentada por la petrología, la geoquímica, la sedimentología y la geofísica por mencionar algunas disciplinas.

La volcanología nos permite como herramienta, la evaluación de posibles erupciones en campos volcánicos monogenéticos, mediante algunas de sus técnicas de campo y experimentales. El pronóstico de erupciones es muy difícil debido a la aleatoriedad de su distribución espacio-temporal.

La distribución espacial del volcanismo monogenético se puede resolver por medio de cartografía geológica y petrología. Los fechamientos radiométricos ayudan a entender su distribución temporal y además, podemos establecer relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades o formaciones informales que se distinguen en los volcanes.

Las erupciones de volcanes monogenéticos de México, son de un período muy corto, se puede decir de unos años a decenas de años. Después de su erupción, los volcanes monogenéticos difícilmente muestran reactivación, generalmente crecen a partir de fisuras, es por eso que no se reactivan y en lugar de crecer el mismo edificio volcánico, surgen otros nuevos edificios volcánicos de similar composición.

Los volcanes monogenéticos y poligenéticos, del sur de la Cd. de México representan un peligro potencial¹, ya que se encuentran dentro de una zona de gran actividad sísmica y volcánica denominada Cinturón de Fuego del Pacífico. El Volcán Pelado pertenece a uno de los campos volcánicos en México denominado CVCH (Campo Volcánico Chichinautzin), y el riesgo² de esta zona radica en la cercanía a una ciudad tan densamente poblada como es la Ciudad de México con 8.3 millones de habitantes (INEGI, 1990). Es por eso la importancia de llevar a cabo un estudio a detalle del volcán Pelado, ya que hay una carencia de datos geológicos de la zona de estudio y si sabemos más sobre este volcán monogenético podemos comparar nuestros datos con los volcanes cercanos y que pertenecen al mismo campo volcánico, para entonces inferir el comportamiento en caso de un evento volcánico cercano y proponer alternativas para mitigar el daño a poblados cercanos y a la misma Ciudad de México.

*Peligro¹ = Probabilidad de que un área determinada sea afectada por una erupción volcánica.

*Riesgo² = posibilidad de pérdida de vidas humanas, bienes materiales, capacidad productiva y económica dentro de un área sujeta a peligro.

El Volcán Pelado es una estructura que incluye derrames lávicos y depósitos piroclásticos. Su actividad comenzó hace menos de 2,000 años, Cervantes y Molinero en 1995, fechan al Xitle concluyendo que el Xitle era el volcán más joven de la sierra Chichinautzin, pero en estudios más recientes de la Sierra Chichinautzin, nos indica que pueden existir aparatos volcánicos más jóvenes aún que el Volcán Pelado. Dada su actividad histórica, el espesor y la extensión de los depósitos, sugieren que volcanes del tipo del Volcán Pelado, representan un peligro potencial para las zonas aledañas. Por lo tanto es necesario conocer el comportamiento involucrado en la formación de estas estructuras volcánicas y hacer conciencia de su impacto social y ambiental, para que se pueda predecir, evaluar, controlar y mitigar sus efectos.

1.2 OBJETIVOS

- a) Determinar las características de la erupción del volcán Pelado
- b) Reconstruir la actividad eruptiva y la estratigrafía del volcán Pelado
- c) Determinar la edad del volcán Pelado
- d) Establecer la relación de este volcán con las estructuras tectónicas de la región.
- e) Utilizar estos conocimientos y aplicarlos a la evaluación de peligros volcánicos en la región.
- f) Reconocer la química de las rocas del volcán Pelado, para establecer su ambiente tectonomagmático de formación.

1.3 METAS

- a) Elaborar la estratigrafía del volcán Pelado
- b) Calibración del volcán Pelado mediante ^{14}C
- c) Construcción de un mapa geológico del volcán Pelado
- d) Análisis de la mineralogía y petrografía .
- e) Caracterización de los depósitos piroclásticos por medio de estudios granulométricos, con la elaboración de un mapa de isopacas del volcán Pelado
- f) Caracterizar la química de las rocas, analizando elementos mayores y trazas.
- g) Integración de la información para estudios posteriores sobre riesgo volcánico a detalle de la zona en cuestión.

1.4 Localización y vías de acceso

El volcán Pelado se encuentra en el sur de la Ciudad de México (Fig.1), el área estudiada comprende aproximadamente 63 km², entre los 19°12'35 " y 19°06'06" de latitud norte y los 99°00'08" y 99°20'00" de longitud oeste.

El área se encuentra en las orillas de la delegación Tlalpan, colindando al sur con el estado de Morelos y al oeste con el estado de México; limita al norte con el volcán Mezontepec, Ajusco y Xitle y al NE con la ciudad de México.

Las principales vías de acceso son la carretera federal No. 95 México-Cuernavaca, o bien la carretera Picacho-Ajusco y los caminos de terracería que conduce al Capulín, (entrando por el circuito del Ajusco, tomando la desviación a Jalalapa encontramos una terracería, construida por los moradores de la ranhería el Capulín). Este un buen acceso para llegar al flanco oeste del volcán y en temporada de lluvias es la mejor alternativa) o por la desviación que va a Fierro de Toro (se encuentra interceptando a la carretera federal No. 95 México-Cuernavaca, pasando el poblado de Parres), esta terracería no es muy recomendable en temporadas de lluvia.

1.5 Aspectos Climáticos

La Sierra Chichinautzin se localiza en la parte sur de la región climática centro, la cual cuenta con vientos alisios y lluvias en el verano. El clima de la Cuenca de México es templado subhúmedo, la temperatura media anual del área de estudio es de 11°C, con una precipitación pluvial que oscila entre 1000 mm y 1400 mm. La precipitación se registra en los meses de Junio a Septiembre. En épocas frías se registran heladas y en la zona de mayor elevación inclusive nevadas. En el volcán Pelado es recomendable trabajar en los meses de diciembre – abril, ya que la precipitación pluvial es muy alta en los meses de mayo y principios de noviembre, los caminos de acceso se hacen intransitables en estas épocas.

En la Tabla 1.1 se presentan datos de estaciones climatológicas hechas por INEGI (1990 y 1992):

Tabla 1.1 Datos Climáticos de estaciones cercanas al volcán Pelado.

Estación Climatológica	Altitud (m.s.n.m)	Temp. Media anual (°C)	Precipitación total (mm)
Pedregal de San Angel	2 240	15	800
Tlalpan (delegación)	2 260	16.25	881.7
San Miguel Ajusco*	2 289	11.4	1129.5

*El volcán Pelado Pertenece a esta estación climatológica.

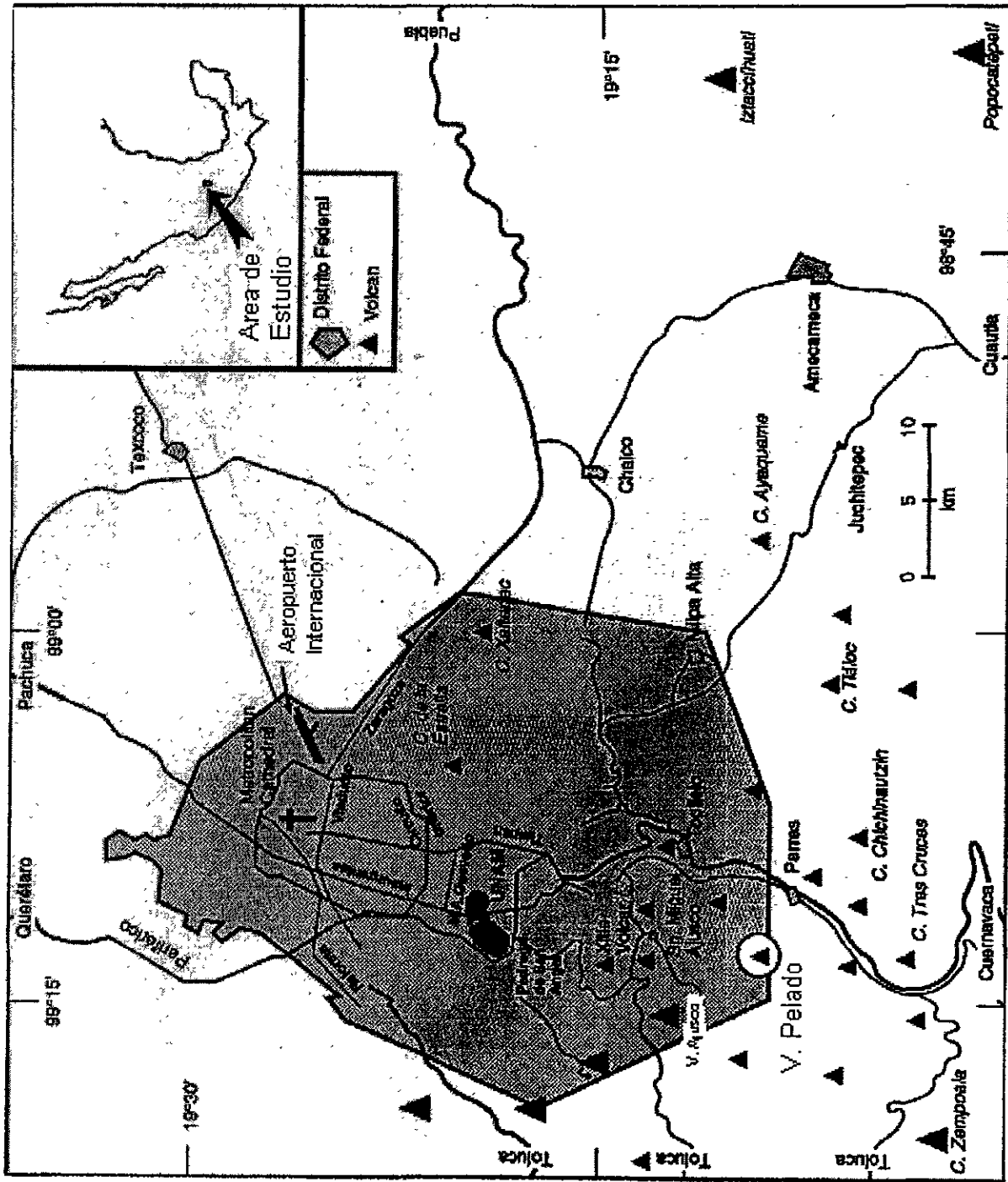


Fig. 1 Mapa de Localización del área de estudio.

1.6 Vegetación y Fauna del área

La vegetación del área está en función de la altitud del terreno. De los 3,000 m.s.n.m., hacia abajo, la vegetación está constituida por *Quercus laurifolia*, *Alnus arbuta*, *Pinus montezumae* y *Abies religiosa* que corresponden a un ambiente de montaña (Castillo, 1976).

De los 3,000 metros hacia arriba, se observa una predominancia de la especie *Abies religiosa*, y en la zona más alta aparecen gramíneas (Zacate).

La fauna representativa de la zona está compuesta por una gran variedad de mamíferos, aves y reptiles entre los cuales se pueden mencionar los siguientes:

Canis latrans (Coyote), *Spilogale angustifrons* (Zorrillo manchado), *Mephitis macroura* (Mofeta rayada), *Mustela frenata* (Comadreja), *Sciurus nelsoni* (Ardilla del Ajusco), *Cratogeomys merriami* (Tusa), *Neotomodon alstoni* (Rata de los volcanes, Teporingo o Zacatuche), *Sylvilagus cunicularis* (Conejo), *Myotis velifer* (Murciélago), *Cryptotis sericina* (Musaraña), *Didelphis marsupialis* (Tlacuache), *Hylocharis leucotis* (Colibrí), *Turdus migratorius* (Petirrojo), *Melanerpes formicivorus* (Pájaro carpintero), *Zenaida macroura* (Tórtola).

Actualmente el conejo de los volcanes (teporingo), es una especie considerada en peligro de extinción, así como el coyote y el conejo entre otras especies que son depredadas por las comunidades cercanas al volcán Pelado, por actividad deportiva más que por necesidad, otro factor que contribuye a su extinción es la expansión de la mancha urbana.

1.7 Hidrología

El área es poco disectada por las corrientes, debido a su juventud y a la permeabilidad del material volcánico. Por consiguiente, la red fluvial no ha alcanzado un gran desarrollo que defina cuencas fluviales amplias y predominan corrientes de orden menor, poca longitud pero con profundidades de hasta 5 metros, muy comunes en las coladas jóvenes. Estas se deben no tanto a un proceso de erosión fluvial, sino se trata de corrientes temporales controladas por las grietas de las coladas de lava. En este tipo de erosión fluvial, su dinámica es mucho más lenta que en las tefras.

La mayor parte de la precipitación pluvial es infiltrada, constituyendo una importante zona de recarga acuífera, el área está en una precipitación anual de 1129.5 mm, considerada como una de las zonas más altas en la precipitación pluvial. Existen manantiales en la falda del Pelado alimentados por el escurrimiento de las formaciones terciarias que lo rodean, pero el nivel ha bajado por la sobreexplotación.

Los volcanes Ajusco, Pelado, Chichinautzin, Comalera, Cuatzin, Cilcuayo y Tláloc definen el parteaguas de la parte sur de la Cuenca de México (Fries, 1960 y Mooser, 1975) (Fig.2).

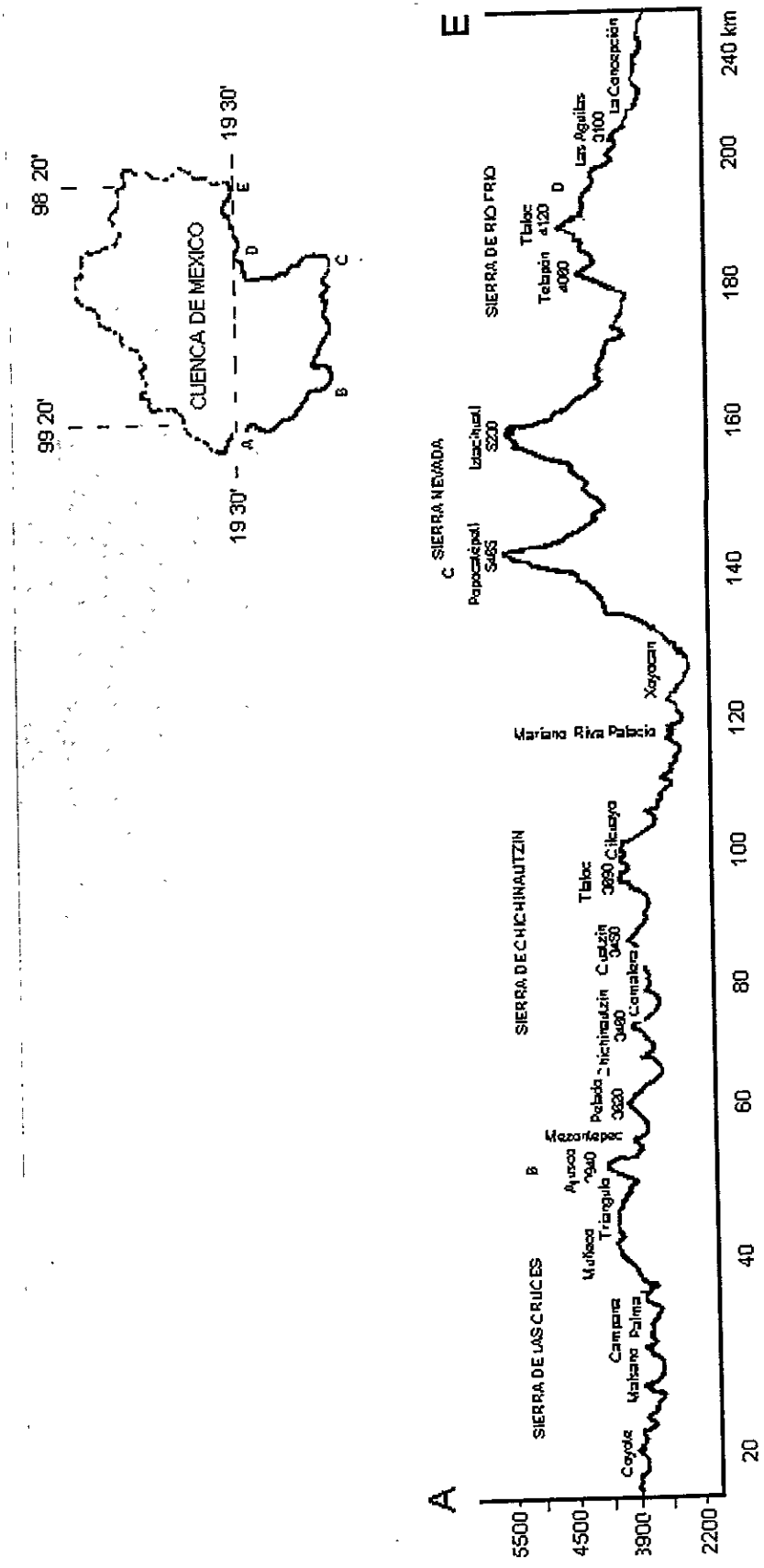


Fig.2. Perfil Topográfico del sector Sur de la Cuenca de México

1.8 Actividad Económica

La principal actividad económica es la explotación de material de construcción en canteras, siendo la de mayor tamaño de la región la Planta de Asfalto del D.D.F. (Parres) que produce 40,000 ton/mes, teniendo un monto de inversión (equipo como son cargadores frontales, tracdrill, camiones fuera de carretera, compresores, camionetas, camiones de 6 m³ de capacidad, etc.) de aproximadamente 156 millones de pesos y un monto en la actividad de operación (salario de 200 personas) de 3 millones de pesos y una inversión en la infraestructura de 31,200,000 pesos, cabe mencionar que en esta planta de asfalto el 25% de su personal es habitante del pueblo de Parres; subsisten otras plantas de triturados pétreos de menor tamaño e importancia. Otra actividad importante en la zona es la agricultura cuyos productos más importantes son avena, papa, haba, chícharo, zanahoria, frijol, nopales y calabacitas, en pequeña escala la cría de ganado, ovejas y de manera clandestina la explotación de madera (Pino y Oyamel).

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

II.1 Compilación Bibliográfica y Cartográfica

La búsqueda de artículos, libros, folletos etc., referentes al área se realizó utilizando las bases de datos de la UNAM, la base de referencias de geología (GEOREF), que es una base de datos que pertenece a la Unidad de Bibliotecas de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Además de estas bases de datos se recurrió al INEGI y a la propia biblioteca de la Facultad de Ingeniería, así como al Instituto de Geografía.

La información cartográfica se obtuvo de las siguientes cartas topográficas y urbanas:
- Escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).

MILPA ALTA E 14 - A 49

- Escala 1:10,000 de la Tesorería del Distrito Federal

VOLCAN OYAMEYO	E14 A49-23
PARRES	E14 A49-33
TEPEYAHUALCO	E14 A49-32
VOLCAN MALACATEPEC	E14 A49-22

Las fotografías aéreas de los vuelos sobre la ciudad de México de abril de 1993 a escala 1:20,000, línea 3,4,5 y 6 (20 fotos).

II.2 Mapa Geológico y Fotogeológico

En la primera etapa del trabajo de gabinete se realizó un mapa con ayuda de las fotografías aéreas y tomando como base una carta topográfica del INEGI. Se interpretaron los rasgos característicos del volcán y con ello, posteriormente, se elaboró un fotomapa preliminar y se distinguieron las diferentes unidades con base en su morfología. Posteriormente se transfirió la interpretación a la cartografía escala 1:10,000 y 1:50,000, señalando todos los puntos importantes determinados en la fotointerpretación, para así definir puntos de verificación.

En la siguiente etapa, ya obtenida la primer versión del mapa, se realizó una visita al campo verificando los puntos de interés, con ayuda de un receptor GPS Survey II, (Sistema Global de Posicionamiento, que es compatible con el mismo sistema de referencia del INEGI Datum 27), GPS Survey II para la ubicación de puntos importantes, ya que la vegetación es muy densa y no nos permite ubicar los afloramientos directamente en el mapa. Con la información obtenida previamente y los puntos verificados en el campo, se elaboró la versión final del mapa geológico, digitalizado en el software AUTOCAD versión 14.

II.3 Trabajo de Campo y descripción de afloramientos.

El trabajo de campo consistió en aproximadamente 60 días de trabajo, distribuido en salidas de tres a cuatro días seguidos, aprovechando fines de semana o días festivos, con el fin de la localización de afloramientos, en donde los depósitos piroclásticos y derrames de lava fueran evidentes. Para la descripción de los afloramientos fue necesario hacer una caracterización de éstos y de acuerdo a la información que nos proporcionaban se utilizaron para dos mapas diferentes y estos depósitos se caracterizaron en: aquéllos afloramientos que nos servirán para la reconstrucción geológica del área y los afloramientos empleados para la construcción del mapa de isopacas.

En cada afloramiento se realizaron descripciones de las columnas estratigráficas y los diferentes tipos de unidades presentes. Además, fue necesario realizar esquemas de las columnas estratigráficas que representarían los afloramientos que se iban describiendo y localizando en el mapa las coordenadas obtenidas por un receptor GPS. En las descripciones se trató de ser lo más detallado posible, describiendo las unidades de arriba a abajo determinando su color, grado de intemperismo, tamaño, estructuras presentes, tipo de litología (a nivel megascópico), vesicularidad y compactación. Para depósitos piroclásticos, se describió composición, angulosidad, porosidad, estructuras, porcentaje de la matriz, color en muestra fresca y alterada, se cavaron 11 trincheras de diferentes tamaños, en algunas fue necesario escavar unas decenas de centímetros, pero en 2 trincheras se cavaron hasta 3 metros de profundidad, para tener una descripción más exacta sobre el tipo de secuencias presentes, su espesor, tamaño y tipo de los diferentes tipos de clastos, la ubicación de estas se pueden ver en el mapa del apéndice estratigráfico.

II.4 Elaboración de columnas estratigráficas

Una vez descritas estas características primordiales de cada afloramiento, se dibujó la columna estratigráfica a escala, tratando de ser lo más detallado posible. La siguiente fase consistió en medir cada una de las secuencias y tomar la muestra, no olvidando localizarla en su posición estratigráfica y además geográfica; se recolectaron también aproximadamente de 5 a 6 muestras por afloramiento de tefras y por lo menos dos muestras de cada uno de los derrames del volcán, procurando que fueran muestras proximales y distales de los derrames lávicos (ver apéndice estratigráfico).

II.5 Muestreo y Tratamiento de las Muestras

El muestreo consistió en la toma de muestras de cada flujo, estas muestras se tomaron lo más compactas y frescas que se pudieran, posteriormente se rotularon, marcándolas con tinta indeleble y ubicándolas en el mapa. Para el tratamiento de las muestras se utilizaron las siguientes herramientas de análisis.

II.6 Análisis Químicos

Cada una de las muestras recolectadas en los flujos de lava se molieron para realizarles análisis químicos de elementos mayores y trazas; estas muestras se quebraron hasta obtener esquirlas, las cuales son previamente limpiadas de costras, vesículas y cualquier alteración superficial, luego se muelen en un mortero de hierro que es limpiado o contaminado moliendo un poco de muestra en el mortero, con el fin de eliminar óxidos o restos de muestra que puedan alterar el resultado de nuestros análisis, posteriormente tiramos esta muestra y volvemos a moler mas porción de la misma muestra (aproximadamente 20 gr), esta es molida hasta obtener tamaños de 1cm, ya obteniendo este tamaño pasamos la muestra a un molino de cilindros de carburo de tungsteno marca HERZOG modelo HSM100H, hasta obtener una textura de talco en la pulverización de la muestra (200 mallas).

Una vez pulverizadas se guardan los 20gr de la muestra en bolsas de plástico previamente rotuladas, el siguiente paso es prensar 4 gr de la muestra, obteniendo unas tabletas de caras lisas de 2cm de diametro, que son etiquetadas y metidas al espectroméetro de rayos X, para obtener los datos de concentración de elementos traza de la muestra, para obtener los datos de elementos mayores contenidos en la muestra, utilizamos solo 0.8 gr de la muestra agregamos un fúndente y la colocamos en un crisol, calentando la muestra a una temperatura aproximada de 1000 °C, después de 15 minutos que es cuando la mezcla ha sido fundida, se deja enfriar la muestra ya fundida y en forma de tableta, se rotula y se mete al espectroméetro de rayos X. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por el Químico Rufino Lozano Santacruz, los datos obtenidos fueron vaciados en una base de datos y se graficaron los resultados, estos son presentados en la tabla II.1 y II.2 (ver apéndice geoquímica).

II.7 Petrografía

En la etapa de campo se obtuvieron muestras de tamaños que van de 10 a 15 cm. Cada una de estas muestras fue rotulada por una clave determinada para su mejor identificación en gabinete. Se hizo su descripción petrográfica, mediante láminas delgadas de todas las muestras de roca colectadas en campo. Para la observación y descripción de las láminas se utilizó un microscopio petrográfico y un contador de puntos para cuantificar y diferenciar cada uno de los minerales principales y accesorios presentes en la muestra, lo que permitió la observación general y descripción de la textura de la roca.

