

075077

2
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA



Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche

Tesis

Para obtener el grado de
Maestro en Sismología y Física del Interior de la Tierra

Presenta

Renato Castro Govea

1999

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

270474



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.

A la familia

A los grandes amigos

Agradecimientos

En primer término, agradezco al Dr. Claus Siebe la idea de estudiar a La Malinche y la oportunidad y confianza de desarrollar este trabajo, así como sus sugerencias y revisiones múltiples durante el mismo. De la misma manera, agradezco la asesoría durante mi estancia en la Maestría de los Dres. Juan Manuel Espíndola y Hugo Delgado, así como sus críticas constructivas en el desarrollo de la tesis.

También agradezco al Jurado, integrado por los Dres. Servando de la Cruz Reyna, Jorge Gómez Aranda, Claus Siebe, José Luis Macías Vázquez y Gerardo Carrasco Núñez, que ayudó a enriquecer el trabajo con sus críticas y comentarios.

Agradezco a la Coordinación del Postgrado y al Instituto de Geofísica todo el apoyo logístico brindado durante mi estancia estudiantil. Agradezco al personal tan eficiente de la biblioteca del Instituto de Geofísica, así como al del Instituto de Geología, su siempre amable atención.

Agradezco a todos los amigos su apoyo y su amistad.

Agradezco al Conacyt la beca otorgada para mis estudios. De igual manera, agradezco el apoyo otorgado, mediante becas, al CENAPRED y a la UNAM (proyecto DGAPA IN107196) a través de proyectos a cargo de mi Asesor, el Dr. Claus Siebe. Un agradecimiento especial para Mike Abrams, del Jet Propulsion Laboratory, quien de manera incondicional se hizo cargo de varios de los fechamientos C-14 de mi tesis. A través del proyecto Conacyt 1503-T9207 (a cargo del Dr. Jean Christophe Komorowski) se realizó trabajo de campo, y con el proyecto 0264PT (a cargo del Dr. Claus Siebe) fue posible realizar los análisis geoquímicos de roca y algunos de los fechamientos C-14 de este trabajo.

Índice

Agradecimientos	ii
Relación de figuras	v
Relación de tablas	vi
Abreviaciones	vii
Resumen	viii
1. Introducción	1
<i>Antecedentes</i>	1
<i>Objetivos</i>	2
<i>Entorno geológico</i>	4
<i>Trabajos previos</i>	7
<i>Metodología</i>	9
2. Estratigrafía	12
2.1 Introducción	12
2.2 Descripción de las unidades eruptivas (secuencia estratigráfica idealizada)	16
3. Cronología	51
3.1 Fechamientos por el método del radiocarbono (¹⁴ C)	51
3.2 Historia eruptiva	58
4. Mecánica eruptiva	61
4.1 Erupciones 1, 4 y 7 (flujos piroclásticos de bloques y cenizas)	61
4.2 Erupciones 2, 5, 8 y 12 (flujos piroclásticos de cenizas).	63
4.3 Erupciones 3, 6, 9 y 10 (caídas de pómez).	65
4.4 Erupción 11 (flujo piroclástico de bloques y cenizas).	68
4.5 Erupción 13 (flujos de cenizas y pómez -7500 años A.P.-)	69
4.6 Erupción 14 (caída de cenizas -3100 años A.P.-)	70
5. Petrografía y Geoquímica	72
5.1 Petrografía	72
5.2 Geoquímica	77
Elementos mayores y elementos traza	77

Elementos de las tierras raras	83
Variaciones composicionales a través del tiempo	85
Mecanismos de diferenciación magmática	87
<i>Cristalización fraccionada</i>	88
<i>Mezcla de magmas</i>	90
<i>Modelo de diferenciación magmática</i>	92
6. Implicaciones vulcanológicas: Discusión	94
6.1 Las edades	94
6.2 La estratigrafía, la petrografía y la geoquímica	96
Comportamiento eruptivo	96
Origen de los volátiles (agua)	98
Condiciones que controlan el estilo eruptivo	100
Conclusiones	105
Bibliografía	107
Apéndice A	
Localización de las secciones estratigráficas	118
Descripción de secciones estratigráficas representativas	119
Correlación de secciones estratigráficas	123
Apéndice B	
Límites de detección para los elementos determinados por el método INAA	129

Relación de figuras

Figura 1-1.	Mapa geológico y localización del volcán La Malinche	3
Figura 1-2.	Vista del volcán La Malinche desde el noreste.	4
Figura 2-1.	Sección estratigráfica compuesta de La Malinche	14
Figura 2-2.	Secciones estratigráficas representativas de La Malinche	15
Figura 2-3.	Histograma de la unidad basal de la sección compuesta	17
Figura 2-4.	Mapa de los depósitos de flujo piroclástico más antiguos	17
Figura 2-5.	Histograma del segundo depósito de la sección compuesta	18
Figura 2-6.	Histogramas de la Pómez Huamantla y depósitos asociados	19
Figura 2-7.	Fotografía de la Pómez Huamantla	21
Figura 2-8.	Fotografía del afloramiento 14 (Los Pilares)	24
Figura 2-9.	Fotografía del afloramiento 31.	27
Figura 2-10.	Fotografía de la Pómez Zaragoza	27
Figura 2-11.	Histogramas de depósitos sobreyacentes a la Pómez Zaragoza	27
Figura 2-12.	Fotografía de la parte superior de la Pómez Zaragoza	29
Figura 2-13.	Fotografía del afloramiento 36 (Pómez Malinche I y II)	32
Figura 2-14.	Fotografía de detalle de la Pómez Malinche I	32
Figura 2-15.	Histogramas de la Pómez Malinche I	33
Figura 2-16.	Tendencia del emplazamiento de la Pómez Malinche I.	34
Figura 2-17.	Depósitos de oleada que sobreyacen a la Pómez Malinche I	34
Figura 2-18.	Histogramas de la Pómez Malinche II.	37
Figura 2-19.	Datos de espesores del miembro inferior de la Pómez Malinche II	39
Figura 2-20.	Fotografía de depósitos en la barranca Axaltzintle.	42
Figura 2-21.	Histogramas de los depósitos del afloramiento 52	44
Figura 2-22.	Depósito que muestra bandas ondulantes (afloramiento 52)	44
Figura 2-23.	Histogramas del depósito basal de la erupción más reciente	47
Figura 2-24.	Fotografía del depósito de caída de la erupción más reciente.	47
Figura 2-25.	Histograma del depósito superior de la erupción más reciente.	48
Figura 2-26.	Datos de espesores del depósito de caída más reciente.	49
Figura 2-27.	Mapa de los depósitos más jóvenes	49
Figura 5-1.	Clasificación química de las rocas de La Malinche.	79
Figura 5-2.	Diagramas de variación química de elementos mayores.	80
Figura 5-3.	Diagramas de variación química de elementos traza.	81
Figura 5-4.	Diagrama de elementos traza normalizados con el MORB	83

Figura 5-5.	Diagramas de las tierras raras normalizadas con la condrita .	84
Figura 5-6.	Variaciones de parámetros químicos a través del tiempo. .	86
Figura 5-7.	Diagramas Zr-Y y Zr-Ni.	88
Figura 6-1.	Concentraciones de elementos móviles (estratovolcanes del CVT)	99
Figura 6-2.	Estilo eruptivo según el contenido de gas-velocidad vertical .	102
Figura 6-3.	Ilustración de presiones en un sistema volcánico	102
Figura A-1.	Localización de las secciones estratigráficas	118
Figura A-2.	Descripción de las secciones estratigráficas 14 y 30/31	119
Figura A-3.	Descripción de las secciones estratigráficas 09, 08b, 36 y 39	120
Figura A-4.	Descripción de las secciones estratigráficas 52, 53, 74 y 42 .	121
Figura A-5.	Descripción de las secciones estratigráficas 118, 119 y 97 .	122
Figura A-6.	Correlación de Secc. estratigráficas (14-30-31-33-34-48) .	123
Figura A-7.	Correlación de Secc. estratigráficas (36-09-39-08b-43-85) .	124
Figura A-8.	Correlación de Secc. estratigráficas (106-108-110-112-113-115)	125
Figura A-9.	Correlación de Secc. estratigráficas (42-72-74-89-97-101) .	126
Figura A-10.	Correlación de Secc. estratigráficas (116-118-119-53-52-54).	127
Figura A-11.	Correlación de Secc. estratigráficas (49-56-57-58-120). .	128

Relación de Tablas

Tabla 2-1.	Clasificación granulométrica de piroclastos	13
Tabla 3-1.	Fecha por radiocarbono de depósitos de La Malinche.	52
Tabla 3-2.	Edades calibradas de los depósitos de La Malinche	53
Tabla 3-3.	Historia eruptiva resumida de La Malinche	59
Tabla 5-1.	Muestras analizadas de La Malinche (geoquímica y petrografía)	73
Tabla 5-2.	Análisis modales (sección delgada) de las rocas de La Malinche	74
Tabla 5-3.	Análisis químicos de roca total de las rocas de La Malinche .	78

Abreviaciones

a.C.	antes de Cristo
A.P.	antes del presente
CVT	Cinturón Volcánico Transmexicano
d.C.	después de Cristo
E	Este
Fig.	figura
Figs.	figuras
Hist.	histograma
Ma	millones de años
N	Norte
NE	Noreste
NO	Noroeste
O	Oeste
S	Sur
SE	Sureste
Secc.	sección
s.n.m.	sobre el nivel del mar
SO	Suroeste
¹⁴ C	carbono 14

Resumen

En trabajos previos se estimaba que la última erupción del volcán La Malinche había ocurrido entre 6,000 y 8,000 años A.P. En este trabajo se informa que la última erupción de La Malinche sucedió hace aproximadamente 3,100 años, y consistió en una caída de cenizas de pómez y un flujo piroclástico de cenizas. Además, se documentaron al menos otras cuatro erupciones ocurridas durante los últimos 12,000 años.

Se propone en esta tesis dividir la historia eruptiva reciente de La Malinche en cuatro etapas de actividad con base en tres unidades de caída de pómez, las cuales representan las erupciones plinianas más importantes de la historia reciente. En la primera etapa, la más antigua, sólo se documentaron dos depósitos de flujo piroclástico con una edad mayor a los 39,000 años A.P. La segunda etapa cubre el intervalo comprendido entre >39,000 y 21,500 años A.P. Esta etapa inició con una erupción pliniana que produjo un depósito de caída de pómez y al menos otro de flujo piroclástico de cenizas, los cuales no han sido fechados. En esta etapa también se produjeron, entre otras, dos erupciones de tipo peleano, de las cuales la más antigua sucedió hace 39,000 años aproximadamente. La tercera etapa abarca el período comprendido entre los 21,500 y 12,000 años A.P. En ella se originó una erupción pliniana fechada en 21,500 años A.P., durante la cual se emplazaron un depósito de caída de pómez y depósitos de flujo piroclástico de cenizas y de lahar. La cuarta y última etapa inició con una erupción pliniana que produjo caída de pómez y flujos piroclásticos de cenizas, en algún tiempo comprendido entre los 12,000 y los 9,000 años A.P. Posteriormente sucedieron algunas erupciones de flujos piroclásticos. Esta etapa finalizó con la erupción de hace 3,100 años.

La estratigrafía reciente revela una historia predominantemente explosiva, con actividad efusiva restringida a la formación de domos en la cima del volcán. El carácter explosivo ha sido influenciado principalmente por la naturaleza hidratada de los magmas. Los depósitos evidencian que la presencia de agua bajo la superficie del volcán ha sido recurrente a lo largo de su historia, para provocar erupciones freatomagmáticas. Los productos emitidos han sido dacíticos y andesíticos de la serie calcialcalina, con minerales característicos de hornblenda y biotita. Con argumentos geoquímicos y petrográficos se han propuesto la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas como los procesos evolutivos principales en la petrogénesis reciente de las rocas de La Malinche. Se ha inferido también que la mezcla de magmas ha sido un mecanismo muy importante en la generación de las erupciones. Finalmente, de acuerdo con las edades más jóvenes y con algunos ejemplos recientes de volcanes que han hecho erupción después de un período largo de inactividad, se identifica a La Malinche como un volcán potencialmente activo que actualmente se encuentra en reposo.

1. Introducción

Antecedentes

La vulcanología ha tenido un desarrollo muy intenso recientemente. El interés por esta disciplina científica ha ido en aumento, en la medida en que se ha prestado mayor importancia a la prevención de los desastres naturales. Se tienen ejemplos recientes de erupciones catastróficas, como las de los volcanes Mt. St. Helens (1980), el Chichón (1982), Nevado del Ruiz (1985) y Pinatubo (1991). En México se han efectuado estudios vulcanológicos desde fines del siglo pasado en el Volcán de Colima (Arreola, 1915) y, desde entonces, se habían desarrollado algunas teorías originales sobre el vulcanismo (Medina y Espíndola, 1994). Sin embargo, un desarrollo sostenido de la vulcanología en nuestro país inició apenas durante la década pasada.

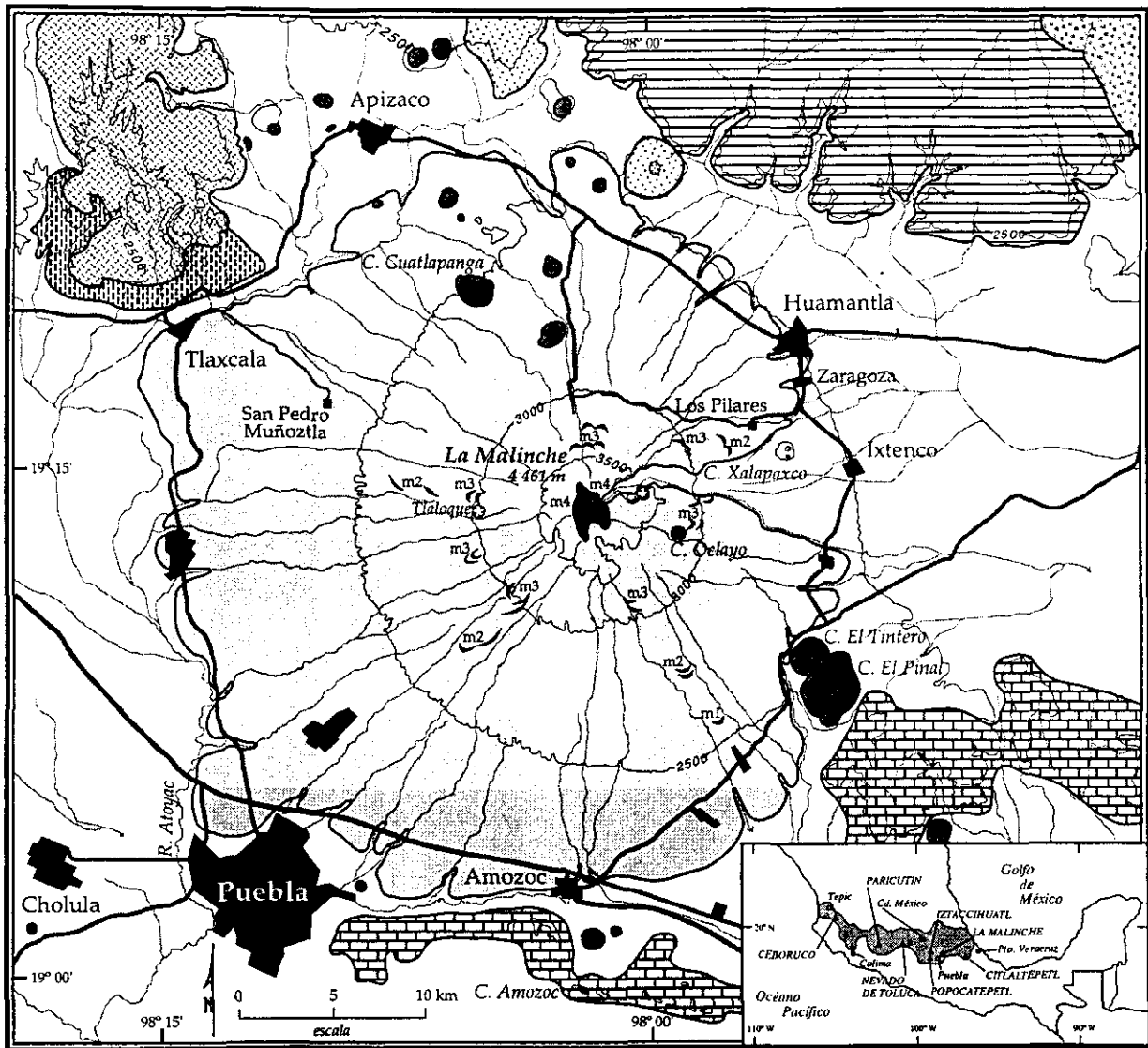
En México, existe una gran cantidad de volcanes, la mayoría concentrados en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). Medina *et al.* (1989) mencionan la existencia de 7 centros volcánicos (4 poligenéticos y 3 monogenéticos) poco conocidos con actividad histórica y holocénica, en el noroeste de México. Espíndola *et al.* (1991) enlistan otros 14 volcanes con actividad reciente, tres de los cuales son monogenéticos. A estos volcanes con actividad holocénica puede agregarse el Jocotitlán (Siebe *et al.*, 1992). De varios de estos volcanes existen diversos estudios; sin embargo, de los que tienen mayor probabilidad de volver a hacer erupción (los estratovolcanes), sólo algunos cuentan con estudios orientados a conocer su historia eruptiva: el Ceboruco (Nelson, 1986), el Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1982), el Citlaltépetl (Hoskuldsson y Robin, 1993), el Popocatepetl (Siebe *et al.*, 1997) y el Chichón (Tilling *et al.*, 1984; Macías *et al.*, 1997a). De los demás, y de otros no contemplados, como el Sangangüey y La Malinche, muy poco se conoce acerca de su historia

eruptiva, y de estos últimos, inclusive, su estado de actividad actual. La Malinche, objeto de estudio en esta tesis, es un estratovolcán de 4461 m de altitud s.n.m., ubicado en los estados de Tlaxcala y Puebla (Fig. 1-1). Los estudios publicados hasta la fecha son aún escasos para conocer su historia eruptiva, que es primordial para poder evaluar la posibilidad y los peligros de erupciones futuras (Tilling, 1993).

Ha perdurado la creencia generalizada de que La Malinche es un volcán extinto. Entre otras razones, destacan el hecho de que no se conocen erupciones históricas de La Malinche, que este volcán no tiene un cráter central ni muestra actividad fumarólica, y que sus múltiples barrancas le dan la apariencia de un edificio volcánico fuertemente erosionado (por ejemplo, la barranca Axaltzintle, Fig. 1-2). Sin embargo, los suelos desarrollados sobre los depósitos más recientes son de poco espesor, el efecto del intemperismo sobre estos mismos es mínimo, y la morfología de la *región de la cima del volcán* aparenta ser muy joven, pues las formas son muy abruptas. Las edades más jóvenes reportadas para depósitos de La Malinche fluctúan alrededor de los 8000 años A.P. (Malde, 1969; Heine, 1971), lo cual parece contrastar con las observaciones anteriores. Resulta entonces natural preguntarse si no existen depósitos asociados a erupciones más recientes. Esta inquietud fue el motivo principal del presente estudio, sobre todo en vista de que la edad de aproximadamente 8000 años A.P. para la erupción conocida más reciente de La Malinche, lleva a considerar a este volcán como potencialmente peligroso (Nelson, 1990).

Objetivos

El objetivo de la tesis consistió en investigar la historia eruptiva holocénica de La Malinche. De manera particular, se buscó identificar la edad y el origen de los productos de la última erupción. De manera general, con base en la edad más antigua (39000 años A.P.) que se pudo conocer en trabajos previos (Heine, 1971) para un depósito piroclástico de La Malinche, se extendió el intervalo de tiempo con el fin de proporcionar información relevante para la evaluación del riesgo volcánico en la región.



















<i>Leyenda</i>	<i>Simbología</i>
 Depósitos aluviales (Pleistoceno tardío-Holoceno)	 Cima
 Depósitos piroclásticos y fluviales (Pleistoceno tardío-Holoceno)	 Cráter
 Depósitos de La Malinche (Pleistoceno tardío-Holoceno)	 Domos y conos volcánicos
 Basalto (Cuaternario)	 m2 Morrenas laterales y terminales
 Depósitos lacustres (Terciario-Cuaternario)	 Poblaciones
 Andesitas no diferenciadas (Terciario (?))	 Río
 Andesita El Crestón (Mioceno tardío)	 Contorno topográfico
 Calizas (Cretácico)	 Carretera

Figura 1-1 Mapa geológico simplificado del área del volcán La Malinche y su localización en el Cinturón Volcánico Transmexicano (recuadro).

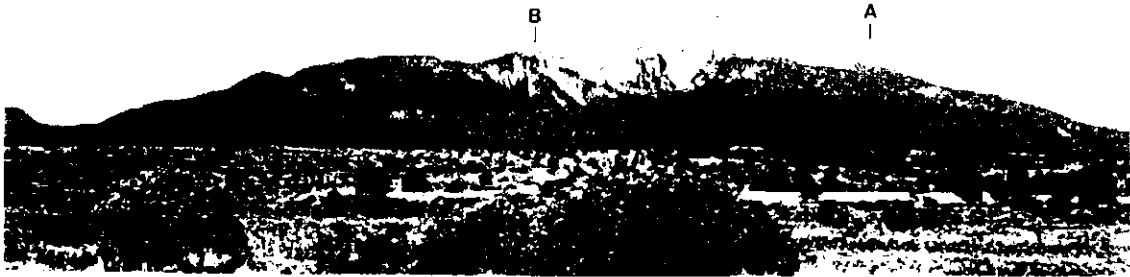


Figura 1-2 Vista del volcán La Malinche desde el noreste. La pendiente de las laderas es relativamente suave, pero en la región noreste inicia desde la cima una barranca (Axaltzintle) con pendiente muy pronunciada que tiene descarga hacia un abanico aluvial muy extenso. A la derecha del domo central se encuentra un domo más pequeño (A); y a la izquierda se encuentra un cono adventicio relativamente erosionado (B), que tiene un cráter en su cima (cráter cerrado al oriente de la cima, en la Fig. 1-1).

Entorno geológico

La Malinche se localiza en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT; Fig. 1-1). El desarrollo del CVT está relacionado tectónicamente con un ambiente de margen continental activa, en el cual la placa oceánica de Cocos subduce a la placa continental de Norteamérica (Demant, 1978; Nixon, 1982; Johnson y Harrison, 1990). Los argumentos principales que sustentan esta interpretación incluyen la composición calcialcalina (Baker, 1982) que muestran la mayoría de las rocas del CVT y la posición geográfica que éste tiene con respecto de la zona de subducción. Sin embargo, la Trinchera Oceánica Mesoamericana y el CVT no están dispuestos de manera paralela como sucede en otras regiones del Circumpacífico, sino que forman un ángulo aproximado de 15° (Thorpe, 1977). El origen de la desviación del paralelismo entre estas dos zonas todavía es motivo de controversia (Demant, 1978; Suárez y Singh, 1986; Ferrari *et al.*, 1994). Con base en geocronología y geoquímica, Ferrari *et al.* (1994) estiman que los productos del CVT tienen edades que varían entre 16 Ma (Mioceno Medio) y el Reciente. Estos productos fueron emitidos por una variedad de aparatos volcánicos: estratovolcanes, un gran número de conos monogenéticos, calderas y domos (Demant (1978). Las lavas y depósitos son muy variados en tipo y composición: predominan los depósitos piroclásticos y las lavas de composición dacítica a andesítica en el caso de los estratovolcanes, y las lavas basálticas a andesíticas en el caso de los conos monogenéticos

(Demant, 1978; 1982). También se han identificado productos félsicos (riolíticos a dacíticos) en las calderas y domos asociados (Demant, 1978; Ferriz, 1985). En menor proporción, además, se han identificado en la parte occidental del CVT productos de magmas máficos alcalinos en conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Luhr *et al.*, 1989).

Geomorfológicamente, La Malinche tiene una base circular de cerca de 28 km de diámetro (Fig. 1-1). El cono se eleva sobre las planicies circundantes que tienen una altitud promedio de 2500 m s.n.m. Al nivel de los 3900 m s.n.m., la zona de la cima comienza a perder la forma circular, para terminar en una cúspide alargada, originada por el emplazamiento de un domo dacítico/andesítico central, y otro de mucho menor tamaño y más conspicuo al norte del primero (Fig. 1-2). La cima se encuentra parcialmente destruida, probablemente debido a erosión glacial (Demant, 1978). Ahí se origina un gran abanico aluvial que se extiende hacia el NE, donde se encuentra el Cerro Xalapaxco (Fig. 1-1). Esta palabra proviene del vocablo náhuatl que significa "hoya de arena". Este cerro es un cono de tobas que contiene 10 cráteres pequeños (Abrams y Siebe, 1994). Sobre las laderas de La Malinche se encuentran tres cráteres adventicios visibles en la carta topográfica 1:50000 del INEGI: uno en la ladera occidental denominado Tlaloque o Atilán, y los otros dos en la ladera oriental, cerca de la cima (Fig. 1-1). Uno de estos últimos cuenta con un aparato volcánico parcialmente erosionado (Fig. 1-2), el cual es denominado en los trabajos del "Proyecto México" (se tratan más adelante en la sección de trabajos previos) como cráter Octlayo (el cráter cerrado de la Fig. 1-1). Este es diferente del domo denominado Cerro Oclayo (Fig. 1-1).

Estratigráficamente, no es bien conocido el basamento sobre el cual comenzó a edificarse La Malinche, pues sus depósitos cubren casi cualquier vestigio. Sin embargo, rocas sedimentarias que afloran cerca del edificio volcánico constituyen indicios probables del basamento. Hacia el SE y el S (a 25 km de la cima) afloran rocas cretácicas (von Erffa *et al.*, 1976) (Fig. 1-1). Estas son descritas como calizas arcillosas de edad turoniana que contienen lentes de pedernal de la Formación Maltrata, que afloran en el Cerro Amozoc. También afloran conglomerados, areniscas y pelitas calcáreas de la Formación Mexcala (de edad

senoniana) al Sur del Cerro Amozoc y al Este del Cerro Pinal. Estas mismas rocas fueron descritas por López Ramos (1979) como calizas calcáreas de la Formación Orizaba, pertenecientes al Cretácico Superior (Fig. 1-1). La existencia de estas rocas a profundidad, abajo de La Malinche, se interpreta por la presencia de xenolitos que incluyen fragmentos de calizas cretácicas con nódulos de pedernal entre los depósitos del C. Xalapaxco (Abrams y Siebe, 1994). En el valle del Atoyac afloran areniscas, conglomerados, esquistos y calizas de la Formación Mexcala (Hilger, 1973). Hacia el NO (en las inmediaciones y al N de la Cd. de Tlaxcala) están expuestos sedimentos lacustres constituidos, en su mayoría, por depósitos piroclásticos granulosos, limosos y arcillosos (Fig. 1-1). Estos son considerados de edad terciaria por von Erffa *et al.* (1976), mientras que Hilger (1973) los considera de edad cuaternaria. Hacia el noreste de Huamantla, afloran rocas ígneas que Carrasco-Núñez *et al.* (1997) nombran Andesita El Crestón (Fig. 1-1), y las describen como depósitos de flujos de lava andesítica del Mioceno tardío. Igualmente, en esta misma región pero con mayor área, Carrasco-Núñez *et al.* (1997) mapearon una unidad cuaternaria, no dividida, de depósitos aluviales y piroclásticos. Esta misma unidad, Erffa *et al.* (1976) la consideran constituida por depósitos lacustres que subyacen a "tobas". La estratigrafía del volcán está compuesta principalmente por depósitos piroclásticos de composición dacítica/andesítica. No se han observado depósitos de flujos de lava, aunque es probable que existan y no afloren por estar cubiertos por depósitos piroclásticos más jóvenes. La única lava observada es la del domo dacítico (capítulo 5) que conforma la cima.

Los estudios tectónicos (Mooser, 1972) existentes permiten inferir un sistema regional de fallas, que se intersectan aproximadamente abajo de la cima de La Malinche. Tales fallas son, según Mooser (1972): la Falla Malinche, de orientación NE-SO y activa hasta el Mioceno temprano; la Falla Hueyotlipan, de orientación NO-SE y activa durante el período Mioceno-Plioceno; y la Falla Tetlatlahuca, de orientación E-O y activa desde el Plioceno hasta el Cuaternario.

Los depósitos glaciales en La Malinche han sido objeto de atención especial. Heine

(1988) definió una cronología para las glaciaciones, la cual se puede resumir de la siguiente manera: un primer avance glacial ocurrió entre 36000 y >32000 años A.P. Este avance depositó tiltita que se puede observar actualmente con formas morrénicas pobremente preservadas (m1 en Fig. 1-1). Una segunda glaciación ocurrió hace 12000 años, originando depósitos de tiltita (m2 en Fig. 1-1); y una tercera glaciación ocurrió entre 10000 y 8000 años A.P. Este último avance produjo morrenas laterales y terminales (m3 en Fig. 1-1) que tienen sus formas bien preservadas. Heine (1975; 1988) considera, además, que la cuarta glaciación ocurrida en el período 3000-2000 años A.P. en los volcanes más altos de México, no produjo avance glacial en La Malinche, aunque sí existía uno, el cual dejó morrenas por arriba de los 4000 m de altura (m4 en Fig. 1-1).

El clima en La Malinche es subhúmedo y varía de templado a semifrío con la altura. La época de lluvias es en verano, con un porcentaje bajo (< 5 %) de precipitación invernal.

Trabajos previos

La mayoría de los estudios geológicos efectuados en el volcán La Malinche fueron llevados a cabo a través del "Proyecto México", de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, durante la década 1970-1980.

Weyl (1974) efectuó estudios petrológicos y geoquímicos de las rocas de La Malinche. Las clasificó con el triángulo de Streckeisen como dacitas y leuco-cuarzolatiandesitas, con minerales típicos de hornblenda y biotita. Los estudios estratigráficos y los fechamientos existentes dan una idea muy general sobre la actividad de La Malinche durante los últimos 39000 años. En la ladera noreste del volcán, cerca del pueblo Los Pilares (Fig. 1-1), fue fechado el depósito de una "nube de cenizas y gases ardientes", por el método del radiocarbono, en 38895 ± 1200 años A.P. (Heine, 1971). A este depósito sobreyacen otras dos unidades similares, además de otros depósitos piroclásticos (Heine, 1975). En posición estratigráfica superior a los tres depósitos de "nubes de cenizas" se encuentra una "toba", sobreyacida por una capa de pómez con una distribución amplia (Heine, 1988). Esta capa de

pómez se encuentra sobreyacida por otra "toba", en cuya cima se desarrolló un suelo (Heine, 1975) fechado por radiocarbono en 20735 ± 460 años A.P. (Heine, 1971). Este paleosuelo es denominado, en los trabajos del Proyecto México, como el horizonte índice fBo1. El mismo horizonte (Heine, 1971) fue fechado por Malde (1969), mediante radiocarbono, en 25000 años A.P. en la ladera oeste, donde se encuentra sobreyacido por el depósito de un flujo de cenizas de 18 m de espesor. Además del horizonte fBo1, en las secciones estratigráficas de Heine y Heide-Weise (1973), es notorio también el horizonte guía rB. Heine (1971) lo describe como una capa de pómez con fragmentos de andesita, que se encuentra en todas las laderas del volcán. Su espesor oscila entre unos pocos centímetros y algunos decímetros, con un color que varía de rojo amarillento a café amarillento. Le asigna una edad máxima de 12060 ± 165 años A.P., con el fechamiento por radiocarbono de material orgánico obtenido en una morrena, y una edad mínima de 7645 ± 80 años A.P., con el fechamiento por radiocarbono de un paleosuelo. Un paleosuelo con un espesor de 6 m, localizado en la región de la cima, fue fechado mediante radiocarbono por Malde (1969), con una edad cercana a los 8000 años A.P., y se encuentra sobreyacido sólomente por una capa de cenizas y lapilli enriquecida en cristales. Esta capa fue fechada por Steen-McIntyre (1972) con una edad de 6000 años A.P.

En la zona de la cima, Werner (1976) encontró un depósito de arenas blancas que incluyen pómez, con una distribución uniforme y casi circular. Según él, la existencia de este depósito hace suponer una erupción central en la región de la cima o en algún lugar muy cercano a la misma. Además, menciona que las investigaciones mineralógicas indican como fuente probable de emisión al cráter Octlayo (aparato volcánico de la Fig. 1-2; y cráter cerrado en la Fig. 1-1, cerca de la cima), localizado en la falda oriental del volcán. Por otro lado, la evaluación de diagramas de polen y muestras fechadas por radiocarbono de las arenas en el cráter Tlaloque (Fig. 1-1), permiten a Heine (Werner, 1976) estimar una antigüedad de 9000 años para el mismo depósito. No obstante, Werner (1976) plantea la posibilidad de que las cenizas sean aún más jóvenes. Este depósito aparentemente es el mismo descrito por Malde (1969) y fechado por Steen-McIntyre (1972). De acuerdo con los trabajos mencionados, este

depósito es producto de la erupción más reciente que se ha reconocido en La Malinche. Existen más fechamientos de depósitos de La Malinche, mismos que son dados a conocer en el capítulo 3.

Metodología

Para cumplir con los objetivos del presente estudio primeramente se investigó y consultó la información publicada al respecto. Posteriormente, fue necesario realizar trabajo geológico de campo, durante el cual se elaboraron secciones estratigráficas alrededor del volcán. Se hizo énfasis en la descripción de las estructuras, las texturas y la litología de los depósitos identificados. Así fue posible correlacionar depósitos con características físicas similares en distintas partes del volcán. Posteriormente, se realizó una interpretación genética de los depósitos, empleando los criterios para el reconocimiento de depósitos volcánicos, recomendados por Fisher y Schmincke (1984) y por Cas y Wright (1987). De esta manera, y con ayuda de las edades conocidas y las determinadas en este trabajo (capítulo 3), fue construida una estratigrafía volcánica generalizada para La Malinche.

Para investigar la edad de los depósitos se recurrió al método del radiocarbono. Para este efecto se colectó el material orgánico carbonizado que pudo ser localizado dentro de los depósitos piroclásticos. El carbón colectado se formó como resultado de la ignición de material orgánico, usualmente de árboles, al ser incorporado en los depósitos a alta temperatura resultantes de una erupción volcánica. El carbón fue deshidratado en un horno eléctrico durante 24 Hrs., a una temperatura de 60 °C para prevenir efectos de descomposición (por humedad) de material orgánico reciente, que pudiera haberse incorporado accidentalmente en el momento del muestreo. Este efecto puede causar adición de carbón reciente al carbón antiguo, y sesgar los análisis radiométricos hacia edades más jóvenes que aquellas en las cuales se originaron los depósitos. Finalmente, las muestras fueron enviadas para fechamiento, al laboratorio del Prof. Austin Long en la Universidad de Arizona, en Tucson, E.E. U.U.