II.8 Análisis Radiométricos (^{14}C)

Las muestras para fechamientos de radiocarbono se obtuvieron en dos localidades; la Fig.3 muestra la ubicación de las localidades, se utilizaron las claves C1 y C5. Los afloramientos de donde se obtuvieron consisten en flujos piroclásticos encontrados en zanjas excavadas de aproximadamente 1.30x.60x1.20 (profundidad, ancho, largo) para el caso de C1 y para C5, 4.0x.60x2.0. Estas muestras consistían de restos carbonizados de material orgánico dentro de los flujos piroclásticos, el procesamiento de las muestras consistió en secar al horno a 60°C (para evitar que se desarrollaran hongos que alterarán la edad) por espacio de 24 hrs. Una vez secas la muestras se envolvieron en papel aluminio y se mandaron fechar al Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Arizona.

Además, se hallaron restos de cerámicas, en un flujo piroclástico, (mostradas en la Fig.4) lo que hace suponer que durante la actividad del volcán, existieron asentamientos humanos cercanos al Volcán Pelado.

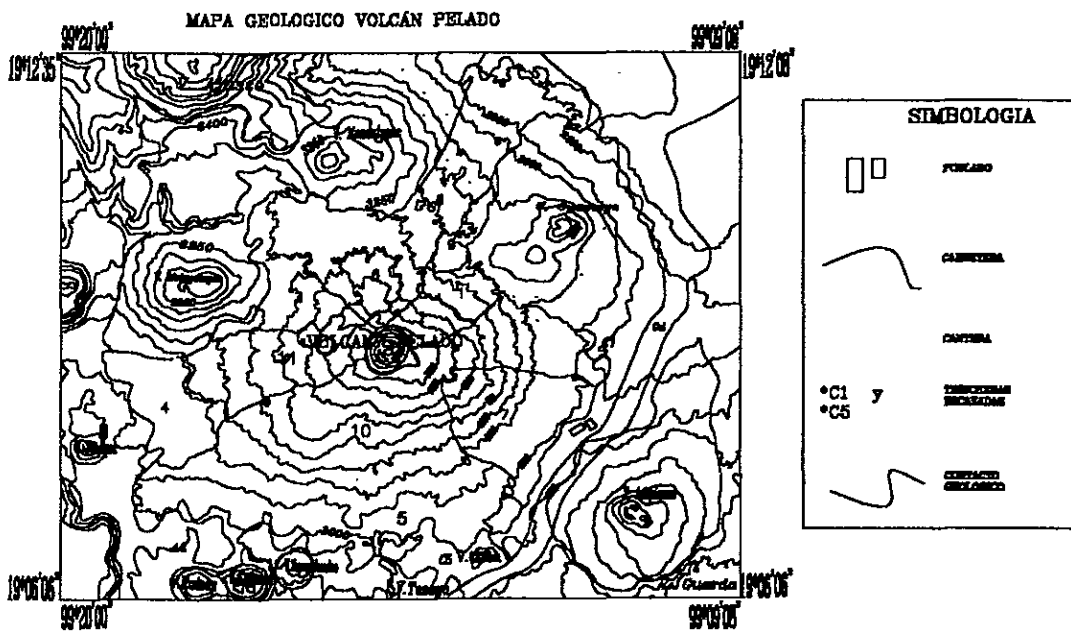
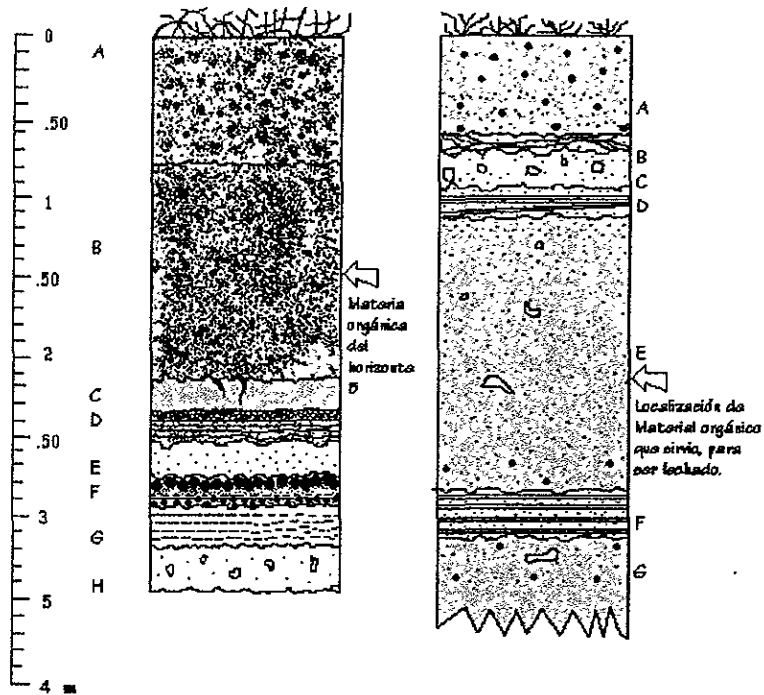
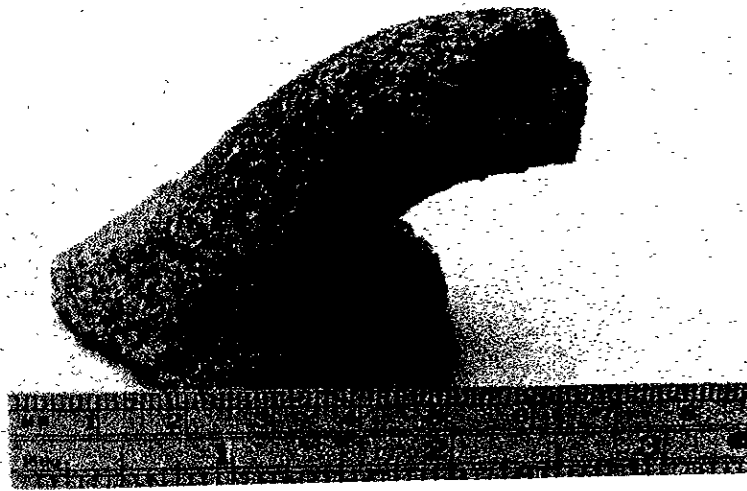
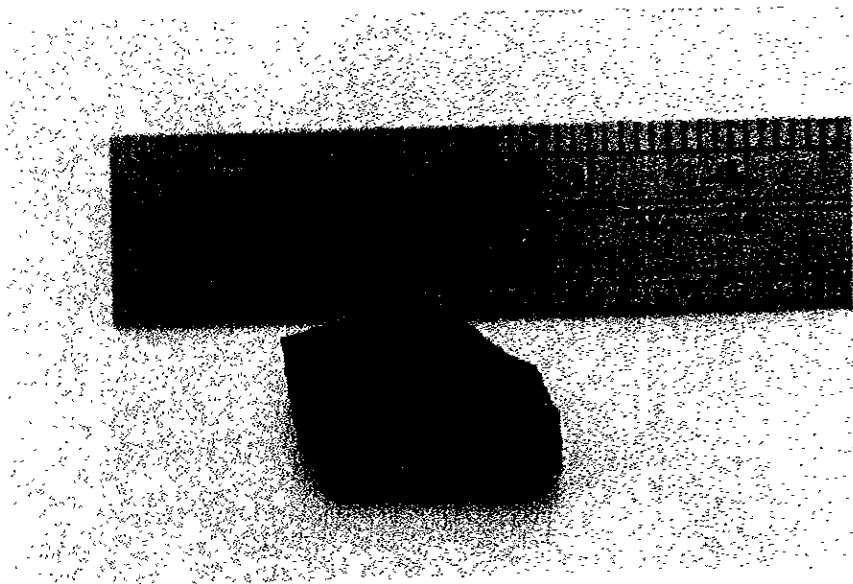


Fig.3 Ubicación de las trincheras excavadas C1 y C5, donde se obtuvo material orgánico para fechar los flujos piroclásticos del Volcán Pelado.



a)



b)

Fig. 4 Fragmentos de cerámica , descubiertos en un flujo piroclástico, que evidencian la juventud del volcán Pelado. a) fragmento de asa de una olla; b) fragmento de cerámica decorado.

III.1 ESTUDIOS PREVIOS

En el siglo XIX, Humboldt (1826) inicia un estudio sobre la Cuenca de México. Es el primero en hacer descripciones geomorfológicas mencionando principalmente los fenómenos volcánicos y la geohidrología de la Cuenca de México.

En 1890, Félix y Lenk hacen los primeros estudios de geoquímicos sobre las rocas eruptivas del Sudoeste de la Cuenca de México.

Waitz (1910) describe lo que él denomina tubos de explosión endogénicos, en lavas del Pedregal de San Angel, los compara morfológica y químicamente con basaltos circundantes.

Arellano (1948) recopila análisis químicos de las diferentes rocas volcánicas en la parte sur de La Cuenca de México. Menciona el carácter híbrido de las lavas del sur de La Cuenca de México con base en el alto contenido de sodio mostrado en análisis químicos de un basalto del Pedregal de Tlalpan realizado por Félix y Lenk.

Mooser (1957, 1963, 1975) explica de manera diferente la formación de la Cuenca de México, genera varios modelos para explicar su origen y publica un mapa geológico del Valle de México.

Fries (1960) es el primero en realizar trabajos con carácter estratigráfico describiendo una serie de rocas volcánicas cuaternarias y define al Grupo Chichinautzin.

Schlaepfer (1968) contribuye con la elaboración de un mapa geológico escala 1:100,000 para el Instituto de Geología (Hoja Cd. de México y del estado de Morelos).

Lugo-Hubp (1970, 1984) encabeza los trabajos geomorfológicos, con su trabajo sobre la geomorfología del sur de la cuenca de México, explica procesos morfogénéticos, endógenos y exógenos, que relacionan complejamente relieves contrastantes que han evolucionado en el tiempo geológico.

Gunn y Mooser (1971) realizan 108 estudios geoquímicos de elementos mayores y elementos traza (Cr, Ni, Cu; Zn, Rb, Sr, Ba, Th, Pb) de las rocas terciarias y recientes del Valle de México concluyendo que las lavas son predominantemente andesitas y dacitas, cuyos componentes normativos muestras patrones compatibles con un origen de fusión parcial de un basalto toleítico; las andesitas basálticas se sobreponen y llegan a ser más básicas que las toleítas oceánicas, pero tienen mayor contenido de potasio, sugiriendo que fueron generadas de material del manto a mayores profundidades.

Negendank (1972, 1973) realiza numerosos estudios petrológicos y geoquímicos de rocas del Valle de México, propone que el Valle fue formado durante 3 períodos de actividad volcánica de diferentes composiciones. Cuaternario: andesita, cuarzo-latítica; Mioceno Tardío: leucoandesita cuarzo-latítica, Oligoceno-Mioceno: leucoandesita cuarzo-latítica. Nota la tendencia de desarrollo de productos dacíticos a un carácter andesítico en el Terciario. El carácter calcialcalino, sugiere

que son productos de un magma primario andesítico con fusión parcial del material en la corteza inferior.

Mooser et al. (1974) con investigaciones paleomagnéticas de rocas terciarias y cuaternarias del Valle de México, concluye que 2 de las 7 fases eruptivas (Guadalupe y Chichinautzin) fueron probablemente de corta duración (<1 Ma) y que el Grupo Chichinautzin se formó en los últimos 700,000 años, con una composición esencialmente andesítica.

Bloomfield (1975) realiza estudios petrográficos, geomorfológicos, geoquímicos y estratigráficos en el extremo occidental del Grupo Chichinautzin. Establece edades relativas para los conos y lavas con base en parámetros geomorfológicos. Además, propone que las rocas del área son predominantemente andesíticas, aunque algunas se podrían clasificar como basaltos alcalinos y dacitas.

Richter y Negendek (1976) contribuyen con estudios de espectroscopía por fluorescencia de rayos X y calculan los promedios de los elementos mayores y trazas, para los 3 períodos de actividad volcánica (Oligoceno/Mioceno, Mioceno Tardío/Plioceno y Cuaternario). Proponen que el origen de los magmas es por anatexis parcial de la corteza inferior.

Herrero y Pal (1978) analizan 113 muestras orientadas para estudios paleomagnéticos de la Sierra Chichinautzin (Tlalmanalco, Tepetixpa, Juchitepec, Milpa Alta, Tlalneplantla, San Andrés, Carretera Picacho Ajusco, Parres y Cd. Universitaria), reportando que todas las rocas tienen direcciones de magnetización remanente con polaridad normal (época Bruhnes), lo que significa que la Sierra Chichinautzin es un grupo volcánico joven (menor a 0.78, Maukinen y Dalrymple, 1979).

Delgado y Martín Del Pozzo (1993) realizaron trabajos de estratigrafía de una pequeña área de la Sierra Chichinautzin (al sur de la Cd. de México). Consideran que entre el Plioceno y el Holoceno ocurrieron 3 períodos eruptivos donde se interceptan las siguientes sierras en orden decreciente de edad: Sierra de Las Cruces (Plioceno Tardío - Plioceno Temprano) período caracterizado por actividad volcánica poligenética que da lugar a grandes estratovolcanes, Sierra del Ajusco (Pleistoceno Medio) volcanes de menor tamaño y emplazamiento de domos andesíticos y Chichinautzin (Pleistoceno Tardío - Holoceno) con actividad volcánica, predominantemente monogenética de tipo estromboliana.

Cervantes y Molinero (1995) contribuyen con un estudio químico, estratigráfico y petrológico de las lavas del Xitle así como la reconstrucción de su historia eruptiva y una evaluación de los posibles riesgos al sur de la Ciudad de México.

Lozano Velázquez (1997) contribuye con un amplio trabajo de impacto geológico, en el que calcula la probabilidad y el impacto del riesgo geológico en la Cuenca de México.

Rodríguez Lara (1997), realiza un trabajo geológico y geoquímico a detalle del conjunto volcánico de Guespalapa y del volcán Chichinautzin, determinando edades muy jóvenes de 1,345 y 1,290 años respectivamente.

Romero Terán (1998) realiza un estudio geológico de la transición del vulcanismo poligenético del Volcán Ajusco, utilizando la química de sus rocas y obteniendo una calibración estratigráfica, obteniendo una edad mayor a 3 Ma.

Julio Miranda (1998) contribuye con un trabajo sobre la clasificación de los volcanes monogenéticos en los campos volcánicos de México.

III.2 Fisiografía y Geomorfología

El área de estudio se ubica dentro de la Cuenca de México, la Cuenca de México se localiza en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Según la carta fisiográfica escala 1:1,000,000 de la SPP (1981), se localiza en provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac.

La FVTM, consiste de planicies escalonadas, se puede describir como una estructura volcánica de edad Plio-Cuaternaria, de 20 a 150 km de ancho y 1 000 km de longitud, de rumbo E-W, localizada entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte. Esta atraviesa el país en forma transversal, del Océano Pacífico al Golfo de México.

Dentro de la parte central de la FVTM se ubica una subprovincia fisiográfica denominada Cuenca de México (Fig.5). en el caso de la Cuenca de México, tiene límites espaciales precisos, un parteaguas cerrado (cuenca endorréica), que es una extensa altiplanicie, con un altura mínima de 2440 msnm; Tiene una orientación NNE-SSW y un área de aproximadamente 600 km², entre las coordenadas 19° y 20° latitud norte 98° 30 ' y 99° 30 ' longitud oeste. Así mismo está limitada al norte por la sierra de Pachuca, al este por las sierras de Río Frío, Santa Catarina y Nevada, al oeste por las sierras de Las Cruces y el Ajusco. Finalmente la zona de estudio se localiza al sur y forma parte de La sierra Chihinautzin. El Pelado se ubica al extremo oeste de la sierra Chihinautzin.

El volcán Pelado pertenece a uno de los tres grandes grupos genéticos del relieve definidos por Lugo-Hubp, 1984, para la Cuenca de México, a) endógeno, b) endógeno modelado y c) exógeno:

a) Endógeno, se refiere a un tipo de vulcanismo acumulativo, al que pertenece el volcán Pelado, subdividido en explosivo, efusivo, extrusivo y combinación de estos. Que a su vez es subdividido en relieve volcánico-explosivo) y que define a las formas de origen volcánico, originadas por la expulsión de material detrítico (piroclastos), en forma violenta, a través de un conducto central. Las formas principales son, los conos volcánicos cineríticos, los cráteres de explosión y las planicies y laderas de piroclastos (o de tefra).

b) Endógeno modelado, comprende formas volcánicas que han sido transformadas sustancialmente por la erosión (relieve volcánico-erosivo).

c) Exógeno, representado por tipos genéticos muy diversos: glaciales, erosivos (gravitacionales), fluviales, lacustres, deluviales, coluviales, antrópicos.

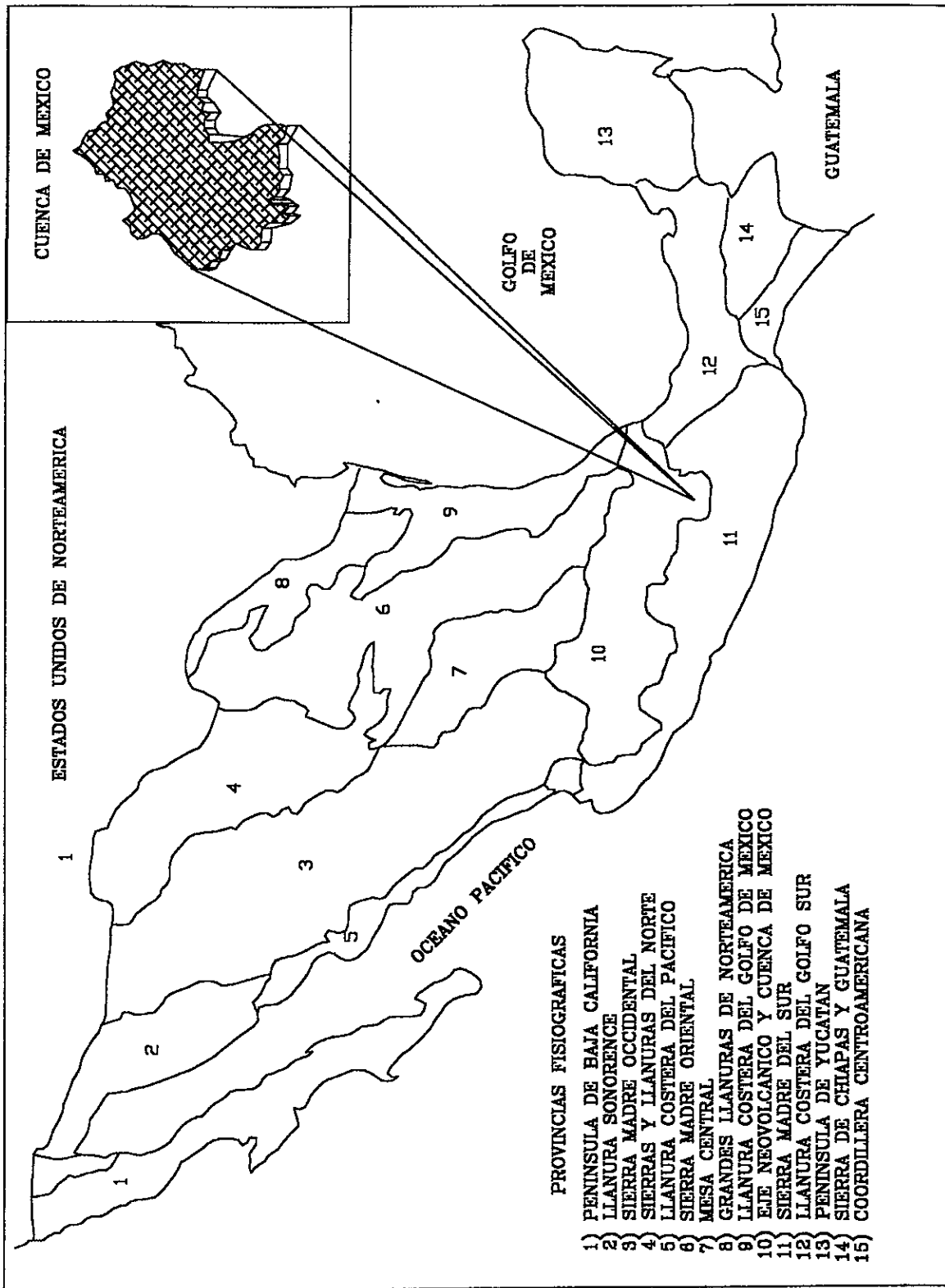


Fig.5 Subprovincia fisiográfica "Cuenca de México" (INEGI, 1981, H. QUINONES).

Por otro lado, Julio Miranda (1998) ha clasificado al volcán Pelado como volcán escudo mexicano (Fig.6), de acuerdo a las peculiaridades que presenta, pendientes pronunciadas, existencia de cono cinerítico en su cima, diámetro basal, altura, por mencionar las mas relevantes y basándose a los tres tipos de volcanes escudos clasificados por Whitford-Stark 1975.

El volcán Pelado destaca por su altitud de 3620 msnm (ver tabla III.1), aunque la altura desde su base es de 200 metros, lo cual indica que es un volcán asentado en una región elevada. Se observan superficies consideradas como depósitos piroclásticos del Volcán Pelado, que se emplazaron a varios kilómetros alrededor del centro eruptivo. Estas superficies se conservan sin alteración por procesos exógenos de remoción y acumulación. Por lo general los depósitos piroclásticos presentan espesores variables de 1 a 2 metros hasta un máximo de 10 metros, en ocasiones interestratificados con lavas de la misma etapa de actividad volcánica, la superficie es irregular y de límites imprecisos.

TABLA III.1 Alturas relativas y ubicación geográfica de algunos de los aparatos volcánicos que existen en la delegación política Tlalpan, D.F., pertenecientes a la sierra Chichinautzin.

NOMBRE	ELEVACION(m)	LATITUD N	LONGITUDW
Volcán Pelado	3 620	19 °12' 35"	99° 09' 08"
Volcán Quepil	3 580	19 °09' 49"	99 °17' 03"
Volcán Mezonteppec	3 480	19 °11' 17"	99 °13' 45"
Volcán Chichinautzin	3 470	19 °05' 20"	99 °08' 12"
Volcán Malacatepetl	3 450	19 °09' 49"	99 °15' 22"
Volcán Oyameyo	3 320	19 °10' 34"	99 °10' 46"
Volcán Ocopixco	3 310	19 °07' 06"	99° 09' 56"
Volcán El Guarda	3 200	19 °06' 35"	99 °09' 34"
Volcán Raíces	3 190	19 °06' 14"	99 °15' 22"
Volcán Teoyo	3 190	19 °05' 50"	99 °13' 32"
Volcán Cajetes	3 150	19 °06' 14"	99 °14' 43"
Volcán Tuxtepec	3 150	19 °07' 51"	99 °16' 47"
Volcán Xitle	3 150	19 °14' 41"	99 °13' 19"
Volcán Tepeyehualco	3 080	19 °06' 35"	99 °14' 04"
Volcán Cima	3 080	19 °06' 41"	99 °11' 37"
Volcán Yololica	3 070	19 °13' 13"	99 °10' 44"

*Podemos observar en la tabla que el volcán Pelado es el volcán más alto de la región.

El relieve volcánico de tipo efusivo, es el formado por el enfriamiento y la solidificación de lava expuesta en superficie por medio de un cráter o de una fisura. El relieve volcánico efusivo del volcán Pelado es muy semejante al del volcán Xitle, con rasgos de una gran juventud. En el Pelado se distinguieron 11 derrames lávicos de gran extensión. La tabla III.2 muestra los principales depósitos de flujos de lava cercanos al área, y los de mayor extensión y a que aparato volcánico pertenecen.

TABLA III.2

Principales flujos de lava en terminos de su extensión.

VOLCÁN	ÁREA CUBIERTA (km ²)	DISTANCIA MAXIMA DESDE EL CENTRO DE EMISION (km)	ÁREA CUBIERTA EN (km ²)
XITLE	90	13.0	44
PELADO	66	7.0	66
CHICHINAUTZIN	18	11.0	06



Fig. 6 Vista panoramica del Volcán Pelado, que es clasificado de acuerdo a parámetros morfológicos como volcán escudo.

III.3 Marco Geológico Regional

III.3.1 La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

El Volcán Pelado pertenece a la Sierra Chichinautzin y ésta se encuentra ubicada en la porción centro-sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La FVTM cruza de este a oeste la República Mexicana entre los paralelos 19° y 21°, de las costas de Colima y Nayarit hasta el estado de Veracruz, tiene las siguientes dimensiones, longitud de 1,000 km. y una amplitud variable de 20 a 150 km la altitud oscila entre 2,240 a 2,390 m.s.n.m. aflorando gran variedad de rocas volcánicas de tipo calciocalcino, principalmente cenozoicas. La FVTM, tiene como característica que a diferencia de otros cinturones volcánicos relacionados con zonas de subducción, no es paralela a la trinchera, está es orientada con un ángulo de 20° de diferencia con respecto a la trinchera.

La FVTM, constituida en su mayoría por gran número de volcanes monogenéticos coronados por conos cineríticos, domos, maars y estratovolcanes del Terciario Tardío al Cuaternario, que superan a los estratovolcanes (Siebe, et al., 1995). Su composición en general es calciocalcina, pero incluye algunos volcanes y derrames de composición alcalina

Existen numerosos estudios en los cuales se han tratado de establecer la edad del vulcanismo de la FVTM. Diferentes autores han mencionado que es posible reconocer hasta 3 fases de vulcanismo: a) fase cretácica ; b) fase oligo-miocénica; c) fase plio-cuaternaria, (Demant, 1976).

Aunque la mayoría reconoce sólo 2 fases de vulcanismo una oligo-miocénica y una fase plio-cuaternaria donde se observa una evolución espacio-química-temporal (Nixon, 1987, Cameron, 1987, Mooser, 1974, Negendank, 1972).

Otros autores señalan la importancia de la actividad en aparatos volcánicos y describen las características de esto. Mooser (1958), muestra una lista de 13 volcanes que han tenido actividad volcánica en la historia de la FVTM.

Mooser (1958), Propone que la FVTM es una estructura y que se debe a una prolongación de la Falla Clarión, desde el Océano Pacífico; en 1969 propone la teoría de la "Geosutura Precámbrica", debajo de la cual se debía presentar un fenómeno de calentamiento diferencial de la corteza, en 1972 el mismo autor, sugiere que la geosutura, pudo haber sido reactivada por la subducción a lo largo de la costa de Oaxaca-Guerrero.

Morán Zenteno (1984), menciona los principales volcanes activos e inactivos mas importantes en México, (Tabla III.3).

Gastil y colaboradores (1973), consideran que el vulcanismo corresponde a un sistema de fallas transcurrentes dextrales de dirección casi Norte-Sur, asociado al sistema de apertura del Golfo de California.

La hipótesis con mayor aceptación a nivel científico, es el modelo de Subducción de la Placa de Cocos, (Mooser,1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978). El vulcanismo de la FVTM se cree es debida a la teoría de la interacción de la Placa de Cocos con la Placa de Norteamericana. La suite calciocalcina de esta provincia reafirma la teoría. Urrutia y del Castillo (1977) explican la posición oblicua por medio de un modelo donde muestran que la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Norteamericana es perpendicular a la trinchera de Acapulco y que en los extremos noroeste y sureste de la trinchera la placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez; estos factores hacen que

disminuya paulatinamente el ángulo de subducción hacia el extremo sureste de la trinchera, y por lo tanto se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y la FVTM.

Demant en 1978, considera que al subducirse la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana se dan condiciones de presión y temperatura que producen la fusión parcial de la corteza continental (fig.7). El magma puede ascender directamente desde la zona de fusión parcial de la corteza hasta la superficie (como en Chichinautzin) o llegar a cámaras magmáticas intermedias y de ahí salir a la superficie (como es el caso del Popocatepetl).

Nixon (1982), estima velocidades de convergencia de 6 a 7 cm por año y concluye que la FVTM también es el resultado de la subducción de la Placa Rivera además de la Placa de Cocos.

Nelson (1990) trabaja en volcanes activos en México. Recientemente el Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED, 1994). Editó trípticos y publicaciones acerca de los volcanes, sus peligros y riesgos, Tabla III.3.

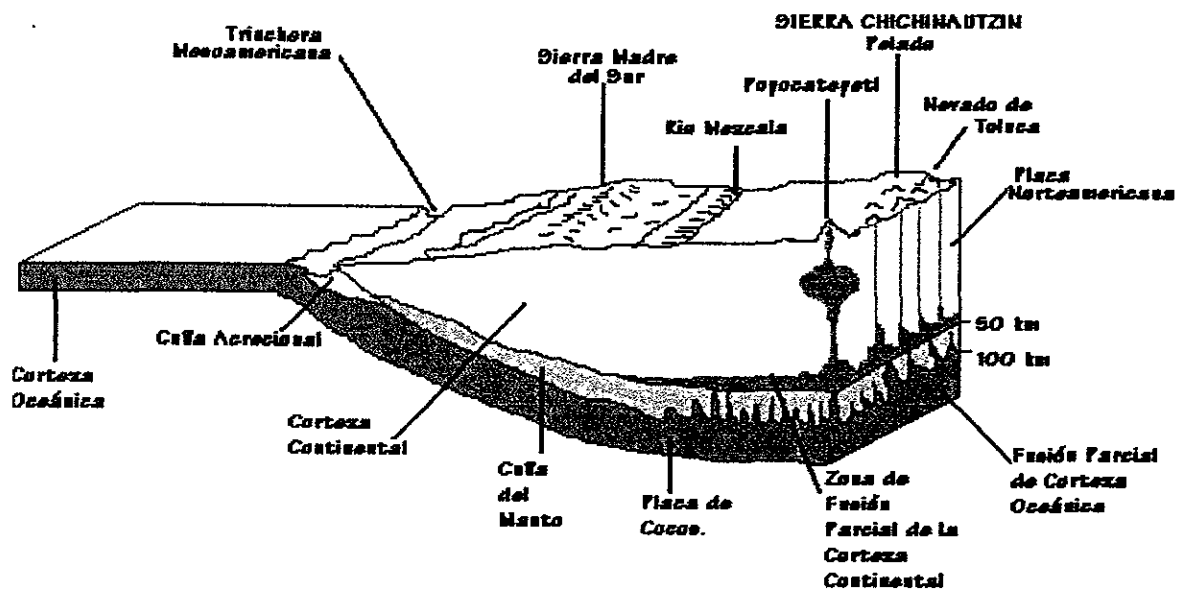


Fig. 7 Esquema que idealiza la subducción de la Placa Rivera en la Placa de Cocos.

VOLCÁN	Morán	CENAPRED
Xitle	x	x
Popocatepetl	x	x
Iztaccíhuatl	x	*
La Malinche	x	*
Cerro las Derrumbadas	x	*
Los Humeros	x	*
Cofre de Perote	x	*
Pico de Orizaba (Citlaltepetl)	x	x
San Martín	x	x
El Chichón	x	x
Tacaná	x	x
Huichapan	x	*
Amealco	x	*
Jocotitlán	x	*
Nevado de Toluca (Zinantecatl)	x	*
Maares del Valle de Santiago	x	*
Los Azufres - Sierra san Andrés	x	*
Parícutin	x	x
Tancítaro	x	*
Buenvista	x	*
Jorullo	x	x
Volcán de Colima	x	x
La Primavera	x	*
Tequila	x	*
Ceboruco	x	x
Tepetiltic	x	*
San Juan	x	*
Sangagüey	x	x
Everman	x	x
Barcena	x	x
Tres Vírgenes	*	x
Volcanes activos x		
Volcanes inactivos *		

TABLA III.3 Lista de volcanes activos, según Morán Zenteno (1984) y CENAPRED (1994).

III.3.2 La Cuenca de México

La Cuenca de México está ubicada en la parte central de la FVTM, entre los meridianos 98°15' y 99°30' W y los paralelos 19°00' y 20°00' N. Su longitud aproximada es de 110 km en una dirección norte-sur y una amplitud de 80 km dirección este-oeste, su altitud se encuentra entre 2240 a 2390 msnm. Hacia la parte sur encontramos a la Sierra Chichinautzin, que está constituida por una serie de volcanes monogenéticos, con sus respectivos productos piroclásticos y derrames lávicos de composición andesítico-basáltica (Lugo, 1984).

Delgado Y Martín del Pozzo (1993) reconocen 3 periodos de actividad volcánica, entre el Plioceno Tardío y el Holoceno. Al oeste se tiene la Sierra de Las Cruces, compuesta por volcanes poligenéticos de gran tamaño de composición andesítico-dacítico, al suroeste se encuentra el complejo volcánico del Ajusco, de composición andesítico-dacítica, y al sur, y comprendiendo la zona de estudio, el Grupo Chichinautzin que presenta un volcanismo monogenético de composición andesítico-basáltica.

III.4 Estratigrafía del área Volcán Pelado

Para la estratigrafía del área se analizó la relación que existía entre las unidades mismas y la morfología. Se definen las distintas características de cada etapa eruptiva, en este caso se dividieron en dos tipos: efusivos (lavas) y explosivos (tefras).

En los eventos efusivos diferenciamos once flujos de lava, apoyados en parámetros morfológicos, como son: conservación de rasgos superficiales, cobertura vegetal y dirección del flujo, etc., la Fig. 8 muestra uno de los flujos más extensos del Volcán Pelado.

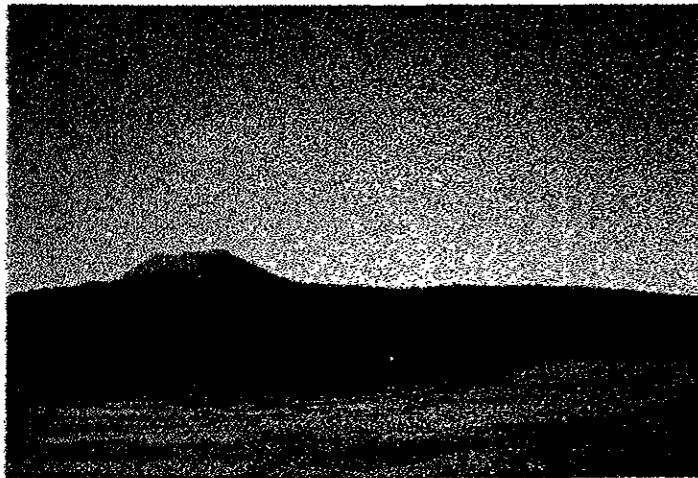


Fig. 8. En esta figura se aprecia los flujos de lava que son diferenciados del cono y de su entorno, por la cobertura vegetal.

El evento explosivo consistió en flujos piroclásticos y depósitos de caída (Fig. 9); este evento se dio durante y después de la fase efieiva ; se diferenciaron con ayuda de trincheras y criterios estratigráficos. Los flujos piroclásticos están constituidos por un depósito masivo soportado por matriz, la matriz esta constituido de ceniza, compuesta de líticos de pómez, andesita y cristales de plagioclasa euhedrales de unos cuantos mm; en ocasiones contiene carbón y clástos en escasa proporción de líticos arcillo-limosos y pómez, lo tamaños de los clástos son de 6 mm hasta 9 cm. los líticos son subredondeados. Su contacto basal generalmente es erosivo.

Los depósitos de caída, son depósito laminados, soportado por clástos de 2 mm, angulosos de pómez color naranja, escoria andesítica y cristales de plagioclasa. Estos horizontes presentan estratificación gradada, normal, invertida y simétrica, los depósitos son encontrados en la periferia del volcán Pelado, el espesor de los depósitos varía de 1.5 a 2 m ó mas inclusive.

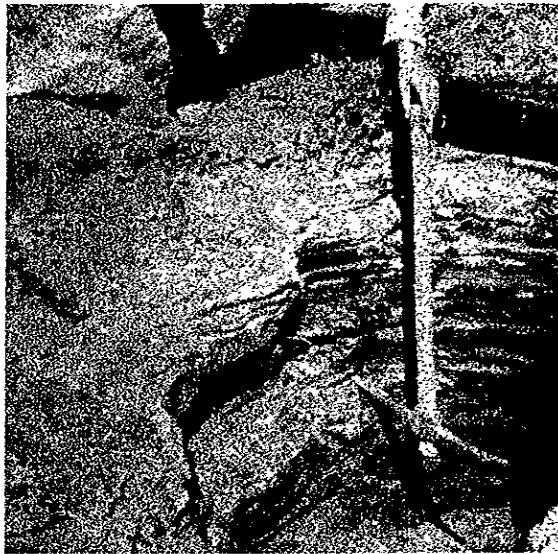
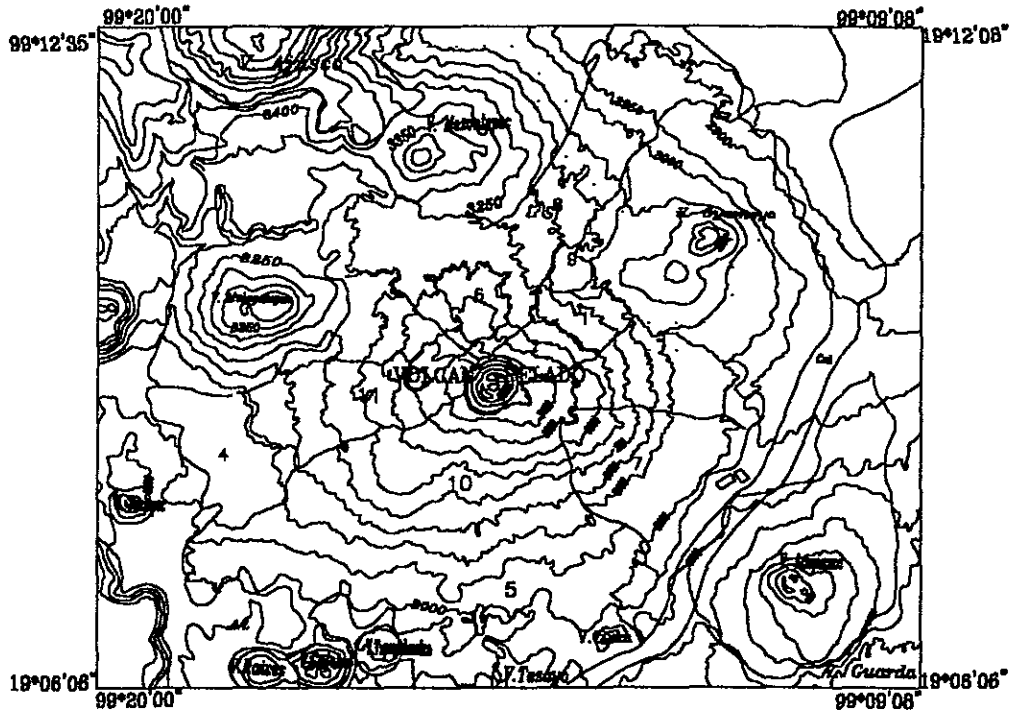


Fig. 9 Fotografía que muestra un depósito de caída, proveniente de la trinchera dos del volcán Pelado.

En estudios estratigraficos se han realizado intentos por definir de manera regional algunas de las diferentes unidades litoestratigráficas, agrupando las rocas o unidades en formaciones y grupos, lo que es recomendable considerarse como unidades informales, por que en la gran mayoría de estos trabajos, no cumplen con las características señaladas por la nomenclatura formal, estipulada por el Código de Nomenclatura Estratigráfica.

En el área de estudio afloran esencialmente rocas volcánicas de composiciones variables (intermedias a básicas) depósitos como coluvión y suelos, todos ellos de edades plio-cuaternarias. La edad del Volcán Pelado, se determino fechando material orgánico de las columnas C1 y C5 obteniendo dos diferentes edades, (en C1 870 años y en C5 1700 años). La columna estratigráfica idealizada para el área se muestra en la Figura 10. Los detalles de los depósitos piroclásticos con sus respectivas columnas estratigraficas se presentan en el anexo estratigráfico.

MAPA GEOLOGICO DEL VOLCÁN PELADO



COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL VOLCAN PELADO

11	"Miembro 11"
10	"Miembro 10"
9	"Miembro 9"
8	"Miembro 8"
7	"Miembro 7"
6	"Miembro 6"
5	"Miembro 5"
4	"Miembro 4"
3	"Miembro 3"
2	"Miembro 2"
1	"Miembro 1"

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

qCo	Cabrón
qPa	"Formación Pelado"
qTy	"Formación Tanya"
qYo	"Formación Yolón"
qRa qCa	"Formación Ricos Y Cajetas"
qCt	"Formación Cima"
qTe	"Formación Tepayabasco"
qTn	"Formación Tuxtepec"
qMa	"Formación Malcoatepec"
qOv	"Formación Oyanayo"
qAm qGd	"Formación Asepasco y Guarda"
qMe	"Formación Manantlan"
qAv	"Formación Ajusco"

GRUPO CHICHINAUTZIN

PLEISTOCENO

ESCALA METROS

SIMBOLOGIA

	POBLADO
	CARRERA
	CARRERA
	YERDHERIAS ESCAVADAS
	CONTACTO GEOLOGICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
 FACULTAD DE INGENIERIA
 TESIS PROFESIONAL :
 GEOLOGIA DEL VOLCAN PELADO
 AUTOR : ARANA SALINAS LILIA 1988

Fig.10 Mapa Geológica del Volcán Pelado con su columna estratigráfica del área circundante.

CUATERNARIO

PLIOCENO-PLEISTOCENO

Formación Ajusco (Q Aj)

Mooser (1962) y Schlaepfer (1968) definen la serie Andesítica Ajusco como la Formación Ajusco. Corresponde a una secuencia volcánica que constituye el complejo formado por el Cerro del Ajusco y complejo que cubre rocas dacíticas más antiguas, (Delgado y Martín del Pozo et.al., 1993). El volcán Ajusco es un complejo volcánico constituido de domos dacíticos y de depósitos de flujos de lava de composición andesítica, de coloración parda gris y de textura porfirítica, en la cual son observables fenocristales de plagioclasa, con contenido de oxihornblenda asociada.

El estudio más reciente y detallado de la zona ha sido realizado por Romero Terán (1998), que divide a la Formación Ajusco en las unidades siguientes :

- a) Dacita Cruz del Marqués
- b) Andesita Santo Tomás
- c) Dacitas Pipixaca
- d) Dacita Pico del Aguila
- e) Depósito de Avalancha de Escombros Zacatépetl (Cervantes y Molinero, 1995).

La edad inicialmente asignada a esta formación fue del Mioceno-Plioceno (Schlaepfer, op. cit.), Otros estudios más recientes basados en la variación de flujo o campos magnéticos o de polaridad magnética han permitido asignarle una edad máxima de 0.73 Ma. (Martín del Pozo, 1984). Mora et al. (1987), obtiene un fechamiento en una roca basáltica en el flanco sur del Ajusco de 0.394 ± 0.155 Ma., lo que le permite establecer una edad de Pleistoceno Temprano a Medio; sin embargo en el estudio más reciente de Romero Terán (1998) que realiza fechamientos radiométricos de K-Ar, indica que la formación Ajusco comprende 4 fases de emplazamiento con edades entre 3.4 a 0.6 Ma, para dichos eventos.

PLEISTOCENO MEDIO-HOLOCENO

GRUPO CHICHINAUTZIN

Propuesto por Fries en 1960; describe una secuencia de productos volcánicos asociados a volcanes monogenéticos de edad cuaternaria, con características morfológicas bien definidas.

El Grupo Chichinautzin aflora en más del 90% del área de Tlalpan, conforma el rasgo conocido como Sierra Chichinautzin, la que separa al Valle de Cuernavaca de la Cuenca de México, se localiza en la porción sur de La Ciudad de México, con una orientación E-W, atravesando no sólo el área de la delegación Tlalpan sino también Xochimilco y Milpa Alta.

El grupo de manera general está constituido por rocas volcánicas de composición dacítica, andesita-basáltica y basaltos de olivino y oxihornblenda, productos de flujos de lava muy extensos, de apariencia masiva y vesicular, de coloraciones en tonos del gris claro a oscuro, con texturas que van desde porfirítica a afanítico de grano medio y fino, observándose cristales de olivino y piroxenos en una matriz vítrea y microcristalina, estas rocas se encuentran intercaladas con depósitos piroclásticos de composición intermedia, generada por erupciones estrombolianas y

surtseyanas. Delgado y Martín del Pozzo (1993), proponen asignar el rango de Grupo, describiendo 4 unidades Pleistocénicas y 1 Holocénica en el noreste de la Sierra Chichinautzin. En este trabajo el grupo comprende dos formaciones que se originaron en el Pleistoceno y Holoceno.

PLEISTOCENO

Formación Mezontepec (Q_{Me}).

La Formación comprende los productos del Volcán Mezontepec, estos productos presentan una composición de andesitas de augita y oxihornblenda, de textura vesicular y la coloración es gris, son parcialmente cubiertas por depósitos provenientes de los volcanes Pelado y Malinal. Además, se observa que la lava fluyó a través del cono cinerítico. En la parte septentrional del volcán Mezontepec existe un cono adventicio de 50 m de altura y 400 m de diámetro.

Formación Acopiaco (Q_{Ac}).

Localizado al noreste del Volcán Chichinautzin; a esta Formación la constituyen productos eruptivos del Volcán Acopiaco y del Volcán El Guarda. Está constituido, por rocas andesíticas de oxihornblenda y augita alternadas con depósitos piroclásticos, algunas zonas están cubiertas por material derivado de otros volcanes y por una capa de suelo, el cono cinerítico del Volcán Acopiaco está formado por sus productos piroclásticos.

El Volcán El Guarda, es un cono adventicio del Volcán Acopiaco, se encuentra en la porción sur de esta Formación. Está constituido por capas de ceniza color negro y pardo, de composición basáltica de 20 a 50 cm de espesor.

Formación Oyameyo (Q_{Oy}).

Esta Formación comprende lavas andesíticas de color gris, con textura vesicular, las cuales presentan una cobertura de depósitos piroclásticos, de tamaños de ceniza hasta bloques; una porción cercana al área ocupada por este volcán se encuentra parcialmente cubierta por depósitos piroclásticos y lávicos de volcanes más jóvenes. El volcán se encuentra parcialmente cubierto por las lavas y cenizas del Volcán Pelado (Oeste), por depósitos del volcán Yololica (norte) y por las cenizas del Volcán Acopiaco (Este). El Volcán Oyameyo tiene un cono adventicio denominado Mechatepetl, con las mismas características petrográficas del Volcán Oyameyo.

Formación Malacatepetl (Q_{Ma}).

La Formación Malacatepetl, al sur del Volcán Ajusco, constituido por lavas de andesitas de augita e hiperstena, que cubren un área de 5.5 km², se encuentran sobreyaciendo a la Formación Las Cruces y a su vez se encuentra parcialmente cubierta por depósitos más jóvenes del Volcán Pelado.

El volcán Malacatepetl cuenta con un cono adventicio en su parte oeste, las características petrológicas también son similares al volcán Malacatepetl.

Formación Tuxtepec (Q_{Tx}).

Esta Formación la compone, un cono cinerítico de composición básica, las lavas también son basalto de augita e hiperstena intercalados con depósitos piroclásticos de escoria y ceniza de la misma composición, de coloración rojo a negro. Se encuentra ubicado al suroeste del Volcán Pelado, en el límite del Distrito Federal con los Estados de Morelos y México.

Formación Tepeyahualco (Q_{Te}).

La Formación Tepeyahualco esta, compuesta por andesitas con cristales visibles de piroxeno, presenta depósitos piroclásticos de escoria y ceniza de tamaños muy diversos que van de unos cuantos mm hasta micras, la composición también es andesítica. En el extremo occidental de dicha estructura se localiza un cono cinerítico que presenta forma de media luna. Ubicado al sur del Volcán Pelado.

Formación La Cima (Q_{Ci}).

La Formación La Cima, esta constituida por productos eruptivos de tres pequeños conos cineríticos, en forma de herradura, los productos piroclásticos que constituyen estos conos, están compuestos de agujas de labradorita y fenocristales de olivino, observables a simple vista. Los conos están constituidos por capas de cenizas, de diferentes tamaños y colores que varían en tonos rojizos, verdes pardos y oscuros, que tienen tamaños de 20 a 50 cm aproximadamente, entre estos depósitos encontramos bombas que van desde 15 cm hasta 1.5m, la composición es básica.

Formación Raíces (Q_{Ra}) y Cajetes (Q_{Ca})

La Formación Raíces y Cajetes, es una estructura compuesta por dos volcanes sobrepuestos: Los Raíces y El Cajete. Estos volcanes están compuestos de capas alternantes de 10 cm de espesor de lapilli y ceniza, de color gris y café, cubriendo a las lavas muy vesiculares. Petrologicamente está constituido por fenocristales de olivino y microlitos de andesina. Se encuentra al suroeste del Volcán Pelado.

Formación Yololica (Q_{Yo}).

La Formación Yololica se distribuye al este del Poblado de San Miguel Ajusco, el volcán Yololica está conformado por intercalaciones de material piroclástico (cenizas y lapilli), además de depósitos de flujo de lava en bloques color gris. Al Volcán Yololica lo corona un cono cinerítico y sus depósitos sobreyacen a los depósitos del volcán Malinal. Es un cono relativamente joven, y presenta tres conos adventicios. Sus derrames tienen gran extensión; este aparece coronado por un cono cinerítico y una secuencia de material piroclástico fino y grueso.

Formación Tesoyo (Q_{Ty}).

El Volcán Tesoyo se localiza a 3 km al norte del poblado de Tres Marías. En su flanco oriental se observa un cono adventicio con forma de media luna, presenta una secuencia de lavas

que están intercaladas por depósitos piroclásticos de ceniza, con espesores de 2 cm, de color amarillo ocre. Las lavas están clasificadas como basaltos de olivino. Los derrames de lava tienen un espesor de aproximadamente un metro.

HOLOCENO

Formación Pelado (Q_{pe}).