Con el objeto de conocer la distribución de los depósitos originados durante las erupciones más recientes se realizó una cartografía apoyada en trabajo de campo. En el caso de los depósitos de caída, se midieron espesores con el fin de construir las isopacas correspondientes. Sin embargo, esto no se logró debido principalmente a la cantidad insuficiente de afloramientos medidos para cada depósito. También, se colectaron muestras de los depósitos para efectuar análisis granulométricos. Se tamizaron las muestras de los depósitos de los cuales se consideró conveniente conocer su distribución de tamaños, el porcentaje relativo de cenizas finas y/o los componentes modales piroclásticos. En algunos casos, junto con la textura y la estructura, ayudaron en la interpretación de la génesis y del mecanismo eruptivo (especialmente los componentes) de los depósitos. Los resultados se presentan con histogramas de frecuencias, y con los parámetros estadísticos mediana ($Md\phi$), media ($M\phi$) y desviación estándar ($\sigma\phi$), mismos que fueron calculados de acuerdo con Inman (1952). Se realizó también un análisis modal de componentes sobre la fracción 0ϕ . Como en la mayoría de las muestras predominan las cenizas, esta fracción resultó adecuada para dar idea de las proporciones de los componentes de los depósitos, y para comparar entre depósitos de una misma erupción. Además, esta fracción presentó la mayor gama de componentes en las distintas muestras estudiadas, inclusive en los depósitos de bloques y cenizas. Las muestras se observaron con un microscopio binocular; se contaron 500 granos por cada muestra y las cantidades de los distintos componentes se expresan en porcentajes de volumen.

Adicionalmente, se hicieron análisis petrográficos y geoquímicos para tener un conocimiento general de la naturaleza de los magmas involucrados en la historia reciente de La Malinche. Para este efecto, se colectaron principalmente muestras de clastos a través de la sección estratigráfica compuesta, hasta los 39000 años de acuerdo con el objetivo de la tesis. Se seleccionaron los clastos, con la menor alteración posible, representativos del magma involucrado en las erupciones (material juvenil). No se tomó en cuenta el material accesorio, más que en un depósito de bloques y cenizas (detalles en los capítulos 3 y 5), por la abundancia relativa del mismo. El depósito de bloques y cenizas de 39000 años, referido por

Heine (1971), no fue analizado debido a que los clastos exhibían un grado importante de alteración. Los análisis químicos de las rocas fueron efectuados por la compañía Activation Laboratories, en Canadá, donde se determinaron elementos mayores (por el método "ICP", capítulo 5), traza y tierras raras (por los métodos "ICP" e "INAA"; los elementos analizados por cada método se especifican en el capítulo 5, Tabla 5-3). De las mismas muestras de roca se hicieron secciones delgadas para analizarlas en el microscopio petrográfico, y de esta manera poder identificar los componentes minerales y sus características texturales. Aunque las muestras son un número muy reducido (14), los resultados químicos y petrográficos, en conjunto con los estudios petrológicos disponibles para otros volcanes de la misma provincia geológica, permitieron hacer inferencias sobre los procesos de diferenciación magmática que han operado durante la historia reciente de La Malinche.

2. Estratigrafía

2.1 Introducción

La estratigrafía volcánica de La Malinche se caracteriza por la ocurrencia de diversos tipos de depósitos piroclásticos y por la ausencia de afloramientos de flujos de lava. Aunque es posible que el emplazamiento de flujos de lava haya sucedido en tiempos más antiguos de los abarcados en este trabajo, hasta ahora sólo se ha podido observar la lava dacítica (análisis químico 9515, capítulo 5) que constituye el domo de la cima del volcán. Así mismo, puede inferirse a través de algunos de los depósitos que también se han formado domos en el pasado.

La estratigrafía definida en este trabajo está basada en observaciones de campo realizadas durante 1994, 1995 y 1996. Aunque se reconocieron una gran cantidad de depósitos piroclásticos, sólo se describen aquellos cuyas relaciones estratigráficas son conocidas. De esta manera se describen, de la base a la cima, los depósitos de las erupciones que se han podido reconocer a través de una columna estratigráfica idealizada (Fig. 2-1). Después de la descripción de cada depósito se interpreta el evento volcánico que le dio origen, conformándose así una secuencia de unidades eruptivas. Además, se menciona la edad determinada de algunos de los depósitos, con base en fechamientos por radiocarbono que se discuten en el capítulo 3.

La secuencia estratigráfica fue definida mediante la correlación de depósitos en el campo. Esta fue posible, en gran medida, por la presencia de tres unidades de pómez cuyos rasgos físicos y distribución permitieron servir de herramienta como horizontes índice. Además, fueron emplazadas en tiempos diferentes a lo largo de la historia de La Malinche, según lo revela la presencia de paleosuelos y otros depósitos entre ellas. Tales unidades son denominadas, de manera informal, en la descripción de la estratigrafía como Pómez Huamantla (la más antigua),

Tabla 2-1 Clasificación granulométrica de piroclastos, y de depósitos piroclásticos unimodales bien seleccionados. Según Schmid (1981).

tamaño de clasto (mm)	piroclasto	depósito piroclástico	
		principalmente no consolidado (tefra)	principalmente consolidado (roca piroclástica)
64 mm	bomba, bloque	aglomerado, depósito de bloques o tefra de bombas, de bloques	aglomerado, brecha piroclástica
	lapilli	capa, unidad de lapilli o tefra de lapilli	toba de lapilli
2 mm	ceniza gruesa	ceniza gruesa	toba de grano grueso
1/16 mm	ceniza fina (polvo)	ceniza fina	toba de grano fino (toba de polvo)

Pómez Malinche I (de edad intermedia) y Pómez Malinche II (la más reciente de los horizontes índice). Aunque la primera fue observada sólo en una región restringida del noreste del volcán, permitió determinar las relaciones estratigráficas de las unidades expuestas más antiguas. El nombre de Huamantla le es dado por aflorar en el municipio y en la cabecera municipal del mismo nombre. A los otros dos horizontes índice se les ha denominado con el nombre del volcán, porque son las unidades de pómez más características en las laderas del mismo (pueden reconocerse con relativa facilidad). Fueron observadas otras dos unidades de pómez, también denominadas aquí de manera informal como Pómez Zaragoza y Pómez Altamira, de las cuales sólo la primera fue útil en la correlación de manera muy localizada, y la segunda, por sus afloramientos tan escasos, incluso no aparece en la sección compuesta (no son bien conocidas sus relaciones estratigráficas). No obstante, una descripción muy breve de esta última unidad puede verse en la sección estratigráfica 36 (Apéndice A, Fig. A-3). La terminología empleada en la descripción de las unidades estratigráficas, en lo referente al tamaño de las partículas (ver Tabla 2-1), se ajusta a la propuesta para ambientes de sedimentación volcánicos por la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Igneas, de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Schmid, 1981). En lo referente a la descripción de los componentes piroclásticos, la terminología empleada es compatible con la propuesta por Fisher y Schmincke (1984). El término inglés "pyroclastic surge" es referido aquí como oleada piroclástica (Tilling, 1993).

Erupción y edades C-14		Evento volcánico	Descripción de los depósitos	
ETAPA 4	14 [3100 a A.P.]*	Flujo de cenizas	Masivo, deleznable; contiene carbón y lapilli de pómez redondeada a subredondeada.	
		Caída de cenizas	Masivo (región distante) a estratificado (región próxima). Pómez del tamaño de las cenizas y del lapilli en escasa cantidad. Bien seleccionado. Contiene carbón.	
	13 [7500 a A.P.]*	Flujo de cenizas y pómez	Masivo, soportado por matriz de cenizas. Lapilli con escasos bloques de pómez dacítica amarillenta y de clastos líticos. Contiene carbón.	
		Flujo de cenizas y pómez	Soportado por matriz de cenizas. Lapilli con escasos bloques de pómez blanca y de clastos líticos. Exhibe bandas ondulantes de cenizas.	
		Flujo de cenizas y pómez	Masivo, soportado por matriz de cenizas. Lapilli con escasos bloques de pómez blanca y de clastos líticos grises.	
		Flujo de cenizas	Masivo, soportado por matriz de cenizas, deleznable. Cenizas que contienen lapilli en escasa cantidad.	
		Caída de lapilli y cenizas	Estratificado, no soldado. Serie alternante de capas de lapilli de pómez y de cenizas.	
		Flujo de cenizas y pómez	Serie de depósitos masivos soportados por matriz de cenizas, deleznales. Lapilli con escasos bloques, de pómez blanca y de clastos líticos grises. Cada depósito es subyacido por depósitos delgados de oleada piroclástica basal (cenizas en estratificación cruzada). Dos de los depósitos contienen carbón (Heine, 1975).	
	12 [9000 a A.P.]*	Flujo de cenizas y pómez		
		Flujo de cenizas y pómez		
	ETAPA 3	11	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene carbón y lapilli de pómez redondeada a subredondeada.
			Flujo de bloques y cenizas	Monolítico, soportado por clastos. Lapilli y bloques de dacita gris vitrofírica, con escasa pómez.
		10 [<12000. >9000 a A.P.]*	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene lapilli fino lítico y de pómez débilmente vesiculada.
			Caída (Pómez Malinche II)	Estratificado. Dos miembros. El miembro inferior consiste de estratos de lapilli y cenizas de pómez andesítica gradada normalmente, selección regular a buena. El miembro superior consiste de capas de lapilli fino y cenizas de pómez débilmente vesiculada y de fragmentos líticos angulares. Bien seleccionado; muy deleznable.
9 [21500 a A.P.]*	Lahar	Serie de varios depósitos, masivos y estratificados, no soldados. Consisten de cenizas enriquecidas en lapilli de pómez blanca redondeada.		
	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene lapilli de pómez blanca subredondeada.		
	Oleada piroclástica	Estratificación cruzada. Capas de lapilli fino de pómez subangular y de cenizas.		
ETAPA 2	8	Caída (Pómez Malinche I)	Estratificado a masivo. Generalmente con gradación normal. Lapilli de pómez andesítica blanca subangular. Selección regular a buena. Contiene carbón.	
		Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene escaso lapilli fino de pómez y de fragmentos líticos.	
		Flujo de bloques y cenizas	Serie de tres depósitos masivos, no soldados, regularmente soportados por matriz. Consisten de bloques y lapilli subangular de clastos dacíticos con matriz de cenizas. Cada uno es precedido por depósitos delgados de oleada piroclástica (cenizas en estratificación cruzada).	
	7	Flujo de bloques y cenizas		
		Caída (Pómez Zaragoza)	Serie alternante de capas de lapilli de pómez dacítica blanca y de cenizas. Es sobreyacida por capas de cenizas de caída que alternan con capas de cenizas de oleada piroclástica.	
	6	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene escaso lapilli fino de pómez y de fragmentos líticos.	
		5	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado, soportado por clastos. Bloques y lapilli subangular de clastos de dacita/andesita con matriz de cenizas. Es subyacido por depósitos delgados de oleada piroclástica (cenizas en estratificación cruzada). Fechado por Heine (1975).
			Flujo de bloques y cenizas	
	4 [39000 a A.P.]*	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene lapilli fino de pómez y de fragmentos líticos.	
		3	Caída (Pómez Huamantla)	Dos miembros. El inferior consiste de lapilli y cenizas de pómez blanca, con buena selección, que exhiben gradación normal hacia la cima; en ocasiones con estratificación débil. El miembro superior consiste de capas de lapilli fino y cenizas de pómez débilmente vesiculada y de fragmentos líticos angulares; muy deleznable.
Oleada piroclástica			Masivo a estratificado, no soldado. Consiste de cenizas grises bien seleccionadas.	
ETAPA 1	2	Flujo de cenizas	Masivo, no soldado; contiene lapilli fino de pómez y de fragmentos líticos.	
		1	Flujo de bloques y cenizas	Masivo, no soldado, soportado por clastos. Bloques y lapilli, subangulares, de clastos de dacita/andesita con matriz de cenizas. Contiene escasos bloques de pómez.

Figura 2-1 Sección estratigráfica compuesta de La Malinche, que representa las unidades eruptivas cuyas relaciones estratigráficas son conocidas. En el lado izquierdo de la columna, el número arábigo corresponde a una erupción particular, y sus depósitos son descritos con mayor detalle en el texto de la tesis.

(* Edades aproximadas basadas en fechamientos de radiocarbono, mismos que se discuten en el capítulo 3).

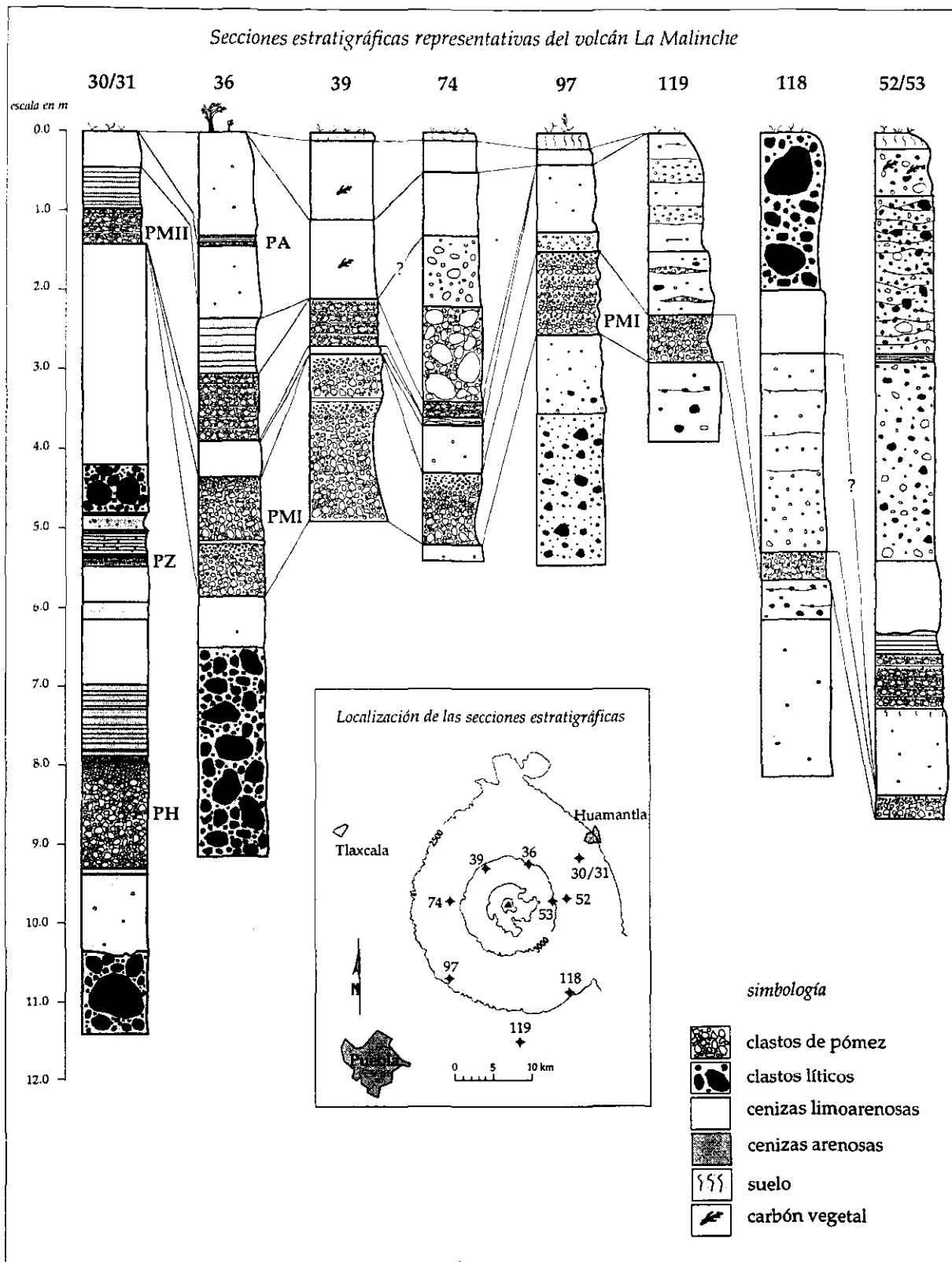


Figura 2-2 Secciones estratigráficas representativas seleccionadas del Apéndice A (en éste pueden verse las descripciones de estas secciones). Se muestran los horizontes índice Pómez Huamantla (PH), Pómez Malinche I (PMI) y Pómez Malinche II (PMII). También se muestran las otras unidades de pómez observadas (PZ: Pómez Zaragoza, y PA: Pómez Altamira).

2.2 Descripción de las unidades eruptivas (secuencia estratigráfica idealizada)

En la descripción de los depósitos, se hace referencia a las laderas donde aquellos fueron observados (ladera N –norte–, ladera SO –suroeste–, por ejemplo). La Fig. 2-2 muestra de manera esquemática la estratigrafía, por sectores, mediante secciones estratigráficas representativas seleccionadas del Apéndice A. La localización de todas las secciones estratigráficas referidas puede verse en el Apéndice A (Fig. A-1).

Con la descripción e interpretación de los depósitos, y el hallazgo de paleosuelos y de superficies de erosión se han reconocido al menos 14 erupciones de La Malinche, en una secuencia en la cual las relaciones estratigráficas de sus depósitos son conocidas. La Fig. 2-1 muestra una sección estratigráfica compuesta que representa, de manera idealizada, los depósitos de las 14 erupciones reconocidas. Se han reconocido además otras erupciones, para cuyos depósitos no fue posible determinar sus relaciones estratigráficas con la secuencia idealizada. En los párrafos siguientes se describen las unidades eruptivas de las erupciones reconocidas, desde la más antigua hasta la más reciente. El número asignado a cada erupción, de ninguna manera debe verse como una denominación, sino que indica sólo un orden progresivo para describir los depósitos de acuerdo con la sección estratigráfica compuesta de la Fig. 2-1.

Erupción 1

El evento más antiguo hasta ahora documentado está representado por un depósito masivo, no consolidado, soportado por clastos subredondeados a angulares que no muestran algún tipo de arreglo; contiene matriz abundante de cenizas de un color rosa-grisáceo. Los clastos son en su mayoría líticos de composición andesítica/dacítica, con un diámetro que abarca un intervalo amplio de tamaños, desde lapilli hasta bloques de cerca de 1 m. Al igual que en casi todos los depósitos de La Malinche, son de colores gris y rojizo. El contenido de pómez es muy escaso en tamaños mayores al lapilli, y es blanca y muy vesiculada, pero en las cenizas es relativamente abundante (Fig. 2-3). De cinco bloques líticos observados con diámetros

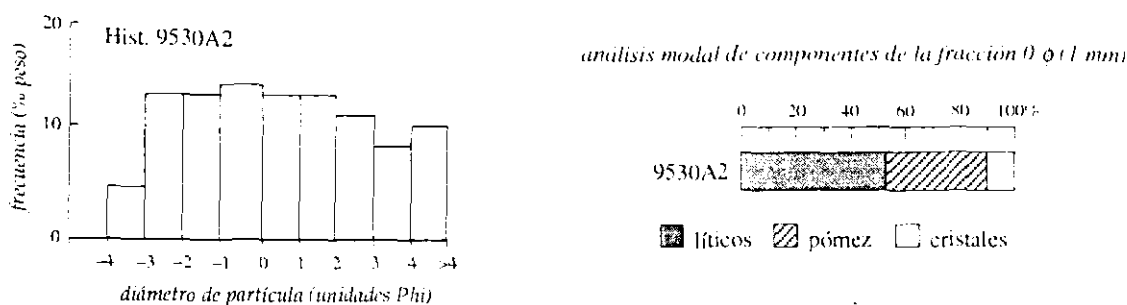


Figura 2-3 Histograma de la matriz de la unidad basal (depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas) de la sección compuesta (la muestra corresponde a la sección 30 –Apéndice A, Fig. A-1–). Se observa una cantidad relativamente alta de cenizas finas ($>4\phi$) y una cantidad importante de material juvenil en la fracción 0ϕ .

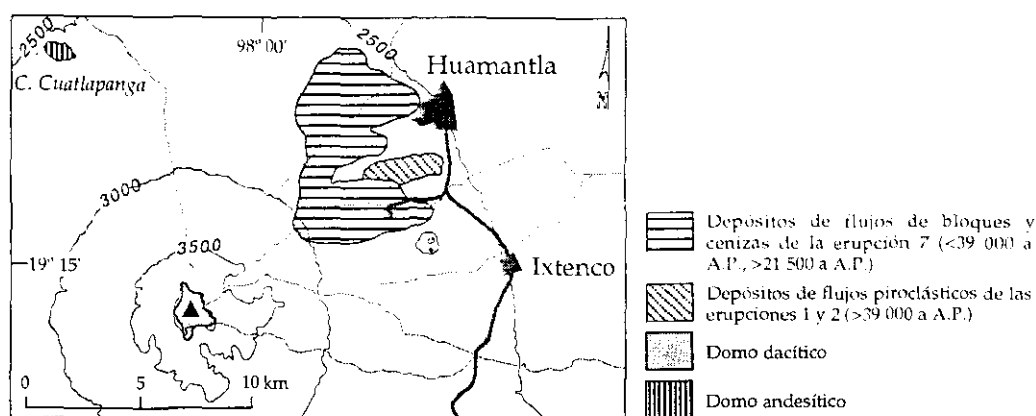


Figura 2-4 Mapa de los depósitos de flujos piroclásticos más antiguos (erupciones 1 y 2). La coincidencia de su mapeo se debe al área limitada donde afloran.

superiores a un metro, dos presentan lados planos que contienen estrías. El contacto inferior no fue observado y el contacto superior muestra una superficie de erosión subhorizontal muy marcada. El espesor máximo es de 1.42 m, sin haberse observado la base del depósito. La distribución observada de este depósito coincide con la del depósito que le sobreyace (la coincidencia y la distribución misma de ambos depósitos es debida a la restricción de los afloramientos); puede verse en la Fig. 2-4.

El depósito descrito abarca un área mínima de 2.5 km², con un volumen mínimo de 3.5 X 10⁻³ km³ (considerando un espesor promedio de 1.40 m). Se ha identificado como una unidad de flujo piroclástico de bloques y cenizas, producto del colapso lateral de un domo. El hallazgo

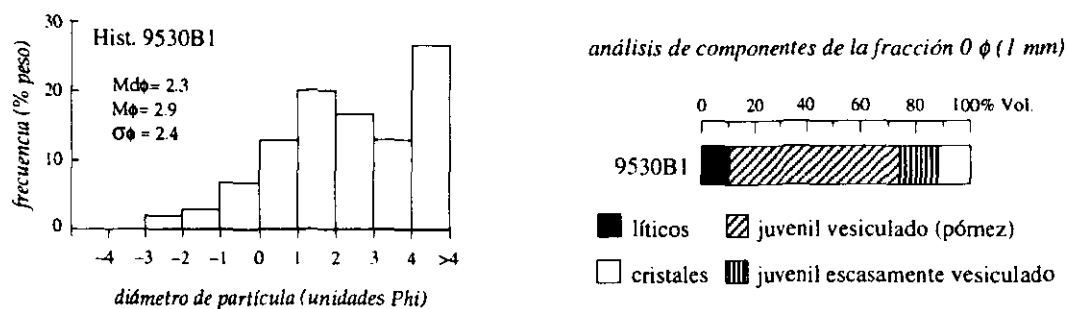


Figura 2-5 Histograma del depósito originado por la erupción 2 de la sección compuesta (Fig. 2-1). La muestra corresponde al segundo depósito (de la base hacia arriba) de la sección 30 (Apéndice A, Fig. A-1). Se observa una cantidad abundante de cenizas finas (fracción $>4\phi$).

de bloques con estrías también podría apuntar hacia un depósito de glaciar. Sin embargo, es más probable la primera interpretación, con bloques accidentales de una morrena antigua, inferida así por la abundancia relativa de material juvenil vesiculado (pómez) en la fracción de cenizas del depósito.

Erupción 2

Sobreyace discordantemente a la unidad anterior un depósito masivo y homogéneo de cenizas limoarenosas color café, semiendurecido y enriquecido en lapilli fino de pómez subredondeada y de clastos líticos subangulares a angulares. La cima exhibe un paleosuelo de formación incipiente y contiene partículas diminutas de carbón. El espesor promedio del depósito es de 1.30 m y varía muy poco entre cada afloramiento. El histograma de la Fig. 2-5 muestra una distribución unimodal de tamaños en la fracción gruesa (valores $<4\phi$), pero hay una cantidad abundante de cenizas finas, lo cual incrementa el coeficiente de selección ($\sigma\phi$). Así mismo se puede observar que el mayor componente de la fracción 0ϕ es material juvenil. La distribución observada del depósito puede verse en la Fig. 2-4. Este depósito es interpretado como una unidad de flujo piroclástico de cenizas; cubre un área mínima de 2.5 km² y un volumen mínimo de 3.25×10^{-3} km³. El paleosuelo incipiente desarrollado en la cima indica un período de reposo antes de la siguiente erupción.

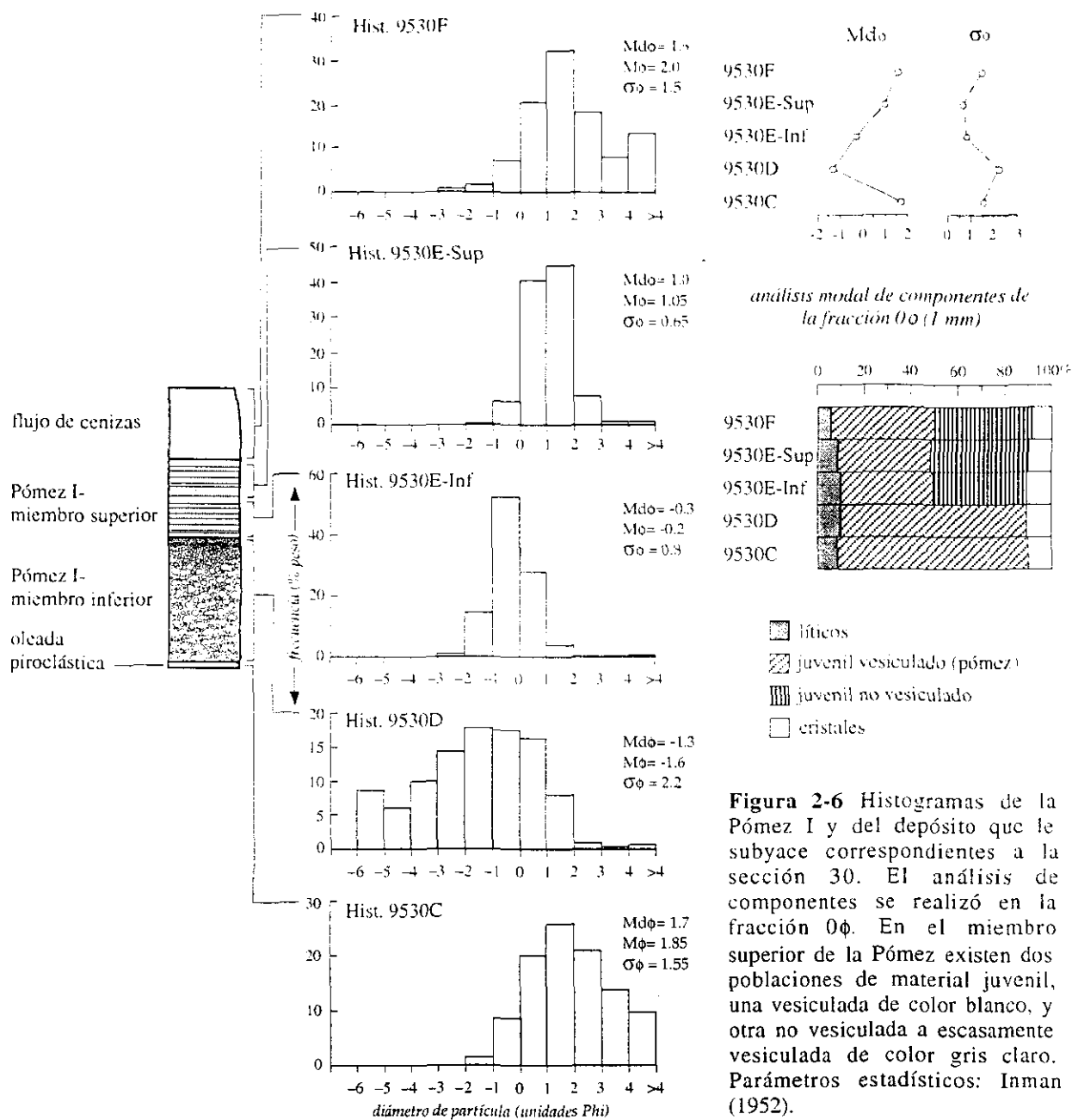


Figura 2-6 Histogramas de la Pómez I y del depósito que le subyace correspondientes a la sección 30. El análisis de componentes se realizó en la fracción 0φ. En el miembro superior de la Pómez existen dos poblaciones de material juvenil, una vesiculada de color blanco, y otra no vesiculada a escasamente vesiculada de color gris claro. Parámetros estadísticos: Inman (1952).

Erupción 3

Sobre la última unidad yace discordantemente un depósito de cenizas grises, de pocos centímetros de espesor (10 cm en promedio), masivo, o débilmente estratificado (tres estratos poco definidos) en las partes más distantes. Las cenizas son deleznales y contienen poco lapilli fino subredondeado a subangular de clastos líticos y de pómez. El depósito está bien seleccionado y el componente mayor es pómez (Fig. 2-6). Ocasionalmente muestra lentes muy

pequeños de cenizas gruesas de pómez, así como una lámina de cenizas de pómez en la cima. El contacto inferior es erosivo, y la parte basal del depósito contiene porciones pequeñas y alargadas de las cenizas con partículas de carbón subyacentes. La cima del depósito no exhibe formación de suelo ni perturbación alguna (como superficies de erosión), por lo cual se ha considerado que fue originado en la misma erupción que la unidad que le sobreyace. El depósito se ha interpretado como una unidad de oleada piroclástica. Además, parece mostrar las facies estructurales *masivas* y *planas* descritas en el modelo de oleada piroclástica de Wohletz y Sheridan (1979). La facies de *ondas arenosas* ("sandwave") no se observó, probablemente porque no están expuestas las partes próximas a la fuente de emisión.

Esta unidad de cenizas grises se encuentra siempre sobreyacida, concordantemente, por una unidad potente de pómez que en esta tesis se ha propuesto denominar informalmente Pómez Huamantla, debido a que aflora en el municipio del mismo nombre. La localidad donde se le puede observar con las características con las cuales se describe en este párrafo corresponde a la sección 30 (Apéndice A, Fig. A-1). Igualmente, aflora en la ribera sur del río que cruza Huamantla (sección 48, Apéndice A). Esta pómez se observó únicamente en la parte NE del volcán. Se trata de la unidad de pómez más antigua y con mayor espesor. Está constituida por dos miembros, inferior y superior (Fig. 2-7). El miembro inferior es deleznable, débilmente estratificado (en algunos lugares no muestra estratificación alguna) y con frecuencia presenta algunas partículas de tamaño de lapilli fino con la superficie oxidada. Está constituido por lapilli y cenizas de pómez blanca de composición félsica (observada megascópicamente), regularmente vesiculada, subangular a subredondeada, enriquecida en clastos líticos de roca ígnea intermedia, subangulares a angulares, de colores gris y rojizo, que varían en tamaño desde lapilli hasta cenizas. Exhibe gradación normal hacia la cima, donde la unidad termina en una capa de menos de 4 cm de espesor con gradación simétrica, que varía de inversa en la base, a normal en la cima, y con tamaño de partículas desde lapilli fino hasta cenizas. La pómez contiene fenocristales de biotita visibles a simple vista. Un histograma de este depósito puede verse en la Fig. 2-6; se puede observar que el depósito está regularmente seleccionado y que las

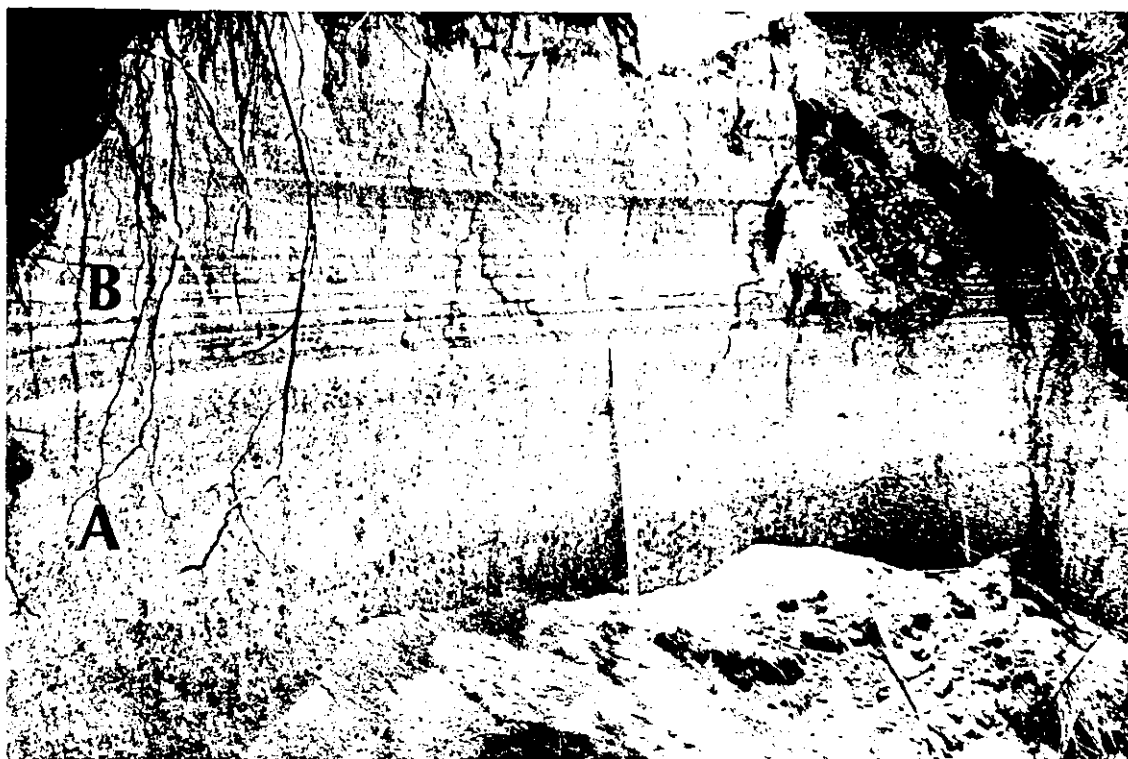


Figura 2-7 Fotografía de la unidad de caída Pómez Huamantla. Se observa la apariencia pseudoestratificada del miembro inferior (A), y el miembro superior de cenizas finamente estratificadas (B). Algunas capas de esta última son de color muy claro debido al enriquecimiento de pómez. La regla (de escala) mide 1 m. El sitio corresponde al afloramiento 30 (Fig. 2-2 y Apéndice A –Fig. A-1–), ubicado a 1 km al NE de la cima del volcán.

abundancias de los componentes son similares al del depósito precedente. El espesor de este miembro de la unidad de pómez en Huamantla, situada 14 km al NE de la cima del volcán (Fig. 1-1), es de 1.77 m, y el máximo observado fue de 2.10 m, 10 km al noreste de la cima. El contacto inferior de la unidad es concordante y el contacto superior es también concordante con el miembro superior.