La Formación Pelado, es considerada en este trabajo como una de las formaciones más joven de la Sierra Chichinautzin, con una edad menor a 1800 años. El Volcán Pelado está conformado por 11 derrames de lava, que fueron los que se pudieron observar con ayuda de fotointerpretación, estos son muy extensos, de color negro a gris pardo, su composición andesita a andesita basáltica, con fenocristales de olivino y augita, denominados en el mapa geológico por numeración en forma creciente, de la más antigua a la más joven, los cuales se encuentran cubiertos por intercalaciones de material piroclástico (cenizas y lapilli), de color negro a gris y en ocasiones presentando intercalaciones de pómez de color naranja a naranja amarillento, el espesor de estos depósitos es muy variable va desde los 10 cm hasta los 3m. Estos productos sobreyacen a los depósitos de volcanes menos jóvenes, tales como el Yololica y Oyameyo. Al Volcán Pelado lo corona un cono cinerítico, su volumen de material extruido es de 0.112 km^3 , la altura del cono es de 200 m, con una pendiente promedio de 25° constituido por tefras de la misma composición (andesitas a andesitas basálticas y pómez), con una altura promedio de 3,620 m.s.n.m.

COLUVION (Q_{co})

Depósitos de detritos rocosos, cenizas y suelos de espesor considerable, productos del intemperismo, desplazados ladera abajo por la acción de fuerza de la gravedad, depositados en las etapas posteriores al vulcanismo, y que recubren todas las planicies, que sirven como sembradíos.

III.4 Geología Estructural

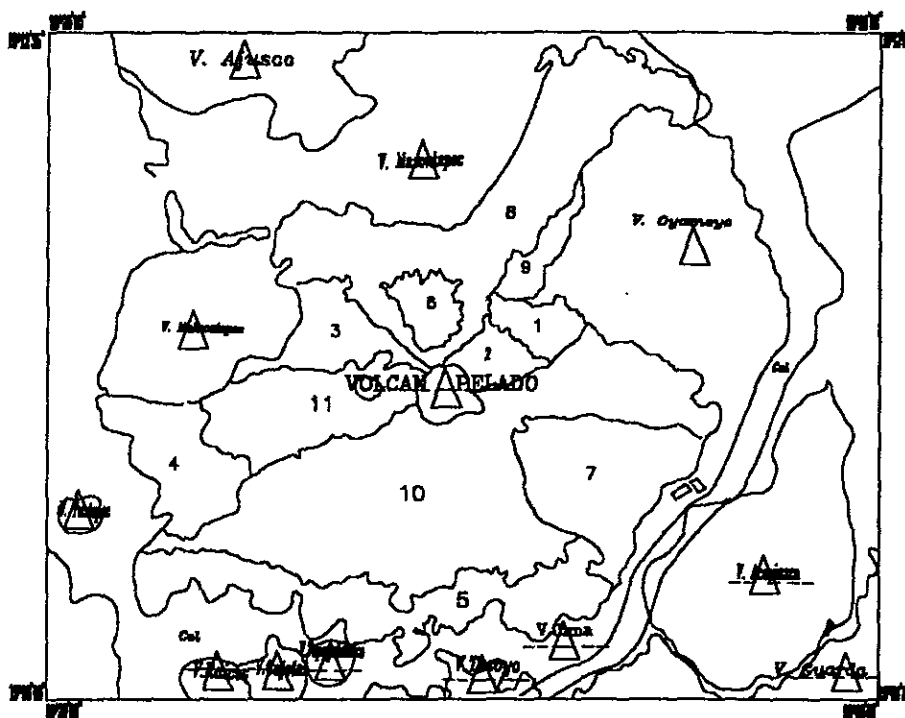
En el área del Volcán Pelado, no afloran directamente ni fallas, ni fracturas. En interpretaciones realizadas previamente para determinar estructuras en la Cuenca de México; Demant (1978), propone para el área un sistema de fallas normales de orientación $NE 70^\circ$, similar a la orientación general de fallamiento en la parte central de la FVTM; Mooser (1975), por su parte sugirió una orientación general de fracturamiento E-W, asociada a lo que se denomina como "Fracturamiento de los grandes volcanes" pertenecientes a la Sierra Nevada; en trabajos más recientes (De Cserna, et. al 1988 y Vázquez-Sánchez, 1989), se ha empleado el criterio propuesto por Nakamura (1977), Los rasgos estructurales pliocuaternarios en la zona de la Sierra Chichinautzin, se infieren con base en alineamientos bien definidos de conos cineríticos monogenéticos, tomando en cuenta que también este tipo de conos volcánicos es indicador de zonas tensionales. Con base en estos argumentos, se sabe que los principales alineamientos en la zona son Este - Oeste.

Según Martín del Pozzo (1989), existe un fallamiento Este - Oeste, que corta algunos de los conos y lavas cuaternarias. También afirma que la alineación de conos y conos sobrepuestos es predominantemente Este - Oeste.

Analizando las fotografías aéreas y la carta topográfica del Volcán Pelado, a escala 1:50,000 se observa la alineación de los volcanes monogenéticos en áreas cercanas del Volcán Pelado, en una orientación predominante de E-W y NE-SW, la orientación E-W es más evidente, ya que la alineación de aparatos volcánicos incluyendo al Volcán Pelado indican el sentido de este fracturamiento.

Concluyendo que los fracturamientos observados en el campo volcánico Chichinautzín, son producto de un régimen de tipo extensional asociado al gran fallamiento. Por lo tanto el sistema de alineamientos propuestos sigue un patrón muy similar al establecido para los demás cuerpos volcánicos del área (fig. 11).

MAPA ESTRUCTURAL DEL VOLCÁN PELADO



COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL VOLCAN PELADO

11	"Miembro 11"
10	"Miembro 10"
9	"Miembro 9"
8	"Miembro 8"
7	"Miembro 7"
6	"Miembro 6"
5	"Miembro 5"
4	"Miembro 4"
3	"Miembro 3"
2	"Miembro 2"
1	"Miembro 1"

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

QCc	Colivita
QPa	"Formación Pelado"
QTy	"Formación Teoyo"
QYc	"Formación Yolcica"
QRa QCa	"Formación Ralco y Cajetas"
QCt	"Formación Clco"
QTa	"Formación Tepeyabralco"
QTM	"Formación Tustepac"
QMa	"Formación Malantepetl"
QOy	"Formación Oyamayo"
QAc QCa	"Formación Acoplemo y Cuarda"
QMa	"Formación Manantepac"
QAj	"Formación Ajusco"

PLEISTOCENO

SIMBOLOGIA

	POBLADO
	CERRO
	FISURA
	VOLCÁN
	CONTACTO GEOLÓGICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
TRABAJO PROFESIONAL :
GEOLÓGIA DEL VOLCÁN PELADO
AUTOR : ARIANA SALINAS LUJA
1988

Fig. 11 Mapa que muestra la alineación de aparatos volcánicos, así como la fisura que dio origen a las lavas del Volcán Pelado.

IV.1 Tipo de Volcanismo

El volcán Pelado, como se ha mencionado anteriormente, pertenece al Campo Volcánico Chichinautzin, que se caracteriza por ser un campo de volcanes monogenéticos. Los volcanes pueden clasificarse en monogenéticos y poligenéticos, dependiendo de su espaciamiento en el tiempo de sus erupciones. Los volcanes poligenéticos son aquellos que resultan de varias erupciones separadas por largos períodos de tiempo y que incluyen magmas diferentes (Cas, 1987). Se caracterizan por tener varios centros eruptivos. Los volcanes monogenéticos resultan de una sola erupción o fase eruptiva, pudiendo durar varios años pero involucrando solamente un tipo de magma y solo un sistema de conductos simples que se usan solo durante la erupción (Cas, 1987).

IV.2 Volcanismo Efusivo

El volcanismo efusivo se caracteriza por el flujo de material magmático coherente que al ser emitido a la superficie durante la actividad volcánica se le denomina lava. Los flujos de lava tienen grandes variaciones en tamaños y formas así como en su superficie y características internas. Los conductos centrales son típicos de grandes volcanes basálticos y andesíticos, conos de escoria y otros volcanes andesíticos menores y comúnmente están asociados a fisuras, este es el caso del volcán Pelado.

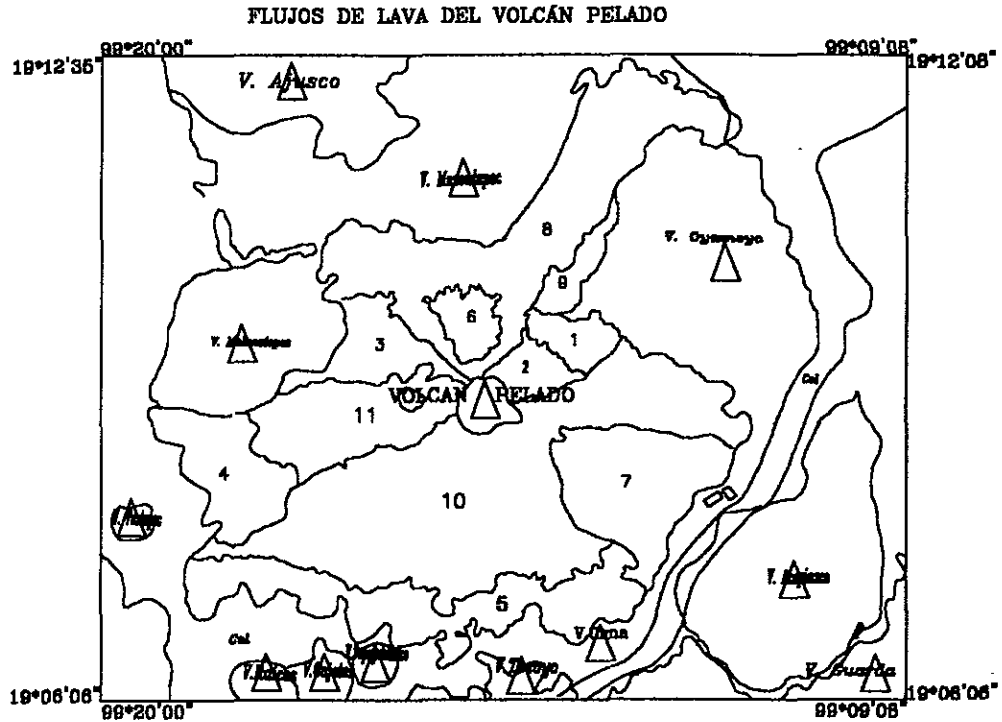
Las lavas del Volcán Pelado fueron extruídas a través de una fisura, con dirección E-W, cuya manifestación es claramente observada en la región, por la alineación de algunos de los aparatos volcánicos incluyendo al Volcán Pelado. Los flujos de lavas son de tipo pahoehoe y tipo AA. Entre las formas morfológicas observadas, tenemos crestas de presión, pequeñas cavernas, levees y tubos. El volumen total de lavas emitidas por el volcán Pelado fue de 1.97 km^3 , en una extensión aproximada de 63 km^2 , este dato se obtuvo de la tabla IV.1

IV.2.1 Mapa de flujos de lava

El mapa de flujos fue elaborado con datos de fotointerpretación y cartas topográficas, que nos permitieron diferenciar los once flujos que aparecen en la Figura 12 además se utiliza la verificación de campo, con ayuda del cambio de la cobertura vegetal.

Tabla IV.1 Características principales de los once flujos de lava identificados para el Volcán Pelado.

Núm. de flujo	Área km ²	Espesor m	Volumen km ³	Dist. máx. km.	• Relación de aspecto espesor/extensión
1	1.15	8.5	0.05	0.95	8.94×10^{-3}
2	1.24	5.0	0.03	1.30	3.84×10^{-3}
3	2.75	5.0	0.68	3.30	1.51×10^{-3}
4	3.45	8.0	0.13	2.30	3.47×10^{-3}
5	7.75	8.5	0.32	1.50	5.66×10^{-3}
6	1.25	8.5	0.05	1.85	4.59×10^{-3}
7	5.92	17.0	0.05	3.50	4.85×10^{-3}
8	13.62	6.8	0.46	6.80	1.00×10^{-3}
9	0.90	5.1	0.02	2.30	2.21×10^{-3}
10	19.42	17.0	0.16	6.00	2.83×10^{-3}
11	5.05	10.2	0.02	4.20	2.42×10^{-3}
	$\Sigma 62.5$		$\Sigma 1.97$		



COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL VOLCAN PELADO	
11	"Miembro 11"
10	"Miembro 10"
9	"Miembro 9"
8	"Miembro 8"
7	"Miembro 7"
6	"Miembro 8"
5	"Miembro 5"
4	"Miembro 4"
3	"Miembro 3"
2	"Miembro 2"
1	"Miembro 1"

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS		
QCo	Colonia	
QPe	"Formación Pelado"	
QTy	"Formación Tenayo"	
QYe	"Formación Yolotepec"	
QRa	QCa	"Formación Talca y Cajal"
QCy	"Formación Coya"	
QTe	"Formación Tepesyahualco"	
QTz	"Formación Tuxtlapec"	
QNe	"Formación Malacatapali"	
QQu	"Formación Quimayo"	
QAs	QCd	"Formación Acoapalco y Guadalupe"
QMe	"Formación Mascotepac"	
QAs	"Formación Aposco"	

SIMBOLOGIA	
	FORRADO
	CARRETERA
	FUEGA
	VOLCAN
	CONTACTO GEOLOGICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
 FACULTAD DE INGENIERIA
 TESIS PROFESIONAL :
 GEOLOGIA DEL VOLCAN PELADO
 AUTOS : ANANA SALINAS LELIA 1988

Fig.12 Mapa que muestra los flujos de lava del Volcán Pelado.

IV.2.2 Lavas (Aspect Ratio)

El parámetro más utilizado para la descripción de la geometría de las lavas es la relación de aspecto ("aspect ratio), que se define como el espesor promedio entre la extensión horizontal.

Los flujos de lava presentan una gran variedad de características superficiales cuya preservación en el registro geológico es muy limitada. Principalmente se divide a los flujos en flujos laminares que producen lavas tipo pahoehoe y AA, y en flujos no laminares que producen lavas en bloque o almohadilladas. Las lavas pahoehoe se caracterizan por tener superficies lisas o acordonadas mientras que en las lavas AA, las superficies son gruesas y fragmentadas. Las lavas pahoehoe son generalmente muy fluidas y fluyen rápidamente, internamente presentan un gran número de vesículas esféricas lisas y regulares. Las lavas AA, forman flujos más gruesos y avanzan más lentamente, el frente avanza lentamente y se va inclinando hasta que una parte se rompe y se colapsa, este proceso se repite conforme el flujo va avanzando; internamente se caracteriza por vesículas elongadas irregulares y de una estratificación de lava masiva entre fragmentos de lava. Los flujos de lava pueden tener la siguiente morfología: Conos de salpicadura y hornitos, conos de escoria y cineríticos, túmulos y extumescencias, burbujas de lava, crestas de presión, levees, cuevas y túneles, depresiones de colapso, disyunciones columnares (Cas, 1987).

IV.3 Volcanismo Explosivo

Los depósitos piroclásticos se forman directamente de la fragmentación de magma y roca por actividad volcánica explosiva, para muestras finas, estos pueden ser agrupados en dos tipos genéticos, de acuerdo a la forma de su transportación y depositaron y son: Flujos piroclásticos y depósitos de caída.

IV.3.1 CONO

Los volcanes de la Sierra Chichinautzin varían grandemente en la talla, en rangos de altura de 10 hasta 315 m con anchura en sus cráteres de 100 y 2,000 m. Martin del Pozzo (1982) reporta una altura de 150 m para el volcán Pelado y 140 m para el volcán Cajetes, utilizando el método de Settle (1979). Swinamer (1989) obtiene parámetros morfométricos semejantes a los de este estudio, pero utiliza el método de Porter (1972) y Settle (1979), para obtener el volumen del cono, obteniendo un volumen de 0.094 km³.

El cono del Volcán Pelado es clasificado como un cono cinerítico y el volcán es de tipo escudo, con una altitud de 200 m, un diámetro del cráter de 500 m y el diámetro promedio de la base es de 1150 m. La Fig. 13 muestra el cono cinerítico del volcán Pelado.

Cálculo del volumen del cono

Para el cálculo del volumen del cono se utilizó la fórmula propuesta por Hasenaka (1985 b)

$$V = \pi A/12 (Dcr^2 + (Dcr)(DBP) + DBP^2)$$

Donde A es la altura del cono y Dcr es el diámetro del cráter, DBP es el diámetro de la base promedio. Así:

$$V = 3.1416 \cdot (200) / 12 (500^2 + (500)(1150) + (1150^2))$$
$$V = 0.11 \text{ km}^3$$

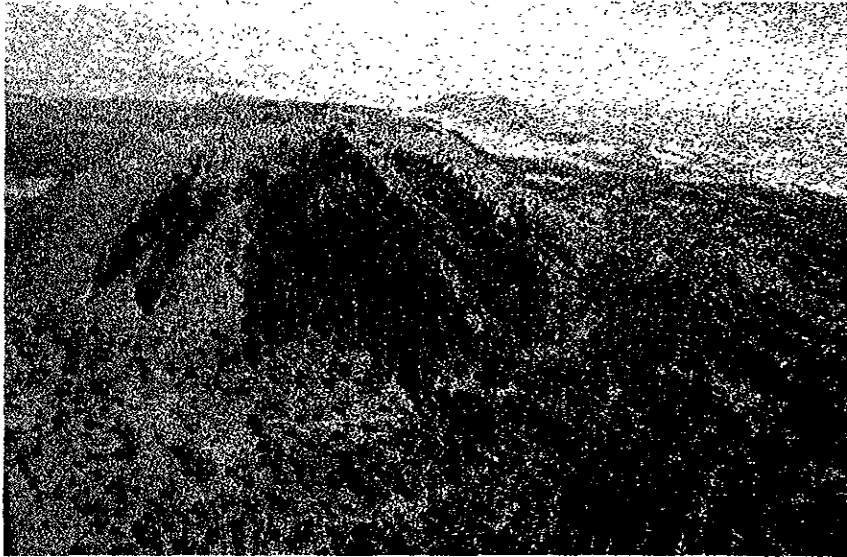


Fig. 13 Foto que muestra el cono del Volcán Pelado, donde observamos las canaladuras en los flancos del volcán, que son producto de erosión.

IV.3.2 Volumen de tefras \approx roca densa

Para calcular el volumen de tefras se utilizó el método de Pyle (1989), basado en el hecho de que varios parámetros de los depósitos de caída de tefra, como el espesor, decrecen en forma lineal cuando el logaritmo de dicho parámetro es graficado contra la distancia. Esto implica que el decremento en espesor sigue las leyes del decaimiento exponencial. De esta forma, Pyle propone una forma en el tratamiento de los datos, que consiste en graficar el logaritmo del espesor contra la raíz cuadrada del área de la isopaca. Este método elimina complejidades causadas por la distorsión del contorno de la isopaca debido al viento o a procesos secundarios de engrosamiento del espesor.

El volumen de un depósito de isopacas circulares sería:

$$V = 13.08 \text{ To bt}^2$$

Donde V = Volumen total del depósito

T_0 = espesor máximo extrapolado y

bt = distancia a la cual el espesor del depósito se reduce a la mitad y representa la tasa promedio del adelgazamiento para todo el depósito y puede ser calculada de la pendiente de la gráfica antes mencionada.

Como las isopacas en este caso no son circulares se utilizó la solución mas general para isopacas elípticas, siendo la siguiente formula:

$$V = 13.08 T_0 bt^2 / \alpha$$

Donde α está relacionada con la excentricidad promedio de la isopaca, calculada por: $\alpha^2 = Y^2/X^2$
Donde Y es el eje mayor de la elipse y X es el eje menor.

Con este procedimiento se obtuvieron los siguientes resultados para las 2 unidades reconocidas :

Unidad de Caída superior

$$bt = 4.07 \text{ km} \quad T_0 = 0.0025 \quad \alpha = 0.264$$
$$V = 0.205 \text{ km}^3$$

Unidad de Caída inferior

$$bt = 3.35 \text{ km.} \quad T_0 = 0.0005 \quad \alpha = 0.575$$
$$V = 0.128 \text{ km}^3$$

El volumen del cono es :

$$V = 0.11 \text{ km}^3$$

El cálculo del volumen total del depósito es la suma de los volúmenes de los 3 depósitos calculados, más el volumen del cono:

$$VT = 0.2052 + 0.1276 + 0.11244 = 0.445$$

$$VT = 0.445$$

Para el cálculo del volumen total de material expelido por un volcán, es necesario convertir el volumen de cenizas en su volumen correspondiente de roca densa.

El factor de conversión es $1/3$ debido a que la cantidad de material expulsado en forma de cenizas ocupa 3 veces más volumen que aquel expulsado en forma de roca (Cas, 1987). Por lo tanto, el volumen de roca densa sería :

$$0.15 \text{ Km}^3$$

IV.3.3 Geometría de los depósitos

Los depósitos piroclásticos están constituidos por fragmentos producidos durante explosiones volcánicas. Pueden tener un amplio rango de tamaños sin tomar en cuenta su origen. Los depósitos de caída dieron lugar a la construcción del cono cinerítico central y a depósitos

más distales. El termino tefra es un termino común para denominar a todos los depósitos piroclásticos sin importar el tamaño. El material expelido se clasifica en dos tipos:

Material juvenil: aquel material que procede directamente del magma eruptado y consiste de partículas densas o infladas de material fundido que se ha enfriado o de cristales que estaban en el magma previamente a la erupción.

Materiales accidentales: son los derivados del basamento subvolcánico y pueden ser de cualquier composición.

También pueden contener cristales, líticos y fragmentos vítreos, pueden incluir lapilli acrecional, que es el lapilli que se forma como agregados húmedos de ceniza en las nubes eruptivas, debido a lluvia que entra en contacto con nubes secas eruptivas; bombas volcánicas que se clasifican de acuerdo a su forma, si tienen bordes de lava rodeando centros de material cognado o accidental se denominan bombas acorazadas.

Muchas características geométricas son útiles para la interpretación e identificación de los Piroclásticos.

Geometría

Estrato Piroclástico (pyroclastic bed):

Se define como estrato a una capa mayor de 1 cm de espesor, mientras que las laminaciones son menores a 1 centímetro. Una secuencia de estratos con estructura interna, textura o composición distintiva que los diferencian de otras capas superiores o inferiores se denominan unidades de estratificación. Se pueden definir dentro de un estrato dos o mas subunidades dependiendo de las características que presenten. Las distintas unidades de estratificación se deben a diferentes condiciones en el sitio de la erupción o durante su transporte por lo que tienen una importancia genética. Una co-unidad se define con base a similitudes a mayor escala y pueden incluir más de una unidad. Los tipos de estratificación encontrada en el volcán Pelado se describen a continuación. (Fig. 14).

Estratificación gradada: Son los cambios verticales progresivos en el tamaño o densidad de las partículas.

Estratificación gradada normal: Disminución de tamaño o densidad de las partículas dentro de un estrato hacia arriba.

Estratificación gradada invertida: Incremento de densidad de las partículas hacia arriba.

Estratificación gradada simétrica: Pude ser inversa a normal o normal a inversa.

Estratificación gradada sencilla: Solo hay una gradación en el estrato.

Estratificación gradada múltiple: Contiene más de una capa gradada dentro de un mismo estrato.

Estratificación cruzada: Estratificación interna que presenta un ángulo con los contactos del estrato o, estratificación de "beds" que se encuentran en un ángulo con toda la estratificación de varios "beds" contiguos. Se desarrolla por el movimiento de granos a través de una superficie, llevados por corrientes de agua o aire y desarrollan "ripples" y dunas de varios tamaños.

Estratificación masiva: Estratos gruesos sin laminaciones internas visibles, parecen ser homogéneos y comúnmente mal clasificados.

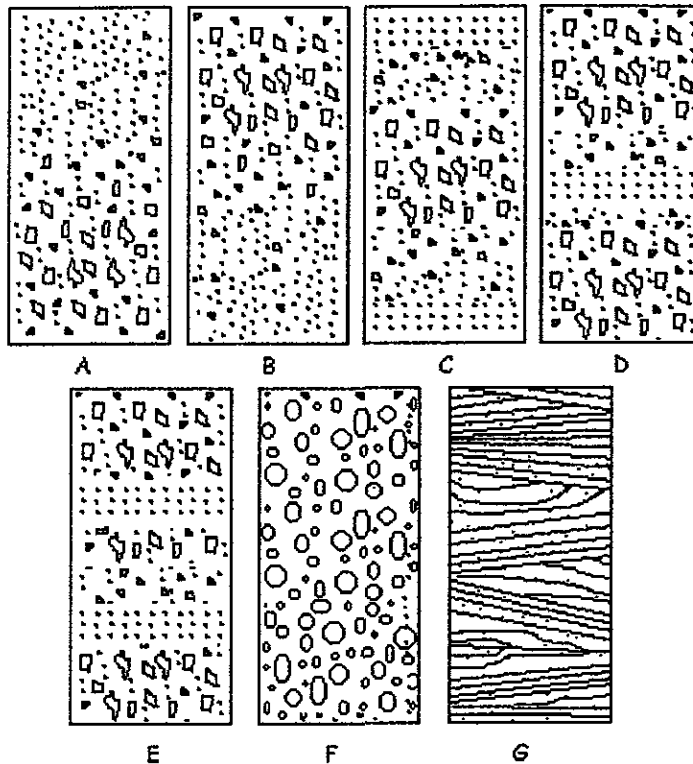


Fig. 14 Geometría de los depósitos; A estratificación gradada normal; B estratificación gradada inversa; C estratificación gradada simetrica; D estratificación simetrica gradada; E estratificación gradada multiple; F estratificación masiva; G estratificación cruzada.

IV.3.4 Depósitos de caída

Los depósitos piroclásticos de caída (Fig.15) están formados por material que fue eyectado del cráter explosivamente, produciendo una columna eruptiva, esto es, una pluma flotante de tefra y gas altamente creciente en la atmósfera, la geometría y tamaño de los depósitos reflejan la altura de la columna eruptiva, la velocidad y dirección en la atmósfera.

Los depósitos de caída del volcán Pelado, consisten de escoria angulosa de andesita y pómez angulosa, el color que presenta es gris claro a oscuro para la escoria andesítica y mientras que la pómez presenta un color naranja, los fragmentos varían en tamaño (2 a 4 mm), además presentan cristales de plagioclasa, vidrio y olivino.

Las formas de transporte en que pueden ocurrir los depósitos de caída son: 1) trayectoria balística y 2) suspensión turbulenta. La tefra que cae de la atmósfera a la tierra se llama tefra de caída subaérea (Cas, 1987).

Componentes:

Los depósitos de caída se componen de tres elementos principales: 1) Cristales, 2) líticos o fragmentos vítreos densos, 3) pómez. Cerca de la fuente, los depósitos de tefra de caída balística consisten de lapilli (vesicular o escoria) con cantidades menores de ceniza y con una proporción alta de bloques y bombas.



Fig. 15 Depósitos de caída del Volcán Pelado, que se encuentra en la trinchera 4, la ubicación se encuentra en el mapa de la fig.3.

IV.3.5 Flujos Piroclásticos

Los flujos Piroclásticos son depósitos retrabajados que viajan por la alta concentración de partículas dispersas en sólidos-gases, son controladas por la gravedad, calientes y en algunas instancias pueden ser en parte fluidas.

Generalmente es una norma, que los depósitos sean controlados por la topografía rellenando valles y depresiones.

Internamente, los depósitos de flujos piroclásticos, son generalmente masivos y pobremente clasificados, sólo en ocasiones, muestran gradación de largos clastos conocidos como líticos gradados. La pobre clasificación en depósitos de flujo es atribuida a la alta concentración de partículas ligeras y no a turbulencia, donde el mecanismo de flujo dominante probablemente es el laminar o flujo taponado, o ambos.

Cada unidad de flujo existe con respecto a un único depósito de flujos piroclásticos, puede tener apariencia de estratificación interna, sin embargo, ocasionalmente son observadas capas difusas de unidades de flujo y es debido al cizallamiento interno durante el transporte. Los depósitos de flujo piroclástico algunas veces contienen tubos fumarólicos o (fósiles) segregación de tubos de gas, donde la fracción que las componen presentan ceniza fina, (C.J.N Wilson, 1980), estos gases producen pipas de cizallamientos y otros cuerpos irregulares enriquecidos en cristales pesados, líticos en fragmentos largos vesiculados.

Los flujos piroclásticos son emplazados a altas temperaturas, la evidencia de emplazamiento a altas temperaturas es algo muy importante para la distinción de depósitos de flujo piroclástico de los depósitos de escombros. La evidencia de estos incluye la presencia de:

madera carbonizada coloración rosa debido a la oxidación termal de hierro, o coloración oscura, debida a cristalización de microlitos finamente diseminados de magnetita, los cuales pueden oxidarse a hematita, produciendo el color rosado, zonas de toba soldada y un magnetismo remanente termal (TRM; Hoblitt Kellogg,1979).

La madera carbonizada es común en flujos piroclásticos eruptados de volcanes en áreas arboladas de temperatura tropical y húmeda, estas son escasas o ausentes en volcanes de climas secos.

Los flujos piroclásticos como los que se observan en el volcán Pelado(Fig. 16), son poco comunes en los volcanes de tipo monogenético. Los espesores de los flujos piroclásticos encontrados en el volcán, oscilaron de 2 hasta 5 metros, el color de estos depósitos es pardo claro, compuesto de una matriz de cenizas retrabajadas, cristales de plagioclasa, vidrio y olivino en tamaños de 1 a 2 mm, también encontramos carbón en fragmentos pequeños, y también se encontraron estructuras como tubos de desgasificación.



Fig. 16 Flujos piroclásticos del Volcán Pelado provenientes de la trinchera número 1.

IV.3.6 Mapa de isopacas

El mapa de isopacas nos sirve para representar la distribución espacial de los productos piroclásticos, como resultado de una erupción volcánica explosiva. Cada curva nos representa el límite para un determinado espesor.

Del mapa de isopacas obtenemos el volumen de material piroclástico lanzado durante la erupción, además de la dirección preferencial de los vientos al momento de la erupción.

Para los depósitos encontrados del volcán Pelado se realizaron 2 mapas de isopacas. (Fig 17 y 18).

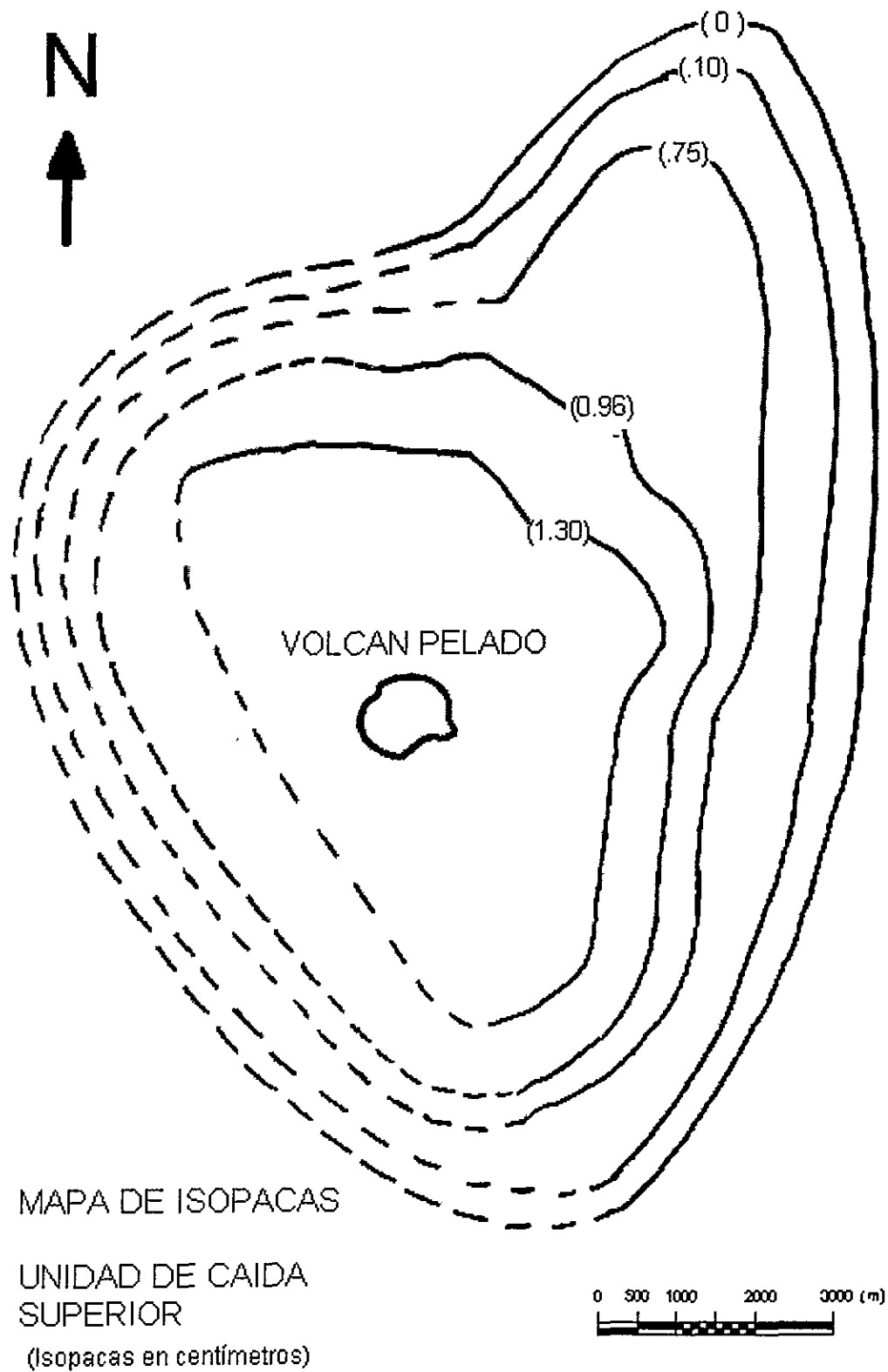


Fig. 17 Mapa de Isopacas, Unidad de Caída Superior

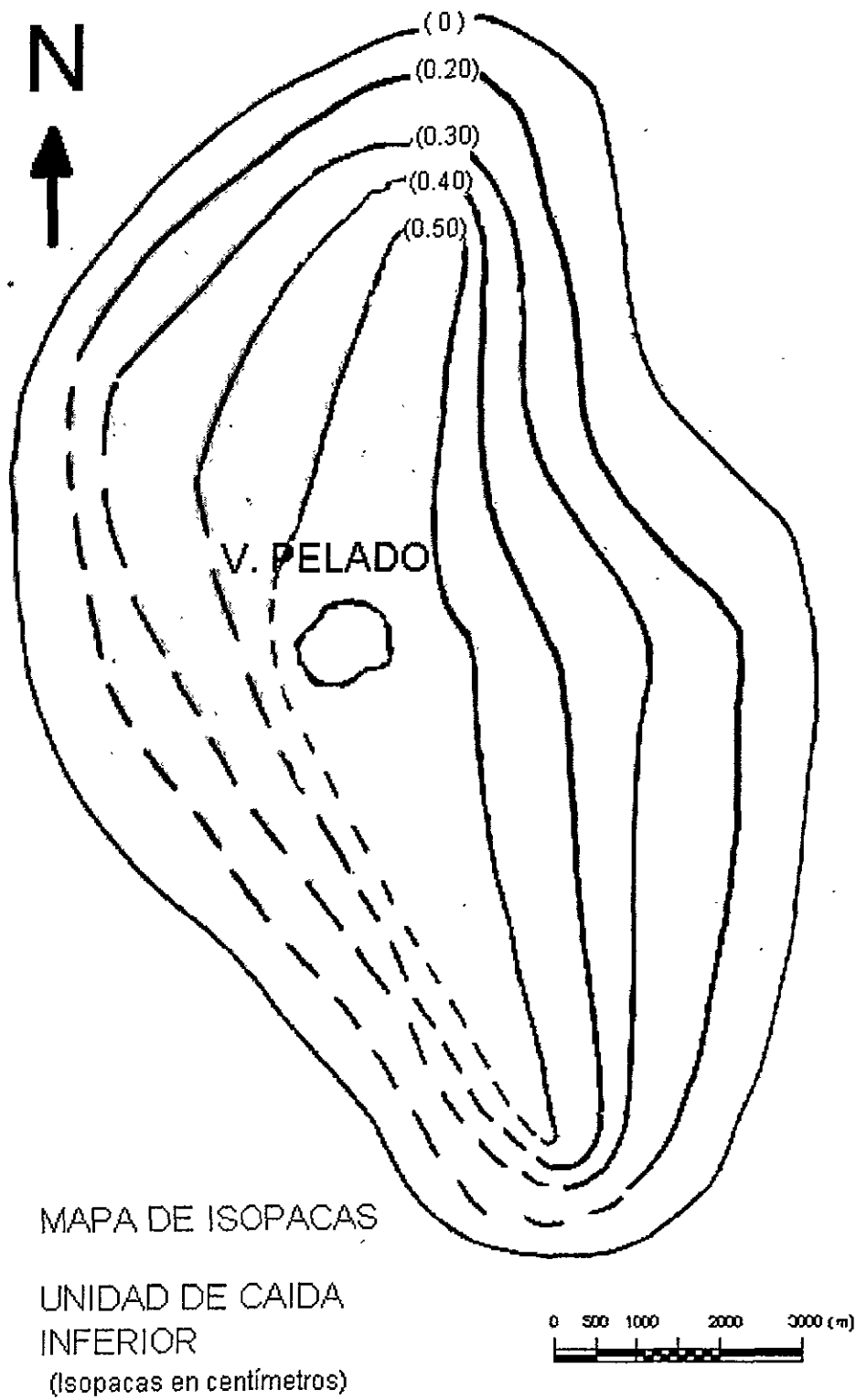


Fig. 18 Mapa de Isopacas, Unidad de Caída Inferior

IV.3.7 Dispersión

Al analizar los mapas de isopacas de los 2 depósitos reconocidos, podemos decir que la distribución de las partículas es muy diferente, pudiéndose observar dos tendencias claras. La primera, la unidad de caída superior, con tendencia hacia el NE y NW y la segunda, unidad de caída inferior, con dirección norte sur.

La unidad superior puede mostrar influencia de vientos altos ($> 5,500$ msnm) con vientos que vienen del sur y que se bifurcan.

En la unidad inferior puede reflejar la influencia del viento sobre una columna relativamente pequeña con cizallamientos debido a vientos bajos ($< 5,500$ msnm, Delgado et al 1996), provenientes también del sur.

La mayor cantidad de material, en el que se incluye el material grueso, fue desviado hacia el norte por lo que podemos decir que esta dirección fue dada por el patrón de vientos bajos o superficiales ya que los clástos de mayor tamaños difícilmente alcanzan grandes alturas, (unidad de caída inferior).

Por otro lado, la dirección de vientos del sur acarrió partículas más pequeñas hacia el NE y NW, las cuales, en una columna eruptiva, alcanzan las mayores alturas por lo que podemos decir que esta dirección es definida por patrones de vientos superiores.

IV.4 Volúmen Total de magma emitido

La historia eruptiva del Volcán Pelado es similar a la de algunos volcánes monogenéticos como el Parícutin o el Xitle, que también presentaron dos fases eruptivas, una explosiva y una efusiva, el volúmen emitido (1.97 km^3 para el Volcán Pelado, 1.1 km^3 para el Volcán Xitle y 1.4 km^3 para el Volcán Parícutin), el porcentaje entre el volúmen de lava expulsado y el de piroclástos es de 92.2%, muy semejante al porcentaje del Volcán Xitle 99.5% de lava emitida, mientras que para el Volcán Parícutin representa el 64%.

V.1 Petrografía

La mineralogía del Volcán Pelado observada en la petrografía, es uniforme, la roca identificada es una andesita, con una matriz microlítica de plagioclasa y minerales esenciales como: hiperstena, augita, olivino y como minerales accesorios tenemos, hematita, apatito etc. (tabla V.1). En los análisis modales la composición de la roca total presenta un porcentaje alto en albita ($\approx 30\%$) y anortita ($\approx 20\%$) (Cálculo de la norma), para todos los flujos, sin embargo en los minerales como el diopsido, e ilmenita los valores están entre 5% y 2% respectivamente, mientras que en los minerales ferromagnesianos como hematita, titanita prácticamente es nulo el porcentaje de estos, (alrededor de 1% ó 0%).

V.2 Clasificación Química

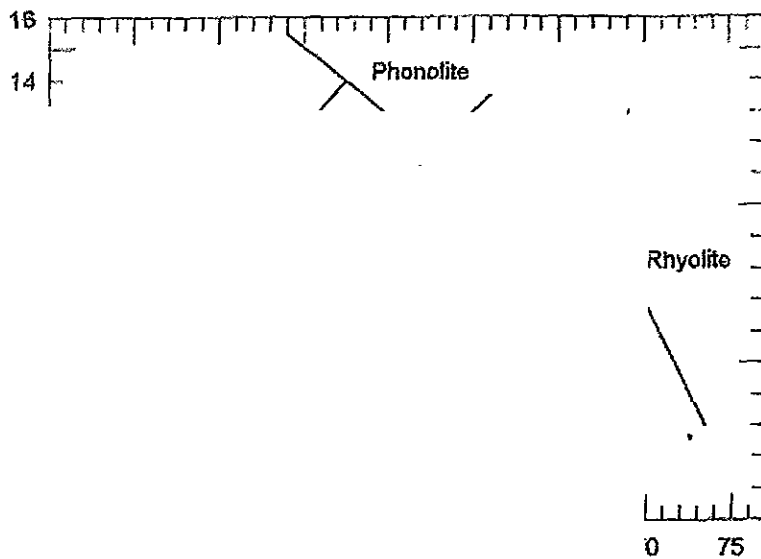
Como se mencionó en el capítulo II, se realizaron análisis químicos de roca total para poder caracterizar la clasificación de las rocas, el ambiente tectónico, la evolución magmática, etc. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), por el Químico Rufino Santacruz Lozano. Se obtuvieron datos de elementos mayores y elementos traza (tabla II.1 y II.2 ver apéndice) para 21 muestras, posteriormente los datos obtenidos fueron normalizados y graficados, en los paquetes IGPET y MACSUITE, obteniendo las siguientes interpretaciones.

Chichinautzin ha sido relacionada comúnmente con la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la Placa de Norteamérica, se considera que se dan condiciones de presión y temperatura que producen tanto la fusión parcial de la corteza oceánica, como de la fusión parcial de la corteza continental. El magma puede ascender directamente hasta la superficie. Por ello se esperaría que el volcán Pelado sea un volcán de carácter típico de márgenes continentales y se esperaría que sus rocas tuvieran una composición con afinidad calciocalina.

Las rocas fueron clasificadas químicamente usando el diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, (Fig.19) publicado por Cox, Bell, Pank, (1979). El diagrama se divide en 15 campos y muestra los nombres de las rocas volcánicas: Foidita, Basalto picritico, Basalto, Andesita basáltica, Andesita, Dacita, Tefrita basanita, Basalto traquitico, Traqui-andesita basáltica, Traqui-andesita, traquita, Riolita, Fonolita, Tefrafonolita, Fonotefrita. En la abscisa se usan los valores % SiO_2 y en la ordenada % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ además de utilizar los datos normalizados.

En el diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, se puede observar que las muestras quedaron clasificadas en los siguientes campos: La mayoría de las muestras quedaron en la suite de las Andesitas, solo una muestra que corresponde a la MP-2 (flujo 5). Resultando la "suite" subcalina.

En la muestra MP-2 (flujo 5), es la más rica en MnO, MgO, CaO y FeO₃ dando origen a una muestra más básica que las demás. Finalmente las demás rocas conservaron las proporciones de estos elementos cayendo en la suite de rocas andesíticas, posiblemente el magma se diferenció dando como resultado una disminución en MgO.



FALTA PAGINA

No. 47

stras caen en el campo
asálticas.

s de variación de tipo
ndice de diferenciación.
general para suites de
procesos de mezcla de
, en dichos diagramas
encia de procesos de
ada. Generalmente, las
amas, se considera que

idencia segmentada, la
durante la evolución
son interpretados para
les. Por esta razón las
das generalmente para
dos como una línea del

ie observa en la Ffig.20,
correlación negativa al
e los ferromagnesianos

En el diagrama de MgO se puede observar un pendiente negativa, la cual indica una disminución en la cristalización de los minerales ferromagnesianos, lo mismo ocurre en el FeO.

El P_2O_5 presenta una correlación negativa y un cambio de pendiente lo cual sugiere un proceso de cristalización fraccionada conforme se diferenciaba el magma, esto se observa en todas los flujos.

Para el Na_2O se presenta una posible linealidad positiva, esto se puede atribuir a la cristalización de las plagioclasas ya que en las rocas pertenecientes a la suite Pelado, presenta fenocristales, son abundantes.

Es importante mencionar que estos diagramas muestran claramente que las rocas de la suite Pelado corresponden a un magma diferenciado, esto es, el magma sufrió una diferenciación magmática.

En los diagramas tectonomagmáticos (Fig. 21) de Mullen (1983), donde hace una discriminación de las rocas basálticas y propone cinco campos: OIT Toleíta de Isla Oceánica; OIA Basalto de Isla Oceánica alcalina, MORB Basalto de cresta Oceánica, IAT Toleíta de Arco de Islas, CAB Basalto de Arco de Islas Calcicalcino; en este diagrama las muestra se localizaron en el campo OIA. Los OIA (Basaltos de Islas Oceánicas), comprenden los campos OIT y OIA.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973)(Fig. 22), se presentan tres campos: Basaltos de piso Oceánico (Ocean Floor), Basaltos Calci-alcinos (Calc-alkali), y Toleítas de arco de Isla (Island-arc); las muestras de este trabajo se localizan en el campo calci-alcino.

Otro diagrama que se utilizó en este trabajo fue el diagrama AFM (Fig.23) que muestra dos series subalcinas, toleíticas y calcicalcinas. Las rocas del Volcán Pelado caen en el campo de la serie Calcicalcina, que es justo la zona de mayor diferenciación magmática, debido al bajo contenido de Fe y la abundancia de MgO y de álcalis.

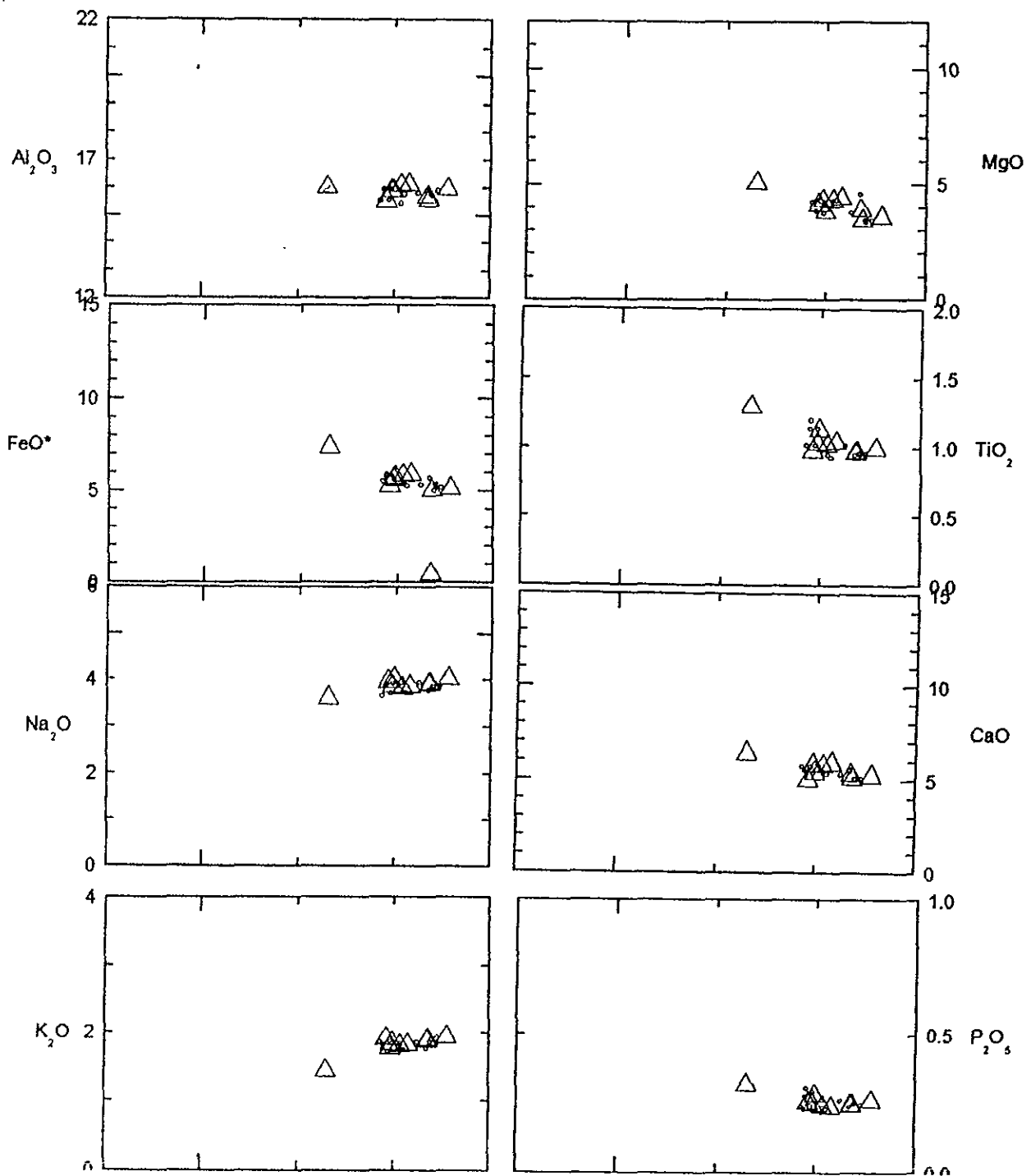


Fig. 20 Diagrama de Harker, para todos los elementos mayores determinados para el volcán Pelado

- OIT Toleíta de Isla Oceánica
- OIA Basálto de Isla Océánica Alcalina
- MORB Basálto de Cresta Oceánica
- IAT Toleíta de Arco de Islas
- CAB Basalto de Arco de Islas Calcicalcino

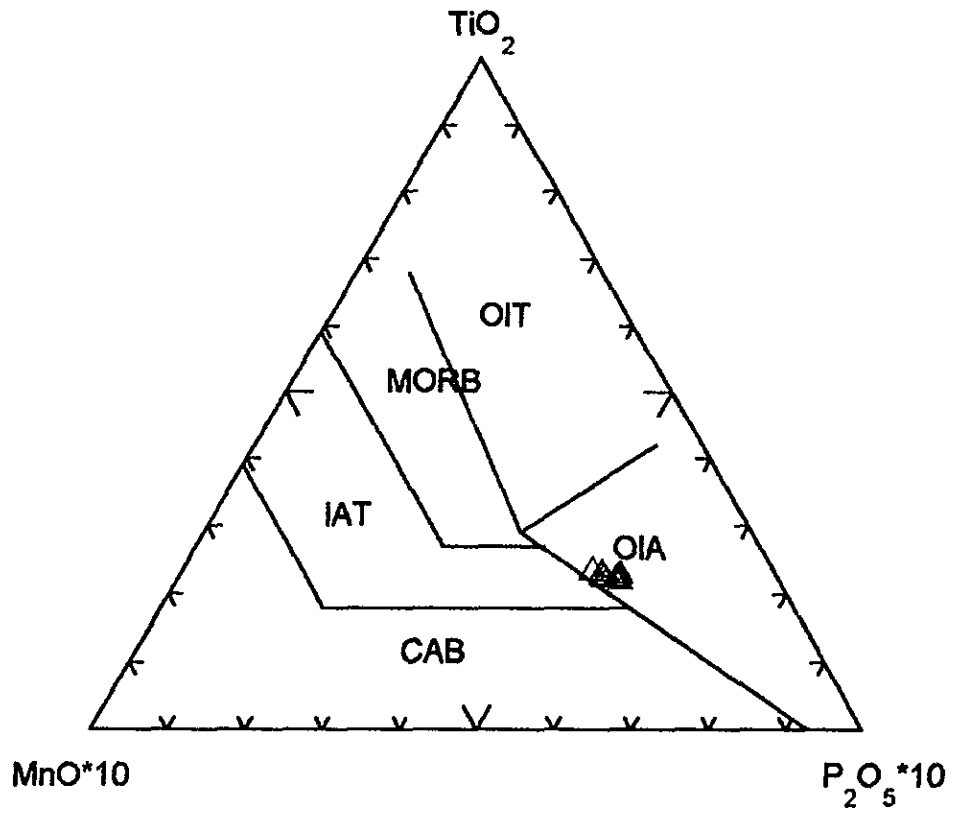


Fig. 21 Diagrama Tectonomagmatico de Mullen (1983), propone cinco campos, las muestras de este trabajo caen en el campo de OIA, Basálto de Isla Océánica.