El miembro superior de la Pómez Huamantla corresponde a una unidad finamente estratificada (Fig. 2-7) y muy deleznable de cenizas grises con lapilli fino subangular a angular. Las partículas exhiben muy poco o nada de vesiculación, aunque se distingue también lapilli fino de pómez similar a la del miembro inferior, a veces concentrado preferentemente en algunos de los estratos (de color más claro en la Fig. 2-7). Los histogramas 9530E-Inf y 9530E-Sup (Fig. 2-6) muestran que este miembro está mejor seleccionado que el miembro inferior, el tamaño de

fragmentos es más pequeño y el análisis de componentes de la fracción 00 exhibe dos poblaciones de material juvenil: una vesiculada (pómez) y otra no vesiculada a vesiculada de manera muy escasa). En el microscopio binocular se observa que el material juvenil varía en color de acuerdo con el grado de vesiculación, desde blanco para la pómez hasta el gris claro para el material menos vesiculado. Este último pudo distinguirse de los fragmentos líticos accesorios por la ausencia de alteración (en el material juvenil), y por el color gris más oscuro, además de una alteración generalizada a color café rojizo, de los líticos. Sin embargo, las abundancias de los componentes (líticos, juveniles y cristales) respecto del miembro inferior y de la unidad de oleada piroclástica que le precede siguen siendo similares. Los estratos son continuos y paralelos por largas distancias y no hay perturbaciones o suelos entre ellos. Hacia la cima los estratos son más gruesos y es apreciable una débil gradación normal en las cenizas. Esta unidad de cenizas, en el afloramiento de Huamantla (Secc. 48, Apéndice A –Fig. A-1–), tiene un espesor mínimo (pues la parte superior está erosionada) de 0.71 m, y el máximo observado fue de 1.80 m, 10 km al noreste de la cima del volcán. Normalmente la cima se encuentra erosionada en gran medida, debido a que el depósito es muy deleznable.

Las características de la Pómez Huamantla corresponden a un depósito de caída de piroclastos a partir de una columna eruptiva de tipo pliniano. Ambos miembros fueron originados durante la misma erupción, pues entre ellos no hay rasgos que indiquen un lapso de tiempo, como la formación de suelo o indicios de procesos erosivos. Las diferencias en la estructura y la textura entre los dos miembros, pueden ser atribuidas a diferencias en el mecanismo magmático que les dio su origen, lo cual se trata en el capítulo 4. La distribución se desconoce por falta de afloramientos alrededor del volcán, lo cual puede explicarse por la cobertura amplia de depósitos más jóvenes y la insuficiente profundización erosiva en la mayoría de las barrancas.

Sobre el miembro superior de la Pómez Huamantla yace, con un contacto gradual y erosivo, un depósito constituido por cenizas limo-arenosas masivas de color beige, que contienen lapilli fino lítico y de pómez. El depósito es débilmente endurecido, pero no soldado;

el espesor máximo observado fue de 1.05 m y casi no varía de un sitio a otro. El depósito está bien seleccionado (aunque menos que el miembro de la Pómez Huamantla subyacente), muestra mayor cantidad de cenizas finas que los miembros de la Pómez Huamantla, pero las abundancias relativas de los componentes (líticos, juveniles y cristales) se conservan de manera aproximada (Fig. 2-6). Este depósito se interpreta como una unidad de flujo piroclástico de cenizas, formado por el colapso de la columna eruptiva que dio origen a la Pómez Huamantla.

Erupción 4

La unidad que sigue en el registro estratigráfico (Fig. 2-1) fue observada en una barranca amplia localizada en el lado sur del pueblo Los Pilares. Sobre un suelo bien desarrollado en la parte superior de un depósito de flujo de cenizas (sección 14, Apéndice A –Fig. A-2–) yace discordantemente un depósito delgado de cenizas, compuesto por dos capas que expresan el mismo relieve topográfico que la superficie subyacente. El contacto inferior, aunque es muy marcado, no es erosivo. La capa inferior es de color gris, tiene un espesor de 3 cm y está constituido por láminas continuas de cenizas limoarenosas deleznable. La capa superior es masiva, de color rosa, tiene 3 cm de espesor y está constituida por cenizas limosas.

La última capa es sobreyacida discordantemente por un depósito delgado, de espesor muy variable (0-7 cm) en distancias cortas (en menos de 2 m). Está constituido por láminas de cenizas arenosas enriquecidas en lapilli fino subangular, con intercalaciones de láminas de cenizas limo-arenosas, y muestra una estratificación cruzada bien definida. A su vez, este depósito es sobreyacido de manera discordante por una unidad mayormente masiva y muy pobremente seleccionada de bloques y cenizas, color rosa a grisáceo, regularmente soportada por matriz de cenizas (Fig. 2-8, unidad A). Los bloques son tan abundantes que en algunas partes la unidad aparenta estar soportada por clastos. Estos son de composición dacítica/andesítica, de colores gris y rojizo, y varían en forma desde angular hasta subredondeada. La mayoría tiene un diámetro en el intervalo de 10 a 30 cm, pero el tamaño máximo observado es de 3.70 m. Además, los primeros 10 a 15 cm de la parte basal de la



Figura 2-8 Fotografía del afloramiento 14, localizado en el sur del pueblo Los Pilares (Apéndice A, Fig. A-1). Se observa en la parte inferior una unidad de flujo piroclástico de bloques y cenizas (A), la cual es sobreyacida por un depósito de flujo de cenizas (B), y éste a su vez, por la Pómez Zaragoza (C). Sobre ésta yacen otras dos unidades de flujo de bloques y cenizas (D y E), en las cuales se observan bloques alineados cerca de la base (mostrados con flechas). Se muestra también la posición estratigráfica de la Pómez Malinche II (F). Una descripción de la sección estratigráfica completa puede verse en el Apéndice A (Fig. A-2).

unidad se caracterizan por la ausencia de bloques, y están constituidos únicamente por cenizas y lapilli fino que exhiben gradación inversa. Justo encima de esta parte basal se observa una concentración de bloques alineados a lo largo de la unidad, de los cuales, los que son alargados están imbricados en una posición cercana a la horizontal. Los bloques de mayor diámetro se encuentran hacia la cima. El espesor máximo del depósito es de 2.90 m y no varía mucho a lo largo de la barranca. Su distribución no es bien conocida, pues sólo se observó en la barranca del pueblo Los Pilares. Heine (1971; 1975) encontró carbón dentro de este depósito y lo fechó en una edad cercana a los 39000 años A.P. (Fig. 2-1). Durante el trabajo de campo realizado como parte del presente trabajo no se encontró carbón.

La primer unidad es interpretada como el resultado de una caída de cenizas, aunque existe

la posibilidad de haber sido emplazada por un evento de oleada piroclástica. En este caso, la ausencia de un contacto inferior erosivo y de estructuras en estratificación cruzada puede ser explicada por el emplazamiento en regiones distantes, donde la nube de oleada perdió ya gran parte de su energía. La segunda unidad descrita fue emplazada por oleadas piroclásticas (*ground surge*) producidas por el frente turbulento (Sparks y Walker, 1973) del flujo piroclástico de bloques y cenizas que depositó la tercer unidad descrita. La descripción de las dos últimas unidades coincide con el modelo de la ignimbrita estándar de Sparks *et al.* (1973). La primer unidad constituye la capa 1 (*ground surge*) y la segunda unidad muestra las capas 2a, en la parte basal (cenizas en gradación inversa), y 2b (bloques y cenizas, que son la parte más voluminosa del depósito). La tercer capa (capa 3) del modelo está ausente, probablemente por el efecto erosivo producido por el evento posterior. La descripción de la segunda unidad también se ajusta al modelo de Cas y Wrieth (1987), con los bloques líticos mayores hacia la cima.

Erupción 5

Sobre la unidad anterior se encuentra, de manera discordante, un depósito masivo y homogéneo de cenizas limoarenosas color beige (Fig. 2-8, unidad B), semiendurecido, que contiene escasamente lapilli fino de pómez subredondeada y de clastos líticos subangulares a angulares. La cima exhibe un paleosuelo débilmente desarrollado. El espesor máximo es de 0.60 m y su distribución se desconoce.

Este depósito se interpreta como una unidad de flujo piroclástico de cenizas. El paleosuelo desarrollado en la cima indica un período de reposo antes de la siguiente erupción.

Erupción 6

La estratigrafía compuesta continúa con una secuencia de depósitos que sobreyace a la unidad anterior en la barranca que limita el lado sur de Los Pilares (Fig. 2-8), y que sobreyace a la unidad de flujo de cenizas originado durante la erupción de la Pómez Huamantla, en el afloramiento 31 (Fig. 2-9). La secuencia inicia con una unidad en la que alternan estratos

delgados y continuos de lapilli fino de pómez dacítica (análisis químico 9529D, capítulo 5), soportados por clastos, con estratos delgados de cenizas (Fig. 2-10). La pómez es vesiculada, de color blanco a amarillo pálido y contiene fenocristales de biotita y de hornblenda visibles a simple vista. Se observó un máximo de 5 estratos de pómez, cuyos espesores varían desde 1 cm hasta 10 cm, y un máximo de 4 estratos de cenizas cuyos espesores no pasan de los 2 cm. Esta unidad ha sido denominada en este estudio, de manera informal, Pómez Zaragoza, ya que el afloramiento (31) donde se le observa con las características aquí descritas se encuentra cerca del pueblo del mismo nombre (Fig. 1-1). La Pómez Zaragoza también incluye al depósito siguiente, el cual puede considerarse como un miembro superior. Este miembro superior cubre al depósito anteriormente descrito (miembro inferior de la Pómez Zaragoza) de manera concordante y tiene un espesor máximo de 6 cm. Constituye una capa formada por láminas continuas y alternantes de cenizas finas y gruesas, no consolidadas, de color rosa pálido. Esta capa es muy característica por su laminación, su continuidad y su color (Fig. 2-10, capa C). En la Fig. 2-11 se encuentra un histograma de esta capa (Hist. 9531F) para mostrar la cantidad de cenizas finas y, en general, su granulometría. Cada lámina en particular parece estar bien seleccionada; sin embargo, el coeficiente de selección ($\sigma\phi$) del histograma indica una pobre selección porque el muestreo se hizo de toda la capa. Así que la clase de cenizas finas ($>4\phi$) representa más bien las láminas de cenizas finas. Se puede observar también que el mayor componente en la fracción 0ϕ es material juvenil. A la Pómez Zaragoza sobreyace, discordantemente, otra unidad estratificada de cenizas gruesas color gris, angulares a subangulares, muy deleznales, con un espesor máximo de 35 cm (Fig. 2-10, unidad D). Los estratos de esta unidad están poco definidos y son ondulantes; algunos de ellos son discontinuos, observándose como lentes sólamente. Sobre esta unidad yace de manera discordante un depósito con estratificación delgada, constituido por cenizas finas en capas discontinuas que alternan en colores gris y rosa. Además, contiene lentes delgados, aislados, de cenizas gruesas subangulares constituidas principalmente por pómez y cristales. A esta unidad sobreyace discordantemente un depósito gris, masivo y deleznable de cenizas gruesas ricas en lapilli fino de fragmentos líticos angulares a subangulares,



Figura 2-9 Fotografía del afloramiento 31 (Apéndice D). A: depósito de flujo de cenizas; B: Pómez Zaragoza; C: unidad de flujo de bloques y cenizas; D: depósito de flujo de cenizas; E: Pómez Malinche II; F: depósito de flujo de cenizas. En el Apéndice A (Fig. A-2) se describe la sección estratigráfica. La regla (de escala) mide 1 m.

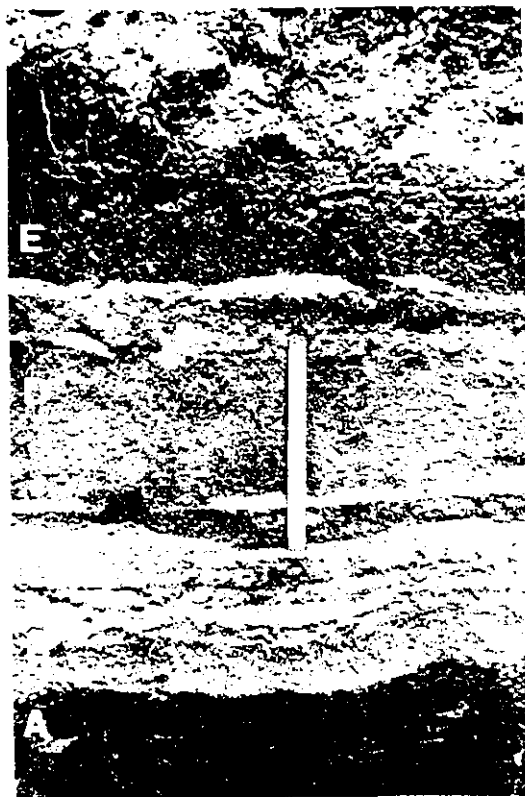
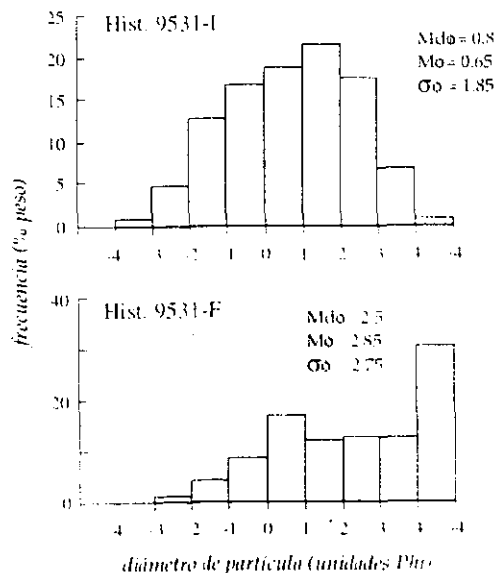


Figura 2-10 Detalle de la Pómez Zaragoza, en el mismo sitio de la Fig. 2-9. A: unidad inferior de la Fig. 2-7; B: secuencia alternante de lapilli de pómez y de cenizas (Pómez Zaragoza); C: cenizas laminadas; D: cenizas y lapilli fino con estratificación débil; E: cenizas masivas con lapilli fino. Descripción más detallada en el texto y en la Fig. A-2 (Apéndice A). La escala mide 30 cm.



análisis modal de componentes de la fracción 0 φ (1 mm)

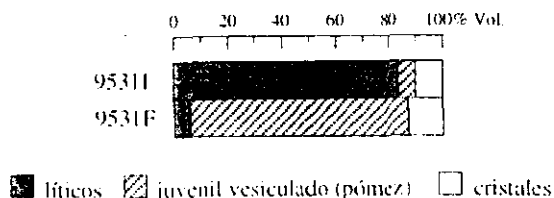


Figura 2-11 Histogramas de los depósitos C (9531-F) y E (9531-I) de la Fig. 2-10. Sobreyacen a la Pómez Zaragoza en la sección 31. La mayor parte de los componentes de la capa E de la Fig. 2-10 son fragmentos líticos (fracción 0 φ). No se muestran histogramas de la Pómez Zaragoza porque no fue posible separar en el muestreo las capas de cenizas de las de pómez.

con un espesor máximo de 30 cm. El histograma 9531-I (Fig. 2-11), correspondiente a esta unidad (capa E de la Fig. 2-10), muestra una buena selección y, a diferencia del histograma 9531F (capa C de la Fig. 2-10), el componente mayor es material lítico. Sólo una cantidad menor (9% aproximadamente) de éste se encuentra alterado a un color rojizo, el resto tiene una apariencia sana. La secuencia finaliza con una unidad cuyo contacto inferior es discordante y está constituida por tres capas masivas de cenizas limosas, con espesor muy variable en distancias cortas (en menos de 1 m), pero el máximo total observado es de 2 cm. Además, la capa se extiende de manera ondulante.

La Pómez Zaragoza tiene las características de los depósitos de caída y las unidades subsecuentes son producto de oleadas piroclásticas. Los depósitos superiores de esta secuencia eruptiva no exhiben formación de suelo o superficie de erosión previa al emplazamiento de las unidades siguientes. Esto puede significar que transcurrió un período muy corto de reposo, si acaso lo hubo, antes de la siguiente erupción.

Erupción 7

Una serie de al menos 3 unidades (sección 33, Apéndice A) compuestas por bloques y cenizas, con un espesor promedio de cada una que varía entre 2 y 3 m, sobreyace a la secuencia descrita anteriormente. La Figura 2-8 (unidades D y E) muestra sólo las dos unidades inferiores, mientras que la Figura 2-9 (unidad C) muestra sólo la unidad inferior. Esta, en todas las localidades que se logra observar es de color rosa, mientras que las dos unidades superiores son de color gris, en ocasiones con un matiz rosáceo. Estas unidades son predominantemente masivas, de color gris y rosáceo, muy deleznales, muy pobremente seleccionadas y soportadas por matriz de cenizas y lapilli. En algunos lugares el soporte es por clastos (regularmente en los espesores menores). Los clastos son de dacita/andesita, subredondeados a angulares, en colores gris y rojizo, con diámetro que varía desde lapilli hasta bloques mayores a 2 m. Muchos de los clastos que son alargados están imbricados subhorizontalmente (Figs. 2-8 y 2-12). Los bloques mayores no son tan frecuentes y generalmente se encuentran hacia la cima de la unidad; el



Figura 2-12 Fotografía de la parte superior de la Pómez Zaragoza (A) y de la parte inferior de la unidad de flujo de bloques y cenizas (B) que le sobreyace. La localidad corresponde al afloramiento 14 (Fig. 2-6). La parte basal de la unidad de flujo consiste únicamente de cenizas y lapilli. Sobre ésta, los clastos alargados pueden observarse imbricados en posición subhorizontal. Escala: caja de cartón de 5 cm de largo (su base coincide con el contacto entre las dos unidades).

diámetro promedio de los bloques oscila entre los 10 y los 30 cm. De acuerdo a los análisis químicos efectuados a estas rocas (capítulo 5: muestras de roca 9405A, rojiza y 9405C, gris), tanto los clastos rojizos como los grises son dacitas pobres en sílice. Regularmente pueden observarse en cada unidad partes que muestran concentración de bloques alineados cerca de la base (Fig. 2-8). La base de la unidad se caracteriza por la ausencia de bloques y está constituida únicamente por cenizas y lapilli fino en gradación inversa, con un espesor entre 10 y 15 cm

(Fig. 2-12). Durante el trabajo de campo no se encontró carbón dentro de los depósitos. Sin embargo, el hallazgo de bloques que exhiben estructuras prismáticas de unión radial es indicativo de emplazamiento a alta temperatura.

Cada una de estas unidades de bloques y cenizas es subyacida usualmente por un depósito delgado que exhibe estratificación cruzada, constituido por capas lenticulares alternantes de cenizas y cenizas enriquecidas en lapilli fino subangular a angular. El espesor de estos depósitos delgados varía desde menos de 1 cm hasta 10 cm.

Un espesor inusual fue observado para la unidad de bloques y cenizas inferior, en una cantera localizada en el pueblo de Jesús María, ubicado 1 km al oeste de Huamantla (Apéndice A, Fig. A-1). El espesor aquí es de 15 m aproximadamente, y el depósito está soportado por cenizas. Una distribución de estos depósitos de bloques y cenizas puede verse en la Fig. 2-4. Aunque en el mapa aparecen sólo en el noreste, tales depósitos también fueron observados en el sector noroeste del volcán, pero ahí no fue posible mapearlos por la escases de afloramientos. La extensión mapeada comprende un área de 32 km² y un volumen de 0.16 km³ (considerando un espesor promedio de 5 m en total).

Los depósitos descritos son unidades de flujo piroclástico de bloques y cenizas, subyacidas, cada una de ellas por depósitos de oleada piroclástica (*ground surge*), originados por el frente turbulento de los flujos piroclásticos (Sparks y Walker, 1973). También se observan en estas unidades las capas 1, 2a y 2b del modelo de Sparks *et al.* (1973).

Erupción 8

La unidad que sigue en la estratigrafía compuesta es un depósito masivo color beige a ocre, homogéneo, semiendurecido, constituido por cenizas limo-arenosas que contienen clastos líticos subredondeados del tamaño del lapilli y clastos de pómez subredondeada con diámetros menores a 2 cm (secciones 33 y 36, Apéndice A). En la cima se ha desarrollado un suelo, en tanto que el contacto inferior es erosivo y el superior es concordante con la unidad de pómez que enseguida se describe. Este depósito corresponde a una unidad de flujo piroclástico de cenizas.

Erupción 9

La siguiente erupción reconocida originó al principio una unidad de pómez que sirvió de horizonte índice, y que aquí se ha denominado informalmente Pómez Malinche I, ya que es un horizonte muy importante en las laderas del volcán que puede reconocerse con facilidad relativa. En los afloramientos 09 y 36 (Apéndice A, Fig. A-1) se observan muy bien los rasgos descritos de la pómez. Esta unidad está compuesta por lapilli de pómez blanca, enriquecida en cenizas y lapilli líticos (Figs. 2-13 y 2-14); ocasionalmente incluye estratos lenticulares muy delgados de cenizas (de un color gris que contrasta con la pómez blanca). De acuerdo al análisis químico de la muestra 9308b, la pómez es andesítica (capítulo 5). Casi en toda la región meridional del volcán, esta unidad se observa en estratos que regularmente exhiben gradación normal (a veces se observan estratos masivos), y cuyo espesor varía de 1 a 21 cm. En las laderas septentrional y occidental pueden reconocerse tres miembros continuos, de los cuales el inferior y el superior comprenden la mayor parte del espesor total, y consisten de pómez del tamaño del lapilli a cenizas, subangular a subredondeada, generalmente con una estratificación incipiente y con gradación normal (Fig. 2-14). Los clastos de pómez son muy vesiculados y contienen fenocristales de hornblenda. También contienen biotita, pero en muy escasa cantidad. Los clastos líticos son de composición intermedia, probablemente dacítica/andesítica, de colores gris y rojizo y de forma angular a subangular. En dos afloramientos (08b y 113, ver Apéndice A) fueron observados dentro de esta unidad bloques líticos y de pómez de tamaño excepcional, con más de 25 cm de diámetro. Una distribución de tamaños de los miembros inferior y superior de la Pómez Malinche I puede verse en la Fig. 2-15, observándose una selección de tamaños regular a pobre. El miembro intermedio es de espesor delgado y varía desde 2 hasta 9 cm en los afloramientos observados. Está compuesto por cenizas de pómez, masivas y finas en espesor delgado, y estratificadas y gruesas con gradación normal en los espesores mayores. El espesor total máximo observado de la unidad fue de 2.13 m, 5.5 km al noroeste de la cima del volcán (afloramiento 39, Apéndice A). El contacto inferior de la unidad es concordante y se encuentra normalmente subyacida por depósitos masivos de cenizas. El contacto superior es discordante y

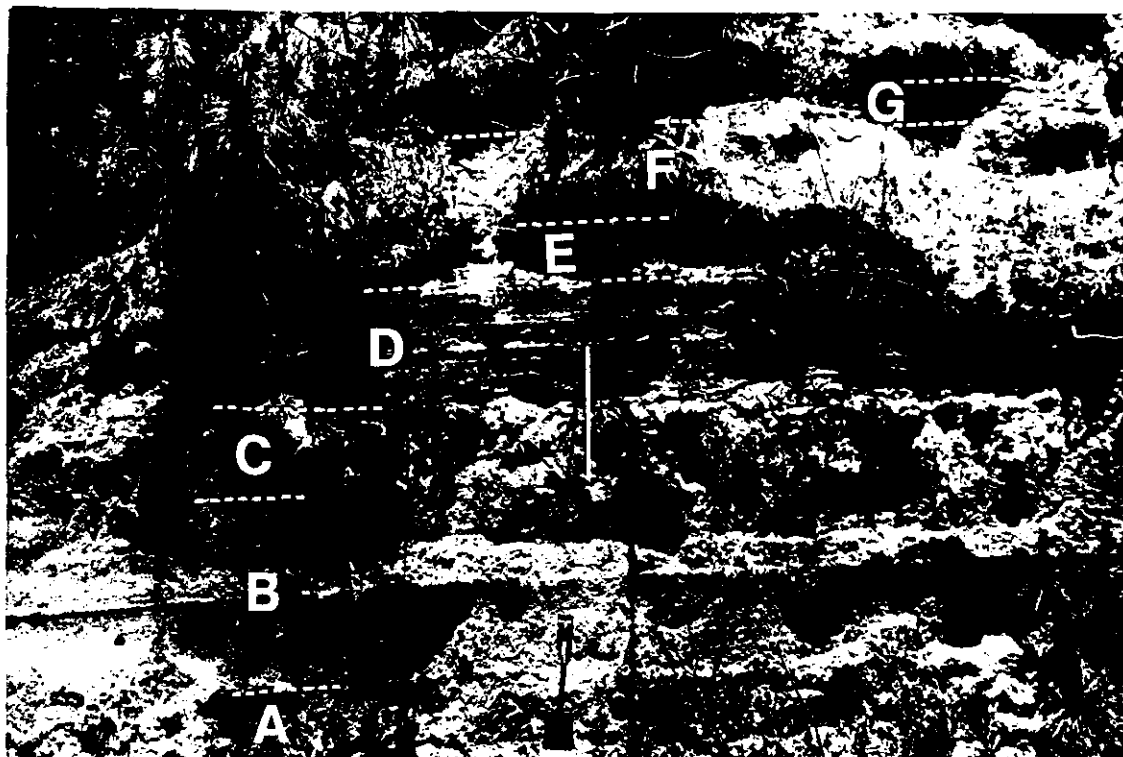


Figura 2-13 Fotografía de las Pómez Malinche I y II. El sitio corresponde al afloramiento 36, ubicado en la ladera N (Fig. 2-2 y Apéndice A). A: depósito masivo de cenizas; B: Pómez Malinche I; C: depósito masivo de cenizas; D: Pómez Malinche II, miembro inferior; E: Pómez Malinche II, miembro superior; F: depósito masivo de cenizas; G: unidad de pómez (Pómez Altamira). En el Apéndice A (Fig. A-3) se describe la sección de este afloramiento. El recuadro de la parte inferior izquierda corresponde a la Fig. 2-14. Escala: 1 m.



Figura 2-14 Detalle de la Pómez Malinche I (recuadro de la Fig. 2-13), que muestra los tres miembros observados en el norte del volcán. Puede apreciarse la gradación normal en los miembros inferior y superior. Escala en cm. A: miembro inferior; B: miembro intermedio; C: miembro superior.

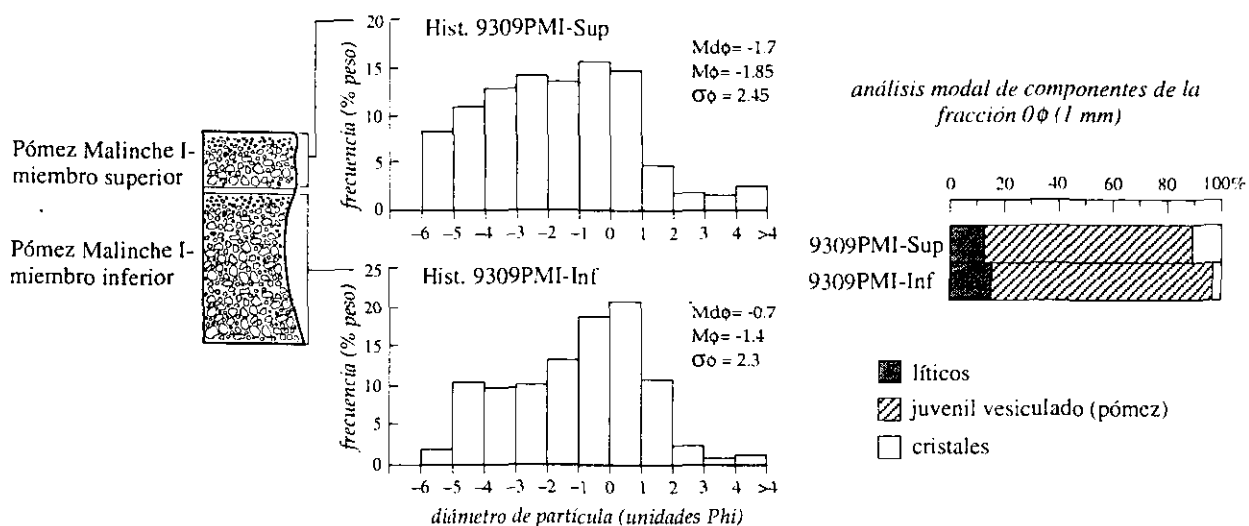


Figura 2-15 Histogramas de la Pómez Malinche I correspondientes a la sección 09 (Apéndice A, Fig. A-1). El análisis de componentes se realizó en la fracción 0φ (expresado en % de volumen). La parte media del depósito no fue tamizada por tratarse de material fino extremadamente deleznable.

erosivo. Normalmente cubren a la unidad diversos depósitos de cenizas, tanto masivos como estratificados. Dentro de la Pómez Malinche I logró recuperarse carbón, el cual fue fechado en 21500 años A.P. (capítulo 3).

La Pómez Malinche I fue emplazada por caída de piroclastos. La distribución es todavía desconocida por la falta de trabajo de campo, pero los espesores medidos de los miembros inferior e intermedio permiten inferir una tendencia en el emplazamiento mediante el trazo parcial de dos isopacas (Fig. 2-16). Los datos de espesores registrados en el sector sur no se muestran en la Fig. 2-16, pues no se distinguieron los miembros definidos en la parte norte.

Sobre la Pómez Malinche I yace discordantemente, en el sector SE (Secc. 116, Apéndice A) del volcán, una primera unidad constituida por capas (de menos de 1.5 cm de espesor) de cenizas grises y blancas intercaladas. Estas capas exhiben estratificación cruzada y estructuras de dunas y antidunas de ángulo abierto (Fig. 2-17). El espesor máximo de la unidad es de 22 cm. A esta unidad le sobryace otra unidad finamente estratificada, constituida por intercalaciones de cenizas finas color beige con cenizas gruesas color gris, que exhibe estratificación cruzada. También contiene lentes delgados de lapilli fino de pómez subredondeada a subangular, similar a

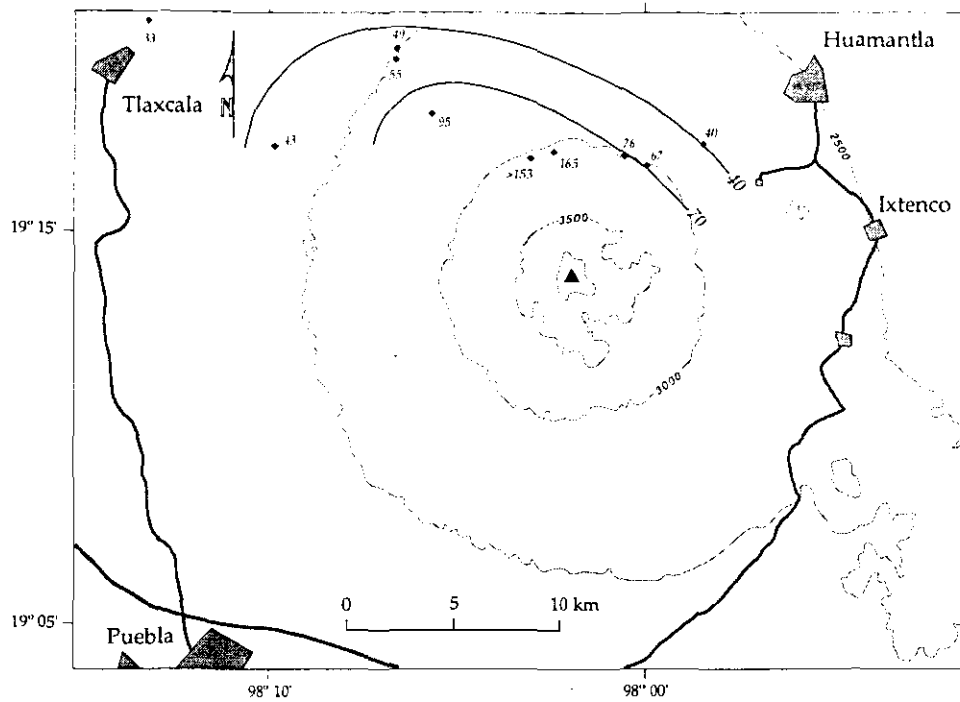


Figura 2-16 Tendencia del emplazamiento del miembro inferior de la Pómez Malinche I, inferida con el trazo parcial de algunas isopacas ya que los registros de espesores son muy escasos. Aunque la unidad se ha observado en el sector sur, no se ha logrado distinguir el miembro inferior identificado en el sector norte.

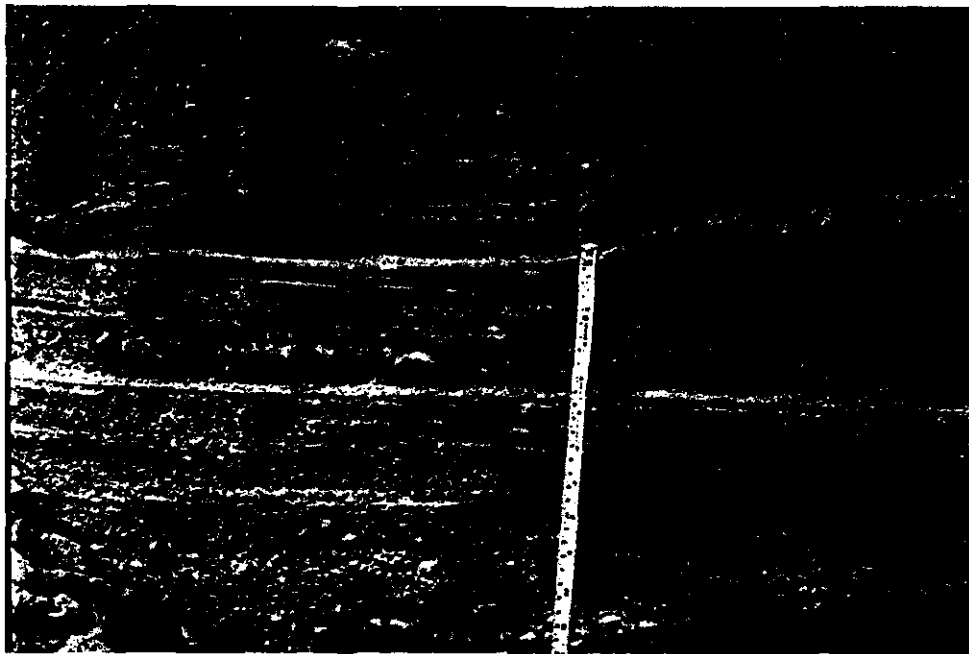


Figura 2-17 Depósitos de oleada piroclástica que sobreyacen a la Pómez Malinche I. Se interpreta que la dirección de flujo es de izquierda a derecha, pues la fuente (cima del volcán) se encuentra a la izquierda de la escena. Se puede observar una estructura de antiduna en la parte superior derecha de la fotografía (flecha). La localidad corresponde al afloramiento 116 (Apéndice A, Fig. A-1). La longitud de la escala es de 30 cm.

los clastos de la Pómez Malinche I. El espesor de esta unidad es de 70 cm. Las dos unidades son interpretadas como depósitos de oleadas piroclásticas.