- A Island-arc
- B Calc-alkali
- C Ocean-floor

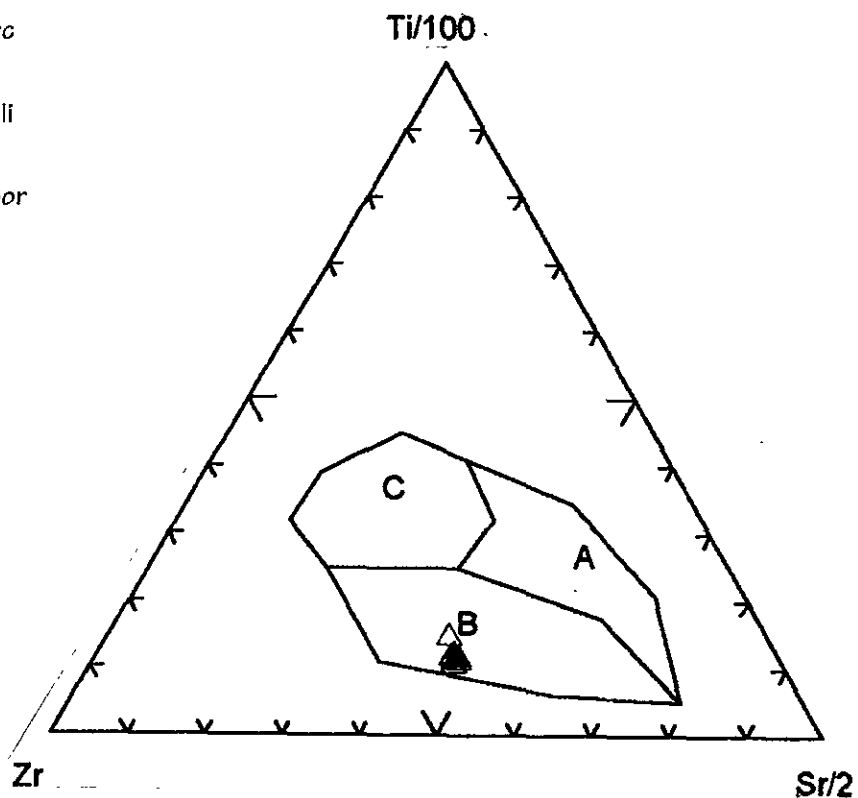


Fig. 22 Diagrama de Pearce y Cann (1973), que representa 3 campos Tectonomagmáticos; Donde observamos que las muestras del volcán Pelado caen en el campo calcialcalino.

- A) Ambiente de Arco de Isla, (Island-arc).
- B) Ambiente Calcialcalino, (Calc-alkali).
- C) C Piso Oceánico, (Ocean floor).

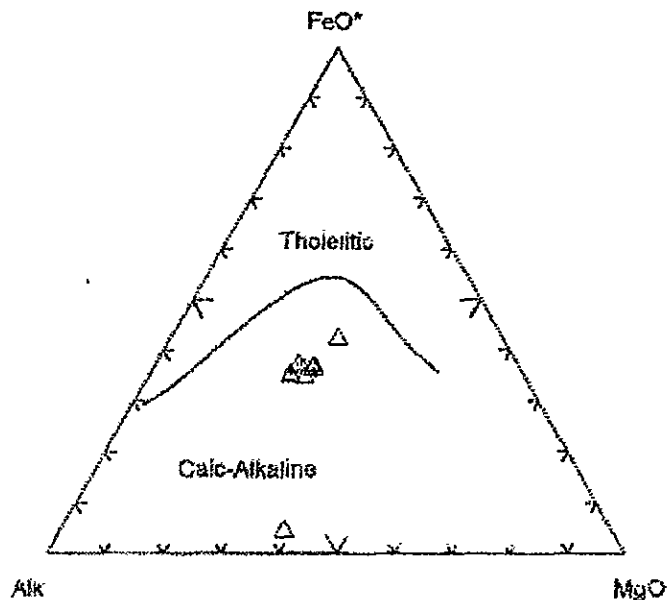


Fig. 23 El diagrama AFM muestra 2 series subalcalinas, toleíticas y calcialcalina, resultando que las rocas del Pelado caen en el campo de la serie calcialcalina justo en la zona de mayor diferenciación magmática, debido al bajo contenido de Fe y la abundancia de MgO y de álcalis.

V.4 Afinidad Tectonomagmática

La evolución de los elementos traza puede ser considerada en función del coeficiente de partición D (relaciona la concentración en el mineral y la concentración en el líquido). Los elementos con valores $D < 1$ se denominan incompatibles y se concentran preferentemente en la fase líquida durante la fusión y la cristalización. Son denominados litófilos o litófilos de radio iónico grande, por ejemplo K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th, TR ligeras. Por otra parte, los elementos con $D > 1$ (como por ejemplo Ni, Cr) se denominan compatibles y estos son retenidos preferentemente en los sólidos residuales durante la fusión parcial y extraídos de los sólidos cristalizados durante la cristalización fraccionada.

Para poder entender los patrones de abundancia de los elementos traza en cualquier roca volcánica, se puede utilizar los diagramas-araña (spiderdiagrams), en que las abundancias de un rango de elementos traza incompatibles son normalizados con respecto a estimaciones de sus abundancias para este caso de elementos traza en MORB (Wilson, 1989), (ver fig. 24).

Para hacer uso de estos diagramas es necesario conocer el grado de fraccionamiento de la roca volcánica que está siendo clasificada, ya que éstos sólo son aplicables a rocas volcánicas básicas, la identificación correcta de un ambiente tectónico con estos diagramas, es mayor para magmas no extruídos en ambientes intra-placa continental (Delgado, 1991).

De los elementos incompatibles que tienen ($D < 1$) durante la mezcla parcial y en los procesos de cristalización fraccionada. La principal excepción es el Sr, el cual puede ser compatible con la plagioclasa.

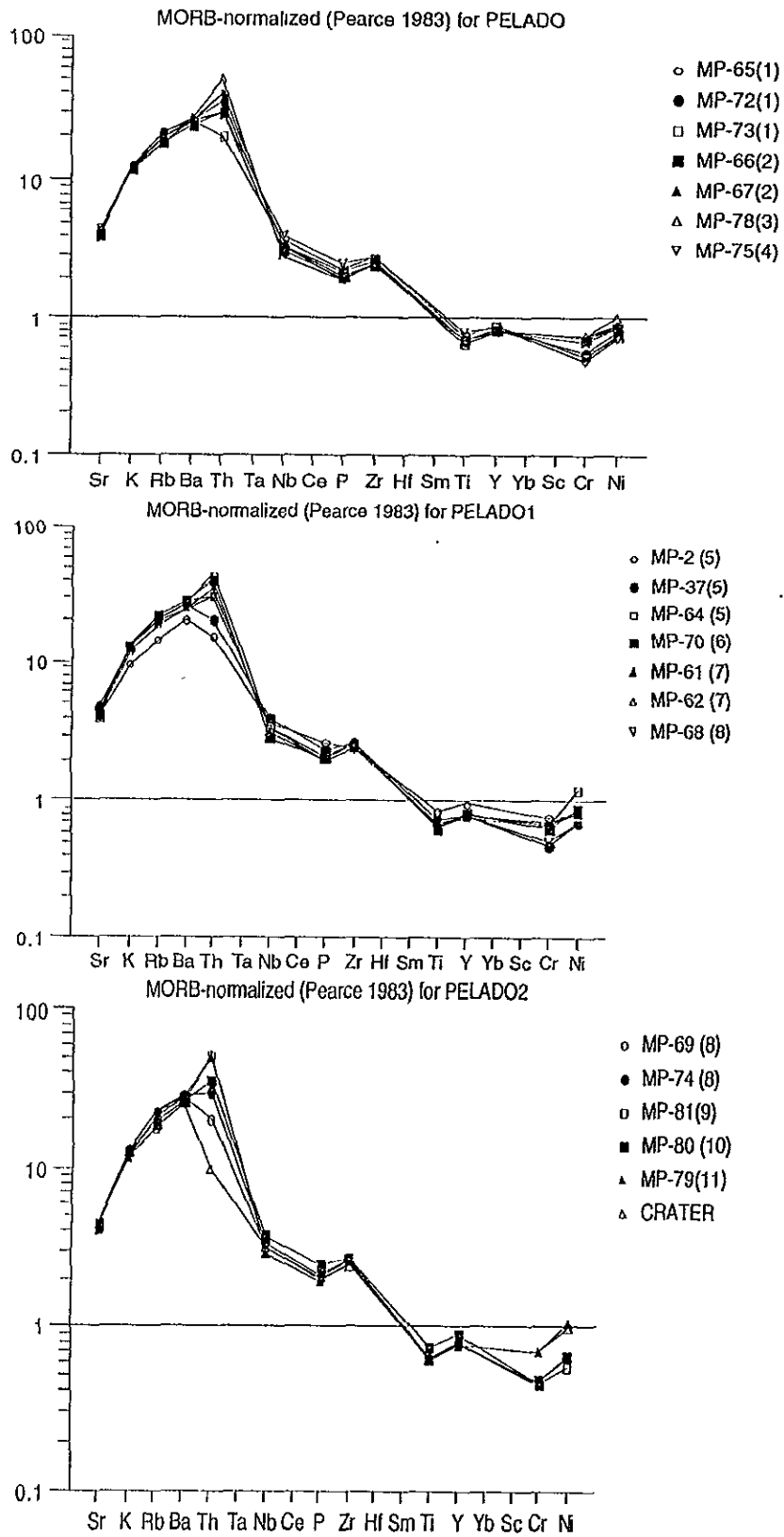
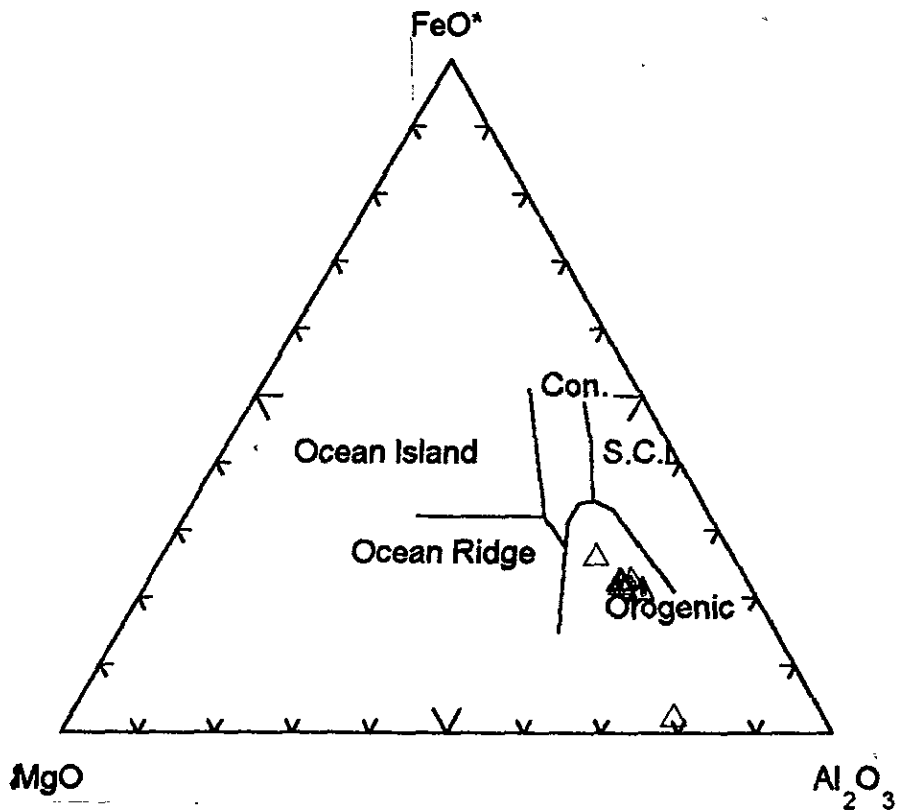


Fig.24 Diagramas de Araña. Normalizados a MORB con las constantes de Pearce (1983), para elementos traza.

Los elementos con $D > 1$ en este caso el Ni y Cr se denominan compatibles y estos son retenidos preferentemente en los sólidos residuales durante la fusión parcial y extraídos de los sólidos cristalizados durante la cristalización fraccionada, posiblemente para la suite del Pelado el Cr y el Ni no varían para ninguno de los flujos, lo que indica que pertenece a magmas diferenciados.

Otro diagrama que nos presenta campos Tectonomagmáticos, es el diagrama de Pearce, et al. (1977), (Fig.25), el cual se basa en elementos mayores y puede emplearse para andesitas basálticas no alcalinas (SiO_2 entre 51 y 56%), este diagrama sirve para distinguir entre ambientes de isla oceánica, orogénico, y cresta mid-oceánica.



- Orogénico (Orogenic)
- Continetales (Continental)
- Isla Oceánica (Ocean Island)
- Cresta Oceánica (Ocean Ridge)
- Isla de Centro de Expansión (S.C.I. Spreading Center Island)

Fig. 25 En el diagrama Tectonomagmático de Pearce, et al. (1977), Se dan cinco campos: Isla Oceánica (Ocean Island), Continentales (Continental), Isla de Centro de Expansión (S.C.I. Spreading Center Island), Orogénico (Orogenic) y Cresta Oceánica (Ocean Ridge); las muestras se localizan en el campo Orogénico.

VI.1 Discusión

El Volcán Pelado desarrolló su actividad eruptiva en el Holoceno. Se propone que la actividad del Volcán Pelado es el último evento reportado en el sur de la Ciudad de México, aunque falta por estudiar más la región de Chichinautzin. El Volcán Pelado es un volcán monogenético debido a que presenta una sola etapa eruptiva, la cuál se aprecia al observar solo un suelo, esto es, si se encontrará más de un suelo, significaría que el volcán a tenido varios eventos eruptivos interrumpidos, por lo que se habría podido generar suelo entre un período eruptivo y otro, a lo largo de su existencia. La actividad del Volcán Pelado fue moderada, de tipo Estromboliana-Yulcaniana, (son depósitos delgados de poco volumen, estratificados, de ceniza que contienen grandes bloques y bombas cercanas a la fuente. Son de composición intermedia basáltico-andesítico, andesítico. Se producen una serie de columnas eruptivas entre 5 y 10 km de altura la altura de las columnas eruptivas del Volcán Pelado están entre 5.5 km o más. Tiene una dispersión grande pero son de grano fino, de baja explosividad. Los productos piroclásticos consisten en bombas, escorias y cenizas. El Volcán Pelado incluyó dos fases, una efusiva y otra explosiva, que actuaron en forma contemporánea.

Los eventos explosivos (estromboliano-vulcaniano), construyeron el cono (con un volumen de $\approx 0.11 \text{ km}^3$, que fue calculado de acuerdo al criterio de Hasenaka 1985b), el cuál tiene 200 m de altura, 1,100 m de base y 500 m de diámetro en su cráter. Los productos piroclásticos de caída asociados sugieren una dispersión hacia el noreste del volcán de acuerdo al mapa de isopacas elaborado con datos de secciones en la vecindad del volcán. La fase explosiva del Volcán Pelado está representada por los depósitos de caída observados al norte y sur del volcán. La cartografía geológica y estudios estratigráficos indican que estos eventos explosivos dieron lugar a la formación de flujos piroclásticos.

La fase efusiva ocurrió durante y después de la fase explosiva. Consistió de 11 derrames de lava tipo pahoehoe, aa y en bloques, extruidos a través de una fisura con orientación este-oeste, cubriendo un área de 63 km^2 aproximadamente; el primer derrame salió hacia el NE, inmediatamente después en la misma dirección y sobre el primer flujo está el segundo, el tercer flujo se dirigió hacia el NW, limitado por el Volcán Malacatepec, el cuarto flujo tiene una dirección hacia el W, el quinto derrame fluyó hacia el sur y se encuentra en las orillas del pueblo de Parres, el sexto flujo se dirigió hacia el norte, el séptimo flujo está localizado al SE del Volcán Pelado, frente al Volcán Oyameyo, uno de los flujos más extensos y que resalta por su morfología es el octavo, que fluyó hacia el NE del cráter del Volcán, formando un derrame en forma de bota, el flujo 9 fluyó a un costado del flujo 8, pero fue mas pequeño que este, el flujo 10 es el flujo más extenso de todos y este fluyó hacia el sur, por último el flujo 11 que fue debido a la intrusión del cono adventicio Xoxocol; La composición de los flujos es uniforme, andesítica, excepto por el flujo 5, que tiene una composición de andesita-basáltica, esto sugiere que el magma tuvo una diferenciación en las primeras etapas, posteriormente el magma primitivo no pudo tener una gran diferenciación, tal vez porque el ascenso del magma fue mas súbito que el primer magma, después el magma volvió a tener una diferenciación, esto se refleja claramente en el diagrama de Harker. El volumen total de magma expelido fue de 1.97 km^3 .

VI.2 Conclusiones

*La Formación Pelado esta compuesta por varios tipos de depósitos: Flujos de lava (de tipo aa, Pahoehoe y en bloque), flujos piroclásticos y depósitos de caída, así como también bombas volcánicas.

*El volumen de productos piroclásticos del volcán Pelado muestran una característica poco típica para volcanes monogenéticos, el espesor de estos depósitos es de 4 a 6 m aproximadamente, lo que hace suponer que este tipo de volcanes no debe de ser considerado como inofensivo.

*En los depósitos de caída, siempre está presente en porcentajes variables, (5 a 20%) tefras de pómez, que es un material de composición ácida, la presencia de este material en tefras de composición intermedia a básica, nos permite suponer que existió contaminación en el ascenso de estos materiales de la roca encajonante.

*La viscosidad de las lavas fue uniforme aunque en una etapa intermedia (flujo 5) la viscosidad disminuyo, emitiendo una colada un poco más básica, probablemente cuando surgió este derrame el ascenso del magma fue súbito, lo que no permitió una contaminación en el magma, pero posteriormente cambio la viscosidad a magmas de composición intermedia (Andesíticos).

*El volcán Pelado es un volcán monogenético formado por dos eventos volcánicos, una fase efusiva y otra explosiva. Además la lava fue extruida por una fisura con orientación E-W, que coincide con la orientación de los aparatos volcanicos cercanos al Volcán Pelado.

*En el área de estudio se propone la estratigrafía definiendo informalmente 12 unidades cercanas al Volcán Pelado, las unidades propuestas, de la más antigua a la más joven tenemos; Formación Ajusco, Formación Mezontepec, Formación Acoixaco, Formación Oyameyo, Formación Malacatepetl, Formación Tuxtepec, Formación Tepeyahualco, Formación La Cima, Formación Cajetes y Raíces, Formación Yololica, Formación Tesoyo, Formación Pelado.

*Los Análisis Químicos y la Petrografía, sugieren que el volcán Pelado es un volcán de ambientes de orogenia, resultando la "suite" subalcalina. La gran mayoría de las Suites de Andesitas de magmas Calco-alcalinos ocurren cerca de zonas de Benioff, sugiriendo un enlace genético con procesos de zonas de subducción, esto es una fusión parcial del manto, aunque la fusión parcial del manto no debió haber sido demasiado grande, por lo que se genero un magma evolucionado de composición andesítico, calcialcalino con tendencias alcalinas, o sea que la fusión parcial fue profunda y probablemente involucro a la placa oceánica.

*La actividad más joven de la Sierra Chichinautzin se encuentra en el área cercana al Volcán Pelado, aunque la edad fluctúa en un intervalo de 870 a 1700 años por método de C^{14} es probable que se pueda encontrar aparatos volcánicos de edades más recientes. La presencia de cerámica encontrada en flujos piroclásticos es una evidencia clara de asentamientos humanos durante el inicio de su actividad y después de su actividad también, existen vestigios de un centro ceremonial en el norte del volcán, con una pirámide pequeña, de unos diez metros de altura y construida del material del volcán Pelado, esto sugiere que los peligros volcánicos son un peligro latente, para la población del sur de la ciudad de México.

VI.3 Recomendaciones

*Realizar una evaluación del riesgo de los volcanes monogenéticos de la región ya que son capaces de producir depósitos de caída y flujos de lava de relativa peligrosidad, además, flujos piroclásticos (como en algunos volcanes de Centroamérica) presentan un peligro adicional a los considerados hasta el momento y principalmente para la Ciudad de México, asociados a este tipo de vulcanismo

*Obtener más datos cronológicos para obtener un rango mas preciso de la edad del volcán Pelado, además datar los volcanes que son factibles de ser más jóvenes que el volcán Pelado y caracterizar su vulcanismo.

*Cavar mas trincheras, para tener la dispersión mejor configurada de los mapas de leopacas y tener un control sobre la estratigráfica de los depósitos del volcán.

Bibliografía

BIBLIOGRAFIA

Arana-Salinas. L., Delgado G. H., Nieto O. J., Mendoza R. C., Silva R. G., (1997), Pelado Volcano in Southern México City, a young monogenetic volcano (<1,000 years old) and its posible impact on human settlements. (Resumen) IAVCEI, General Assembly, Puerto Vallarta, México. pp.123.

Arellano, A.R.V., 1948, La composición de las Rocas Volcanicas en la parte sur de la cuenca de Mejico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XIII. P 81-82.

Bloomfield, K., 1975, A late Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central México: Geologische Rundschau, V.64(2); p.476-497.

Cas, Ray A.F. and Wright, V.J., 1993 Volcanic Succesions Modern and Ancient : London, Chapman & Hall, p.528.

CENAPRED, 1994, Volcanes: Secretaría de Gobernación, Fasciculo 1(4), 36p.

Cervantes L.P., y Molinero M. R. J., (1995) Eventos Volcánicos al Sur de la Ciudad de México. (Tesis de Licenciatura), Facultad de Ingeniería., UNAM., México, pp.74.

De Cserna, Z. Y Fries, C., 1981, Hoja Taxco 14Q-H(7), con resumen de la Geologia de la hoja Taxco, estados, de Guerrero, México y Morelos. Carta Geológica de México serie 1 : 100,000; Instituto de Geologia, UNAM., p 47.

Delgado-Granados H. y Martin del Pozzo A. L., 1993, Plioceno to Holoceno volcánica Geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of México City. Geofísica Internacional V 32(3), p. 511-522.

Delgado G. H., 1991, Volcano-Tectónica, Vulcanología: Estado del arte y perspectiva en México. Comunicaciones técnicas, Instituto de Geofísica, UNAM, vol.1.

Demant Alan (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol.2, núm. 2. P 172 - 187.

Fries, C., 1960, Geologia del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México. UNAM, Instituto de Geología, Bol. 60, p236.

Felix, J. And Lenk, H., 1890, *Beitrage zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico* : Stuttgart Schweizer bart; V.1, p.78-88.

Gastil, R. And Jency, W., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 13, p.171-180.

Gunn B. M and F. Mooser, 1971, *Geochemistry of the Volcanics of Central México*: *Bulletin Volcanologique*, v.34(2); p 577-616.

Hasenaka, T and I.S.E. Carmichael, 1985, The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato. Central México: Their Age, Volume and Distribution, and Magma Discharge Rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25,p.105-124.

Herro, B. Emilio and Surendra Pal, 1977-1978, Paleomagnetic Study of Sierra de Chichinautzin, México: *Geofísica Internacional*, v.17(2),p. 167-180.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) Escala 1:50,000 Carta Topográfica E14-A49-23 Milpa Alta.

Humboldt, A., 1826, *Cosmos*: Buenos Aires, Glem, p. 509-593.

Julio-Miranda P. (1998), *Análisis Morfométrico de 2 campos volcánicos monogenéticos Mexicanos* (Tesis de Licenciatura), Facultad de Filosofía y Letras Colegio de Geografía. UNAM.

Lozano-Velázquez L.C, 1997, *Reconocimiento de los Riesgos Geológicos Y de Carácter Antropico en la delegación Tlalpan D.F.* (Tesis Licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM.

Lugo-Hubp, José, *Introducción al estudio de los conos volcánicos en la parte Noroccidental de la Sierra de Chichinautzin, D.F.* (Tesis de Licenciatura): ESIA-IPN.

Lugo-Hubp, José, 1984, *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Serie Varia*, T.1(8), Instituto de Geografía, UNAM, México, p.95.

Martin del Pozzo A.L (1980), *Vulcanología de la Sierra Chichinautzin*, (Tesis de Maestría), Facultad de Ciencias, UNAM., p. 113

Martin del Pozzo A.L (1982), *Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, México.*, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, México D.F., 04510 p. 9 - 24.

Martin del Pozzo A.L (1989), *Geoquímica y Paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*, (Tesis Doctoral), Facultad de Ciencias, UNAM., p. 135.

Best Myron G. (1982), *Igneous and Metamorphic Petrology*, Brigham Young University,

Mooser, F., and Maldonado, K.M., 1961, *Penécontemporaneous Tectonics along the Mexican Pacific Coast*. *Geofísica Internacional*, 1, p.1-20.

Mooser, F., 1962, *Bosquejo Geológico del extremo Sur de la Cuenca de México*, Congreso Geológico Internacional, México D.F., Libro Guía de la Excursión, C-9, p.9-16.

Mooser, F., 1963, *Historia Tectónica de la Cuenca de México*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, V.15, p.239-246.

Mooser, F., 1957, *Los ciclos de vulcanismo que formaron la Cuenca de México*: XX Congreso Geológico Internacional, México, Sección 1 : *Vulcanismo del Cenozoico*, Tomo2; p 337-348.

Mooser, F., 1969, *The Mexican Volcanic Belt structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating*: *Simposium on the Upper Mantle*. Pan.Am. Symposium Upper Mantle, México.,V.2, p.15-22.

Mooser, F., 1972, *The Mexican Volcanic Belt structure and tectonics* *Geofísica Internacional*. V.12, p.55-70.

Mooser, F., Narin E.M. y Negendank, F.W.,1974, *Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of the México*. *Geol. Rudasch.*,63, p.451-483.

Mooser, F., 1975, *Historia Geológica de la Cuenca de México: Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal*, Tomo 1, p.9-38.

Morán-Zenteno, D.J., 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI, México, D.F. p.88.

Negendak J.F.W., 1972, *Volcanics of the Valley of México, Description of some Mexican Volcanic Rocks with Special Consideration of the opaques, Part 1: Petrography of the volcanics: Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlung*, V.116(3), p.308-320.

Negendak J.F.W., 1973, *Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of México. Geofísica Internacional*, 13,p.267-278.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan Quintana, J., Aranda-Gomez, J. Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A-. 1992, *Texto explicativo de la quinta edición de la carta Geológica de la República Mexicana. ESC. 1:2 000,000 Instituto de Geología UNAM, Consejo de Recursos Minerales, SEMIP, p.74.*

Richard J. Pike, 1978, *Volcanoes on the inner planets : Some preliminary comparisons of gross topography. Proc. Lunar Planet. Sci, Conf. 9th (1978), USA p3239 - 3273. U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025.*

Richter, Peter and Jörg Negendank, 1976, *Spurennetementuntersuchungen an Vulkaniten des Tales von Mexiko: Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, H. 38/39, p. 179-200.

Rodríguez-Lara, V. C., (1997). *Evolución del Conjunto volcánico Guespalapa y del Volcán Chichinautzin, D.F., Morelos, México. (Tesis Licenciatura). Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura., IPN.*

Romero-Terán Esther, (1998). *Geología del Volcán Ajusco, D.F., México. (Tesis Licenciatura). Facultad de Ingeniería, UNAM.*

Suzuki, T., 1977 *Volcano Types and Their Global Population Percentages* Bulletin of the Vulcanological Society of Japan, 22, p.27-40.

Schlaepfer, Carmen, 1968, *Geología de la Hoja México 14Q-h(5): Instituto de Geología UNAM, Escala 1:100,000.*

Terrance Swinamer R. (1989), *The Geomorphology, Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of the Volcanic Rocks in the Sierra del Chichinautzin, México . Queen's University, Kingston, Ontario, Canadá, January 1989.*

Urrutia-Fucugauchi J., y Martín del Pozzo A. L., (1993), *Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, Cuenca de México*. Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F., México.

Urrutia-Fucugauchi J., y Castillo, L. Del, 1977, *Un Modelo del Eje Volcánico Mexicano*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana., V.38, p.18-28.

Waitz, P. y E. Wittich, (1910) *Tubos de Explosión en el Pedregal de San Angel*: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo VII, p. 169-187.

Apéndice

Datos Geoquímicos del Volcán Pelado
(Elementos Mayores)(%)

Flujo #	MUESTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	PXC	Total
Cráter	Cráter	61.72	0.947	15.90	6.317	0.092	4.58	5.52	3.771	1.765	0.239	0.10	100.96
1	MP72	61.24	1.02	15.8	5.91	0.088	3.8	5.34	3.93	1.86	0.263	0.06	99.31
1	MP73	59.45	1.14	15.93	6.42	0.098	3.86	5.5	3.88	1.76	0.278	0.19	98.5
1	MP 65	60.76	1.04	16.11	6.53	0.105	4.4	5.9	3.86	1.82	0.236	0.13	101.18
2	MP 66	60.33	1.02	16.08	6.47	0.099	4.3	5.8	3.82	1.81	0.24	0.07	100.05
2	MP67	59.83	1.03	15.89	6.25	0.103	4.32	5.85	3.86	1.78	0.248	0.37	99.52
3	MP78	60.35	0.951	15.42	5.950	0.092	4.32	5.41	3.72	1.83	0.236	0.83	99.11
4	MP75	59.49	1.2	15.9	6.51	0.104	3.84	5.46	3.89	1.82	0.307	0.29	98.81
5	MP2	56.49	1.3	16.02	8.22	0.131	5.08	6.43	3.6	1.44	0.32	0.02	99.05
5	MP64	59.61	0.978	15.53	5.88	0.091	4.15	5.03	3.96	1.91	0.254	0.49	97.9
5	MP37	59.92	1.13	15.9	6.35	0.1	3.82	5.44	4.03	1.84	0.282	0.49	97.9
6	MP70	61.75	0.961	15.67	5.71	0.089	3.92	5.32	3.9	1.87	0.245	0.09	99.52
7	MP61	59.28	1.02	15.52	6.11	0.101	4.25	5.74	3.65	1.86	0.24	0.44	98.2
7	MP62	59.73	1.02	15.55	6.47	0.096	4.3	5.74	3.7	1.72	0.242	0.13	98.69
8	MP74	61.97	0.952	15.71	5.93	0.087	3.39	5.09	3.86	1.9	0.253	0.29	98.43
8	MP68	62.76	0.993	15.96	5.71	0.093	3.59	5.24	4.03	1.94	0.259	0.16	100.74
8	MP69	61.8	0.968	15.54	5.6	0.091	3.45	5.14	3.92	1.9	0.246	0.10	98.76
8	MP76	62.28	0.959	15.87	5.73	0.092	3.43	5.12	3.86	1.92	0.245	0.07	99.57
9	MP81	61.92	0.962	15.77	5.57	0.092	3.45	5.1	3.85	1.864	0.249	0.30	99.13
10	MP80	59.84	1.140	15.95	6.26	0.101	3.76	5.39	3.92	1.87	0.292	0.67	99.19
11	MP79	60.51	0.930	15.74	5.853	0.093	4.343	5.356	3.722	1.749	0.23	0.69	99.22

Tabla II.1

Datos Geoquímicos del Volcán Pelado
(Elementos Traza)(ppm)

Flujo #	MUESTRA	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
Cráter		35	491	515	23	218	11	106	179	45	89	32	83	2	9
1	MP72	42	521	532	25	237	12	112	139	38	72	30	91	7	10
1	MP73	35	546	533	27	248	13	111	130	34	65	27	91	4	12
1	MP 65	39	493	493	24	226	12	122	185	30	79	38	87	8	9
2	MP 66	36	480	477	25	222	11	120	174	29	77	33	86	6	9
2	MP67	39	502	501	24	222	12	128	164	37	78	34	88	8	11
3	MP78	42	494	539	24	223	10	113	186	40	91	33	85	10	12
4	MP75	38	549	519	26	250	14	114	119	38	63	29	94	6	11
5	MP64	41	516	549	23	235	12	111	166	26	110	26	89	9	9
5	MP2	28	469	404	29	219	13	148	193	40	72	28	101	3	7
5	MP37	40	552	528	24	244	14	107	120	28	63	31	69	4	12
6	MP70	43	513	564	25	233	10	112	160	31	80	32	92	8	13
7	MP61	39	498	488	24	219	11	120	170	36	76	34	86	7	11
7	MP62	37	482	491	24	219	12	124	178	33	76	35	86	6	10
8	MP68	43	522	562	24	237	12	111	128	30	64	30	91	6	13
8	MP69	45	520	566	24	238	11	104	114	32	57	23	92	4	12
8	MP74	44	513	490	25	246	10	105	135	25	62	32	91	8	7
8	MP76	44	517	577	24	240	12	102	114	36	59	29	90	6	8
9	MP81	44	506	534	24	237	11	110	113	71	51	34	84	10	8
10	MP80	38	527	524	27	244	13	106	115	32	59	27	87	7	11
11	MP79	41	496	554	23	224	10	110	179	36	94	35	86	10	13

Tabla II.2

Muestra No. MP 2

Localización : Flujo 5 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina, presenta cristales de olivino de 2 a 3 mm en proporción de 5% a 7% en la muestra.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Plagioclasa 93%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 6%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Vidrio 3%

Hematita y minerales opacos 1%

Clasificación: Andesita Basáltica de olivino

Muestra No. MP 37

Localización : distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura porfirítica, con cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa. (La matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas). La mayoría de las plagioclasas se muestran zoneadas y presentan una textura poikilitica, con inclusiones en el núcleo.

La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Plagioclasa 83%,

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 9%

Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita Basáltica

Muestra No. MP 61

Localización : flujo 7 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Plagioclasa 80%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Augita 10%

Hiperstena 6%

Limonita 2%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP 62

Localización : Flujo 7 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. (La matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Plagioclasa 86%

Minerales accesorios:

Augita 7%

Sericita 4%

Limonita 1%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP 64

Localización : Flujo 5 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. (La matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 81%

Minerales accesorios:

Augita 7%

Limonita 1%

Hematita y minerales opacos 1%

Sericita 2%

Hiperstena 8%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP 65

Localización : Flujo 1 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Observación Microscópica:

Textura microlítica y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 89%,

Minerales accesorios:

Hiperstena 3%

Augita 4%

Epidota 2%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP 66

Localización : Flujo 2 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 84%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Augita 6%

Limonita 1.5%

Sericita 0.5%

Hiperstena 7%

Hematita y minerales opacos 1%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP67

Localización :Flujo 2 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina, presenta pocos cristales de olivino de 2 a 3 mm en proporción de 5% en la muestra de mano.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 89%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 6%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

ortopiroxenos 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP68

Localización : Flujo 8 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales.
La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 91%

Minerales accesorios:

Olivino 5%, presentan alteración en sus bordes de hidiginsita.

ortopiroxenos 3%

Hematita y minerales opacos 1%

Clasificación: Andesita basáltica

Muestra No. MP69

Localización : Flujo 8 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina, presenta microcristales de olivino.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales.
La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Plagioclasa 83%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 9%

Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP70

Localización : Flujo 6 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales.
La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 92%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 5%,

Vidrio 1%
Hematita y minerales opacos 2%
Clasificación: Andesita

Muestra No. MP72

Localización : Flujo 1 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 91%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Augita 5%

Hematita y minerales opacos 1%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP73

Localización : Flujo 1 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 90%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Augita 6%

Hematita y minerales opacos 1%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP74

Localización : Flujo 8 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 85%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidrargirita).

Clinopiroxenos 7%

Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP75

Localización : Flujo 4 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Macroscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfírica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 81%

Minerales accesorios:

Augita 7%

Limonita 1%

Hematita y minerales opacos 1%

Sericita 2%

Hiperstena 8%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP78

Localización : Flujo 3 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 89%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 4%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 2%

Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP79

Localización : Flujo 11 Proximal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina, presenta cristales de olivino de 2 a 3 mm en proporción de 5% a 7% en la muestra.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 83%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 9%

Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP80

Localización : flujo 10 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 90%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 2%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 6%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

Muestra No. MP81

Localización : Flujo 9 distal

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro en muestra fresca, gris pardo en muestra alterada, matriz fina.

Observación Microscópica :

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 81%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 8%

Sericita 3%

Hematita y minerales opacos 5%

Clasificación: Andesita

Muestra No. CRATER

Localización: Cráter

Observación Macroscópica:

Roca color gris oscuro, matriz fina, presenta cristales de olivino de 2 a 3 mm en proporción de 3% en la muestra.

Observación Microscópica:

Textura microlítica, holocristalina y porfirítica, cristales euhedrales y subhedrales. La mineralogía encontrada en la muestra es la siguiente, minerales esenciales:

Andesina 88%, (la matriz esta constituida por microlitos de Plagioclasa, estos microlitos tienen formas prismáticas).

Minerales accesorios:

Olivino 3%, (la mayoría de los olivinos están bien formados y presentan alteración en sus bordes de hidiginsita).

Clinopiroxenos 4%

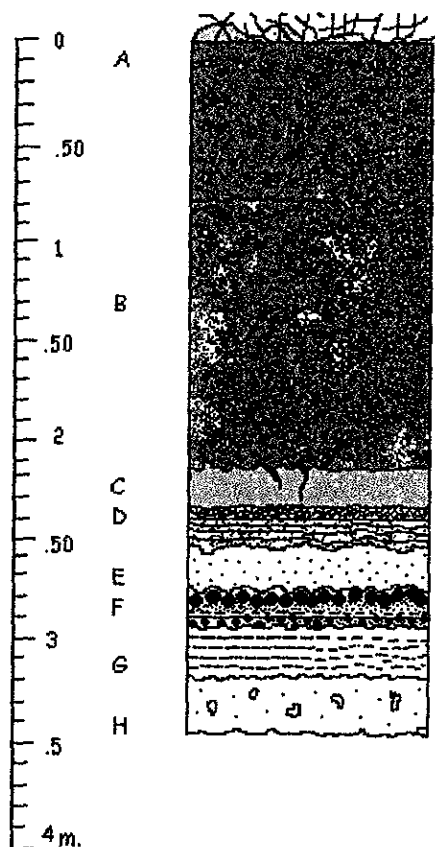
Limonita 3%

Hematita y minerales opacos 2%

Clasificación: Andesita

ESTRATIGRAFÍA COLUMNA 1

Ubicados en el Meridiano 99°10'16.8" y Paralelo 19°09'00", a 4.5 km del cráter.



Horizonte A

Suelo arenoso-limoso derivado del depósito adyacente.

Horizonte B

(Flujo piroclástico). Depósito masivo soportado por matriz, la matriz está constituido de ceniza, compuesta de líticos de pómez, andesita y cristales de plagioclasa euhedrales de unos cuantos mm. Contiene carbón y clastos en escasa proporción de líticos arcillo-limosos y pómez, lo tamaños de los clastos son de 6 mm hasta 9 cm, los granos son subredondeados. Su contacto basal es erosivo.

Horizonte C

(Flujo piroclástico). Depósito masivo soportado por matriz de cenizas y lapilli (<4 mm.) El lapilli es angulosos de escoria andesítica con cristales de plagioclasa y pómez, existen tubos de desgasificación constituidos por escoria alterada, de tamaño de cenizas no esta consolidado en el resto del depósito. En su parte inferior incluye material escoriáceo y pumítico del horizonte inferior

Horizonte D

(Depósito de caída). Depósito con laminación, soportado por clastos de 2 mm, angulosos de escoria de pómez color naranja y escoria andesítica color gris oscuro y pardo, con cristales de plagioclasa, la estratificación que presenta es gradada inversa.

Horizonte E

(Flujo piroclástico), depósito masivo soportado por matriz (ceniza) color pardo oscuro constituido de pómez y escoria andesítica, contiene clastos de pómez color naranja de aproximadamente 7 mm. Redondeados, su contacto inferior es erosivo.

Horizonte F

(Depósito de caída), depósito estratificado + consistente de varios horizontes laminados, uniformemente, los clastos que contiene son de escoria andesítica angulosa de 2 ~ 4 mm. Los clastos muestran gradación inversa. Se observa en ocasiones estratificación cruzada.

Horizonte G

(Depósito de caída), Depósito estratificado soportado por clastos de pómez < 2 cm. y escoria andesítica, contiene cristales de olivino de tamaño < 7 mm., muestra un patrón de gradación inversa arriba y simétrico abajo (mediano - grande - fino).

Horizonte H

Suelo arcilloso con materia orgánica (carbón)

*de aquí se tomo la muestra que contenía materia orgánica, que se mando fechar.

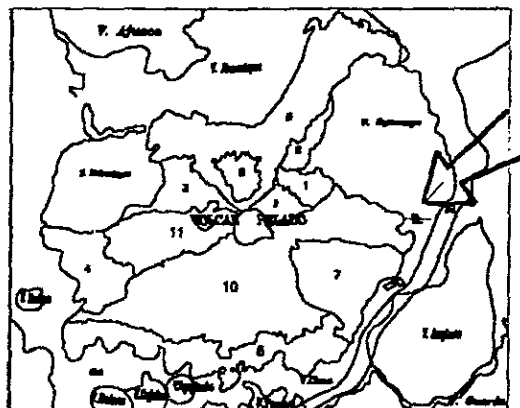
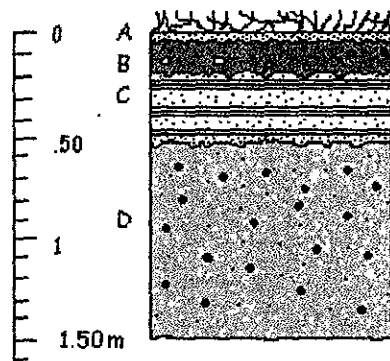


Fig. III.4 Localización de la Columna 1.

COLUMNA 2

Ubicados en el Meridiano 99°10'04" y Paralelo 19°12'03", a 2.15 km del cráter.



Horizonte A

Suelo arenoso-limoso con liticos de andesita angulosa.

Horizonte B

(Flujo Piroclástico). Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz esta constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de liticos de pómez y cristales de plagioclasas (subangulosos) en tamaños de 2mm hasta 1 cm. Su contacto basal es discordante.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito estratificado, consiste de varios horizontes que muestran diferentes tamaños de grano, donde los horizontes mas delgados están constituidos principalmente de escoria de andesita de 3 mm muy angulosa y con muy pocos fragmentos de escoria de pómez, el cementante es ceniza re trabajada, los horizontes más gruesos tienen liticos de pómez y andesita de subangulosos a subredondeados, de tamaños de hasta 6 mm soportados también por cenizas re trabajadas de color gris oscuro, también contiene cristales de feidespato de unos cuantos milímetros.

Horizonte D

(Flujo piroclastico), Es masivo, soportado por una matriz, esta constituida de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de liticos de pómez y cristales de plagioclasas (subangulosos) en tamaños de 2mm hasta 1 cm. También contiene escoria de andesita, presenta materia orgánica en fragmentos de 2 o 3 mm, su contacto basal es discordante.

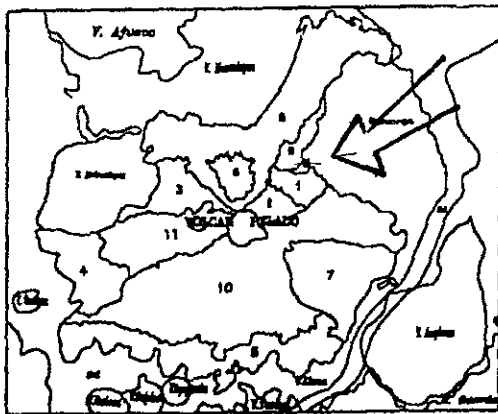
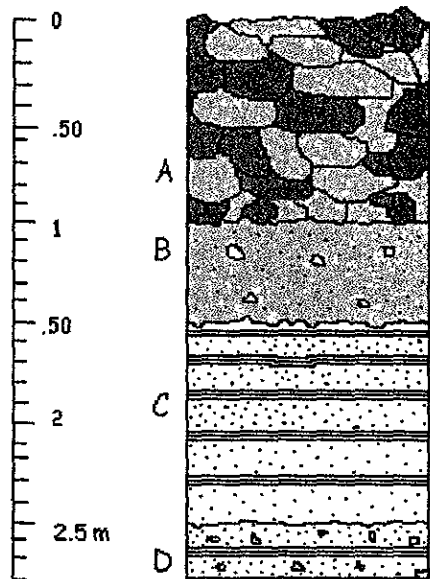


Fig. III.5 Localización de la columna 2.

COLUMNA 3

Ubicados en el Meridiano 99°09'58" y Paralelo 19°12'09", a 1.75 km del cráter.



Horizonte A

Andesita, con espesor de 1m, muy vesicular, de color gris claro en las zonas intemperizadas y en muestra fresca color gris oscuro, presenta fenocristales de olivino en tamaños de .3 a 5 mm.

Horizonte B

(Flujo piroclásticos). Depósito soportado por matriz, es masivo, tiene un espesor de 0.50 m, la matriz esta constituido de cenizas color pardo claro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de liticos de pómez y cristales de feldespatos (subhedrales), de tamaños de 1mm hasta micras.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito estratificado consistente de varios horizontes laminados, los clastos son de escoria de andesita, angulosos de 4 mm, hasta 1 cm. Los clastos muestran gradación múltiple. Se observa en ocasiones estructuras de carga, el color que presenta el depósito va del gris claro al gris oscuro, también se encuentran fragmentos de liticos de plagioclasas y pómez color naranja.