Otro tipo de unidad sobryace discordantemente a la Pómez Malinche I, y subyace en ocasiones directamente a la Pómez Malinche II (secciones 33, 36, 74 y 110, Apéndice A). Esta unidad está constituida por cenizas limo-arenosas homogéneas color beige a ocre, masivas y semiendurecidas. Su espesor promedio es 1 m. Las cenizas incluyen lapilli fino subredondeado de pómez. Unidades similares a éstas subyacen a la Pómez Malinche II en el E (sección 53) y el NO (sección 115), donde es posible observar un paleosuelo en su cima, al igual que en el afloramiento 36. Esta unidad es el resultado de la depositación de flujos piroclásticos de cenizas, formados por el colapso de la columna eruptiva que dio origen a la Pómez Malinche I.

En el NO (sección 108, Apéndice A), SE (sección 118, Apéndice A) y S (sección 108, Apéndice A) del volcán, también se encuentran sobre la Pómez Malinche I directa y concordantemente una secuencia de depósitos monolitológicos y masivos soportados por matriz, cuyos espesores varían de 10 a 50 cm. Están constituidos por cenizas gruesas color gris claro, enriquecidas en lapilli fino de pómez subredondeada a redondeada y empobrecido en lapilli fino de líticos subredondeados. El espesor más grueso de esta secuencia es de 1.50 m en el afloramiento 108 (Apéndice A). Sobryacen a estos depósitos de manera discordante, o también directa y discordantemente a la Pómez Malinche I en el NO, el SE y el S, depósitos masivos o débilmente estratificados, constituidos por cenizas limoarenosas de color beige. Estas están semiendurecidas y enriquecidas en lapilli lítico subangular a redondeado y en lapilli de pómez subredondeada a redondeada, similar a los clastos de la Pómez Malinche I.

La primer secuencia de depósitos descrita anteriormente es una sucesión de unidades originadas por igual número de lahares, los cuales sucedieron después del emplazamiento de la Pómez Malinche I, ya que el material acarreado por los mismos es del mismo tipo que constituye a la unidad de pómez. La segunda secuencia también fue originada por lahares, los cuales incluyeron material depositado por los flujos piroclásticos. Aunque no se realizaron análisis granulométricos de estos últimos depósitos de lahar (para ver contenido de arcillas), es probable

que los lahares hayan sido cohesivos (es decir, que el comportamiento de flujo haya sido viscoso –Postma, 1986–), debido a la abundancia de material fino. Existe también la posibilidad de que algunos de ellos se hayan originado en tiempos posteriores a la ocurrencia de la erupción, pues existen depósitos más heterogéneos en sus componentes.

Erupción 10

En una erupción subsecuente se originó otra unidad de pómez, la cual aquí ha sido denominada informalmente Pómez Malinche II, ya que, al igual que la Pómez Malinche I, también es un horizonte muy importante en las laderas del volcán. En el afloramiento 14 (Apéndice A), esta pómez refleja muy bien las características con las cuales se describe aquí.

Es probable que el emplazamiento de la Pómez Malinche II haya sido precedido por otros depósitos observados en la ladera occidental (secciones 42 y 74, Apéndice A), los cuales le subyacen concordantemente y sin perturbaciones, ni formación de suelo. En la base de esta secuencia se observa una unidad compuesta por un máximo de 6 capas masivas y lenticulares de cenizas limo-arenosas, endurecidas, que alternan en colores gris y ocre. Las capas miden en total 8 cm de espesor máximo, y cada una varía continuamente en espesor en distancias menores de 1 m. Yacen discordantemente sobre suelos desarrollados en los depósitos de la erupción que produjo la Pómez Malinche I. A su vez son sobreyacidas con un contacto erosivo por una unidad delgada, masiva, semiendurecida, soportada por matriz de cenizas gruesas color gris amarillento, cuyo espesor es variable pero no mayor a 25 cm. Esta unidad es sobreyacida concordantemente por la Pómez Malinche II.

Las dos unidades son interpretadas como el resultado de una serie de oleadas piroclásticas.

La Pómez Malinche II es muy característica en las inmediaciones del volcán por su color ocre amarillento y su estratificación delgada. Está constituida por dos miembros, de los cuales el inferior corresponde al horizonte "rB" de Heine (1971). El miembro inferior (Pómez Malinche II inferior, en la Fig. 2-13) está compuesto por estratos de lapilli y cenizas de pómez amarillenta,

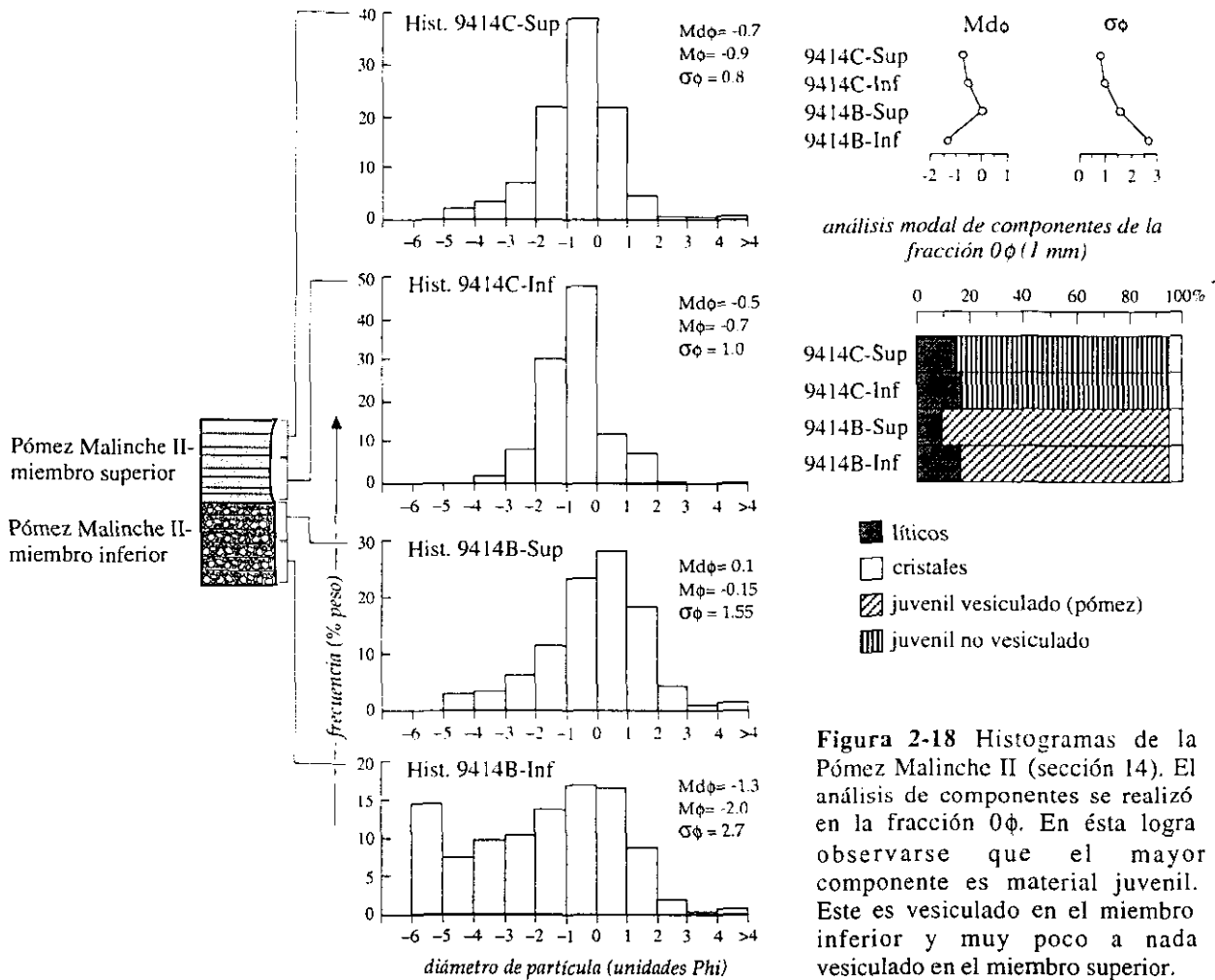


Figura 2-18 Histogramas de la Pómez Malinche II (sección 14). El análisis de componentes se realizó en la fracción 0ϕ . En ésta logra observarse que el mayor componente es material juvenil. Este es vesiculado en el miembro inferior y muy poco a nada vesiculado en el miembro superior.

muy deleznable, subangular a subredondeada, que exhiben gradación normal. Contienen también clastos líticos (de menor tamaño que los clastos de pómez) de dacita/andesita, subangulares a angulares, en colores gris y rojizo. La pómez es andesítica (análisis químico 9539C, capítulo 5) y sus clastos son muy vesiculados; contiene fenocristales de hornblenda y biotita. Un histograma de la parte inferior de este miembro de la Pómez Malinche II (Fig. 2-18) muestra que la selección es pobre, mientras que el histograma de la parte superior del mismo miembro indica una buena selección. El análisis de componentes de la fracción 0ϕ muestra un menor contenido de clastos líticos en el segundo histograma. Los estratos son continuos y paralelos entre sí, con espesores que fluctúan entre 1 y 15 cm. El espesor máximo observado del miembro inferior de la Pómez Malinche II fue de 0.87 m, 6 km al noreste de la cima del volcán

(afloramiento 36, Apéndice A -Fig. A-1-). El contacto inferior de este miembro es concordante. La unidad se encuentra subyacente normalmente por depósitos masivos de cenizas. El contacto superior es también concordante con el miembro superior.

El miembro superior de la Pómez Malinche II (Fig. 2-13) está compuesto por cenizas grises finamente estratificadas y muy deleznales; contienen lapilli fino. Las partículas son subangulares a angulares y muy poco o nada vesiculadas. Los histogramas de la Fig. 2-18 muestran una muy buena selección para este miembro de la Pómez Malinche II, así como una menor proporción de lapilli que en el miembro inferior de la unidad. Además, aunque la proporción de material juvenil de la Pómez Malinche II superior en la fracción 0ϕ es relativamente similar a la del miembro inferior, en la primera no es apreciable la vesiculación. Regularmente este miembro se encuentra erosionado en gran parte, debido a que es muy deleznable. Su contacto con el miembro inferior no evidencia formación de suelo ni rasgos erosivos. El espesor máximo observado fue de 1.05 m, 9 km al noreste de la cima del volcán, en la barranca del pueblo Los Pilares (afloramiento 14, Apéndice A -Fig. A-1-); aquí el miembro inferior tiene un espesor de 0.58 m.

La Pómez Malinche II fue formada por caída de piroclastos. Al no observarse suelo o erosión entre ambos miembros, se infiere que estos fueron originados durante la misma erupción. Los datos de espesor total disponibles para el miembro superior de la Pómez Malinche II se muestran en la figura 2-19. Estos datos no permiten todavía la construcción de isopacas para cada estrato, debido principalmente a que no se tiene una densidad suficiente de medición de espesores. Además, los estratos son tan similares y delgados que es difícil encontrar la correspondencia de cada uno entre los distintos afloramientos. Donde la unidad está completa, se observa un diferente número de estratos entre cada sitio medido. En otras localidades la unidad fue parcialmente erosionada. En la figura 2-19 se muestra sólo una tendencia del emplazamiento de la unidad, influenciada por la dirección predominante de los vientos. Otra dificultad se presentó con el miembro superior (cenizas), el cual, por ser demasiado deleznable se encuentra la mayoría de las veces erosionado en gran parte, y en otras más falta por completo.

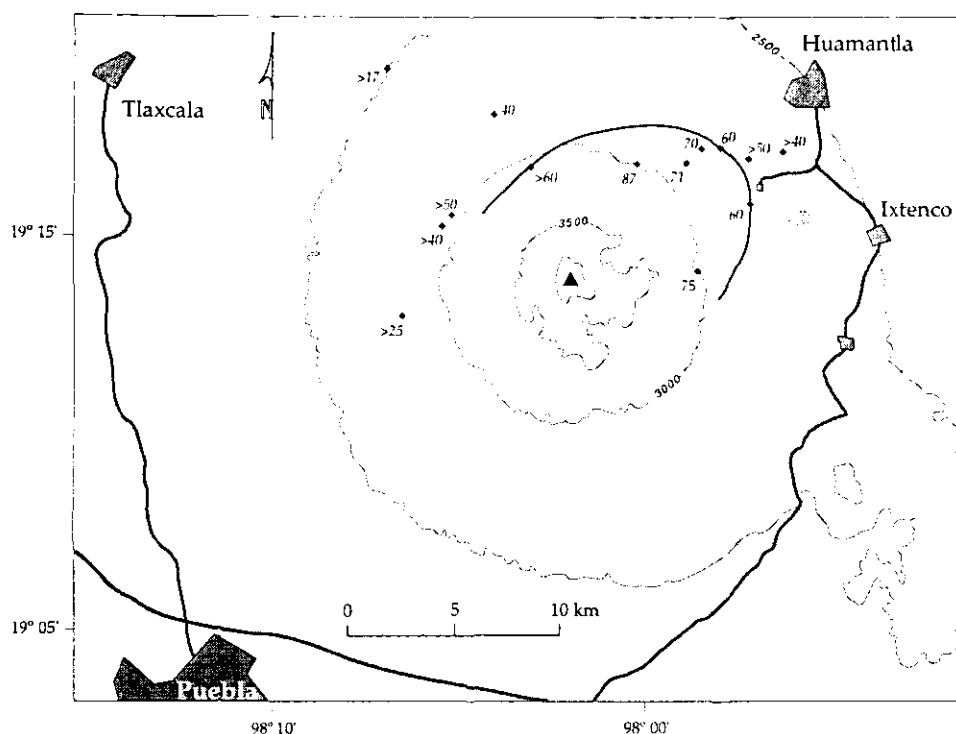


Figura 2-19 Datos de espesores (en cm) del miembro inferior (total) de la Pómez Malinche II. El superior se encuentra erosionado la mayoría de las veces. No es posible trazar isopacas por insuficiencia de datos y porque no ha sido posible identificar cada estrato de un sitio a otro. La traza de elipsoide incompleto muestra sólo una tendencia general del emplazamiento de la unidad, influenciada por el viento predominante hacia el NE.

En algunos sitios se logra advertir que su espesor es mayor que el espesor del miembro inferior (secciones 14 y 31, Apéndice A).

En el NO y el E la Pómez Malinche II sobreyace directamente a los depósitos que sucedieron a la Pómez Malinche I en la misma erupción, algunos de los cuales son coronados por paleosuelos. Con estos últimos se infiere que hubo un período de reposo previo a la erupción de la Pómez Malinche II. En los sectores E (sección 53), NE (sección 14) y N (sección 36) yace sobre el miembro de cenizas de la Pómez Malinche II un depósito ocre claro, masivo, homogéneo, endurecido, constituido por cenizas enriquecidas en lapilli fino de fragmentos líticos subangulares y de pómez subredondeada. Su espesor máximo es de 1 m. Su contacto inferior es gradual y erosivo. En algunos sitios (afloramiento 36) muestra un suelo incipiente café claro, de menos de 10 cm en la cima. Este depósito es interpretado como el resultado de

flujos piroclásticos de cenizas, los cuales se formaron a partir del colapso de la columna eruptiva que dio lugar a la Pómez Malinche II.

Erupción 11

El siguiente depósito en la secuencia idealizada fue observado en la ladera occidental. Es un depósito monolítico de bloques y cenizas, soportado por clastos, la mitad inferior, y por matriz de cenizas la parte superior. La parte inferior tiene un color gris, mientras que la superior es de color rosado. Parece ser una sola unidad, pues el cambio en el color y el contenido de matriz es gradual. Los clastos son líticos, grises, subangulares a subredondeados, de composición dacítica (análisis químico 9542D, capítulo 5) y textura vitrofírica; su diámetro máximo es de 40 cm, aunque la mayoría no supera los 15 cm. Contiene pómez en escasa cantidad, cuyo diámetro raramente supera los 3 cm. La unidad exhibe parcialmente, en la parte inferior, bandas de cenizas subhorizontales y ondulantes (con longitudes de onda menores de 35 cm y amplitudes menores de 7 cm), de espesor menor a 1 cm. La distancia vertical entre las bandas varía entre 10 y 50 cm y éstas no tienen continuidad horizontal por más de 2 m. Se asemejan un poco a la estructura de "plato" ("dish structure"), pero no forman concavidades hacia arriba, sino ondulaciones. El contacto inferior es discordante con el miembro inferior de la Pómez Malinche II, en cuya cima se observa una superficie de erosión muy marcada.

Esta unidad representa un flujo piroclástico de bloques y cenizas. Los bandeamientos ondulantes que exhibe el depósito probablemente indican la presencia de agua en escasa cantidad y de manera heterogénea, de tal forma que ésta causó, donde se concentraba, la segregación de las cenizas en bandas delgadas en el depósito.

Erupción 12

Otra erupción posterior produjo un depósito de cenizas color beige a ocre, masivo, poco endurecido, que contiene lapilli fino de pómez subredondeada. Sobreyace discordantemente a la unidad anterior y contiene carbón, del cual se realizaron dos fechamientos que aproximan una

edad de 9000 años A.P. (discutidos en el capítulo 3). Este depósito fue observado en el sector noroeste (secciones 42, 43 y 85, Apéndice A) y aparenta ser correlacionable con unidades similares en las laderas O y SO. Este tipo de depósitos fueron originados por flujos piroclásticos de cenizas. La distribución del depósito fechado puede verse en la Fig. 2-27; cubre un área de 18 km² y un volumen de 0.015 km³ (considerando un espesor promedio de 0.85 m).

Erupción 13

La sección compuesta incluye una secuencia gruesa de depósitos expuestos en la ladera oriental del volcán. Estos yacen discordantemente sobre un paleosuelo desarrollado en una toba color ocre que sobreyace a la Pómez Malinche II (sección 53, Apéndice A). La secuencia se describe en la manera como se observó en la barranca Axaltzintle (sección 54, Apéndice A), donde inicia con una serie de cuatro depósitos masivos, color gris, muy deleznable y soportados por cenizas (Fig. 2-20). Sus espesores varían entre 2 y 8 m. Están constituidos por clastos subangulares a subredondeados del tamaño del lapilli con escasos bloques de hasta 20 cm de diámetro, incluidos en una matriz abundante de cenizas. Los clastos son de lava dacítica aparentemente, de color gris, y de pómez dacítica blanca (análisis 9555B, capítulo 5). Ambos tipos de clastos (lapilli y bloques) se presentan en proporciones similares, y forman un 30-35 % del volumen total del depósito. Los clastos líticos son subangulares e incluyen algunos vitrófiros color gris oscuro. La pómez es generalmente subredondeada y de tamaño mayor que los clastos líticos. Los clastos de pómez más grandes tienden a concentrarse hacia la cima de cada unidad. Algunas de estas unidades concentran lapilli de pómez alineado justo sobre la zona basal (espesor menor a 3 cm), la cual en ocasiones se observa constituida únicamente por cenizas con lapilli fino escaso en las partes más distantes (aproximadamente 10 km desde la cima). Cada uno de estos depósitos es subyacente discordantemente por una unidad muy delgada (con espesores entre menos de 1 y 6 cm) de cenizas limo-arenosas, laminadas, que exhiben estratificación cruzada. Estas cenizas alternan con capas delgadas y lenticulares de cenizas arenosas. En dos de los depósitos masivos (aparentemente el segundo y el cuarto, de abajo hacia arriba), Heine

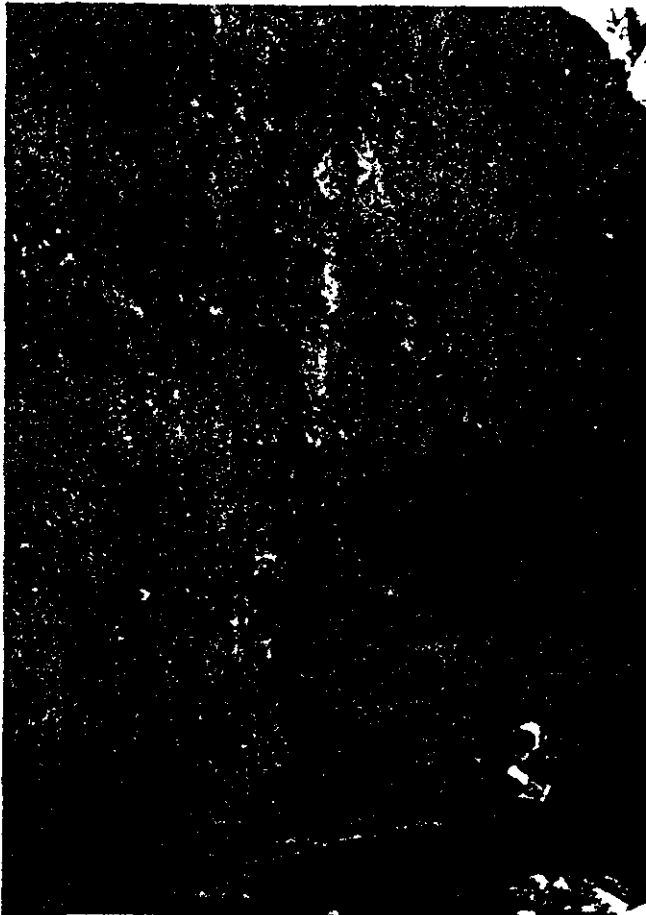


Figura 2-20 Fotografía de depósitos de flujos de cenizas y pómez en la barranca Axaltzintle. Los elastos de color claro son elastos de pómez. La localidad está situada a 200 m aguas abajo del afloramiento 54, y los depósitos que se observan están incluidos en la sección 54 (Apéndice A).

(1975) encontró y fechó carbón, con un resultado aproximado de 7500 años A.P. (capítulo 3).

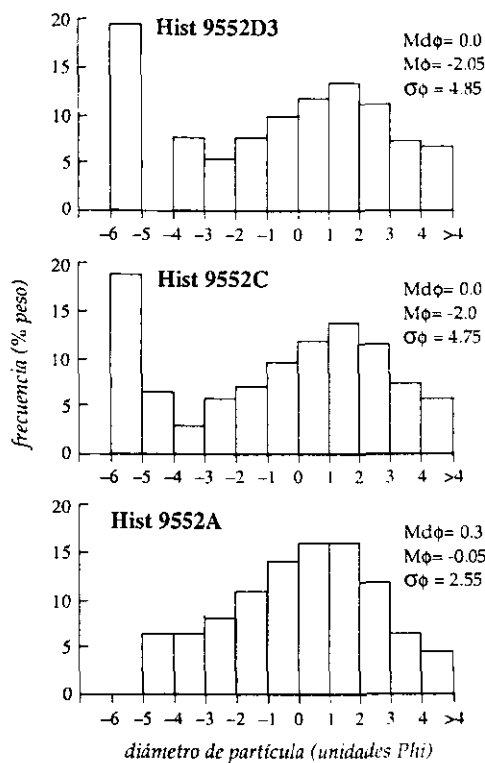
La serie de depósitos masivos corresponde a igual número de flujos piroclásticos de cenizas y pómez, con oleadas piroclásticas basales (*ground surges*) precedentes.

La secuencia descrita continúa con una unidad delgada (12 cm de espesor) y finamente estratificada, con un contacto inferior no erosivo. Está constituida por una serie en la que alternan capas de pómez blanca con capas de cenizas grises. Las capas de pómez incluyen también fragmentos líticos de menor tamaño que la pómez, y estos son subangulares con diámetros que oscilan desde 1 cm hasta el tamaño de la ceniza en gradación normal. El espesor de estas capas oscila entre 1 y 4 cm. Las capas de cenizas son más delgadas (2 a 5 mm) y algunas exhiben también gradación normal. Sobreyace a esta unidad, con un contacto erosivo, un depósito de cenizas gruesas, deleznable, masivo, de color gris, que contiene lapilli fino

subredondeado a subangular de clastos líticos y de pómez; su espesor es de 0.40 m. La primera unidad tiene las características de los depósitos de caída, mientras que la segunda fue originada por un flujo piroclástico de cenizas.

Sobre la unidad anterior (sección 54, Apéndice A) se encuentra un depósito masivo de color gris, constituido por cenizas y clastos de pómez y líticos, similar a los cuatro primeros depósitos de la secuencia que se describe. En la Fig. 2-21 se muestra un histograma (Hist. 9552A) de este depósito. La distribución es pobremente seleccionada, con una abundancia baja de cenizas finas. Aunque en el diagrama la distribución se observa unimodal, en realidad en el depósito existen bloques que no fueron contemplados. El análisis de componentes de la fracción 0ϕ muestra la predominancia del material juvenil. El depósito tiene un espesor máximo de 8 m y también fue emplazado por un flujo piroclástico.

El depósito anterior es sobreyacido por una unidad similar, con la diferencia de que ésta exhibe en ocasiones bandas de color ocre, subhorizontales y ondulantes (con longitudes de onda menores de 30 cm y amplitudes menores de 7 cm), de cenizas endurecidas de 0.5 cm de espesor máximo. La distancia vertical entre las bandas varía de menos de 4 a 30 cm y en ocasiones llegan a juntarse, con lo cual dan una apariencia de estratificación cruzada (Fig. 2-22). La continuidad horizontal de las bandas no supera los 3 m. El histograma 9552C de la Fig. 2-21 (correspondiente a esta unidad) exhibe una distribución de tamaños bimodal. El análisis de componentes muestra una menor cantidad de material lítico, en la fracción 0ϕ , respecto de la unidad anteriormente descrita. El depósito que se describe también tiene asociada en la base una unidad muy delgada (0-2 cm de espesor), constituida por capas de cenizas en estratificación cruzada. La primera unidad fue emplazada por un flujo piroclástico, mientras que la segunda representa depósitos de oleada piroclástica basal asociados con el mismo flujo piroclástico. Los bandeamientos de cenizas que exhibe el depósito de flujo fueron originados probablemente por una depositación pulsante y gradual. Otra posibilidad es la presencia de agua en escasa cantidad, ante la cual el depósito registraría las bandas onduladas como estructuras de edies, indicando turbulencia en el flujo, en una manera similar como puede suceder en los flujos de escombros en



análisis modal de componentes de la fracción 0ϕ (1 mm)

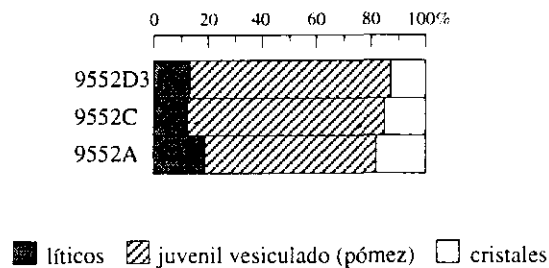


Figura 2-21 Histogramas de las tres unidades de flujo piroclástico superiores, de la secuencia producida por la erupción 13. Los depósitos son bimodales (aún la muestra 9552A, pues no se tomaron en cuenta clastos más grandes). Los componentes en la fracción 0ϕ son semejantes, sólo la muestra 9552A tiene una mayor proporción de líticas y cristales (con una consecuente disminución en la pómez) que las otras dos.

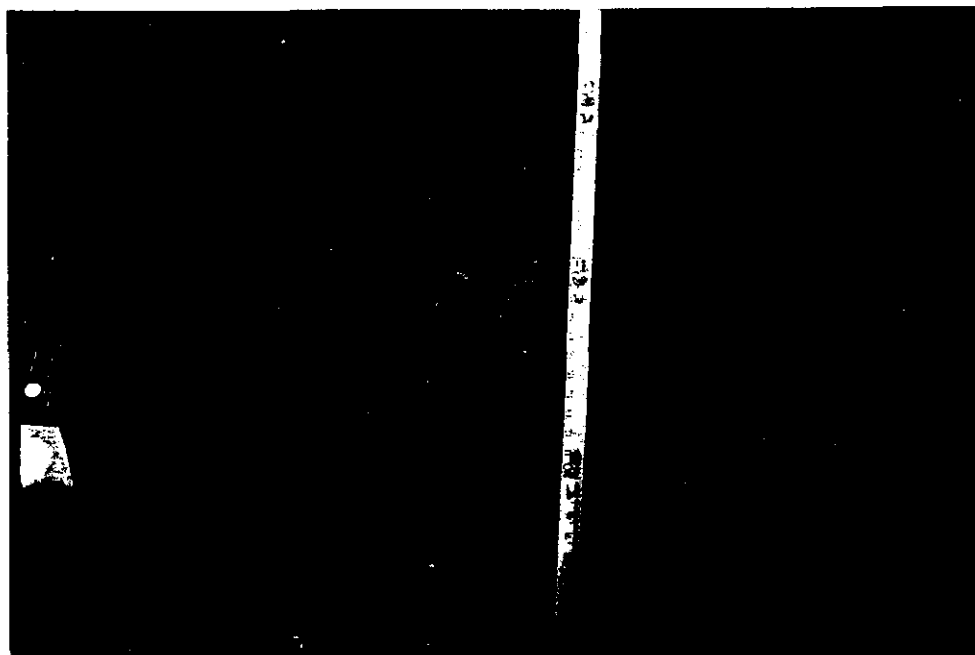


Figura 2-22 Detalle del depósito de flujo de cenizas y pómez que muestra bandas ondulantes. La localidad corresponde al afloramiento 52 (localización y sección en el Apéndice A, Figs. A-1 y A-4). La longitud total de la escala es de 35 cm.

condiciones de turbulencia (Postma, 1986).

La secuencia total de depósitos que produjo esta erupción finaliza con un depósito amarillento, masivo, deleznable, soportado por matriz, que está compuesto por lapilli abundante con escasos bloques (diámetro inferior a 20 cm) de clastos de pómez dacítica (análisis químico 9552D4, capítulo 5) y clastos líticos subangulares similares a los depósitos precedentes. La pómez es densa, poco vesiculada y tiene un color amarillento. Las características granulométricas (Hist. 9552D3) son similares a las de la unidad de flujo precedente (Fig. 2-21). Este depósito contiene trozos de ramas de árbol carbonizadas que fueron fechados por radiocarbono en 7500 años A.P. (capítulo 3), y corresponde a una unidad de flujo piroclástico de cenizas y pómez. La distribución observada de la secuencia de depósitos puede verse en la Fig. 2-27; cubre un área de 10 km² y un volumen de 0.09 km³ (con espesor promedio de 9 m).

En la barranca La Concha (sección 49, Apéndice A –Figs. A-1 y A-11–), la secuencia (aunque aquí se observan siete unidades de flujo de cenizas y pómez, sin la unidad de caída ni las dos unidades superiores observadas en la barranca Axaltzintle) sobreyace discordantemente a una unidad que no aparece en la sección estratigráfica compuesta de la Fig. 2-1, pues no se conocen bien sus relaciones estratigráficas. Se trata de una unidad masiva, deleznable, soportada por clastos de roca ígnea intermedia. Estos son subangulares a subredondeados, del tamaño del lapilli hasta bloques de 2 m de diámetro y están incluidos en una matriz abundante de cenizas. Algunos bloques se encuentran fracturados, sin presentar disgregación de sus partes. El color de la unidad es rosa-rojizo, pero incluye partes de color gris y otras de color más rojizo, las que aparentan ser megabloques atrapados en la unidad. La unidad alcanza un espesor de hasta 8 m y presenta una superficie de erosión muy marcada y muy irregular en su cima. El contacto inferior no se observó. Sólo en este sitio se observó este tipo de depósito. La presencia de megabloques de dos tipos de coloración y estructuras de "rompecabezas" en algunos bloques parecen indicar un origen por avalancha de escombros para la unidad, aunque, aparentemente, Heine (1975) la consideró como una morrena terminal.

Erupción 14

Los productos de la última erupción reconocida están representados principalmente por una unidad muy característica en las inmediaciones del volcán. Comúnmente sólo es sobreyacida por un suelo bien desarrollado color café oscuro a gris. Esta unidad es generalmente masiva, muy deleznable y está constituida por cenizas gruesas color gris a pardo, que cambian gradualmente hacia la parte superior a un color amarillento. Aflora ampliamente en altitudes superiores a los 2700 m s.n.m. y se observa un aumento en el espesor hacia la cima. La pómez es el componente principal de las cenizas, las cuales contienen también fragmentos líticos abundantes y cristales de feldespato, biotita y hornblenda, además de fragmentos muy pequeños de carbón vegetal en una cantidad escasa. Los histogramas de la Fig. 2-23 muestran un depósito bien seleccionado (y mejor seleccionado conforme aumenta la distancia desde la cima), así como una predominancia de material juvenil en la fracción 0ϕ . En algunos afloramientos se logró coleccionar suficiente carbón para su fechamiento (3100 años A.P., capítulo 3). En ascenso hacia la cumbre del volcán por la ladera norte se observa que esta unidad, además de aumentar en espesor, muestra un aumento en el diámetro de las partículas (Fig. 2-23), enriqueciéndose la unidad en lapilli fino de pómez subangular, color amarillo pálido (cuando se encuentra húmeda se observa con un color grisáceo) y regularmente vesiculada. Además, arriba de la zona del límite superior de árboles (3900 m s.n.m.) la unidad se observa débilmente estratificada con capas delgadas, alternando con capas de lapilli fino (diámetro máximo= 1.8 cm) de pómez subangular con capas más delgadas de cenizas (Fig. 2-24). El contacto inferior de esta unidad no es erosivo y sobreyace a diversos tipos de depósitos, aunque más comúnmente yace sobre depósitos de cenizas finas de color ocre a beige, descritos anteriormente. La parte superior de la unidad generalmente muestra evidencias de retrabajo.

Esta unidad se observó sobreyacida, en una porción de la ladera norte (sección 09, Apéndice A -Fig. A-1-), con un contacto gradual y erosivo, por un depósito masivo de cenizas. Este es de color beige, homogéneo, no consolidado, y está enriquecido en lapilli fino de pómez subredondeada y empobrecido en lapilli lítico subangular. El histograma 9537.2C,

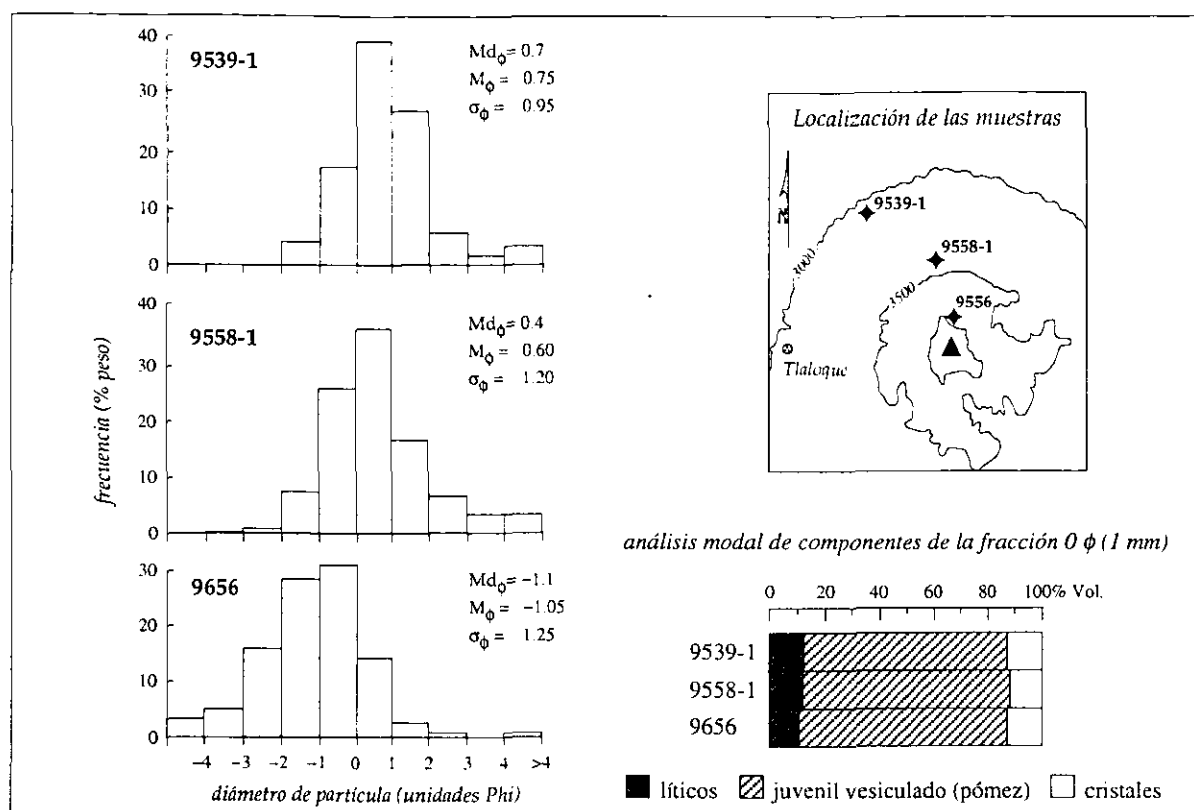


Figura 2-23 Histogramas de frecuencias de la unidad basal (cenizas de pómez) originada durante la erupción más reciente. Se puede observar un aumento en el diámetro de las partículas hacia la cima. La proporción de componentes casi no varía.



Figura 2-24 Fotografía del depósito de caída de la erupción más reciente de La Malinche. La localidad corresponde al afloramiento 56 (Apéndice A, Fig. A-1). El depósito que normalmente se observa masivo y constituido por cenizas en altitudes medias, aquí (cerca de la cima) se puede observar estratificado y con un tamaño de partícula mayor.

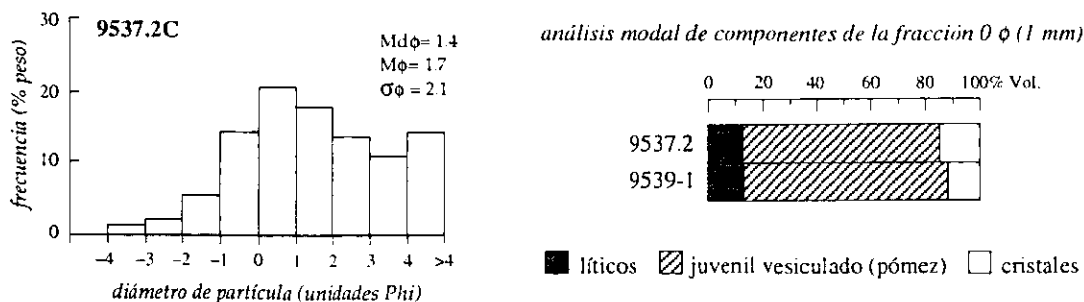


Figura 2-25 Histograma del segundo depósito producido por la erupción más reciente de La Malinche. La muestra corresponde a la sección 09 (Apéndice A). Se observa una cantidad relativamente alta de cenizas finas ($>4\phi$) y una proporción de componentes, en la fracción 0ϕ , similar a la del depósito subyacente (al cual pertenece la muestra 9539-1, misma que se presenta para comparación).

correspondiente a esta unidad en el afloramiento 09 (Fig. 2-25), muestra una mayor cantidad de cenizas finas que la unidad subyacente; sin embargo, la proporción de los componentes es relativamente similar. Este depósito contiene trozos abundantes de ramas de árbol carbonizadas que fueron fechados por radiocarbono (capítulo 3) en una edad de 3100 años A.P.

La primera unidad es el resultado de una caída de cenizas y lapilli de pómez desde una columna eruptiva. La segunda unidad fue producida por un flujo piroclástico de cenizas, el cual se originó a partir del colapso de la columna eruptiva. La temperatura del flujo piroclástico fue lo suficientemente alta para carbonizar la madera de los árboles. La unidad de caída regularmente exhibe su parte superior retrabajada, e incluso han sido removidos espesores importantes por la erosión y la actividad humana. La conservación de esta unidad coincide aproximadamente, aunque no sin haber sido afectada por los procesos erosivos, con las áreas de mayor vegetación. Aún en estas zonas, los datos de espesores disponibles son inconsistentes para construir isopacas confiables, pues el depósito ha sido removido de una manera bastante irregular (Fig. 2-26). Es necesario realizar un reconocimiento de campo más detallado para que la densidad de mediciones de espesores sea más representativa del espesor original. En la Fig. 2-27 se muestra la distribución observada del depósito de flujo de cenizas y la región donde aflora la unidad de caída. También se muestra la distribución de los depósitos de las dos erupciones precedentes en la estratigrafía compuesta.

Es probable que otro tipo de unidad haya sido producida durante esta misma erupción, o

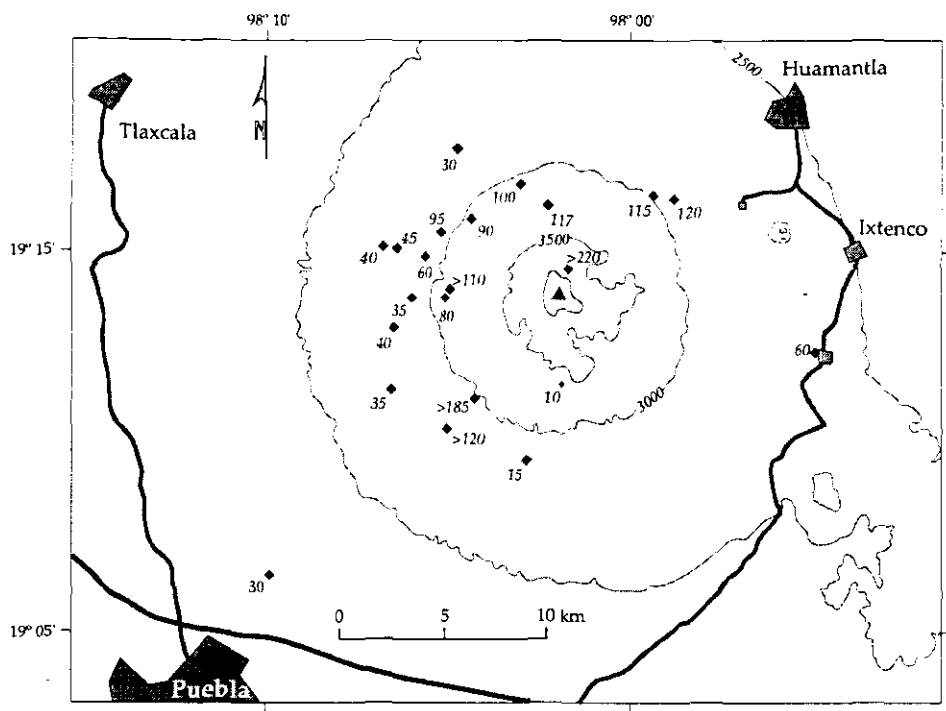


Figura 2-26 Datos de espesores del depósito de cenizas de caída más reciente. No es posible trazar isopacas confiables, debido a la inconsistencia de los datos ocasionada por procesos erosivos.

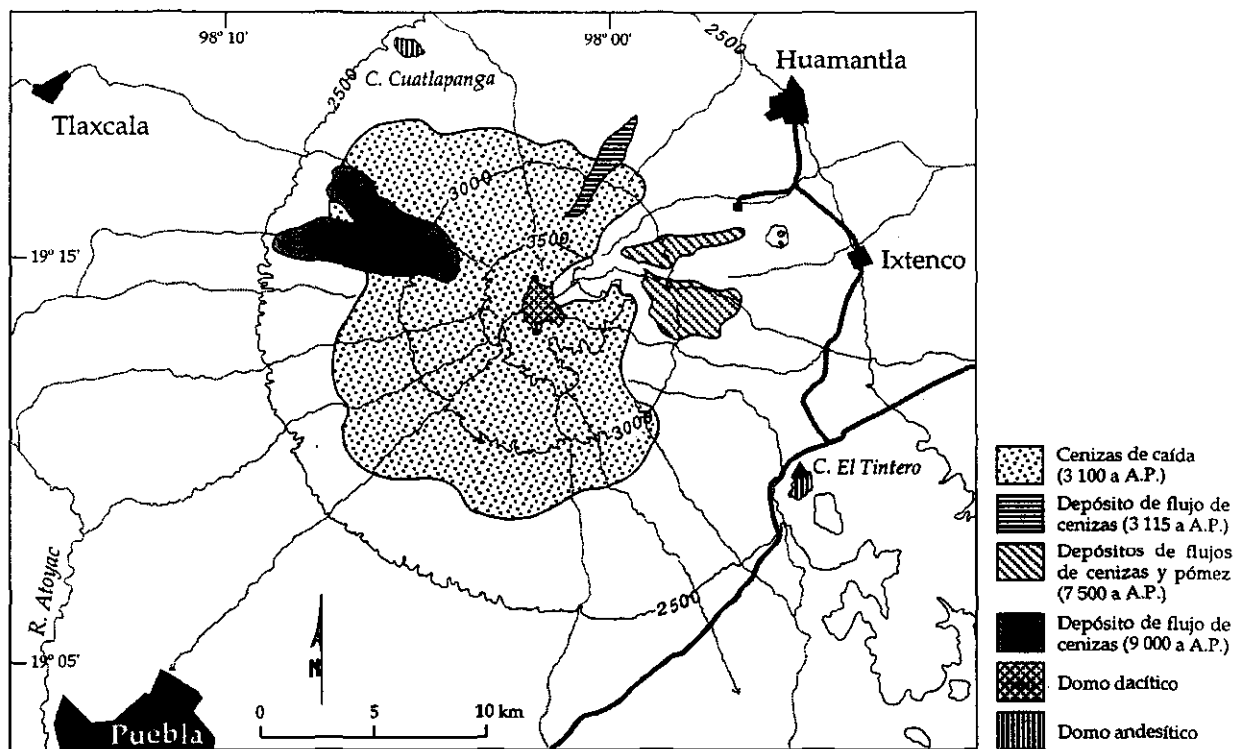


Figura 2-27 Mapa de distribución de depósitos de las tres erupciones más recientes y de los domos analizados geoquímicamente. Los resultados de los análisis geoquímicos de las muestras de los domos pueden verse en el capítulo 5. Cerro Cuatlapanga: muestra Ma9306-1 (base del cerro). Esta muestra contenía un xenolito, mismo que fue analizado también (muestra Ma9306-2). Cerro El Tintero: muestra Ma9567A (parte media del cerro).

en otra más reciente todavía. Sólo fue observada en un afloramiento (sección 57, Apéndice A) y yace discordantemente sobre la unidad de cenizas y lapilli de pómez, la cual no muestra desarrollo de suelo en su parte superior. Se trata de una serie de láminas de cenizas grises que exhiben estratificación cruzada en abundancia, además de estructuras de antidunas de ángulo cerrado. La serie tiene un espesor total de 1 m e incluye también láminas lenticulares de lapilli fino de pómez subangular. Esta unidad es interpretada como el resultado de oleadas piroclásticas.

Durante el trabajo de campo se identificó otra unidad de caída, denominada aquí Pómez Altamira, por aflorar cerca del pueblo Altamira (Afloramientos 34 y 36, Fig. A-1). En la sección 36 (Apéndice A, Fig. A-3) se describe esta unidad. Esta pómez no aparece en la sección estratigráfica compuesta, porque no se conoce bien su relación estratigráfica. No obstante, se pudo establecer que fue emplazada durante el Holoceno, en una fecha más reciente que la Pómez Malinche II (ver sección 36, Apéndice A). No se muestran los datos de espesores de la Pómez Altamira, ya que sólo fueron obtenidos en tres sitios. Esta unidad es tan delgada y deleznable, que debió haber sido removida rápidamente por los procesos erosivos, incluyendo la acción de los eventos volcánicos posteriores.

3. Cronología

3.1 Fechamientos por el método del radiocarbono (^{14}C)

Con la ayuda de los fechamientos de radiocarbono del material orgánico encontrado en los depósitos volcánicos de La Malinche, es posible determinar una cronología de eventos volcánicos, basada principalmente en los horizontes índice. Para ello se recurrió primeramente a fechamientos publicados en trabajos anteriores. Además, durante el desarrollo de la tesis fueron realizados algunos fechamientos adicionales, por radiocarbono, de los depósitos más jóvenes (Tabla 3-1 y 3-2. También, ver secciones del Apéndice A). El depósito más antiguo de edad conocida de La Malinche es una unidad de flujo piroclástico de bloques y cenizas. Este fue fechado por Heine (1971) en 38895 ± 1200 años A.P. Tal depósito fue reconocido en la barranca que limita el lado sur del pueblo Los Pilares (sección 14, Apéndice A), muy posiblemente en el mismo afloramiento cuyo perfil es descrito en Heine (1975). El depósito en cuestión yace en posición estratigráfica superior a la Pómez Huamantla, incluso después de otros depósitos (Apéndice A). Con el paleosuelo observado sobre un depósito de flujo de cenizas que se encuentra entre la Pómez Huamantla y la unidad fechada por Heine (1975), se infiere que la Pómez Huamantla fue emplazada durante una erupción más antigua cuya edad aún se desconoce.

En orden estratigráfico ascendente, la siguiente unidad eruptiva de edad conocida es la Pómez Malinche I, emplazada durante una erupción que ocurrió hace ~21500 años (21470 +940/-840 años A.P.). La muestra de carbón fechada fue colectada 10 cm abajo del contacto superior de la unidad (sección 42, Apéndice A). La cima de esta unidad no exhibe perturbaciones, es decir, no muestra evidencias de algún tipo de retrabajo posterior al

Tabla 3-1 Fechamientos nuevos, por radiocarbono, de depósitos volcánicos de La Malinche⁽¹⁾. De los cuatro números que siguen al prefijo "Ma", en la clave de la muestra, el segundo par indica la sección estratigráfica. La posición estratigráfica de las unidades de las cuales se obtuvo la muestra de carbón puede verse en el Apéndice A. Se incluyen fechamientos previos de Heine (1975)⁽³⁾ y de Kelley *et al* (1978)⁽²⁾.

Muestra	Localización			Erupción (N) de la sección compuesta (Fig. 2-1) y/o unidad	Edad (años A.P.)
	Lat. N	Long. O	Altitud		
¹ Ma9539-C*	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	N 10 – oleada piroclástica	102.7 ± 0.8
¹ Ma9543-C	19° 15' 40"	98° 04' 20"	2 314 m	N 12 – flujo de cenizas	285 ± 50
¹ Ma9308	19° 16' 41"	98° 01' 31"	3 100 m	cenizas(de ¿flujo?) retrabajadas	410 ± 50
³ Hv 4242				"guijarros en el gran abanico aluvial"	515 ± 65
¹ Ma9539-D	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	¿N 12? – flujo de cenizas	720 ± 45
¹ Ma9304	19° 14' 30"	98° 05' 50"	2 860 m	N 14 – caída de cenizas	2145 +145/-140
¹ Ma9539-A*	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	N 14 – caída de cenizas	3005 ± 75
¹ Ma9309	19° 16' 55"	98° 00' 23"	2 995 m	N 14 – flujo de cenizas	3115 ± 55
¹ Ma9539-B	19° 16' 35"	98° 03' 48"	3 050 m	N 14 – caída de cenizas	3280 ± 65
¹ Ma9543-A*	19° 15' 40"	98° 04' 20"	2 314 m	N 14 – caída de cenizas	3450 ± 100
² W-1912	19° 15'	98° 03'	3 850 m	"suelo quemado por caída de arena volcánica lítica"	5750 ± 280
³ Hv 4757				N 13 – "toba"	7405 ± 145
² W-1923	19° 14'	98° 04'	3 420 m	"suelo quemado por caída de arena volcánica lítica"	7450 ± 250
¹ Ma9552-D2	19° 14' 16"	97° 58' 03"	2 920 m	N 13 – flujo de cenizas y pómez	7455 +65/-60
³ Hv 4243				"suelo fBo3"	7645 ± 80
¹ Ma9534-F	19° 16' 57"	97° 59' 24"	2 942 m	¿N 14? – caída de cenizas	7650 ± 70
³ Hv 4758				N 13 – "toba"	7690 ± 100
² W-1927	19° 12'	98° 07'	2 500 m	"suelo quemado por 10 cm de lapilli de pómez laminada"	8110 ± 300
² W-1909	19° 14'	98° 03'	3 800 m	"suelo quemado por caída de arena volcánica lítica"	8240 ± 300
¹ Ma9685-A	19° 15' 27"	98° 07' 33"	2 615 m	N 12 – flujo de cenizas	8645 +430/-405
¹ Ma9543-B*	19° 15' 40"	98° 04' 20"	2 314 m	N 12 – flujo de cenizas	9030 ± 85
³ Hv 4244				"morrena m2 (cubre al suelo fBo1 y subyace a rB)"	12060 ± 165
² W-1913	19° 12'	98° 08'	2 450 m	"suelo cubierto por 2.5 m de pómez (subyace a W-1911)"	17350 ± 550
² W-1925	19° 13'	98° 05'	3 000 m	"suelo cubierto por 20 cm de arena volcánica lítica y luego por 1.5 m de pómez"	17650 ± 550
³ Hv 4245				"paleosuelo fBo1"	20735 ± 460
¹ Ma9542-A	19° 15' 18"	98° 05' 10"	2 960 m	N 9 – caída de pómez	21470 +940/-840
² W-1908	19° 13'	98° 06'	2 700 m	"suelo quemado por 50 cm de detritos rocosos"	23940 ± 1000
² W-2570	19° 12'	98° 08'	2 450 m	"parte inferior del suelo W-1911"	24300 ± 1000
² W-1911	19° 12'	98° 08'	2 450 m	"suelo quemado por 1 m de detritos rocosos"	25920 ± 1000
² W-2571	19° 12'	98° 08'	2 450 m	"material húmico dentro del suelo W-1911"	26100 ± 600
³ Hv 4241			2 730 m	N 4 – "nube de cenizas y gases ardientes"	38895 ± 1200

*Fechamientos por AMS ("Accelerator Mass Spectrometry")

Algunas unidades no están relacionadas con una erupción específica porque no se tiene la información suficiente.

Tabla 3-2 Edades calibradas a años calendario (d.C.: después de Cristo; a.C.: antes de Cristo) de la Tabla 3-1. Se empleó el programa de calibración CALIB 3.0.3b de Stuiver y Reimer (1993). La edad máxima calibrada es de 21950 años a.C. con la curva de calibración de Bard *et al.* (1993).

No. de laboratorio	No. de campo	Edad C-14 (años A. P.)	Sigma 1 (σ_1)	Sigma 2 (σ_2)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
¹ AA-20285	¹ Ma9539-C	102.7 ± 0.8	—	—	-27.6
¹ A-8678	¹ Ma9543-C	285 ± 50	1516-1790 d.C.	1474-1938 d.C.	-24.3
¹ A-8085	¹ Ma9308	410 ± 50	1440-1620 d.C.	1430-1636 d.C.	-25.4
³ Hv 4242		515 ± 65	1400-1444 d.C.	1306-1481 d.C.	-25 *
¹ A-8674	¹ Ma9539-D	720 ± 45	1260-1380 d.C.	1228-1390 d.C.	-25.8
¹ A-7395	¹ Ma9304	2145 +145/-140	370-30 a.C.	520 a.C.-220 d.C.	-24.3
¹ AA-20284	¹ Ma9539-A	3005 ± 75	1378-1124 a.C.	1406-1018 a.C.	-24.4
¹ A-8086	¹ Ma9309	3115 ± 55	1428-1272 a.C.	1510-1258 a.C.	-25.8
¹ A-8672	¹ Ma9539-B	3280 ± 65	1624-1452 a.C.	1684-1218 a.C.	-25.8
¹ A-8676	¹ Ma9543-A	3450 ± 100	1880-1620 a.C.	2020-1510 a.C.	-24.4
² W-1912		5750 ± 280	4929-4337 a.C.	5260-3981 a.C.	-25 *
³ Hv 4757		7405 ± 145	6385-6047 a.C.	6467-5960 a.C.	-25 *
² W-1923		7450 ± 250	6468-6001 a.C.	6992-5764 a.C.	-25 *
¹ A-8562	¹ Ma9552-D2	7455 +65/-60	6364-6194 a.C.	6414-6074 a.C.	-24.9
³ Hv 4243		7645 ± 80	6530-6390 a.C.	6600-6254 a.C.	-25 *
¹ A-8324	¹ Ma9534-F	7650 ± 70	6538-6388 a.C.	6600-6260 a.C.	-23.8
³ Hv 4758		7690 ± 100	6593-6415 a.C.	6692-6259 a.C.	-25 *
² W-1927		8110 ± 300	7482-6597 a.C.	7838-6367 a.C.	-25 *
² W-1909		8240 ± 300	7539-6720 a.C.	7932-6453 a.C.	-25 *
¹ A-8912	¹ Ma9685-A	8645 +430/-405	8090-7050 a.C.	8590-6560 a.C.	-22.7
¹ A-8677	¹ Ma9543-B	9030 ± 85	8088-7990 a.C.	8332-7926 a.C.	-23.7
³ Hv 4244		12060 ± 165	12360-11889 a.C.	12633-11679 a.C.	-25 *
² W-1913		17350 ± 550	19426-17852 a.C.	20131-17164 a.C.	-25 *
² W-1925		17650 ± 550	19807-18281 a.C.	20484-17509 a.C.	-25 *
³ Hv 4245		20735 ± 460	—	—	—
¹ A-8675	¹ Ma9542-A	21470 +940/-840	—	—	-23.8
² W-1908		23940 ± 1000	—	—	—
² W-2570		24300 ± 1000	—	—	—
² W-1911		25920 ± 1000	—	—	—
² W-2571		26100 ± 600	—	—	—
³ Hv 4241		38895 ± 1200	—	—	—

Datos del autor de la tesis⁽¹⁾, de Kelley *et al* (1978)⁽²⁾ y de Heine (1975)⁽³⁾.

* Valor estándar del programa CALIB empleado por convención, ya que no se encontró calculado.

Error estándar: σ_1 y σ_2 (68% y 95%, respectivamente, de confiabilidad en el intervalo de edades dado).

emplazamiento. Por este motivo, el resultado del fechamiento se considera indicativo de la edad del emplazamiento de la Pómez Malinche I.

El paleosuelo fBo1 referido en los trabajos del "Proyecto México", fechado en 20735 ± 460 años A.P. (Heine, 1971), se formó en la cima de un depósito de flujo de cenizas que sobreyace a la Pómez Malinche I (Heine, 1975). Debido a la cercanía de edades entre el paleosuelo y la Pómez Malinche I, a que son necesarios algunos cientos de años para la

formación de un suelo de condiciones similares al fBo1, y a que el contacto entre la Pómez Malinche I y el depósito de flujo de cenizas que le sobreyace es gradual (Heine, 1975), es muy posible que ese depósito de flujo piroclástico de cenizas haya sido emplazado (por colapso de columna) durante la misma erupción que produjo la unidad de pómez subyacente. En virtud de la concordancia de edades que se ha encontrado entre estos dos horizontes (paleosuelo y pómez), no se considera aquí el paleosuelo descrito por Malde (1969), cuya edad es de alrededor de 25000 años A.P. Aunque Heine (1971) supone que el paleosuelo anterior es correspondiente con su paleosuelo fBo1, la edad de 25000 años no es consistente con las edades reportadas en este trabajo y por Heine (1971). Las edades que Malde obtuvo para este paleosuelo provienen del fechamiento de las muestras W-2570, W-1911 y W-2571 (Kelley *et al.*, 1978) que aparecen en la Tabla 3-1. Además, Malde (Kelley *et al.*, 1978) considera que la edad obtenida con el fechamiento de la muestra W-1913 (Tabla 3-1) evidencia contaminación de ésta, pues su posición estratigráfica es inferior al paleosuelo de 25000 años A.P. También, Malde (Kelley *et al.*, 1978) determina la edad de 17650 ± 550 años A.P. (Tabla 3-1) como incierta en la cronología de depósitos volcánicos de La Malinche.

Hasta ahora no han sido observados depósitos que indiquen, de manera clara, la ocurrencia de alguna erupción entre la Pómez Malinche I y la Pómez Malinche II, más bien es aparente un período de reposo entre ambas. Heine (1971) encontró que la Pómez Malinche II (su horizonte guía rB) debió haberse originado en algún tiempo comprendido entre los 12060 ± 165 y los 7645 ± 80 años A.P., mediante los fechamientos de la fase de una morrena (fase m2) y un paleosuelo, respectivamente. Además, Heine (1971) infiere que de acuerdo con la posición estratigráfica, la edad de la Pómez Malinche II debe inclinarse hacia la fecha más antigua. El material fechado se obtuvo de la parte superior de material detrítico de la morrena m2, que, en algunos lugares, es cubierto por la Pómez Malinche II. Heine (1971, 1975) no especifica cómo se formó el carbón.

Durante el trabajo de campo, sólo en el afloramiento 39 fue posible recuperar carbón en el contacto inferior de la Pómez Malinche II con el depósito de un evento de oleada piroclástica

(descripción de la sección 39 en el Apéndice A). El fechamiento de este carbón resultó en una edad de 102.7 ± 0.8 años A.P. Debido a la inconsistencia de esta edad, y a la concordancia que muestran tanto las edades de Heine (1971) como las de esta tesis (mucho más antiguas) con los depósitos de erupciones subsecuentes (incluida la Pómez Malinche II), la edad de 102.7 años es desechada. Una explicación posible es que el carbón analizado se trate de carbón reciente.

En la ladera NO, la Pómez Malinche II es sobreyacida por el depósito de un flujo piroclástico de bloques y cenizas (sección 42), y éste a su vez, es cubierto por una unidad de flujo de cenizas, mismo que es correlacionable en la barranca Ixmetitla (sección 43, Apéndice A). El resultado de un fechamiento ^{14}C , de una muestra de carbón colectada dentro de este último depósito, en el Afloramiento 43, dio una edad de 9030 ± 85 años A.P. El mismo depósito fue encontrado en la barranca Texalatla (sección 85, Apéndice A), donde también se recuperó una muestra de carbón. Esta fue fechada en $8645 +430/-405$ años A.P. Debido a que el intervalo de incertidumbre de esta última fecha es muy grande, se considera que la primera (con una incertidumbre mucho más acotada) representa una mejor aproximación de la edad real de la erupción.

El paleosuelo de 7645 ± 80 años A.P. de Heine (1971) aflora en la ladera oriental. Se encuentra desarrollado en la cima de una "toba" que sobreyace a la Pómez Malinche II, según se aprecia en las secciones estratigráficas de Heine (1975, 1988). La ubicación y características de esta "toba" corresponden con el depósito de flujo piroclástico de cenizas que sobreyace a la Pómez Malinche II en la sección 53 (Apéndice A), observándose también un paleosuelo en su cima. Además, se puede correlacionar, por sus características físicas y edades, con la unidad de flujo de cenizas de la ladera noroccidental descrita en el párrafo anterior, la cual también presenta en su cima un paleosuelo.

En la ladera oriental fue colectada una muestra de carbón dentro del depósito de un flujo piroclástico de cenizas y pómez (sección 52, Apéndice A). El fechamiento ^{14}C de este carbón dio una edad de $7455 +65/-60$ años A.P. Se ha considerado ya, por sus relaciones estratigráficas y litología, que los depósitos que subyacen al anterior (también de cenizas y pómez) en la barranca

Axaltzintle (sección 54) fueron emplazados durante la misma erupción. Dos de estos últimos depósitos fueron fechados por Heine (1975), mediante radiocarbono, en las edades de 7690 ± 100 y 7405 ± 145 años A.P., respectivamente. De esta manera, se puede aproximar que ocurrió una erupción hace unos 7500 años.

Dentro de la unidad de cenizas y lapilli de pómez más reciente, fueron colectadas algunas muestras de carbón, cuyos fechamientos ^{14}C dieron los resultados siguientes: 2145 ± 145 años A.P. (sección 04), 3005 ± 75 años A.P. (sección 39), 3280 ± 65 años A.P. (sección 39), 3450 ± 100 años A.P. (sección 43) y 7650 ± 70 años A.P. (sección 34). Todas las muestras de carbón provienen de fragmentos muy pequeños y frágiles. Además, en el afloramiento 09 fueron colectadas ramas de árbol carbonizadas dentro del depósito de un flujo piroclástico de cenizas, el cual cubre con un contacto gradual a la unidad de cenizas de caída. Esta muestra fue fechada en una edad de 3115 ± 55 años A.P. De las edades citadas, se consideran con mayor grado de confiabilidad, para la unidad de cenizas de caída, las de 3005 ± 75 años A.P., 3280 ± 65 años A.P. y 3450 ± 100 años A.P., por haberse observado el depósito sin perturbación aparente y por su cercanía con la edad de la unidad de flujo sobreyacente. Esta última unidad se encuentra enriquecida en trozos de ramas de árbol carbonizadas, lo cual indica que el evento de flujo carbonizó la madera de los árboles uniformemente. De esta manera, se considera con mayor representatividad de la edad de la erupción (que produjo ambos eventos) la obtenida con el carbón colectado en la unidad de flujo. Un flujo piroclástico de cenizas tiene mayor efectividad en la carbonización de la madera que un evento de caída de cenizas, debido a la mejor conservación de temperatura del primero (Smith, 1960). Las cenizas de caída sufren una considerable disipación de calor al interactuar con aire frío a través de la trayectoria que siguen, desde la columna eruptiva hasta el sitio final de depósito (Wilson *et al.*, 1978; Thomas y Sparks, 1992). La carbonización de piezas vegetales, durante la caída de cenizas, puede ser atribuida, probablemente, tanto a los fragmentos de pómez mayores que las cenizas (lapilli), ya que tienen mayor oportunidad de conservar más la temperatura (Thomas y Sparks, 1992), como al tamaño diminuto de los fragmentos vegetales.

La muestra de carbón fechada en 2145 ± 145 años A.P. pudo haber sido afectada con la adición de carbón más reciente, pues las cenizas del afloramiento en el cual se colectó la muestra evidencian haber sufrido retrabajo (el espesor de la unidad aquí es de 30 cm, mientras que en otros sitios cercanos con altitudes similares, su espesor oscila entre 90 y 110 cm). Y para la edad más antigua (7650 ± 70 años A.P.), por ahora sólo es posible interpretar la adición de carbón antiguo al depósito de cenizas. La erosión de la unidad de cenizas en altitudes mayores, hasta descubrir depósitos de una erupción anterior, y el subsecuente transporte de material carbonizado durante la misma, pudieron haber causado una redepositación del carbón antiguo en la zona de cenizas retrabajadas, en la parte superior de la unidad. Por otra parte, la edad se acerca mucho a la edad de la erupción anterior, pero parece menos probable suponer que el depósito pertenezca a la misma erupción, pues en campo el depósito de cenizas en cuestión se encuentra como un manto continuo en las altitudes medias del volcán, por lo cual se puede seguir su continuidad. Más bien, el carbón de 7650 ± 70 años A.P. podría provenir de depósitos de esta erupción.

Otro fechamiento ^{14}C fue analizado en una muestra de carbón obtenida dentro de un depósito que no aparece en la columna estratigráfica idealizada. Este depósito se ha interpretado como una unidad de flujo, compuesta por cenizas masivas deleznales. Se observó en la ladera N, sobreyacido sólo por un suelo bien desarrollado (sección 08b, Apéndice A), a 300 m arriba de un centro de entrenamiento del Comité Olímpico Mexicano. La muestra fue colectada en la parte superior del depósito, la cual muestra evidencias de retrabajo. El resultado del fechamiento fue de 410 ± 50 años A.P. Un depósito similar, aparentemente correlacionable, se observó en una trinchera excavada en la ladera sur (sección 120, Apéndice A). Sin embargo, ahí no fue posible recuperar carbón. Por las evidencias del retrabajo de la parte superior del depósito en donde se obtuvo el carbón, no se puede establecer con certeza si hubo una erupción más reciente que la de hace aproximadamente 3100 años.

3.2 Historia eruptiva

La historia eruptiva inferida de la estratigrafía idealizada descrita y los fechamientos existentes, es incompleta, pero puede ser expresada convenientemente con base en las unidades de caída de tefra más importantes (los horizontes índice de mayor espesor y cobertura). Las Pómez Huamantla, Malinche I y Malinche II representan las tres erupciones plinianas más importantes del volcán La Malinche, a lo largo de la historia eruptiva cubierta en este trabajo. Sus depósitos han resultado los mejores horizontes guía para establecer correlaciones, y a partir de estas es posible ubicar, en un episodio particular de la historia del volcán, los depósitos que no han sido fechados. De esta manera, se proponen cuatro etapas de actividad en La Malinche (Tabla 3-3), aunque de la primera sólo es posible decir que su intervalo de edad es más antiguo que 39000 años, y que sólo han sido reconocidos dos depósitos de flujo piroclástico originados en distintas erupciones.

La segunda etapa se extiende desde hace más de 39000 años hasta hace 21500 años aproximadamente. Esta etapa inició con una gran erupción pliniana (inferida por el espesor y extensión del depósito) que originó el emplazamiento de la Pómez Huamantla, con una cobertura muy extensa. El colapso de la columna eruptiva de esta erupción produjo flujos piroclásticos. Uno de estos depósitos es el que sobreyace al miembro de cenizas de la Pómez Huamantla, de manera gradual en la ladera NE. Después sucedió una fase caracterizada por eventos destructivos de la región de la cima, que produjeron depósitos voluminosos de bloques y cenizas. Probablemente la cima estuvo ocupada por uno o varios domos dacítico/andesíticos, cuyo emplazamiento y destrucción estuvieron asociados a una actividad peleana muy intensa. Aparentemente esta fase destructiva de la zona de la cima y de formación de nuevos domos en la misma, ocurrió durante dos erupciones, la más antigua fechada en 38895 ± 1200 años A.P. (Heine, 1971), y la otra, la más importante, de edad más joven pero desconocida todavía (erupción 7 de la sección compuesta). Estas estuvieron separadas por otras dos erupciones, las cuales originaron, primeramente un depósito de flujo de cenizas (erupción 5) y después la

Tabla 3-3 Historia eruptiva resumida de La Malinche, para el Pleistoceno tardío y el Holoceno, basada en los eventos reconocidos a través de la estratigrafía y en las edades ^{14}C conocidas. Se muestra el No. de erupción (*N*) de acuerdo con la sección estratigráfica compuesta (Fig. 2-1).