Horizonte D

(Flujo piroclásticos). Depósito masivo con un espesor de 0.30m soportado por matriz (ceniza) color pardo oscuro constituido de ceniza retrabajada de pómez y escoria andesítica, contiene algunos clastos que son de pómez color naranja y de andesita con tamaños de < 3 mm. redondeados. Entre este flujo piroclástico encontramos una subunidad (depósito de caída), con un espesor promedio de 2cm. esta constituido por escoria andesítica y pómez, predominando

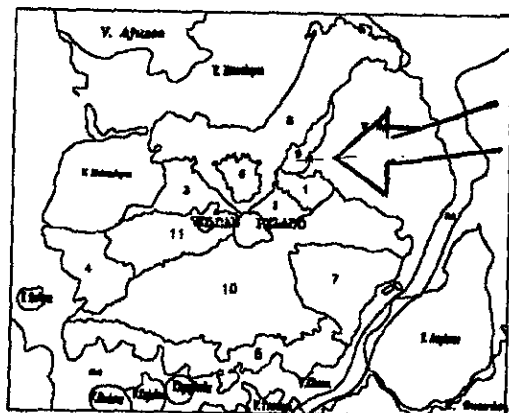
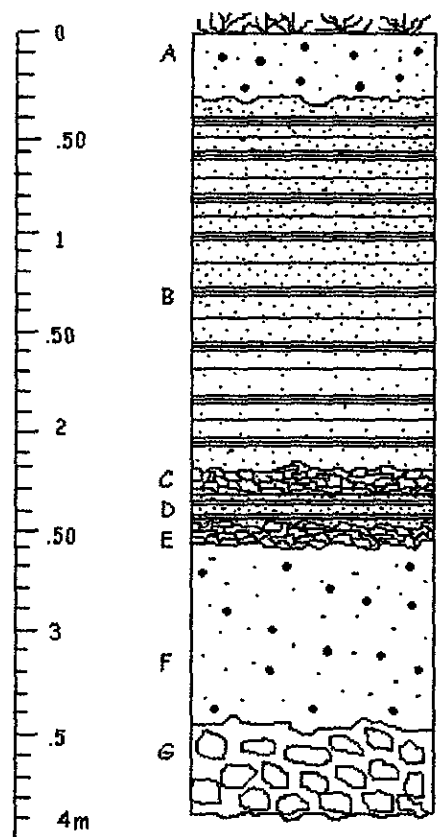


Fig. III.6 Localización de la Columna 3

COLUMNA 4

Ubicados en el Meridiano 99°11'59" y
Paralelo 19°09'47" a 1.57 km del cráter.



Horizonte A (C4-1)

(Flujo piroclástico). Horizonte masivo, (espesor de 0.30 m) soportado por matriz de color pardo, compuesta por ceniza de grano muy redondeado con algunos líticos de basalto que van de tamaño de 2 a 7 mm, subangulosos (>2 mm) euhedrales prismáticos.

Horizonte B (C4-2)

(Depósito de caída). Depósito estratificado, (espesor de 1.90 m) de forma rítmica, en tonos grises claros, compuesto por cenizas, redondeadas y muy finas, escorias de basalto, cristales de plagioclasa y olivino euhedrales a subhedrales de tamaños de 1 a 3 mm, su espesor es de apenas un par de milímetros aproximadamente 2 mm hasta 1.5 cm, otra subunidad identificable es de color gris oscuro que se observa alternadamente al gris claro, se compone de escoria de basalto principalmente angulosa a subangulosa de 2 a 4 mm de tamaño intercalados ocasionalmente tenemos fragmentos de escoria de pómez color naranja en tamaños de 2 a 7 mm, las escorias son cementadas por cenizas muy finas.

Horizonte C (C4-3)

(Depósito de caída). Horizonte de escoria de pómez, con espesor de 0.10 m, muy vesicular color amarillo naranja de tamaños que van de 1 a 3 mm, en las vesículas se encuentra vidrio volcánico, olivino y líticos de basalto incrustados.

Horizonte D (C4-4)

(Depósito de caída), espesor de 0.15 m, depósito con estratificación simétrica gradada, constituido por escorias de basalto y pómez, predominando la escoria básica de tamaños de 3 a 5 mm, muy angulosos de color pardo, están cementados por ceniza.

Horizonte E (C4-5)

(Depósito de caída). Horizonte de escoria de pómez, espesor de 0.10 m, muy vesicular color amarillo naranja de tamaños que van de 1 a 3 mm, en las vesículas se encuentra vidrio volcánico, olivino y líticos de basalto incrustados.

Horizonte F (C4-6)

(Flujo piroclástico), espesor de 0.90 m depósito masivo constituido por escoria de pómez, basalto y como matriz ceniza de granos bien redondeados, tenemos también cristales de feldespatos y olivino euhedrales subredondeados de 2 mm a menos de 1mm.

Horizonte G (C4-7)

(Depósito de caída). Escoria de pómez, con un espesor de 0.40 m, muy alterada color pardo verdoso, vesicular su tamaño va de 3 mm hasta 5 cm, es angulosa, en el estrato inferior encontramos mezcladas escorias de pómez con escorias de basalto de menor tamaño de 1 a 2 cm, el tamaño disminuye hacia la base.

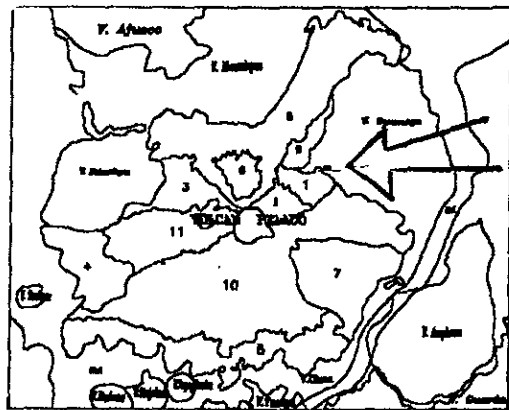
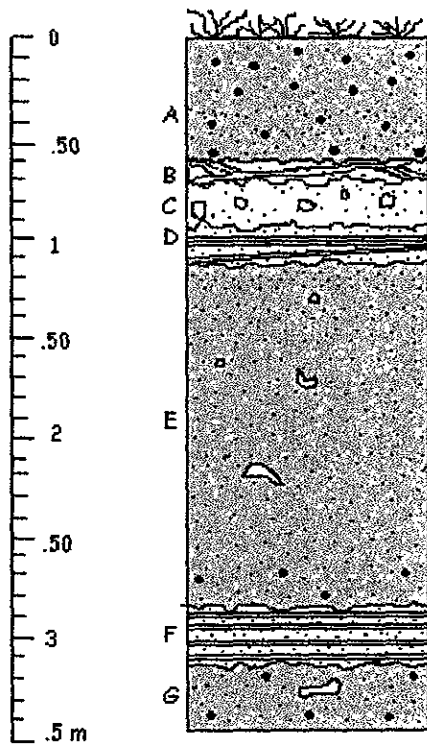


Fig. III.7 Localización de la Columna 4

COLUMNA 5

Ubicados en el Meridiano 99°11'53" y Paralelo 19°08'32" a 4.3 km del cráter.



Horizonte A

(Flujo piroclástico). Horizonte masivo, Espesor de 0.60 m, soportado por matriz de color pardo, compuesta por ceniza de grano muy redondeado, de tamaño (< 2 mm) con algunos líticos de andesita que van de tamaño de 2 a 7 mm, subangulosos, también dentro del material retrabajado encontramos pequeños cristales de plagioclasa.

Horizonte B

(Depósito de caída). Depósito con un espesor de 0.08 m, laminado, soportado por clastos de 2 mm. angulosos de escoria de pómez color naranja y escoria andesítica también encontramos cristales de plagioclasa, euédrales con tamaños >1 mm.

Horizonte C

(Flujo piroclástico). Horizonte masivo, (espesor de 0.25 m) soportado por matriz de color pardo, compuesta por ceniza de grano muy redondeado con algunos líticos de andesita que van de tamaño de unos cuantos mm hasta 12 o 13 cm. también encontramos cristales de plagioclasa, (>2mm) euédrales prismáticos.

Horizonte D

(Depósito de caída). Horizonte laminado, que se acuña en forma diagonal, compuesta de material de escoria andesítica, de color gris pardo, los tamaños de los clastos van de 1 a 3 mm, en menor proporción encontramos escoria de pómez, de color naranja pardueca.

*Horizonte E

(Flujo piroclástico), espesor de 1.71 m depósito masivo constituido por una matriz de ceniza fina, con líticos de granos bien redondeado, de composición andesítica y también se encuentran líticos de pómez alterada, tenemos también cristales de feldespatos y olivino euédrales subredondeados de 2 mm a menos de 1mm. EN ESTE HORIZONTE SE COLECTO MATERIA ORGANICA PARA EL FEHCADO DE ESTOS FLUJOS, ADEMAS DE ENCONTRAR RESTOS DE CERAMICA.

Horizonte F

(Depósito de caída), espesor de 0.30 m, depósito con estratificación gradada múltiple, constituido por escorias de basalto y pómez, color gris oscuro y naranja respectivamente, predominando la escoria básica o intermedia de tamaños de 3 a 5 mm, muy angulosos de color pardos, están cementados por ceniza.

Horizonte G

(Flujo piroclástico). Horizonte masivo, (espesor de 0.33 m) soportado por matriz arenosa de color pardo, compuesta por ceniza de grano muy redondeado, de composición andesítica a básica y con escoria de pómez, con algunos líticos de andesita que van de tamaño de unos cuantos mm hasta 12 o 13 cm. también encontramos cristales de plagioclasa, (>2mm) euédrales prismáticos.

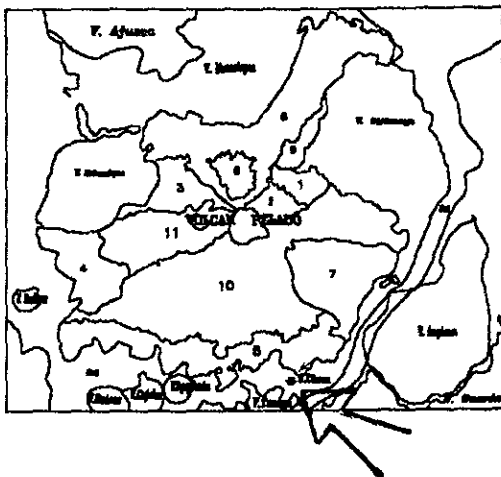
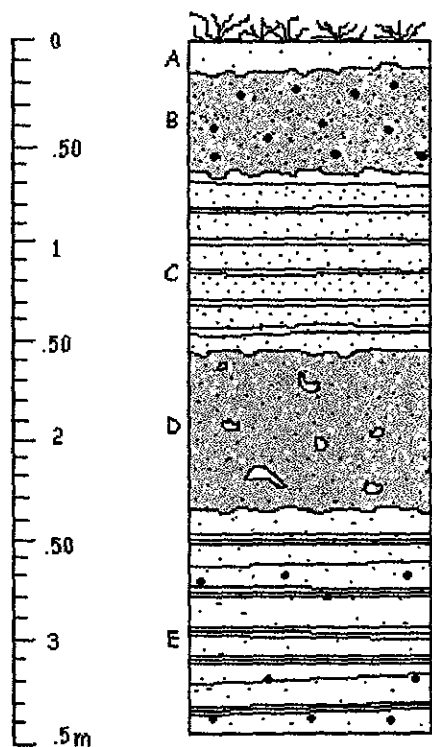


Fig. III.8 Localización de la Columna 5.

COLUMNA 6

Ubicados en el Meridiano 99°11'52" y Paralelo 19°06'20" a 4.3 km del cráter.



Horizonte A

Suelo arenoso-limoso derivado del depósito adyacente.

Horizonte B

(Flujo piroclástico), Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz está constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de líticos de pómez y cristales (subangulosos). Contiene carbón. Los clastos son escasos de hasta 9 cm. Subangular a subredondeado de líticos arcillo-limosos, otros clastos son hasta de 6 mm. subangulosos a subredondeados de pómez. Su contacto basal es erosivo.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito con laminación gradada múltiple, soportado por clastos de 2 mm. Angulosos de pómez color naranja y escoria andesítica y cristales de plagioclasa.

Horizonte D

(Flujo piroclástico). Depósito masivo soportado por matriz es de cenizas y lapilli (<4 mm.). Angulosos de escoria andesítica con cristales de plagioclasa y pómez (ceniza). En su parte inferior incluye material escoriáceo del horizonte inferior.

Horizonte E

(Depósito de caída). Depósito estratificado consistente de varios horizontes laminados, con una estratificación gradada múltiple, los clastos son de escoria angulosos de 2 ~ 4 mm, en ocasiones observamos estratificación cruzada.

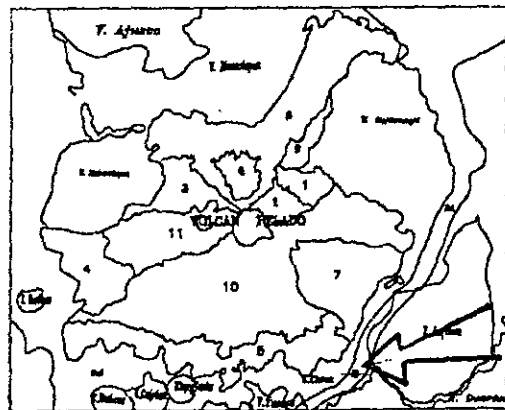
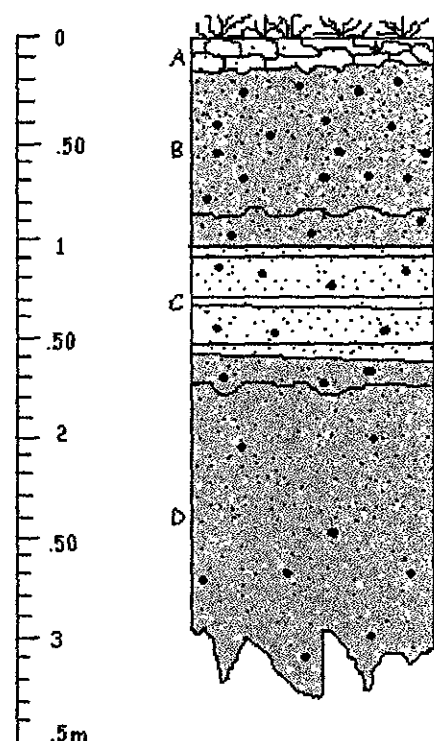


Fig. III.9 Localización de la Columna 6.

COLUMNA 7

Ubicados en el Meridiano 99°11'22" y Paralelo 19°12'32" a 6.4 km del cráter.



Horizonte A

(Flujo de lava). Depósito constituido por un derrame de andesitas, de color gris oscuro en la superficie de intemperismo y gris oscuro a negro en muestra fresca, con alta vesicularidad en la parte superior, tiene una matriz vítrea con fenocristales de olivino de 2 a 4 mm, euhedrales.

Horizonte B

(Flujo piroclásticos), Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz esta constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de liticos de andesita, pómez y cristales de plagioclasa y vidrio (subdrales). Su contacto basal es erosivo.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito con laminación, presenta una estratificación gradada multiple, soportada por clastos de 2 mm, en la parte fina y en la escoria gruesa tamaños de hasta 5mm, encontramos escoria angulosa de pómez color naranja y escoria andesítica, además, presenta cristales de plagioclasa de 1 a 2 mm.

Horizonte D

(Flujo piroclásticos). Depósito masivo soportado por matriz (ceniza) color pardo oscuro constituido de pómez y escoria andesítica, además contiene clastos mayores que son de andesita gris oscura pómez color naranja de 2 mm hasta 8 cm. Subredondeados.

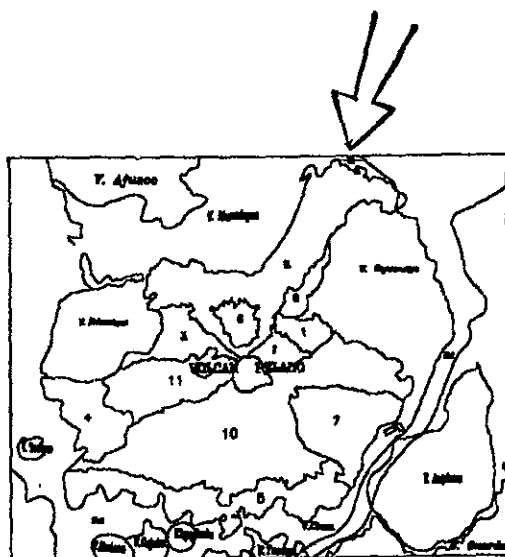
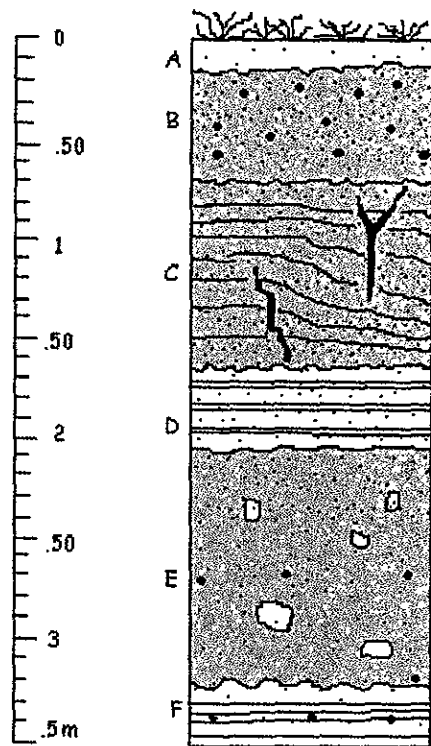


Fig. III.10 Localización de la Columna 7.

COLUMNA 9

Ubicados en el Meridiano 99°14'36" y Paralelo 19°10'48" a 3.85 km del cráter.



Horizonte A

Suelo arenoso-limoso derivado del depósito adyacente.

Horizonte B

(Flujo piroclásticos). Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz está constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de líticos de pómez y cristales (subangulosos). Contiene carbón. Los clastos son escasos de hasta 9 cm. Subangular a subredondeado de líticos arcillo-limosos, otros clastos son hasta de 6 mm. subangulosos a subredondeados de pómez. Su contacto basal es erosivo.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito con laminación, soportado por tefras de ceniza y lapilli (>4 mm), contiene cristales de plagioclasa, vidrio y pómez alterada de tamaño de cenizas. En su parte inferior incluye material escoriáceo y pumítico del horizonte inferior.

Horizonte D

(Depósito de caída). Depósito laminado, presenta estratificación gradada múltiple, soportado por tefras de ceniza y lapilli (2 a 6 mm), contiene cristales de plagioclasa, vidrio y pómez alterada de tamaño de cenizas..

Horizonte E

(Flujo piroclásticos). Depósito masivo soportado por matriz (ceniza) color pardo oscuro constituido por ceniza de pómez y escoria andesítica, contiene clastos de pómez color naranja (de < 7 mm.) redondeados, su contacto inferior es erosivo.

Horizonte F

(Depósito de caída). Depósito estratificado consistente de varios horizontes laminados, presenta estratificación gradada inversa, los clastos son de escoria angulosos de 2 ~ 4 mm. Se observa en ocasiones estratificación cruzada.

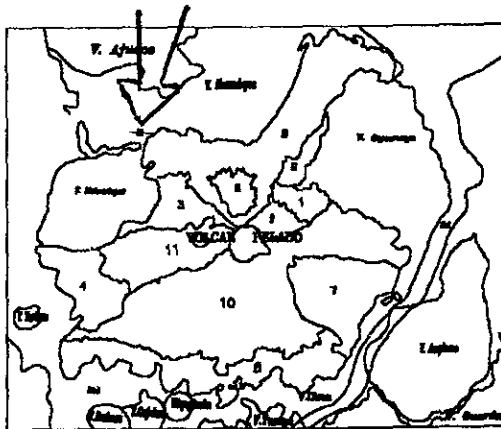
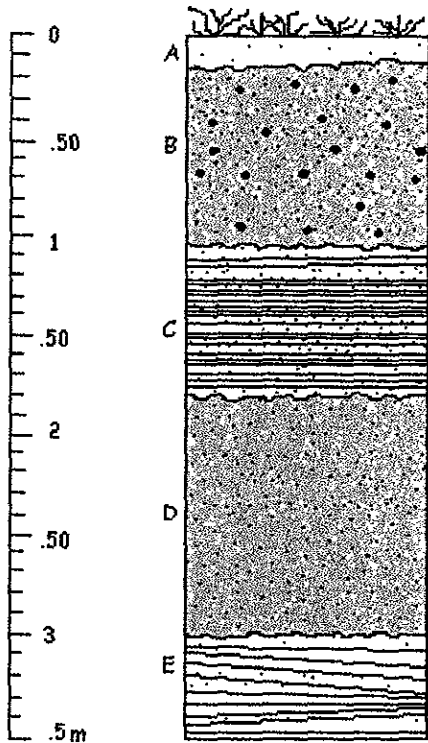


Fig. III.11 Localización de la Columna 9.

COLUMNA 10

Ubicados en el Meridiano 99°14'36" y Paralelo 19°10'48" a 3.85 km del cráter.



Horizonte A

Suelo arenoso-limoso derivado del depósito subyacente.

Horizonte B

(Flujo piroclásticos), Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz está constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de líticos de pómez y cristales (subangulosos). Los clastos son escasos de hasta 9 cm. Subangular a subredondeado de líticos arcillo-limosos otros clastos son hasta de 6 mm. subangulosos a subredondeados de pómez.

Horizonte C

(Depósito de caída). Depósito con laminación, soportado por clastos de 2 mm. Angulosos de escoria andesítica y pómez color naranja y cristales de plagioclasa, presenta estratificación gradada normal, tiene un espesor de 0.8 m.

Horizonte D

(Flujo piroclásticos). Depósito masivo soportado por matriz de ceniza, color pardo oscuro constituido de pómez y escoria andesítica, los clastos son de pómez color naranja de < 7 mm. Redondeados, su contacto inferior es erosivo.

Horizonte E

(Depósito de caída). Depósito estratificado consistente de varios horizontes laminado, de escoria, las tefras son de angulosas de 2 ~ 4 mm. Las tefras muestran gradación normal a inversa. Se observa acuífamiento en algunas partes del depósito.

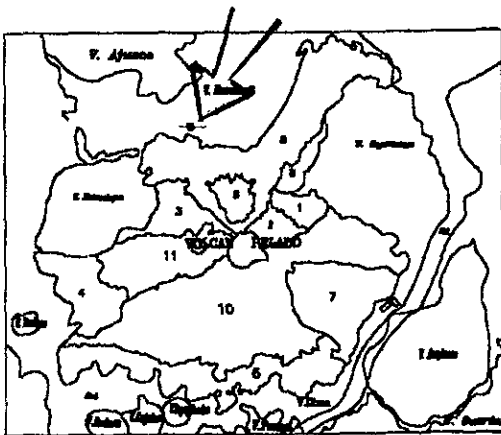
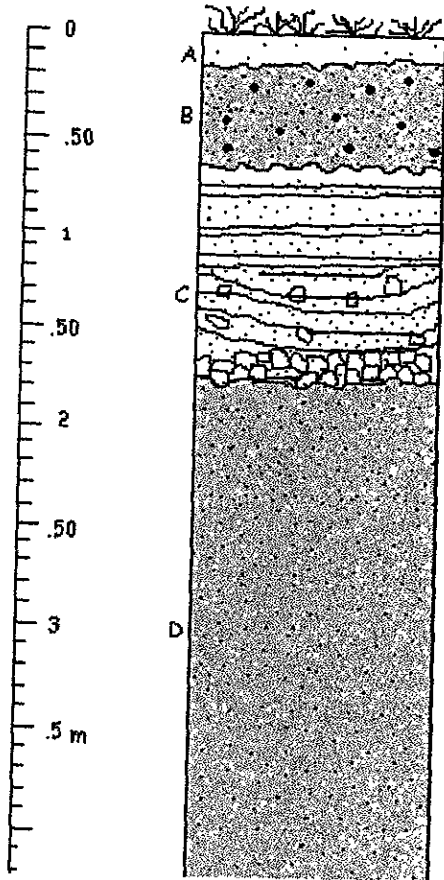


Fig. III.12 Localización de la Columna 10.

COLUMNA 11

Ubicados en el Meridiano 99°11'12" y
Paralelo 19°11'33.6" a 4.85 km del cráter.



Horizonte A
Suelo arenoso-limoso derivado del depósito adyacente.

Horizonte B
(Flujo piroclásticos), Depósito soportado por matriz, es masivo, la matriz esta constituido de cenizas color pardo oscuro redondeados a subredondeados, la ceniza está compuesta de liticos de pómez y cristales (subangulosos). Contiene carbón. Los clastos son escasos de hasta 9 cm, subredondeado.

Horizonte C
(Depósito de caída). Depósito con laminación, con estratificación gradada normal, soportado por clastos de 2 mm y en la base aumenta el tamaño de los clastos (tamaños de 5mm a 2cm) y la composición cambia, aumenta el pómez, un 80% del horizonte es pómez. Son angulosos de pómez color naranja y escoria andesítica y cristales de plagioclasa, euhedrales, .

Horizonte D
(Flujo piroclastico). Deposito masivo soportado por matriz es de cenizas y lapilli (<4 mm.). Angulosos de escoria andesítica con cristales de plagioclasa y pómez color naranja (tamaños de ceniza). Su contacto inferior no fue observado.

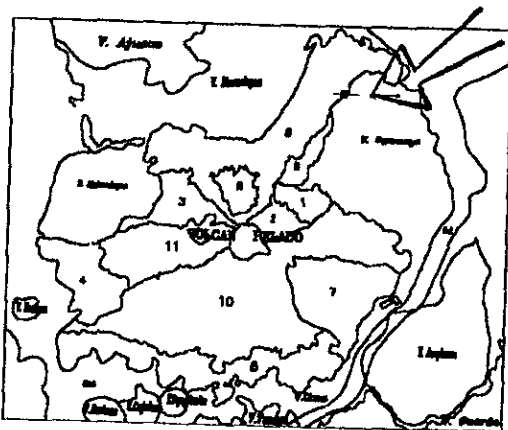


Fig. III.13 Localización de la Columna 11.