<i>etapa</i>	<i>N</i>	<i>eventos reconocidos a través de sus depósitos</i>	<i>fechamientos ^{14}C (años antes del presente)</i>	<i>estimación de edad aproximada</i>
Etapa 4 (12000 a 3100)	14	Flujo de cenizas	3115 \pm 55	3100
	14	Caída de cenizas	2145 +145/-140, 3005 \pm 75, 3280 \pm 65, 3450 \pm 100, 7650 \pm 70	3100
	13	Flujos de cenizas y pómez	7455 +65/-60, 7690 \pm 100*, 7405 \pm 145*	7500
	12	Flujo de cenizas	8645 +430/-405, 9030 \pm 85	9000
	11	Flujo de bloques y cenizas		
	10	Flujo de cenizas		
	10	Pómez Malinche II	\leq 12060 \pm 165*, >8645 +430/-405	\leq 12000 - >9000
Etapa 3 (21500 a 12000)	9	Lahares y flujos de cenizas		
	9	Pómez Malinche I	21470 +940/-840	21500
Etapa 2 (>39000 a 21500)	8	Flujos de cenizas		
	7	Flujos de bloques y cenizas		
	6	Pómez Zaragoza		
	5	Flujo de cenizas		
	4	Flujo de bloques y cenizas	38895 \pm 1200*	39000
	3	Flujos de cenizas		
Etapa 1 (>39000)	3	Pómez Huamantla		
	2	Flujo de cenizas		
	1	Flujo de bloques y cenizas		

* Fechamientos de Heine (1971).

Pómez Zaragoza (erupción 6). Posteriormente, finaliza esta segunda etapa con la producción de un flujo piroclástico de cenizas (erupción 8).

La tercer etapa inició con el emplazamiento de la Pómez Malinche I, fechada en 21470 +940/-840 años A.P. y finalizó en un tiempo comprendido entre 12000 y 9000 años A.P., aproximadamente. También se originaron flujos piroclásticos de cenizas y flujos de lahar que sucedieron al emplazamiento de la pómez. No es claro si algunos de los depósitos de flujos

piroclásticos de cenizas y de lahares se formaron en erupciones posteriores o durante la misma que originó la pómez. Aparentemente hubo un período de reposo prolongado hasta que hubo otra erupción importante. Esta última marca el inicio de la cuarta y última etapa de actividad, la cual comprende al Holoceno. Esta etapa inició con la erupción que originó la Pómez Malinche II, en algún tiempo comprendido entre 12060 ± 165 y $8645 +430/-405$ años A.P., y finalizó con la última erupción reconocida, hace 3100 años aproximadamente. Durante la erupción que dio origen a la Pómez Malinche II también se generaron flujos piroclásticos de cenizas, cuyos depósitos sobreyacen al miembro de cenizas que cubre a la pómez. Posteriormente, otra erupción (la No.11 en la sección compuesta) dio origen a un flujo piroclástico de bloques y cenizas, cuyo depósito no pudo ser fechado. La siguiente erupción produjo al menos un flujo piroclástico de cenizas, cuyo depósito fue fechado en cerca de 9000 años A.P. Después, otra erupción originó una secuencia de flujos de cenizas y pómez, con una edad estimada en cerca de 7500 años A.P. La última erupción conocida sucedió hace cerca de 3100 años (más precisamente entre 3005 ± 75 y 3450 ± 100 años A.P.). Esta originó la unidad superior de cenizas de caída y al menos un depósito de flujo piroclástico de cenizas. En la Tabla 3-3 se resume la historia eruptiva de La Malinche conocida hasta ahora.

4. Mecánica eruptiva

4.1 Erupciones 1, 4 y 7 (flujos piroclásticos de bloques y cenizas)

La semejanza en los rasgos texturales de los depósitos de flujos de bloques y cenizas originados en las erupciones 1, 4 y 7, sugiere una dinámica eruptiva común. Se ha descrito anteriormente que estos depósitos consisten principalmente de bloques y lapilli líticos inmersos en una matriz de cenizas. Las características de estos depósitos (bloques en matriz de cenizas, calstos esenciales no vesiculados, material esencial vesiculado restringido a la matriz, y una cantidad importante de clastos líticos accesorios) son semejantes a los depósitos generados por las erupciones de Mt. Pelée durante 1902 (Fisher *et al.*, 1980; Fisher y Heiken, 1982; Smith y Roobol, 1990). Estos depósitos normalmente son asociados con el colapso de un domo existente en el cráter del volcán previo a la erupción (Smith y Roobol, 1990). Aunque depósitos de bloques y cenizas pueden estar asociados también con flujos piroclásticos tipo Merapi (colapso gravitacional de un domo o de un flujo de lava), en las erupciones 1, 4 y 7 de La Malinche no es el caso, pues los depósitos tipo Merapi están exentos de cualquier material esencial vesiculado y los clastos son homogéneos en color y composición (Bardintzeff, 1984). En los depósitos de La Malinche (erupciones 1, 4 y 7) los clastos alterados de color rojizo son interpretados como clastos accesorios provenientes de la destrucción parcial (o total) de regiones de un domo afectado por alteración hidrotermal, así como de las paredes del conducto volcánico. Los clastos de color gris, medianamente alterados, son interpretados como clastos esenciales provenientes de regiones del domo menos alteradas. La erupción debió suceder cuando la presión de los volátiles exsueles, en la cámara magmática, llegó a superar la presión ejercida por el peso del domo en formación (Jaupart y Allègre, 1991). De esta manera, la erupción se

desarrolló explosivamente debido a la rápida descompresión del sistema magmático, lo cual llevó a una súbita expansión y expulsión de los gases magmáticos exsueitos. Este proceso fragmentó y expulsó también, junto con la mezcla de gases, parte del domo. La remoción inicial de una parte del domo favoreció una mayor descompresión en el sistema, y ésta trajo consigo una nueva etapa de exsolución de gases magmáticos, generándose así un proceso sucesivo que contribuyó a la destrucción del domo. La presencia mínima de material juvenil vesiculado (pómez), que se restringe a la matriz de los depósitos de bloques y cenizas, indica un involucramiento menor de material juvenil magmático. No obstante, el material juvenil fue relevante como mecanismo eruptivo con la participación que tuvieron los gases magmáticos en la fragmentación y la expulsión del domo. El proceso explosivo pudo haber generado una pequeña columna eruptiva, la cual, por estar formada mayormente de material lítico, de alta densidad, colapsó rápidamente (Fisher *et al.*, 1980). Este puede ser un caso particular durante la erupción 7, dada la dispersión de los depósitos resultantes.

La unidad de flujo de bloques y cenizas de la erupción 4 (incluido el depósito de oleada basal) es subyacida por un depósito constituido por dos capas de cenizas limosas de caída. Las capas de cenizas finas que subyacen también a unidades de flujo piroclástico de bloques y cenizas, son descritas en los depósitos de Mt. Pelée de 1902 como depósitos de caída y de oleada piroclástica (Smith y Roobol, 1990) y, en los depósitos del Chichón de 1982, como depósitos de oleada piroclástica (Macías *et al.*, 1997c). En ambos casos, tanto Smith y Roobol (1990) como Macías *et al.* (1997c) interpretan las cenizas finas como el resultado de una elevada fragmentación del magma y de una parte del domo, por medio de un mecanismo freatomagmático, en las etapas previas a la formación de los flujos piroclásticos. Se ha explicado en el capítulo 2 la posible presencia de humedad durante el emplazamiento de las cenizas que aquí se tratan, debido a la cohesión que estas muestran, no obstante la carencia de lapilli acrecional. En La Malinche, un mecanismo freatomagmático puede explicar también la alta fragmentación, tanto del magma como de una parte del domo, para producir las cenizas finas en las primeras etapas de la erupción 4, además de que fragmentación intensa del domo pudo haber

sido favorecida también por la alteración hidrotermal (Macías *et al.*, 1997c). Cenizas de granulometría fina (Fig. 2-10, horizontes superiores), subyacen también a la secuencia de depósitos de la erupción 7. Estas cenizas han sido descritas en los depósitos de la erupción 6 (durante la cual se originó la Pómez Zaragoza). Sin embargo, es posible que tales cenizas hayan sido originadas en una manera similar a las que subyacen a la unidad de la erupción 4, es decir, que hayan involucrado componentes de un domo. El histograma 9531-I (Fig. 2-11) parece concordar con esto último, debido a que en él predomina el material lítico monolitológico, sin alterar, a diferencia del histograma 9531-F (Fig. 2-11), en el que domina el material juvenil vesiculado, compatible con una secuela de la Pómez Zaragoza. En el primer caso, las capas de cenizas finas sobreyacentes y subyacentes a la capa en cuestión, descritas en el capítulo 2, también muestran evidencias de humedad, ya que estas capas exhiben ondulaciones por deformación plástica, la cual es probable que haya sido producida durante el emplazamiento de la unidad de flujo de bloques y cenizas sobreyacente. No se pudo conocer con certeza si algunos de los depósitos incluidos en la erupción 6 (los superiores) estén asociados más bien con la erupción 7, por falta de un contacto litológico concluyente. En todo caso, es posible que estas erupciones hayan sido sucesivas, probablemente con diferencia de días o semanas.

4.2 Erupciones 2, 5, 8 y 12 (flujos piroclásticos de cenizas)

Los depósitos de flujos de cenizas originados durante las erupciones 2, 5, 8 y 12 asemejan algunos depósitos producidos por colapso de columna pliniana (por ejemplo, aquellos de las erupciones asociadas con la Pómez Huamantla y la Pómez Malinche II). Sin embargo, no se observaron depósitos de caída subyacentes a los primeros. Los atributos más característicos de estos depósitos de flujo son una fragmentación elevada y la falta de soldamiento. En vista de la alta eficiencia de conservación de temperatura exhibida por los flujos piroclásticos de cenizas, Smith (1960) propone que la falta de soldamiento mostrada por algunos de los depósitos resultantes, puede ser debida al enfriamiento de las cenizas por contacto con aire atmosférico

durante su transporte en una columna eruptiva. Así mismo, también sugiere (Smith) que la falta de soldamiento puede ser favorecida cuando los depósitos son delgados (este tipo de depósitos tiene un espesor promedio de 1 m en La Malinche). Sparks y Wilson (1976), Wilson *et al.* (1978) y Woods (1988) han mostrado que las cenizas transfieren de manera muy eficiente el calor hacia el aire atmosférico en una columna eruptiva, hasta el grado de disminuir la densidad efectiva de la dispersión a un valor inferior al de la atmósfera. Así, el ascenso de una columna eruptiva compuesta principalmente por cenizas, favorecerá más bien la formación de una columna convectiva (generadora de caída de cenizas) que un colapso de columna (generador de flujos piroclásticos). Por otra parte, los depósitos que exhiben una elevada fragmentación en sus componentes normalmente están asociados con interacción agua/magma (Self y Sparks, 1978; Sheridan *et al.*, 1981; Wohletz, 1983). En La Malinche, de acuerdo con los estudios de Sheridan y Wohletz (1981), el origen de las cenizas de flujo por freatomagmatismo implicaría una relación de masa agua/magma con un valor cercano al óptimo de máxima fragmentación explosiva, pero dentro del intervalo de depósitos relativamente secos. En este proceso, gran parte de la energía térmica del magma es empleada en la evaporización del agua cuando interactúa con ésta, del tal forma que disminuye considerablemente la temperatura de la dispersión que asciende a través del conducto volcánico (Wilson *et al.*, 1978; Koyaguchi y Woods, 1996). Los modelos de Wilson *et al.* (1978) y Woods y Kienle (1994) muestran que la altura de la columna depende en gran medida de la energía térmica inicial. Por tanto, el ascenso de una columna eruptiva involucrada en forma importante con freatomagmatismo, puede carecer de la capacidad térmica suficiente para inducir una fase convectiva, favoreciéndose entonces el colapso de la columna (Sparks y Wilson, 1976; Wilson *et al.*, 1978; Woods, 1988). La condición de colapso también puede ser favorecida por velocidades de salida bajas en relación con un diámetro grande del cráter (Wilson *et al.*, 1980; Woods, 1988). Sin embargo, en La Malinche el factor temperatura parece ser más importante, debido a las evidencias texturales, tales como son: la elevada fragmentación y la ausencia total de soldamiento en los depósitos. De esta manera, un mecanismo freatomagmático puede explicar la alta fragmentación de los

depósitos de las erupciones 2, 5, 8 y 12, así como también su falta de soldamiento. Este último efecto también pudo haber sido favorecido por el espesor delgado de los depósitos (Smith, 1960). Un enfriamiento adicional puede suceder si la tasa de sedimentación predomina sobre la tasa de incorporación de aire durante el flujo, lo cual sucede cuando éste se emplaza sobre pendientes suaves ($<6^\circ$ desde los 3500 hasta los 2500 m s.n.m. en La Malinche) (Woods y Bursik, 1994). Además, como el calor controla la fracción de piroclastos que puede ser acarreada en una columna co-ignimbrítica (Woods y Bursik, 1994), la pérdida de calor sufrida por los piroclastos implica una reducción en la temperatura de emplazamiento del flujo piroclástico, y por tanto, una menor elutriación. La ausencia de depósitos de ceniza co-ignimbrítica sobreyacentes a las unidades de flujo, concuerda también con una temperatura baja de emplazamiento de los flujos piroclásticos.

4.3 Erupciones 3, 6, 9 y 10 (caídas de pómez)

La Pómez Huamantla (erupción 3), la Pómez Zaragoza (erupción 6) y la Pómez Malinche II (erupción 10) están formadas por dos miembros cada una: un miembro inferior constituido por lapilli muy vesiculados (pómez), y un miembro superior formado por cenizas y lapilli con grado bajo de vesiculación y bien estratificado. Los miembros de pómez, al igual que la Pómez Malinche I (erupción 9), fueron originados durante una actividad magmática explosiva. La vesicularidad alta y uniforme de la pómez, y la carencia de lapilli acrecional son consistentes con un mecanismo magmático, en el cual la fragmentación ocurre por la exsolución y expansión rápida de los gases magmáticos, sin un involucramiento importante de agua externa (Cas y Wright, 1987). Los clastos densos (líticos) que se encuentran en este miembro son accesorios provenientes de las paredes del conducto volcánico; fueron arrastrados a la superficie por el magma ascendente.

Durante el desarrollo de estas erupciones, hubo un momento en que el magma ascendente entró en contacto con agua externa. Se produjo entonces una fragmentación mayor

por la explosividad derivada de la interacción magma-agua, y una menor vesiculación por el enfriamiento súbito del magma (Self y Sparks, 1978).

Cuando el magma entra en contacto con agua, la energía térmica es convertida rápidamente a energía mecánica, con una transferencia de calor tan rápida (Witte *et al.*, 1970), que la evaporización del agua y, la consecuente expansión del volumen involucrado, suceden de manera súbita, resultando en un proceso explosivo (Sheridan y Wohletz, 1983). El primer efecto que sucede en este proceso es la fragmentación del magma que entra en contacto con el agua, lo cual ocasiona una mayor superficie de contacto entre el magma y el agua (Zimanowski *et al.*, 1997a) y, en consecuencia, una etapa nueva de fragmentación explosiva (Zimanowski *et al.*, 1997b). La reacción en cadena de este proceso aumenta la energía mecánica en el sistema magmático (Sheridan y Wohletz, 1983), lo que posibilita una fragmentación más intensa que la producida únicamente por la exsolución de volátiles del magma durante su ascenso y descompresión (mecanismo magmático) (Self y Sparks, 1978; Wohletz, 1983). Al mismo tiempo que ocurre la fragmentación, el magma fragmentado pierde, de manera muy rápida, una cantidad importante de temperatura, lo cual disminuye considerablemente la oportunidad de formación de vesículas (Heiken, 1971; Wohletz, 1983). En el caso de las erupciones 3, 6, 9 y 10 (caídas de pómez), después de un tiempo de producción del material vesiculado que formó los miembros de lapilli de pómez en los depósitos, el magma ascendente entró en contacto con agua y se produjo una mayor fragmentación y una menor vesiculación (Self y Sparks, 1978; Wohletz, 1983). De esta manera, el mecanismo eruptivo cambió de magmático a freatomagmático y se originaron entonces las cenizas del miembro superior de las Pómez Huamantla, Zaragoza y Malinche II. La diferencia en estructura entre los miembros inferior y superior de estas pómez (estratificación más delgada en los últimos), se debe también a la diferencia en el mecanismo eruptivo, ya que en el freatomagmatismo el proceso de transferencia de calor es periódico, del orden de fracciones de segundo (Sheridan y Wohletz, 1983).

El agua que interactuó con el magma provino probablemente de acuíferos regionales, de donde pudo haber percolado a través de fracturas formadas durante las primeras etapas de la

erupción. Además, según los estudios glaciales (Heine, 1984; 1988), debió existir un glaciar en la cima de La Malinche, del cual también pudo haber provenido humedad. Es factible que existiera una fusión parcial del glaciar, provocada por el calor generado durante el emplazamiento de los piroclastos que conformaron el miembro inferior de las unidades de pómez. El acceso del agua pudo haberse combinado con una disminución en la tasa eruptiva, por desgasificación del magma o ensanchamiento del cráter, lo que provocaría una interacción más efectiva del magma con el agua y, por ende, una fragmentación más eficiente (Sheridan y Wohletz, 1981).

Un mecanismo freatomagmático tomó lugar también justo antes del emplazamiento de las Pómez Huamantla y Malinche II. Posiblemente existía agua en pequeñas cantidades en el cráter antes de la erupción. Esto explicaría la existencia de los depósitos de oleadas piroclásticas subyacentes a la Pómez Huamantla en la ladera noreste y a la Pómez Malinche II en la ladera oeste.

De acuerdo al modelo de Sparks (1983), existía un conducto volcánico con un cráter en el momento de la erupción. El nivel de fragmentación del magma fue lo suficientemente profundo para que la energía liberada por la descompresión de los gases, haya sido aprovechada para producir aceleración vertical ascendente del material fragmentado, sin componente lateral importante de velocidad. Esto provocó una columna de erupción alta, lo cual puede explicar la dispersión del material emplazado alrededor del volcán. Se postula entonces un escenario pliniano en el estilo eruptivo. El colapso eventual de la columna de erupción originó la formación de flujos piroclásticos de cenizas, de los cuales se han reconocido depósitos sobreyacentes a las Pómez Huamantla, Malinche I y Malinche II. En el caso de la última, el colapso de la columna hacia la ladera noreste del volcán concuerda con la tendencia observada en el emplazamiento de la pómez de caída (Fig. 2-19). Estos depósitos de flujo no están soldados, y tal efecto es explicable con el freatomagmatismo en la misma manera que los depósitos de flujo tratados en la sección 4.2.

La sucesión de estratos en gradación normal de la Pómez Malinche II, sin evidencias de

perturbación entre ellos, reflejan un comportamiento pulsante en la columna eruptiva, en donde el tiempo entre pulsos fue mayor que el tiempo de sedimentación de cada estrato (Walker, 1980). La actividad pulsante de la columna refleja variaciones cíclicas en la tasa de erupción, provocadas probablemente por obstrucciones del conducto volcánico, o bien, por variaciones en el flujo de gas asociadas con los procesos de exsolución. Por otra parte, la textura semiendurecida que exhiben las cenizas superiores de cada estrato indica condiciones de humedad. La misma actividad pulsante puede explicar tanto el origen como la textura de estas cenizas con la presencia de agua sub-superficial en pequeñas cantidades. Cuando disminuye la tasa eruptiva en cada pulso, el magma ascendente tiene oportunidad de interactuar con el agua más eficientemente para producir una mayor fragmentación. Al mismo tiempo, al disminuir el valor de la relación magma/agua los piroclastos pueden retener más humedad. Esto, en conjunto con el calor producido por el lapilli subyacente, así como por el sobreyacente cuando se deposita el siguiente estrato, puede posibilitar la cohesión en las cenizas.

La erupción de la Pómez Malinche I no parece haber producido un miembro adicional de cenizas de caída (o no se preservó en las secciones estudiadas). Sin embargo, la fase freatomagmática después de la producción de la pómez también fue notoria con la producción de oleadas piroclásticas. La interacción del magma con el agua externa, luego del emplazamiento de la Pómez Malinche I, sucedió en niveles más someros. También es posible que el cráter se haya ensanchado, ya que predominó la componente lateral de velocidad durante el movimiento del material fragmentado (Sparks, 1983), pues se produjeron depósitos de oleadas en vez de caída. Además, los depósitos fueron húmedos (inferidos así por la cohesión y la textura plástica de las cenizas componentes), a diferencia de los miembros de cenizas asociados a las otras unidades de pómez.

4.4 Erupción 11 (flujo piroclástico de bloques y cenizas)

En la estratigrafía se registra un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas que

sobreyace a los depósitos de la Pómez Malinche II. La uniformidad litológica del depósito, y la alta densidad, carencia de vesículas y textura semivítrea de los clastos de dacita que componen este depósito, sugieren la existencia previa de un domo que creció y se enfrió en una manera relativamente rápida. El flujo de bloques y cenizas se formó entonces por el colapso de este domo. La presencia de pómez, aunque escasa, indica participación de material juvenil con mayor cantidad de volátiles que el cuerpo del domo. Los volátiles pudieron ejercer presión sobre el domo desde el interior del volcán, hasta provocar su colapso por la ladera occidental de manera explosiva. Con esta explosividad se puede explicar de mejor manera el grado de fragmentación de los clastos que forman el depósito, pues su diámetro no rebasa los 25 cm y la mayoría es inferior a los 10 cm. Se propone entonces un estilo eruptivo de tipo peleano para esta erupción, ya que un simple colapso gravitacional, tipo Merapi, no involucraría la presencia de material juvenil vesiculado (Bardintzeff, 1984).

4.5 Erupción 13 (flujos de cenizas y pómez -7500 años A.P.-)

La siguiente erupción inferida de la sección compuesta produjo varios depósitos de flujos de cenizas y pómez (Fig. 2-1). La presencia abundante de pómez, que varía en tamaño desde cenizas hasta bloques, sugiere un mecanismo magmático con participación importante de gases durante el origen de la erupción. El contenido relativamente abundante de clastos líticos puede indicar la existencia de un domo previo a la erupción, o bien, un desgaste del conducto volcánico que provocaría un ensanchamiento paulatino del mismo en la parte superior. Así, los flujos piroclásticos pudieron haberse formado por colapso sucesivo de una columna eruptiva de baja altura (Wright *et al.*, 1980). Una columna eruptiva pulsante (Walker, 1980) sería consistente con el colapso sucesivo para dar lugar a varias unidades de flujo. Otra posibilidad es que las unidades de flujo hayan sido formadas por eventos eruptivos individuales sucesivos, separados por un lapso de tiempo muy corto entre ellos, ya que no existen evidencias que indiquen un hiatus entre el emplazamiento de cada unidad. En algún tiempo de la evolución

eruptiva, la columna eruptiva debió sostenerse por un corto tiempo, aunque sin perder el carácter pulsante, para generar los depósitos de caída observados en la barranca Axaltzintle (sección 54, Apéndice A). Una reducción en el diámetro del cráter de salida (por taponamientos de material que colapsa dentro del cráter) implica una mayor presión en el mismo y una menor cantidad de material en la columna al disminuir la tasa eruptiva. La disminución de la tasa eruptiva con la reducción del radio del cráter, junto con el aumento en la presión de salida pueden evitar el colapso de la columna (Sparks *et al.*, 1978; Wilson *et al.*, 1980), y de esta manera se pueden generar los depósitos de caída. La columna volvería a colapsar una vez liberada la obstrucción en el cráter. Otro motivo de colapsamiento de la columna eruptiva podría ser un aumento en la concentración de material lítico suspendido en la columna, en tal cantidad que la fuerza del peso del material puede superar a la fuerza de empuje (Fisher *et al.*, 1980). Aunque otra razón podría ser una desgasificación del sistema, ésta parece menos probable, pues luego del colapso continuó la formación de flujos piroclásticos. Se supone una altura baja de la columna eruptiva por la aparente distancia horizontal corta en el alcance de los flujos piroclásticos (10 km máximo, mapeado). Una columna alta añadiría movilidad a los flujos y les daría mayor alcance.

Por lo expuesto anteriormente, se infiere un estilo eruptivo tipo St. Vincent (Roobol y Smith, 1976; Williams y McBirney, 1979), aunque a una escala más reducida que las erupciones típicas (Roobol y Smith, 1981), pues esta erupción de La Malinche involucró una altura baja de la columna y una menor extensión lateral de los depósitos. La textura y composición de los clastos, y la textura de los depósitos son todavía más semejantes a los depósitos generados por colapso de columna durante la erupción del Mt. St. Helens en 1980 (Rowley *et al.*, 1981).

4.6 Erupción 14 (caída de cenizas -3100 años A.P.-)

En la última erupción reconocida, la fragmentación relativamente alta que exhibe el depósito de caída y la vesiculación moderada en las partículas componentes, parecen indicar que

ocurrió contacto de agua externa con el magma ascendente. Sin embargo, se estima que el magma interactuó con el agua en una relación cuyo valor estuvo por abajo del valor de interacción óptima (Sheridan y Wohletz, 1981), ya que la fragmentación no fue tan extensa y la vesiculación no fue inhibida en forma muy importante. Esta interacción regular del magma con agua permitió que la dispersión sólidos/gases ascendente, tuviera la temperatura y grado de fragmentación suficientes para generar una zona de convección en la columna eruptiva (Wilson *et al.*, 1978; Woods, 1988). A partir de esta zona de convección se favoreció el crecimiento y el sostenimiento de una columna eruptiva (Wilson, 1976). En la zona de la cima, la estructura estratificada del depósito de caída resultante (Fig. 2-24) supone una actividad pulsante en la columna. Cuando la tasa eruptiva fue alta se produjo principalmente lapilli de pómez, pues hubo menor oportunidad de contacto con agua y, por ende, una menor explosividad. Cuando la tasa eruptiva fue baja se generaron principalmente cenizas, pues hubo mayor oportunidad de contacto con agua y, por ende, una mayor explosividad. En algún momento de la erupción (probablemente cuando la desgasificación del sistema fue determinante) la columna colapsó y se originó al menos un flujo piroclástico de cenizas hacia la ladera norte del volcán. Este se emplazó por abajo de la temperatura mínima de soldamiento (Smith, 1960), pero con el calor suficiente para carbonizar la madera de los árboles, lo cual permitió fechar el depósito. En cambio, el depósito de caída sólo pudo carbonizar materia vegetal menor, ya que sólo los piroclastos mayores tenían el calor suficiente para hacerlo, y éstos se presentaron muy limitadamente. Las cenizas de caída probablemente perdieron todo el calor durante el transporte descendente desde la columna eruptiva, debido a que su diámetro reducido permite una rápida disipación del calor (Thomas y Sparks, 1992). Por este motivo, el material que se logró coleccionar para fechamiento consistió de fragmentos muy pequeños de carbón.

5. Petrografía y Geoquímica

5.1 Petrografía

Se estudiaron con microscopio petrográfico 14 secciones delgadas que corresponden a igual número de muestras de roca de la región de La Malinche (Tabla 5-1). Representan diferentes niveles estratigráficos, así como dos domos cercanos a La Malinche. Dos muestras (9306-1 y 9306-2) corresponden al domo Cerro Cuatlapanga y una (9567A) al domo Cerro El Tintero (Fig. 1-1). La muestra 9306-2 es un xenolito contenido en la muestra 9306-1.

Se hicieron análisis modales de las secciones delgadas, con un conteo de 1000 puntos por cada muestra, para determinar las asociaciones de minerales de las rocas muestreadas (Tabla 5-2). Los clastos líticos presentan una textura porfirítica holocristalina. La muestra 9542D exhibe matriz criptocristalina, mientras que las demás tienen una matriz microcristalina compuesta principalmente por plagioclasa, con cantidades mínimas de hornblenda y piroxeno. El contenido de fenocristales, con excepción del xenolito (muestra 9306-2), que tiene un 100%, varía entre el 42% y el 51% del volumen total (libre de espacios vacíos -vesículas-). Los clastos de pómez exhiben una textura vitrofírica, con un contenido de fenocristales que varía entre el 20% y el 53% del volumen total (libre de espacios vacíos).

La asociación mineral de todas las muestras consiste de fenocristales (> 0.1 mm) euhedrales a subhedrales de plagioclasa $>$ hornblenda + biotita $>$ magnetita, \pm ortopiroxeno, \pm clinopiroxeno, \pm cuarzo, \pm olivino, \pm trazas de microfenocristales de apatito y zircón (Tabla 5-2). Estos últimos dos minerales se encuentran como cristales euhedrales diminutos incluidos en los fenocristales de plagioclasa, visibles sólo con objetivos de gran aumento (20X y 40X). Las seis fases primeras (las de mayor tamaño) generalmente muestran rasgos de resorbsión, en

Tabla 5-1 Muestras de roca de La Malinche analizadas geoquímica y petrográficamente. La composición química de las rocas puede verse en la Fig. 5-1. La localización de las muestras está en la Fig. A-1 (Apéndice A).

<i>Muestra</i>	<i>Composición química</i>	<i>Procedencia</i>	<i>Localización</i>
<i>Clastos de pómez</i>			
9308b	andesítica	Clasto esencial de la Pómez Malinche I (pómez de caída).	19° 16' 41" N, 98° 01' 31" O. (Secc. 08b).
9529D	dacítica	Clasto esencial de la Pómez Zaragoza (pómez de caída).	19° 16' 57" N, 97° 56' 16" O. (Secc. 30).
9539C	andesítica	Clasto esencial de la Pómez Malinche II (pómez de caída).	19° 16' 55" N, 98° 00' 23" O. (Secc. 39).
9552D4	dacítica	Clasto esencial de un depósito de flujo de pómez y cenizas (unidad superior de los depósitos de la erupción de 7500 años A.P.).	19° 14' 16" N, 97° 58' 03" O. (Secc. 52).
9555B	dacítica	Clasto esencial de un depósito de flujo de pómez y cenizas (una unidad intermedia de los depósitos de la erupción de 7500 años A.P.).	19° 14' 51" N, 97° 58' 32" O. (Secc. 55).
9574F	dacítica	Clasto esencial de un depósito de flujo de pómez (Secc. 74, Apéndice A).	19° 13' 01" N, 98° 06' 36" O. (Secc. 74).
96101E	dacítica	Clasto esencial de un depósito de flujo de pómez y cenizas (Secc. 101, Apéndice A).	19° 11' 27" N, 98° 06' 58" O. (Secc. 101).
<i>Clastos líticos</i>			
9306-1	andesítica	Muestra del domo Cerro Cuatlapanga	19° 20' 02" N, 98° 04' 53" O.
9306-2	traquiandesita basáltica	Xenolito del domo Cuatlapanga	19° 20' 02" N, 98° 04' 53" O.
9405A	dacítica	Clasto accesorio (color rojizo) de un depósito de flujo de bloques y cenizas	19° 18' 50" N, 97° 56' 37" O. (Cantera).
9405C	dacítica	Clasto esencial (color gris) del depósito anterior. (Posición estratigráfica en Fig. 5-6).	19° 18' 50" N, 97° 56' 37" O. (Cantera).
9515	dacítica	Muestra del domo de la cima de La Malinche.	19° 13' 54" N, 98° 01' 56" O.
9542D	dacítica	Clasto esencial de un depósito de bloques y cenizas.	19° 15' 18" N, 98° 05' 10" O. (Secc. 42).
9567A	andesítica	Muestra del domo Cerro El Tintero.	19° 09' 42" N, 97° 55' 09" O.

ocasiones hasta en un 50% o más del cuerpo del cristal.

La plagioclasa es la fase de mayor tamaño (< 4 mm de largo) y exhibe comúnmente zonamiento moderado a fuerte, simple y oscilatorio. Exhibe las maclas de la albita y Carlsbad, pero la escasez relativa de éstas y de los cristales con la orientación adecuada, así como el zonamiento extensivo impiden estimar su composición por medios petrográficos. En la plagioclasa son raras las inclusiones de cristales poco desarrollados de hornblenda, biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno, magnetita, y aún de plagioclasa. Son comunes las inclusiones

Tabla 5-2 Análisis modales de las rocas analizadas de La Malinche (en % del volumen total). Se contaron 1000 puntos en cada una de las secciones delgadas. El tipo y la procedencia de la muestra pueden verse en la Tabla 5-1.

Muestra	<i>plg</i>	<i>hbl</i>	<i>bt</i>	<i>opx</i>	<i>cpx</i>	<i>mt</i>	<i>qz</i>	<i>ol</i>	<i>ap</i>	<i>zr</i>	<i>mat</i>	<i>ves</i>
9308b	6.1	3.0	0.1	1.4	0.5	0.4	-	-	-	-	45.8	42.7
9529D	18.1	4.1	2.2	-	3.6	2.2	-	-	-	-	48.4	21.4
9539C	10.5	6.2	0.4	-	1.8	1.1	-	-	-	-	57.4	22.6
9552D4	29.6	3.4	4.2	0.3	2.3	1.6	0.4	-	-	-	43.1	15.1
9555B	22.3	5.5	5.7	0.2	1.3	1.9	0.5	-	-	-	32.7	29.9
9574F	21.3	4.7	5.5	-	3.3	1.5	0.1	-	-	-	39.4	23.2
96101E	18.2	9.2	1.5	-	2.5	2.1	-	-	-	-	41.6	24.9
9306-1	25.6	15.9*	5.6*	-	-	2.4	0.5	0.6	-	-	48.7	0.7
9306-2	56.3	25.1*	8.5*	-	0.9	1.0	-	trazas	trazas	trazas	-	8.2
9405A	29.2	16.4*	0.5*	0.1	2.3	0.6	-	-	trazas	-	50.9	-
9405C	28.3	15.8	0.9	2.5	1.2	2.2	-	-	trazas	trazas	49.1	-
9515	27.7	13.5*	2.8*	0.1	-	1.7	1.6	-	trazas	-	51.0	1.6
9542D	31.9	14.1	0.5	-	6.2	1.6	-	0.1	trazas	trazas	41.1	4.5
9567A	25.8	10.3	1.4	-	0.8	1.5	0.3	-	-	-	54.7	5.2

* alterado.

plg= plagioclasa, *hbl*= hornblenda, *bt*= biotita, *opx*= ortopiroxeno, *cpx*= clinopiroxeno, *mt*= magnetita, *qz*= cuarzo, *ol*= olivino, *ap*= apatito, *zr*= zircón, *mat*= matriz, *ves*= vesículas.

vítreas (textura de cedazo o "sieve texture") (las cuales revelan disolución parcial del cristal) diminutas en zonas concéntricas o en las partes centrales de los cristales, así como también en los bordes del cristal a lo largo del zonamiento. Es concurrente la disolución parcial a lo largo de las fracturas de crucero. También existen, aunque escasamente, cristales que presentan bordes de reacción en equilibrio. En algunas muestras se advierte una segunda población de plagioclasa con menor grado de desarrollo (más pequeña), de resorbsión y de zonamiento.

Los fenocristales de hornblenda (< 2.5 mm de largo) y de biotita (< 2 mm de largo) generalmente se encuentran bien desarrollados y parcialmente resorbidos (en ocasiones presentan textura celular). Estos minerales normalmente presentan algún grado de alteración y en las muestras 9306-1, 9306-2, 9405A y 9515 se encuentran casi alterados por completo a fases opacas de óxidos. Estas muestras, al igual que la número 9567A, presentan la variedad oxidada de la hornblenda (oxihornblenda), con un color amarillo (y pleocroismo café rojizo), mientras que en las muestras menos alteradas la hornblenda es de color verde (y pleocroismo café). Es decir, la oxihornblenda se encuentra en las muestras de los domos, y probablemente se formó

por oxidación de la hornblenda mediante procesos hidrotermales. En ocasiones, cristales de hornblenda alterados presentan bordes de reacción en equilibrio, observándose los bordes normales, no alterados, y en otras ocasiones presentan bordes oxidados (más común en las muestras de los domos). Es frecuente el sobrecrecimiento de hornblenda a expensas de la biotita. La biotita es de color café, pero en las muestras más alteradas (Tabla 5-2) presenta un matiz rojizo. En la mayoría de las secciones delgadas los fenocristales de biotita regularmente exhiben extinción ondulatoria. Ambas fases incluyen cristales de magnetita y, ocasionalmente, de ortopiroxeno y de clinopiroxeno.

Los piroxenos regularmente son más pequeños (< 1 mm de largo) que los minerales anteriores y también se encuentran resorbidos parcialmente (con frecuencia exhiben textura celular). Las variedades son la hiperstena (ortopiroxeno) color verde pálido a amarillo pálido y la augita (clinopiroxeno) de color verde pálido, ambas con pleocroismo muy débil. Incluyen esporádicamente cristales de magnetita. El cuarzo (< 0.5 mm de largo) es muy escaso y exhibe bordes redondeados. La magnetita se encuentra incluida en las fases anteriores, a excepción del cuarzo, pero se presenta principalmente como fase individual (< 0.2 mm de largo). En ocasiones la magnetita reemplaza por completo a la oxihornblenda. Los cristales de olivino son muy escasos (se observaron sólo en tres muestras –Tabla 5-2–) y pequeños (< 0.2 mm de largo), con forma subhedral. Los microfenocristales de apatito y de zircón (ambos < 2 micras de largo) se encuentran sólo incluidos en los fenocristales de plagioclasa.

Las inclusiones de magnetita en los demás fenocristales (excepto en cuarzo y en olivino) y las de apatito y zircón en las plagioclasas, parecen indicar que tales fases minerales empezaron a cristalizar en las etapas primarias de cristalización del magma. El apatito y el zircón normalmente son de tamaño pequeño, aún con enfriamiento lento del magma (Cox *et al.*, 1979). Al mismo tiempo o poco después, puede inferirse que sucedió la cristalización de la plagioclasa, y enseguida o simultáneamente con la magnetita y la plagioclasa pudieron haber cristalizado también los piroxenos y la hornblenda. Finalmente, se alcanzarían las condiciones para la cristalización de la biotita y, en algunos casos (Tabla 5-2), del cuarzo. Algunos fenocristales de

hornblenda parecen haber crecido en etapas tardías de la cristalización del magma, por reacción a partir de la biotita. Esto es indicado por los cristales de biotita incluidos en los cristales de hornblenda. La resorbsión que exhiben las fases fenocristalinas y el zonamiento recurrente de la plagioclasa son indicativos de desequilibrio térmico y químico en la evolución magmática. Lo mismo puede decirse del crecimiento de algunos de los fenocristales a partir de otros (inclusiones) que no alcanzaron un buen desarrollo por cambios en las condiciones del sistema. Particularmente, en la mayoría de las muestras este tipo de reacción es más evidente entre la biotita y la hornblenda, de las cuales es común observar la segunda formada a expensas de la primera. Condiciones de desequilibrio también son evidenciadas por la textura de cedazo ("sieve texture") en cristales de plagioclasa y por los bordes de reacción exhibidos por estos mismos (que sufrieron disolución parcial) y por la oxihornblenda (reemplazados por fases opacas de óxidos). El crecimiento de la hornblenda a partir de la biotita y la resorbsión en los cristales de plagioclasa, de piroxeno, de hornblenda y de biotita concuerdan con un recalentamiento del sistema magmático, el cual puede asociarse con la intrusión de magmas primarios (más máficos y calientes) a la cámara magmática. Esto también explicaría la presencia de algunos cristales de olivino en algunas de las muestras. Los bordes de reacción a fases opacas de óxidos de la oxihornblenda pueden estar asociados a procesos de oxidación durante la extrusión de los domos (Nixon, 1988), ya que son debidos a inestabilidad de baja presión (Wilson, 1989). Por otra parte, la extinción ondulatoria exhibida por los cristales de biotita parece asociarse a deformación plástica, ya que la biotita es un material dúctil. Esta deformación pudo haber sido causada por esfuerzos compresivos sufridos por los cristales durante el ascenso del magma (choque contra las paredes del conducto volcánico, o flujo contra un domo previamente formado), así como también por la pérdida de presión y de temperatura (que podría producir una contracción en los cristales) durante la extrusión del magma hacia la superficie. Es probable que los demás minerales no hayan sido afectados físicamente durante la extrusión, por haber estado ya completamente formados, y que sólo la biotita haya sido afectada por estar todavía en etapa de cristalización, ya que este mineral sería el último en cristalizar.

5.2 Geoquímica

Elementos mayores y elementos traza

De las mismas rocas analizadas petrográficamente se efectuaron análisis químicos de roca total por elementos mayores, y elementos traza y de las tierras raras (Tabla 5-3), todos en Activation Laboratories LTD, en Canadá. Los elementos mayores y un grupo de elementos traza (Tabla 5-3) fueron analizados por ICP (siglas en inglés: "inductively coupled plasma"). El grupo restante de elementos traza fue analizado por el método INAA (siglas en inglés: "instrumental neutron activation analysis"). En la Tabla 5-3 pueden verse los elementos analizados por cada método y los límites de detección por INAA se indican en el Apéndice B. Los valores bajos observados en los totales de elementos mayores en algunas de las muestras, son debidos probablemente a un gran contenido de agua adsorbida por las muestras y, por ende, a la dificultad en la estimación del parámetro LOI en los procedimientos analíticos.

La composición de las rocas analizadas, de acuerdo con la clasificación de Le Bas *et al.* (1986) varía desde dacitas hasta andesitas (Fig. 5-1a) y sólo el xenolito del Cerro Cuatlapanga (muestra 9306-2) es clasificado como traquiandesita basáltica. Los análisis químicos y petrográficos concuerdan con los resultados obtenidos, también de rocas de La Malinche, por Weyl (1974). La abundancia del K_2O indica que corresponden a la serie calcialcalina (Fig. 5-1b), como la mayoría de los productos eruptivos del CVT (Demant, 1978; Aguilar-Vargas y Verma, 1987). En los diagramas de variación química de Harker (sílice contra los demás óxidos de los elementos mayores) de la Figura 5-2, se observa que algunos exhiben tendencias cercanamente lineales. El TiO_2 , el Fe_2O_3 total, el MgO y el CaO decrecen con el aumento del SiO_2 , siguiendo líneas separadas, pero con la misma tendencia, los clastos de pómez y los clastos líticos. El Al_2O_3 en todas las muestras y el P_2O_5 , con excepción de dos muestras (9539C y 9574F), también exhiben, aunque con una dispersión mayor, un decremento en su concentración con el incremento del sílice. Por otra parte, los contenidos de Na_2O y de K_2O incrementan hacia las rocas más evolucionadas, con una menor concordancia en las muestras

Tabla 5-3 Análisis químicos de roca total de las rocas de La Malinche.

muestra	clastos de pómez							clastos líticos						
	9308b	9529D	9539C	9552D4	9555B	9574F	96101E	9306-1	9306-2	9405A	9405C	9515	9542D	9567A
SiO ₂	58.26	63.56	59.56	64.62	64.44	62.25	64.36	61.18	56.26	62.79	62.00	63.75	64.45	60.11
TiO ₂	0.74	0.55	0.69	0.55	0.53	0.63	0.58	0.71	0.81	0.70	0.73	0.68	0.60	0.82
Al ₂ O ₃	16.81	15.43	16.59	15.95	15.20	15.70	15.07	15.48	16.51	14.93	15.43	15.82	15.57	16.78
Fe ₂ O _{3t}	4.80	3.93	4.82	3.84	3.63	4.41	4.12	5.08	7.59	5.02	5.00	4.63	4.18	5.49
MnO	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.11	0.20	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09
MgO	2.38	2.00	2.52	1.82	1.75	2.34	2.04	2.90	4.89	2.86	2.79	2.35	2.12	2.43
CaO	4.91	4.49	5.14	4.32	4.15	4.74	4.54	5.50	7.30	5.17	5.44	5.07	4.63	5.92
Na ₂ O	3.47	4.16	4.01	4.22	4.48	4.16	4.17	4.15	3.97	4.18	4.29	4.44	4.46	4.09
K ₂ O	1.40	2.29	1.62	2.18	2.07	1.91	2.00	2.00	1.87	1.95	1.89	1.93	2.06	1.72
P ₂ O ₅	0.24	0.16	0.09	0.14	0.14	0.10	0.17	0.25	0.31	0.19	0.21	0.21	0.17	0.20
LOI	6.43	2.06	3.44	2.18	1.74	2.17	2.20	0.30	0.41	0.05	1.17	0.21	1.11	1.43
Total	99.49	98.68	98.56	99.89	98.18	98.48	99.32	97.67	100.13	97.91	99.03	99.16	99.42	99.07
<i>Elementos traza (ppm) (*ppb)</i>														
Au*	3	<2	5	3	3	4	4	<2	<2	<2	<2	<2	5	2
As	2	1	<1	1	<1	1	<1	2	2	<1	1	<1	<1	1
Br	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	10.0	8.4	10.3	7.6	7.6	9.7	8.4	12.6	21.2	12.2	12.0	10.7	9.1	10.8
Cr	37.9	33.0	44.6	28.2	28.7	41.9	38.2	58.6	14.1	57.6	39.6	40.0	36.8	17.9
Cs	1.3	2.1	1.5	2.8	2.2	2.1	2.4	0.9	1.0	1.8	2.1	1.3	2.4	1.4
Hf	3.9	3.2	3.7	3.6	3.4	3.5	3.2	4.0	4.3	3.5	3.3	3.5	3.5	3.3
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ir*	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2
Rb	32	56	41	45	44	40	40	39	41	41	43	38	47	31
Sb	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
Sc	9.1	7.9	11.0	7.8	7.1	9.9	8.2	12.0	17.3	12.0	12.2	10.1	8.9	10.6
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	<0.3	0.3	<0.3	0.5	0.3	<0.3	<0.3	0.4	<0.3	0.5	<0.3	0.5	0.4	0.3
Th	3.0	3.3	3.0	3.3	3.0	3.7	3.1	3.6	1.9	3.3	3.3	3.2	3.5	2.9
U	1.3	1.8	1.6	2.1	1.5	1.6	1.7	1.6	1.3	1.5	1.6	1.3	1.5	1.2
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
La	20.0	17.1	16.4	17.0	16.0	19.5	16.6	23.8	16.9	16.8	19.1	17.8	18.6	15.8
Ce	39	35	37	36	33	41	36	51	44	35	41	38	39	35
Nd	20	17	18	14	14	18	18	25	27	18	19	18	18	18
Sm	4.43	3.36	3.83	3.33	3.10	4.00	3.46	5.00	6.33	3.69	4.19	3.66	3.66	4.00
Eu	1.14	0.95	1.15	0.96	0.89	1.07	1.00	1.32	1.68	1.05	1.23	1.12	1.07	1.22
Tb	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.8	0.4	0.5	0.4	0.4	0.6
Yb	1.29	1.04	1.19	1.14	1.04	1.22	1.15	1.72	2.73	1.32	1.37	1.19	1.22	1.53
Lu	0.19	0.16	0.18	0.18	0.16	0.17	0.15	0.22	0.36	0.18	0.19	0.17	0.16	0.19
Σ(g)	1.046	1.405	1.104	1.098	1.394	1.317	1.122	1.330	1.462	1.556	1.482	1.225	1.680	1.579
Ba	428	508	519	487	513	517	450	555	587	489	480	506	533	385
Sr	525	540	595	517	501	558	568	666	651	509	603	595	556	602
Y	16	13	14	12	12	14	13	18	26	15	15	14	13	17
Zr	145	124	133	120	121	128	119	135	167	113	123	124	111	114
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	82	67	91	65	61	81	73	85	129	88	103	70	75	91
Cu	9	4	4	17	12	9	9	11	19	8	8	8	74	16
Pb	<5	9	11	8	<5	6	9	11	<5	13	<5	10	9	<5
Zn	73	63	68	58	58	65	61	99	169	69	68	66	65	70
Ag	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0.4	0.4
Ni	19	14	14	8	8	12	9	21	39	15	13	14	11	5
Cd	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Bi	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Elementos mayores en % (peso). Fe₂O_{3t}: todo el hierro como Fe₂O₃.

LOI: siglas en inglés que significan "loss on ignition" (pérdida por ignición -de los volátiles de la muestra-).

Σ: masa, en gramos (elementos analizados por el método INAA; todos los otros elementos fueron analizados por ICP).

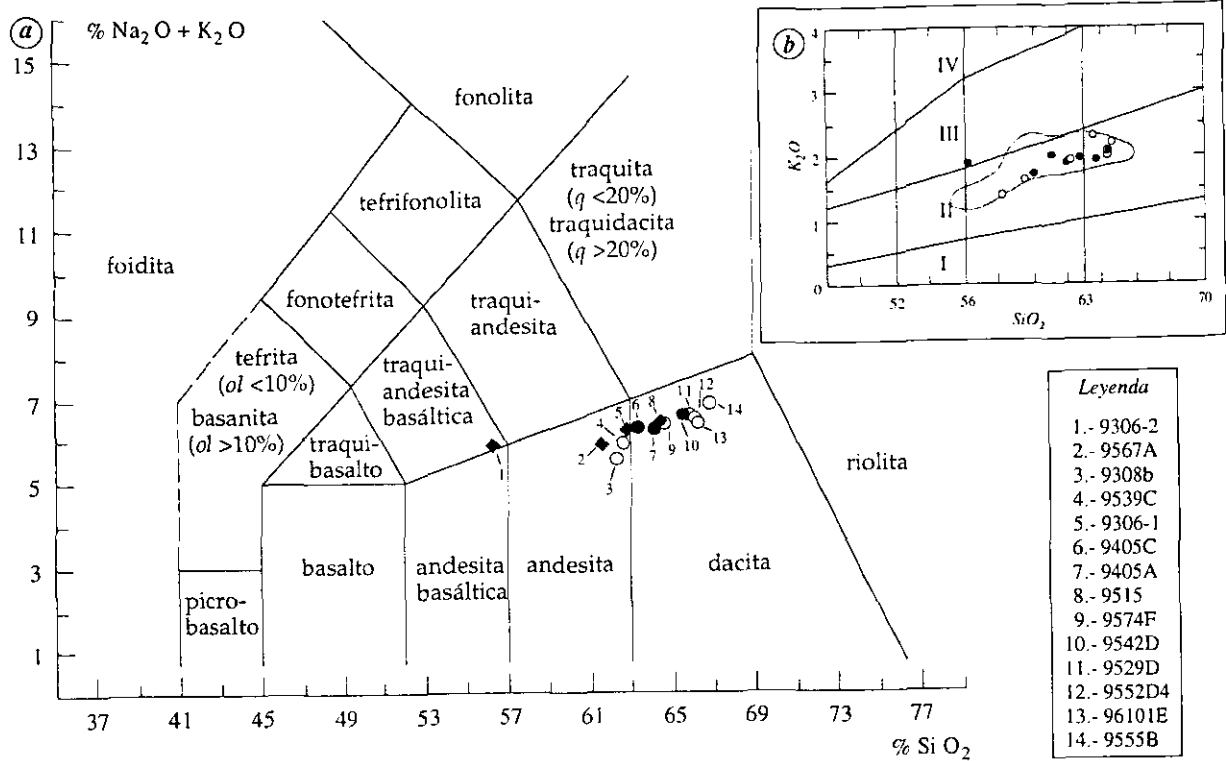


Figura 5-1 a) Clasificación química de las rocas analizadas de La Malinche con el diagrama sílice-álcalis (Le Bas *et al.*, 1986). La gráfica se construyó con valores anhidros recalculados al 100 %. Los círculos y rombos rellenos (en negro) representan clastos líticos y los círculos vacíos representan clastos de pómez. Las muestras representadas por rombos son las obtenidas de los domos. En la leyenda, el orden de las muestras (1 a 14) indica incremento en el contenido de sílice. b) Diagrama de clasificación SiO_2 - K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976); las líneas a lo largo del K_2O limitan los campos de las series de rocas toleítica (I), calcialcalina (II), calcialcalina con alto contenido en K_2O (III) y shoshonítica (IV). En este diagrama sólo se diferencian los clastos de pómez (círculos vacíos) de los clastos líticos (círculos rellenos); todas las rocas analizadas de La Malinche son calcialcalinas y sólo el xenolito (9306-2) tiene un contenido alto en K_2O . La línea curva cerrada es el campo donde grafican los valores de rocas de los volcanes Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997b), Popocatepetl (Gunn y Mooser, 1970), Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) y Citlaltépetl (Siebe *et al.*, 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

9308b y 9306-2 (xenolito). Las tendencias regularmente continuas que se observan en estos diagramas de variación pueden indicar procesos de cristalización fraccionada, o bien, mezcla de dos magmas diferentes. Esto último también es sugerido por la petrografía. No obstante, las fases minerales presentes en las rocas, en conjunto con las tendencias observadas en los diagramas Harker, también parecen relacionarse con procesos de cristalización fraccionada. Las variaciones en el TiO_2 y el Fe_2O_3 total concuerdan con el fraccionamiento de la magnetita. Las variaciones conjuntas que exhiben el TiO_2 , el Fe_2O_3 total, el CaO y el K_2O con

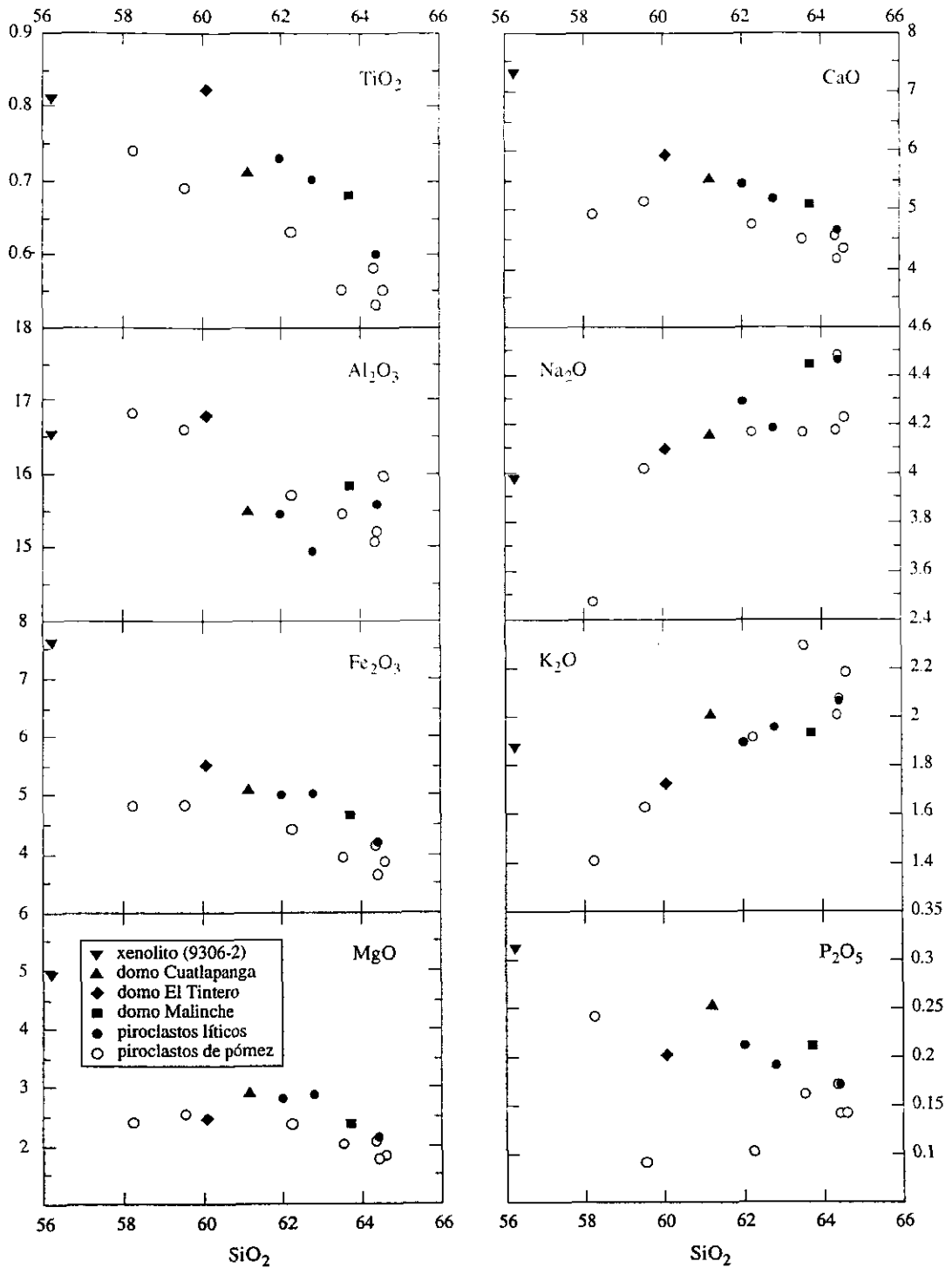


Figura 5-2 Diagramas de variación química (Harker) de elementos mayores de las rocas analizadas de La Malinche. Explicación en el texto.

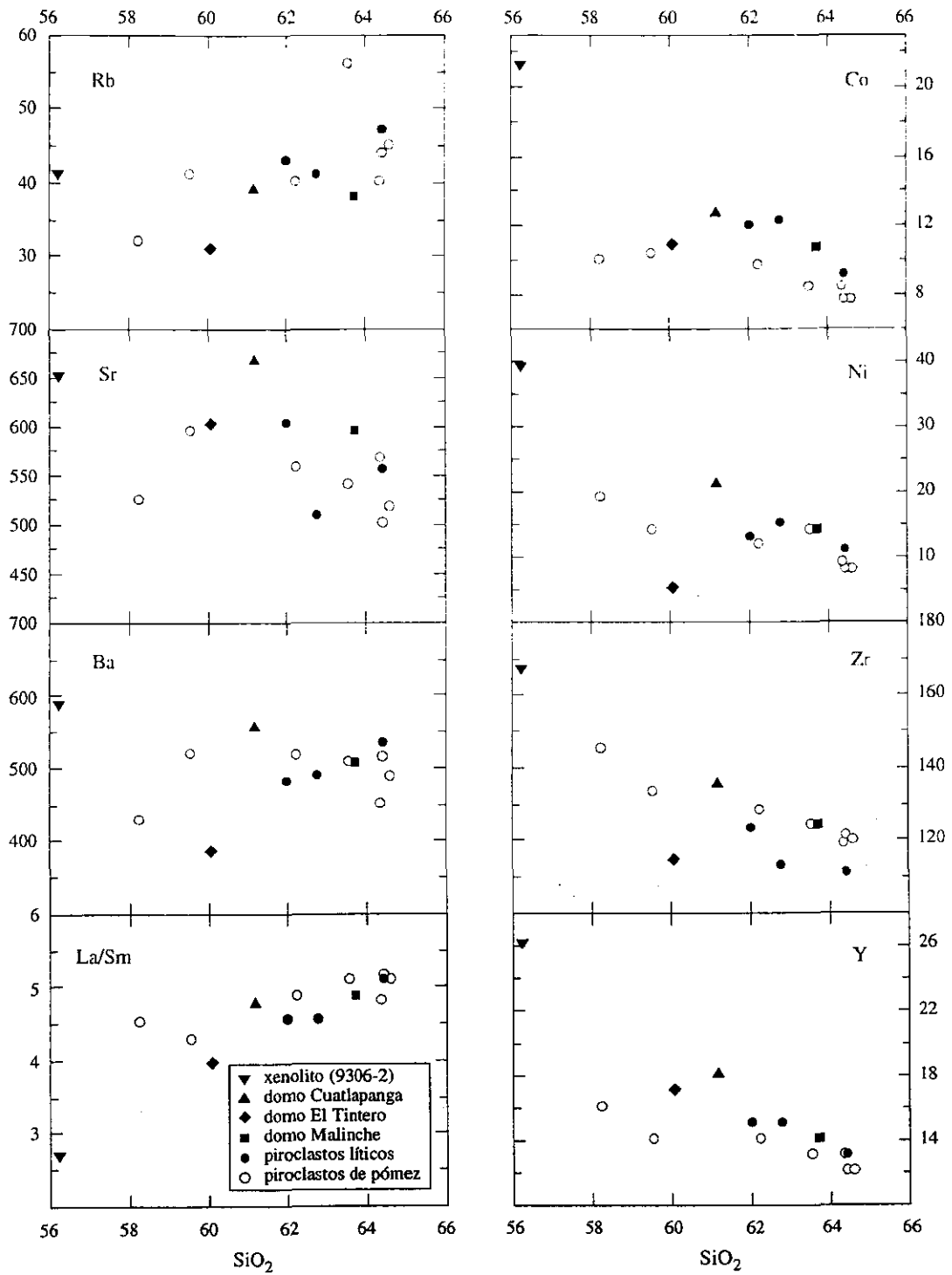


Figura 5-3 Diagramas de variación química (Harker) de elementos traza de las rocas analizadas de La Malinche. Explicación en el texto.

respecto del SiO_2 parecen indicar el fraccionamiento cristalino de la plagioclasa (Wilson, 1989). La disminución del Al_2O_3 hacia las rocas más evolucionadas también parece indicar la cristalización de la plagioclasa. La disminución del MgO con el aumento del sílice puede ser un reflejo del fraccionamiento cristalino de los piroxenos, la hornblenda y la biotita (Ewart, 1982).

En los diagramas de variación química de SiO_2 con respecto de la concentración de elementos traza (Fig. 5-3), el Co, Ni, Zr, e Y muestran un decremento en su concentración con el incremento del sílice. Aunque con una dispersión grande, también el Sr experimenta una disminución en su contenido hacia las rocas más evolucionadas. El contenido de Rb y la relación La/Sm, en cambio, incrementan con el aumento del sílice. El contenido de Ba no experimenta tendencia alguna con las muestras analizadas. También en estos diagramas de variación pueden apreciarse procesos de cristalización fraccionada. El aumento del Rb con el aumento del sílice es consistente con el fraccionamiento de la biotita. Además, esta variación del Rb, conjuntamente con la disminución del Sr, puede ser indicativa del fraccionamiento de la plagioclasa, pues mientras que el primero es incompatible con ésta, el segundo se comporta compatiblemente con la misma. La disminución del Ni, coordinada con el aumento de la relación La/Sm respecto del sílice concuerda con el fraccionamiento de la magnetita, los piroxenos y la hornblenda, ya que el primer elemento es compatible con estos minerales, mientras que el La y el Sm son incompatibles con los mismos. También, la disminución del Zr y del Ni son indicativos del fraccionamiento de la magnetita. Aunque es posible, parece poco probable que este comportamiento pueda reflejar el fraccionamiento del zircón, debido a la muy baja abundancia de éste (Tabla 5-2).

El diagrama de los elementos traza normalizados con el MORB (Fig. 5-4) exhibe un patrón común para las rocas relacionadas con un ambiente de convergencia de placas (por ejemplo, es comparable con el patrón exhibido por rocas de la Zona Volcánica Central de Los Andes). De acuerdo a Pearce (1983), la fuente del manto que dio origen a los magmas productores de las rocas de La Malinche se encuentra enriquecida en elementos móviles (Sr, K, Rb y Ba) a través de fluidos provenientes de la zona de subducción. El xenolito del Cerro

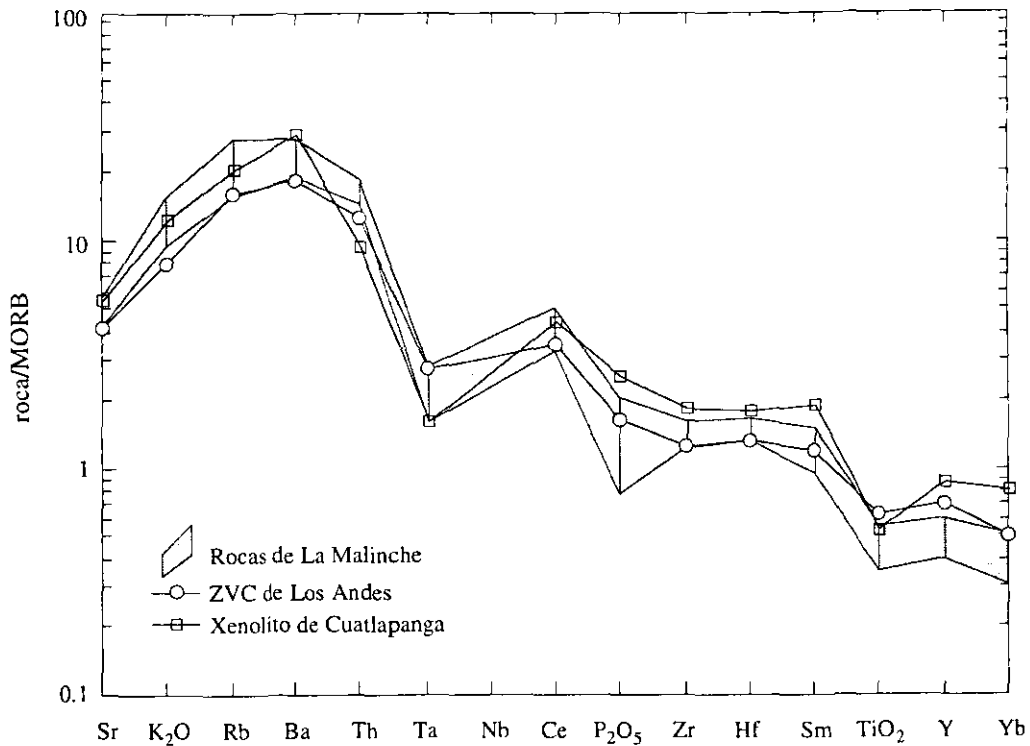


Figura 5-4 Diagrama de los elementos traza de las rocas de La Malinche (campo sombreado), normalizados con el MORB ("Mid-Ocean Ridge Basalt"). Se emplearon los valores de normalización de Pearce (1983). Se grafica fuera del campo sombreado el xenolito del domo Cuatlapanga (muestra 9306-2), así como también, para comparación, una andesita basáltica de la Zona Volcánica Central (ZVC) del arco activo de Los Andes (datos de Thorpe *et al.*, 1984).

Cuatlapanga se graficó de manera separada porque muestra un patrón ligeramente diferente. En éste se observa un enriquecimiento en los elementos menos incompatibles y un empobrecimiento en los más incompatibles (Th y Ta) respecto de las rocas de La Malinche. Esto parece indicar un origen a partir de magmas más primitivos, de una fuente del manto más profunda, o bien, de magmas primarios menos diferenciados que aquellos relacionados directamente con La Malinche. El contenido en elementos móviles, similar a las demás rocas, puede indicar también la influencia de fluidos de zona de subducción.

Elementos de las tierras raras

Los patrones de los elementos de las tierras raras, cuyos valores son normalizados con

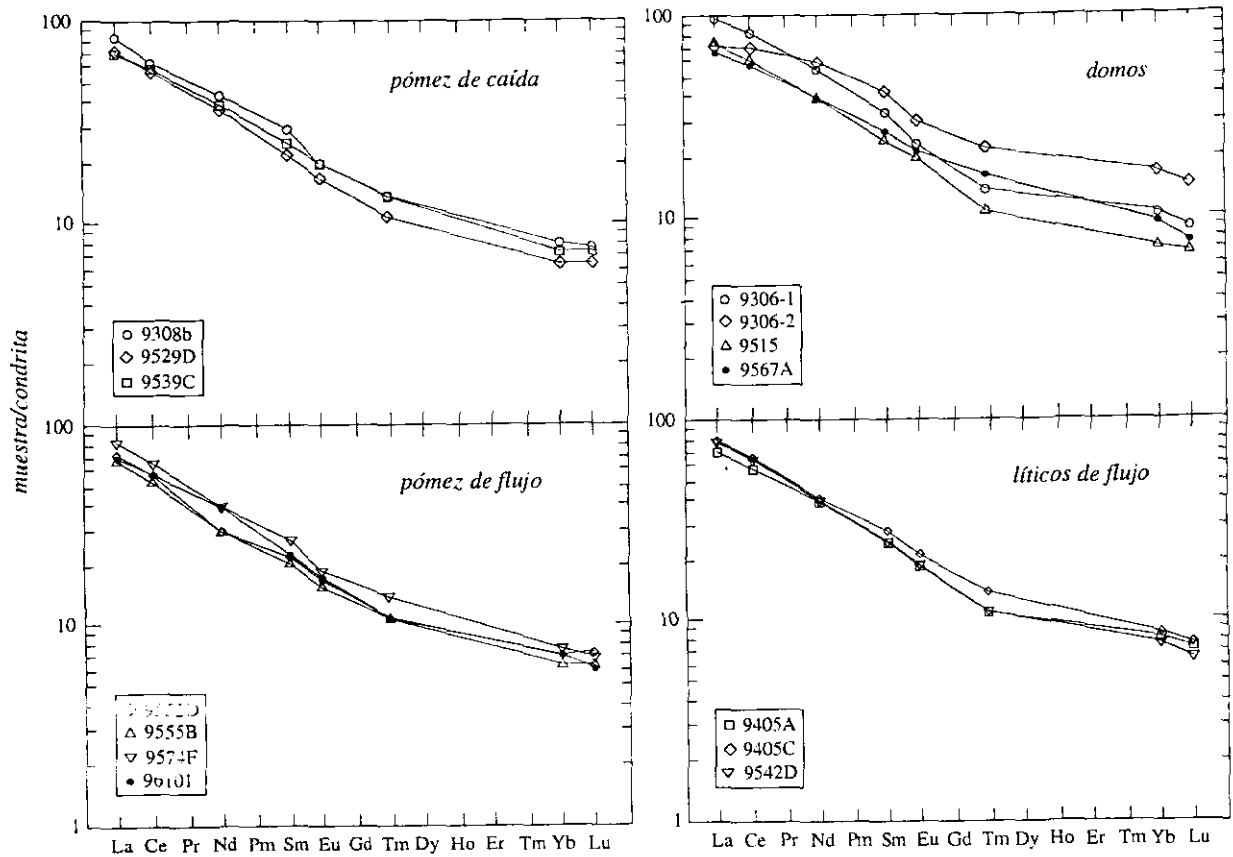


Figura 5-5 Gráficas de los elementos de las tierras raras de las rocas analizadas de La Malinche, normalizados con los valores de las condritas (los factores de normalización son de Evensen *et al.*, 1978). Con excepción del diagrama para las muestras obtenidas de los domos, los otros corresponden a muestras de piroclastos de unidades eruptivas de la estratigrafía de La Malinche. Debido a que los patrones desplegados por los piroclastos son muy similares, estos fueron agrupados de acuerdo a su tipo para distinguir cada patrón con mayor claridad.

los valores de las condritas (Fig. 5-5), muestran para las rocas piroclásticas analizadas grados de fraccionamiento y enriquecimiento muy similares. El contenido de las tierras raras ligeras está enriquecido con respecto de las tierras raras pesadas, como sucede en los ambientes de arco y de margen continental activa (Wilson, 1989). Los patrones de las tierras raras no exhiben anomalías significativas, lo cual es normal en las rocas calcialcalinas. La ausencia de anomalía en el Eu puede ser indicativa de la cristalización de la plagioclasa en asociación con la hornblenda y los piroxenos (hiperstena y augita), y probablemente con el apatito (aunque su abundancia es muy baja) en la evolución magmática. Mientras que la cristalización de la primera causaría una

anomalía negativa en rocas intermedias a silíceas, la cristalización de los últimos causaría una anomalía positiva en el mismo tipo de rocas (Hanson, 1978). El comportamiento contrario de estas fases minerales respecto del Eu, así como también de la tierras raras ligeras y las tierras raras pesadas (ambas compatibles con la plagioclasa e incompatibles con la hornblenda y los piroxenos), combinado con las proporciones modales de los fenocristales (plagioclasa > hornblenda y piroxenos), tiende a nulificar la anomalía tanto del Eu como de los demás elementos de la tierras raras, lo cual resulta en patrones planos (Nagasawa y Schnetzler, 1971). Por otra parte, varias de las muestras exhiben en sus patrones una forma ligeramente cóncava hacia arriba. Este rasgo, que apenas se aprecia, puede ser indicativo del fraccionamiento de la hornblenda, ya que ésta tiende a concentrar cantidades importantes de las tierras raras intermedias durante su cristalización (Nagasawa y Schnetzler, 1971).

Las muestras analizadas que pertenecen a los domos exhiben también, con excepción de la muestra 9306-2 (xenolito), patrones de fraccionamiento y enriquecimiento de las tierras raras muy semejantes (Fig. 5-5). El xenolito del Cerro Cuatlapanga (9306-2) muestra una relación tierras raras ligeras/tierras raras pesadas menor que las demás muestras, lo cual parece indicar una menor evolución en el magma que le dio origen, en concordancia con el diagrama de los elementos traza normalizados con el MORB (Fig. 5-4).

Variaciones composicionales a través del tiempo

La composición química de las rocas cambia a través de la secuencia estratigráfica (Fig. 5-6). La unidad más antigua (Pómez Zaragoza) de esta secuencia consiste de pómez dacítica (análisis 9529D), mientras que las rocas que le sucedieron, hasta la Pómez Malinche II, son más máficas (andesitas). Las rocas posteriores, en la sección estratigráfica idealizada, vuelven a ser más silíceas (dacitas). El comportamiento de elementos compatibles e incompatibles varía conforme la variación del sílice. La variación en el contenido de los elementos graficados en la Fig. 5-6 aparenta ser gradual a través del tiempo. Sin embargo, todavía falta conocer la posición estratigráfica (con respecto a la sección idealizada) de las muestras 9574F (pómez dacítica),

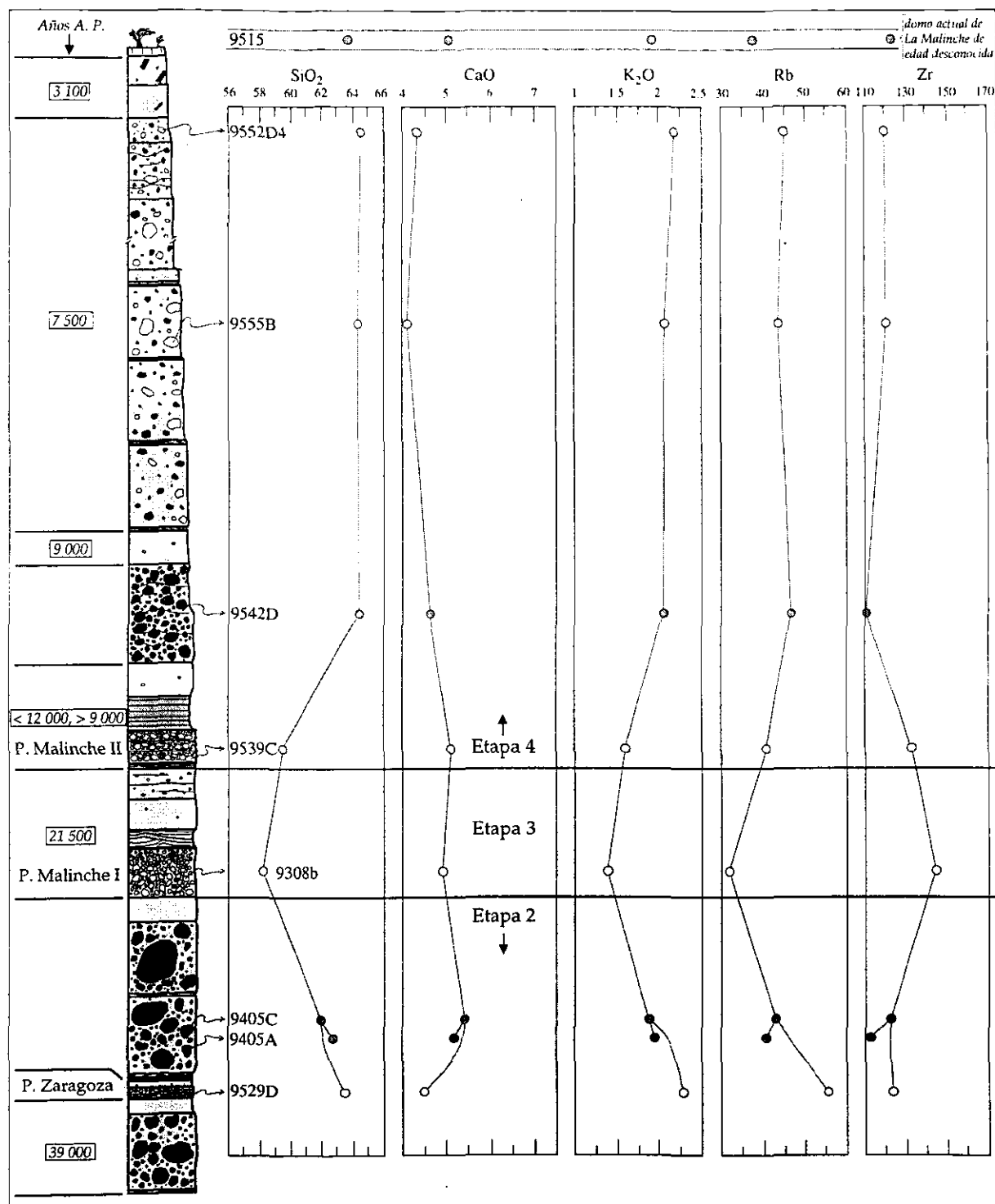


Figura 5-6 Variaciones de algunos parámetros químicos de rocas extruidas por La Malinche a través del tiempo. Círculos: vacíos= clastos de pómez, rellenos= clastos líticos. En el lado izquierdo de la sección estratigráfica idealizada se expresan las edades conocidas de erupciones individuales (delimitadas por segmentos de línea) y se señalan los horizontes índice. Del lado derecho, con flechas se indican los números de las muestras analizadas, y con líneas gruesas se marcan los límites de las etapas eruptivas 2, 3 y 4. Se presentan también los valores de la muestra 9515, fuera de las gráficas, solamente para comparación ya que todavía no es posible ubicarla en la secuencia estratigráfica.

96101E (pómez dacítica) y 9515 (domo dacítico de la cima de La Malinche). La primera se encuentra entre la Pómez Malinche II y los depósitos de la erupción ocurrida hace 3100 años. De la segunda sólo es posible decir que corresponde a un depósito más antiguo que la Pómez Malinche II. Por otra parte, la muestra 9405A parece corresponder a un domo que ya existía previamente a la erupción peleana que sucedió a la erupción de la Pómez Zaragoza. Es factible que tal domo se haya formado a partir de la erupción peleana que ocurrió hace 39000 años, y que en consecuencia, represente una composición aproximada (la roca muestra alteración) del magma juvenil de esta erupción. Por otro lado, el domo pudo haberse formado a partir de la erupción de la Pómez Zaragoza. Con los datos disponibles no es posible conocer con certeza la edad del domo en cuestión.

Mecanismos de diferenciación magmática

A partir de los resultados geoquímicos de roca total por elementos mayores de las rocas ígneas del CVT, Aguilar-Vargas y Verma (1987) concluyen que el mecanismo principal de diferenciación magmática que ha dado origen a los productos de los estratovolcanes del CVT, ha sido la cristalización fraccionada, acompañada por mezcla de magmas en algunas de sus etapas eruptivas. Luhr y Carmichael (1980; 1982) han propuesto la mezcla de magmas como mecanismo de diferenciación magmática y de disparo de las erupciones en el Complejo Volcánico de Colima. Robin *et al.* (1991) proponen la mezcla de magmas en períodos cortos, seguidos de períodos largos de cristalización fraccionada para los productos de las erupciones del Volcán de Colima ocurridas entre 1818 y 1986. También Nixon (1988) propone la mezcla de magmas y la cristalización fraccionada (en dominio sobre la primera) en la petrogénesis de las rocas intermedias más jóvenes (< 600000 años) del Iztaccíhuatl. La mezcla de magmas también ha sido un proceso recurrente en la petrogénesis de rocas piroclásticas del Pico de Orizaba (en 5 ocasiones durante los últimos 7000 años) (Cantagrel *et al.*, 1984; Carrasco-Núñez y Rose, 1995) y del Popocatepetl (en tres ocasiones en los últimos 5000 años) (Cantagrel *et al.*, 1984).

Las rocas de La Malinche presentan, microscópicamente, rasgos de desequilibrio en las

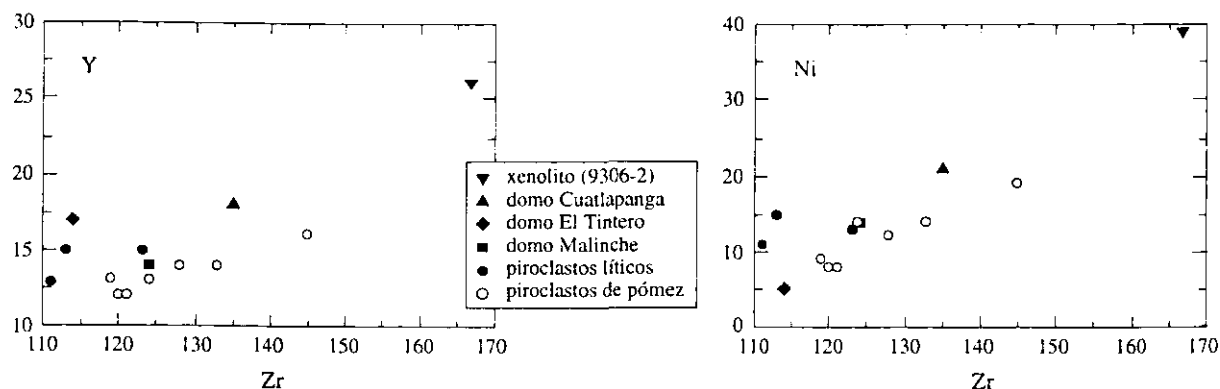


Figura 5-7 Diagramas de variación entre elementos traza incompatibles, útiles para inferir procesos de cristalización fraccionada si se observan tendencias lineales (Wilson, 1989).

asociaciones minerales, los cuales podrían asociarse con mezcla de magmas, aunque no presentan texturas macroscópicas concluyentes de este proceso (pómez bandeada o piroclastos de diferente composición en un mismo depósito). Por otra parte, los diagramas de variación química son compatibles con el fraccionamiento cristalino de las fases minerales modales observadas, pero tal mecanismo no explica por sí solo el desequilibrio exhibido por la asociación de minerales. En este estudio no se efectuaron análisis de isótopos, la herramienta más confiable para evaluar la contaminación cortical (Allègre y Minster, 1978). No obstante, enseguida se discuten algunos aspectos que permitirán proponer los mecanismos evolutivos probables en la petrogénesis de las rocas analizadas de La Malinche.

Cristalización fraccionada

La cristalización fraccionada es un proceso que parece haber sucedido en el sistema magmático de La Malinche, según lo revelan los diagramas de variación química, tanto de elementos mayores como de elementos traza, así como también los patrones de los elementos de las tierras raras, en conjunto con las fases minerales de las rocas. Además, de acuerdo con Wilson (1989), la tendencia constante en los valores de relaciones entre elementos traza incompatibles, en un conjunto de rocas cogenéticas, sólo es explicable por procesos de cristalización fraccionada; cualquier otro proceso, como la contaminación cortical, es poco probable de ser tomado en cuenta. Las gráficas de Zr-Y y Zr-Ni (Fig. 5-7) muestran relaciones

relativamente constantes de estos elementos, y la dispersión de los datos puede indicar que además de la cristalización fraccionada, otro proceso pudo haber intervenido. Pearce y Norry (1979) han interpretado las pendientes en las tendencias lineales del diagrama Zr–Y; además, propusieron que pendientes con valores ligeramente menores a la unidad, en rocas máficas a intermedias, corresponden a la cristalización de las fases olivino–plagioclasa–clinopiroxeno \pm magnetita \pm ortopiroxeno; y pendientes con valores todavía menores, en rocas intermedias a más silíceas, son atribuibles a la cristalización de anfíbol o de biotita. Esto concuerda con las fases de las rocas de La Malinche, excepto con la presencia ocasional del olivino. La gráfica de Zr–Ni puede ser interpretada de igual manera, y el valor de la pendiente, ligeramente mayor, puede ser explicado por la menor incompatibilidad del Ni, respecto del Zr, con las fases minerales anteriores.

Los rasgos de desequilibrio observados en las asociaciones minerales y algunas inconsistencias en los diagramas de variación química (dispersión de datos que se apartan de una tendencia de cristalización fraccionada), difícilmente pueden explicarse con la cristalización fraccionada. Loomis (1981) ha mostrado que el zonamiento de la plagioclasa es causado principalmente por cambios en la composición del fundido (por fraccionamiento, pérdida de volátiles, contaminación, por ejemplo) y el crecimiento en condiciones de desequilibrio. Las simulaciones efectuadas por Loomis sugieren que la porción del crecimiento en desequilibrio del zonamiento pueden ser relacionadas directamente con caídas en la temperatura si se consideran magmas hidratados. La presencia abundante de hornblenda y de biotita en las rocas analizadas en este estudio (Tabla 5-2) revelan condiciones de hidratación en el sistema magmático de La Malinche. Esto además puede favorecer convección en el sistema por acentuar la diferencia de densidades entre los cristales y la fase fundida (Loomis, 1981). La convección en un sistema magmático ha sido también propuesta por varios investigadores (Smith, 1979; Sparks *et al.*, 1984; Kouchi y Sunagawa, 1985; Sparks *et al.*, 1993). Si se considera una cámara magmática zonada en temperatura y composición (Smith, 1979), el mecanismo de convección parece apropiado para explicar el zonamiento oscilatorio de la plagioclasa (Loomis, 1981). En este

proceso, cristales fríos de niveles superiores se hunden por densidad, y al entrar en contacto con una fase fundida de condiciones diferentes de temperatura y de composición (más caliente y más máfica) reaccionan con crecimiento a un cambio en la composición (más máfica, lo que produce el zonamiento). Posteriormente, fracciones de magma ascienden por diferencias de densidad hacia regiones menos calientes y menos máficas, lo cual provocará crecimiento de los cristales con una composición de acuerdo a las condiciones nuevas. De esta manera se produce un crecimiento cíclico del cristal, con una composición en los niveles superiores (menos máfica) y otra diferente en los niveles inferiores (más máfica), lo cual ocasiona el zonamiento múltiple u oscilatorio. Esto dependerá de que las condiciones de temperatura y de composición no superen el *solidus* y menos aún el *liquidus* del cristal, pues de otro modo ocurrirá disolución en la fase cristalina. Sin embargo, el hecho de que coexistan en el sistema de La Malinche fenocristales de plagioclasa zonados, azonados, disueltos parcialmente en diferentes grados y cristales de las otras fases minerales disueltos parcialmente y sin zonamiento oscilatorio aparente, hacen difícil pensar en la convección en un sistema cerrado como mecanismo único para explicar el desequilibrio de la asociación mineral.

Mezcla de magmas

Los rasgos de desequilibrio en las asociaciones minerales pueden ser explicados por mezcla de magmas. Los cambios abruptos en la composición, como la reacción entre dos fases minerales (Nixon, 1988) y el zonamiento muy marcado en la plagioclasa (Sibley *et al.*, 1976), fenómenos ambos observados en las muestras de La Malinche, requieren de cambios abruptos en las condiciones dinámicas de cristalización, y estos cambios pueden explicarse por medio de la mezcla de magmas (Nixon, 1988). Esta ocurre por la intrusión de magmas máficos más calientes a un sistema de magmas (cámara magmática) diferenciados. Según Tsuchiyama (1985), las texturas de disolución parcial que exhiben los fenocristales de plagioclasa (zonas concéntricas de inclusiones vítreas en las partes centrales o en los bordes del cristal) pueden explicarse con la mezcla de magmas diferenciados con magmas menos diferenciados. De

acuerdo con este investigador, tales cristales representan plagioclasas de un magma dacítico existente en una cámara magmática, que reaccionaron con magmas máficos, más calientes, con una temperatura arriba del *solidus* de la plagioclasa, produciéndose disolución parcial manifiesta en las inclusiones vítreas. Posteriormente, los cristales pueden volver a reaccionar en condiciones más equilibradas (magma homogeneizado) para producir bordes de reacción de plagioclasa en equilibrio. Incluso el zonamiento en la plagioclasa en la manera propuesta por Loomis (1981) puede ser debido a la intrusión de magmas máficos calientes, ya que con la llegada de éstos se favorecería la convección (Sparks *et al.*, 1977). La resorbsión que exhiben los demás fenocristales en las rocas de La Malinche, puede explicarse con el aumento en la temperatura asociada con la intrusión de magmas máficos más calientes. Esta intrusión de magmas nuevos también puede explicar la reacción recurrente de crecimiento de hornblenda a expensas de la biotita, ya que al aumentar la temperatura y los componentes máficos, la biotita en un magma dacítico sale de su campo de estabilidad para reaccionar con hornblenda, que es estable a mayores temperaturas que la biotita (Nixon, 1988). Así mismo, se puede explicar la coexistencia de cristales de plagioclasa no zonados, los cuales corresponderían a plagioclasas más cálcicas de los magmas máficos adicionados, que reaccionan muy poco con los magmas diferenciados (Tsuchiyama, 1985). Este mecanismo permite explicar también la presencia de los xenocristales escasos de olivino, los cuales representarían vestigios de los magmas máficos inyectados al sistema.

Las rocas estudiadas de La Malinche no muestran rasgos macroscópicos (pómez bandeada o coexistencia de piroclastos de diferente composición en un depósito) que evidencien la mezcla de magmas. Sin embargo, los experimentos de Kouchi y Sunagawa (1985) y de Blake e Ivey (1986) sugieren que la mezcla convectiva de basaltos y dacitas puede formar un fundido andesítico homogéneo en cuestión de horas, incluso durante el ascenso del magma desde una cámara magmática hasta el punto de fragmentación. De esta manera quedarían registrados sólo rasgos microscópicos de la mezcla de magmas y no los macroscópicos. Además, Tsukui (1985) y Robin *et al.* (1991) han concluido que flujos periódicos de magmas máficos

hacia sistemas de magmas más diferenciados, no necesariamente causan una erupción inmediata, y en su lugar sucede una homogeneización del magma mezclado y procesos de cristalización fraccionada y de asimilación.

Modelo de diferenciación magmática

En virtud de lo anterior, y ya que los patrones de los elementos de las tierras raras y los diagramas de variación química son consistentes con la cristalización fraccionada de las fases fenocristalinas de las rocas de La Malinche, es posible aplicar en este volcán el modelo propuesto por Robin *et al.* (1991) para el volcán de Colima. El modelo plantea la mezcla de magmas diferenciados (existentes en una cámara magmática) y máficos (inyectados desde regiones más profundas) en períodos cortos, seguidos de períodos relativamente largos de cristalización fraccionada. Este mecanismo de diferenciación magmática en La Malinche permite explicar tanto los rasgos texturales como la presencia de las fases fenocristalinas, y las características de los elementos mayores, de las tierras raras y traza. La escasez del olivino es atribuida a la falta de condiciones de estabilidad para su cristalización, pues con la mezcla existen condiciones de menor temperatura y presión, y composición más silíceas. En estas condiciones el olivino ya no intervino en los procesos de cristalización. Más bien, su presencia ocasional indica vestigios de los magmas máficos inyectados al sistema, ya sea porque alcanzó a cristalizar durante el ascenso, o porque pudo cristalizar sólo inicialmente después de la mezcla de magmas. La cristalización de los piroxenos sólo se daría en las etapas tempranas de cristalización, después de la inyección de magma nuevo, pues posteriormente, conforme disminuye la temperatura (y la presión ha disminuido ya) se inhibe su cristalización. Al mecanismo de mezcla-cristalización fraccionada también se puede atribuir la variación composicional a través del tiempo, es decir, la presencia alternada de rocas andesíticas y de rocas dacíticas. Las primeras representarían tiempos más cortos de diferenciación magmática después de la mezcla de magmas, o bien, cantidades relativamente grandes de magma máfico inyectado al sistema de magma más diferenciado. Las rocas más silíceas representarían entonces mayores tiempos de diferenciación

(principalmente por cristalización fraccionada, coincidente con la mayor presencia de biotita), o cantidades menores de magma máfico inyectado a la cámara magmática. Adicionalmente, pueden esperarse procesos de asimilación por contaminación cortical, ya sea por los magmas producidos por los procesos de subducción en su ascenso hacia la cámara magmática, y/o por la interacción de los magmas de la cámara magmática con la roca encajonante. Esto podría explicar la dispersión de datos en la tendencia lineal que se observa en algunos de los diagramas de variación química.

6. Implicaciones vulcanológicas: Discusión

6.1 Las edades

Los resultados de esta investigación, conjuntamente con los de los estudios previos sobre La Malinche, proveen elementos suficientes para hacer algunas consideraciones sobre el estado de actividad en que se encuentra este volcán. Al respecto, son comunes los términos "activo", "dormido", "extinto" y "potencialmente activo". Aunque Szakács (1994), Tilling (1989) y Walker (1974; en Blong, 1984) discuten sobre algunas imprecisiones en los términos, no existe todavía una clasificación convenida mundialmente. Actualmente es extendida la idea de considerar un volcán con posibilidades de erupción, aquel que ha tenido actividad eruptiva en los últimos 10000 años.

Hasta ahora, únicamente la Agencia Japonesa de Prevención de Desastres Naturales ha determinado una regla para considerar a un volcán activo, con base en la densidad de volcanes de Japón y su estadística de erupción: un volcán japonés es activo si ha experimentado alguna erupción en los últimos 2000 años. Szakács (1994) propone considerar a un volcán activo si ha experimentado al menos una erupción durante los últimos 10000 años, o alternativamente, 5000 ó 2000 años cuando es demostrado por cualquier método científico; y basándose en el tipo de volcán y en el criterio de periodicidad eruptiva de Smith y Luedke (1984), propone, para los volcanes compuestos, una condición de tiempo de 10000 años. Igualmente, Simkin y Siebert (1994) han encontrado práctico considerar un volcán con posibilidad de erupción aquel que ha experimentado alguna erupción en los últimos 10000 años.

Desde 1979 se conocía que un volcán "extinto" entraba en erupción cada 5 años en promedio (Blong, 1984). Esto sucede con volcanes que tienen apariencia de no representar riesgo de erupción alguno (ya sea porque no tienen fumarola, porque no tienen cráter visible o

porque no son conocidas erupciones históricas). De las 16 erupciones explosivas más grandes que han sucedido en los siglos XIX y XX, 12 pertenecen a volcanes que no habían registrado erupciones históricas (Simkin y Siebert, 1994). De estos, el Tambora hizo erupción en 1815, después de más de 5000 años de inactividad (Self *et al.*, 1984). El Santa María, Guatemala (en 1902; Williams y Self, 1983), el Chichón, México (en 1982; Tilling *et al.*, 1984; Macías *et al.*, 1997a) y el Pinatubo, Filipinas (en 1991; Newhall, 1996) hicieron erupción sorpresivamente después de más de 500 años de inactividad. En el caso de los dos primeros, la ausencia de un cráter central (estaba ocupado por un domo y vegetación), así como el desconocimiento de erupciones históricas, incidieron en la falta de previsión de riesgos volcánicos posibles, aunque del Chichón existió un estudio previo que alertaba de un posible peligro volcánico (Tilling *et al.*, 1984). En el caso del Pinatubo (1991), la sismicidad, la actividad fumarólica y la detección de fracturas en el edificio volcánico alertaron a las autoridades, las cuales convocaron a un equipo técnico de trabajo (Pinatubo Volcano Observatory Team, 1991) que logró predecir la erupción en el corto plazo. De esta manera se dio la alerta a la población para evacuar la zona de peligro oportunamente.

La historia eruptiva de La Malinche registra períodos largos de reposo, y aparentemente los de mayor duración han estado asociados con erupciones plinianas subsecuentes (las Pómez Malinche I y Malinche II). Otros volcanes mexicanos con períodos largos de reposo, incluso de miles de años, como La Malinche, son el Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997b) y el Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Algunos volcanes activos en el mundo, con períodos de reposo comparables con los de La Malinche son, por ejemplo, el Mount St. Helens, en Estados Unidos (Mullineax y Crandell, 1981), el Santa María, en Guatemala (Williams y Self, 1983) y el Pinatubo, en Filipinas (Pinatubo Volcano Observatory Team, 1991).

De acuerdo a la breve revisión efectuada sobre el concepto de *volcán activo*, al conocimiento de volcanes de períodos largos de reposo y sin registro de actividad histórica previo a erupciones recientes, La Malinche, con un registro de al menos cuatro erupciones durante el Holoceno, puede ser considerado como un volcán potencialmente activo, actualmente

en período de reposo.

6.2 La estratigrafía, la petrografía y la geoquímica

Comportamiento eruptivo

La secuencia estratigráfica de La Malinche está compuesta casi exclusivamente por rocas piroclásticas. También existen depósitos de lahar asociados con eventos piroclásticos. De igual manera, los depósitos (originados por flujos de bloques y cenizas) que reflejan la existencia de domos antiguos también han estado asociados a eventos piroclásticos (erupciones peleanas). Es decir, el registro estratigráfico de La Malinche revela una historia predominantemente explosiva. El comportamiento explosivo depende de varios factores, como la viscosidad, el contenido de gas y la profundidad de vesiculación bajo la superficie (Fisher y Schmincke, 1984). La petrografía y la geoquímica muestran que los volátiles pudieron haber jugado un papel importante en el comportamiento explosivo deducido por la estratigrafía. La estimación del contenido de volátiles es compleja, y estos normalmente son reflejados en el parámetro geoquímico LOI (pérdida por ignición, por sus siglas en inglés). No obstante, es posible que el valor de este parámetro incluya también un alto porcentaje de agua meteórica adsorbida por las rocas analizadas. Sin embargo, en una manera más confiable, la abundancia de la hornblenda y la biotita indican una naturaleza hidratada de los magmas productores de las rocas del volcán. Esto confiere a los magmas un potencial explosivo en el desarrollo de las erupciones, ya que el H₂O es el componente principal de los volátiles.

El comportamiento explosivo es un rasgo muy común en los volcanes de la región del Circumpacífico (McBirney, 1973; Thorpe, Ed., 1982; Wilson, 1989). En México, otros estratovolcanes mayores del CVT también registran un comportamiento explosivo, aunque a diferencia de La Malinche, en aquellos no es raro el afloramiento de depósitos de flujos de lava. En el Iztaccíhuatl por ejemplo, la actividad efusiva ha predominado sobre la explosiva a lo largo de toda su historia eruptiva (Nixon, 1988; 1989). En el Popocatepetl (Cantagrel *et al.*, 1984;

Siebe *et al.*, 1997), el Citlaltépetl (Cantagrel *et al.*, 1984; Hoskuldsson y Robin, 1993), el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1977; Macías *et al.*, 1997b), el Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1982, 1990; Robin *et al.*, 1991; Rodríguez-Elizarrarás, 1995) y el Ceboruco (Thorpe y Francis, 1976; Nelson, 1986) ha predominado la actividad explosiva desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno, aunque ha habido también actividad efusiva con flujos de lava.

Los volcanes mayores del CVT tienen otros rasgos en común con La Malinche. El Nevado de Toluca ha experimentado un comportamiento eminentemente explosivo en los últimos 42000 años, con fases efusivas raras y restringidas a la formación de domos (Macías *et al.*, 1997b), y los productos emitidos se han caracterizado por su contenido de hornblenda \pm biotita (Nixon *et al.*, 1987; Macías *et al.*, 1997b). Así mismo, la serie de rocas más jóvenes (< 0.6 Ma) del Iztaccíhuatl (Nixon, *et al.*, 1987; 1988) y los productos de las fases explosivas más recientes del Citlaltépetl (Hoskuldsson y Robin, 1993; Siebe *et al.*, 1993, Carrasco-Núñez y Rose, 1995), acusan la presencia de anfíbol. Sólo los productos de la actividad explosiva en los últimos 20000 años del Popocatepetl, contienen cantidades menores de hornblenda (Cantagrel *et al.*, 1984; Siebe *et al.*, 1997). Es decir, en los estratovolcanes mayores del CVT, el comportamiento explosivo también parece estar asociado con magmas hidratados, según lo sugiere el contenido de minerales hidratados en las rocas extruidas. La presencia de anfíbol abundante (y de biotita en algunos casos) en las rocas de La Malinche, el Nevado de Toluca, el Iztaccíhuatl y el Citlaltépetl parece estar asociada con los tiempos de reposo largos de estos volcanes, lo que posibilita el tiempo suficiente (de residencia de los magmas) para la cristalización del anfíbol y de la biotita. En el caso del Popocatepetl, la ausencia de biotita y la escasa abundancia de anfíbol parece coincidir con su mayor frecuencia eruptiva que los volcanes anteriores, lo que significa menores tiempos de residencia de los magmas en la cámara magmática y, consecuentemente, menor oportunidad para la cristalización del anfíbol y de la biotita.

Origen de los volátiles (agua)

El vulcanismo del Circumpacífico (donde se encuentra México también), en general, está asociado a los procesos de subducción de placas oceánicas bajo placas continentales. Estos procesos involucran la fusión parcial en la cuña del manto y enriquecimiento en fluidos derivados de la deshidratación de la placa oceánica que subduce (Anderson *et al.*, 1980; Jonhson, 1982; Wilson, 1989; McCulloch y Gamble, 1991). Robin (1982) considera que en la producción de los magmas primarios del CVT han estado involucrados fluidos hidratados derivados de la placa subducente, los cuales adicionaron volátiles y elementos incompatibles hacia el manto. Hawkesworth y Powell (1980), Pearce (1983) y McCulloch y Gamble (1991) también coinciden en que los elementos móviles como Rb, Ba, U, Th, K, Pb y Sr son adicionados a través de los fluidos hidratados asociados con los procesos de subducción.

El enriquecimiento en elementos móviles en las rocas volcánicas de la zona central de Los Andes, en comparación con las rocas de las zonas norte y sur, ha sido interpretado por Thorpe *et al.* (1984) como el reflejo de un mayor involucramiento de componentes de la placa subducida, en combinación con procesos de asimilación y cristalización fraccionada de los magmas primitivos en su ascenso desde la fuente de producción. Estos últimos dos procesos los atribuyen a la probabilidad que tienen de suceder, dados el espesor mayor y edad más antigua de la corteza continental de la zona central, en comparación con aquella de las zonas norte y sur. Por otra parte, procesos como la subducción de una placa fragmentada o de montañas submarinas, pueden ocasionar ángulos de buzamiento (Estabrook *et al.*, 1994) y tasas de subducción diferenciales a lo largo de la zona de contacto entre dos placas que convergen (Zhao *et al.*, 1997). Estos factores pueden resultar en un enriquecimiento diferencial del manto superior, en componentes de placa oceánica, que podría manifestarse en diferencias en el contenido de elementos incompatibles a lo largo del arco volcánico (McCulloch y Gamble, 1991; Delgado-Granados, 1993).

Según estimaciones de Urrutia-Fucugauchi (1986) y Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996), La Malinche se encuentra en la zona de mayor espesor de la corteza continental del

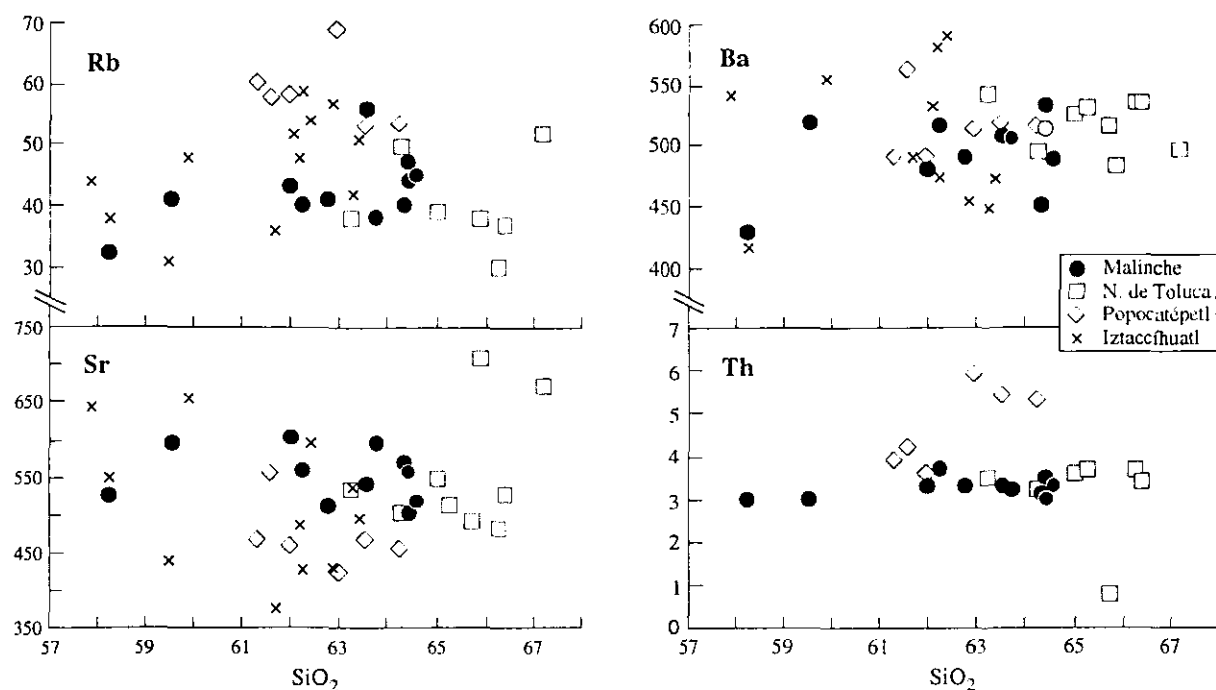


Figura 6-1 Diagramas de concentraciones de elementos móviles con respecto al sílice, que muestran los estratovolcanes mayores de la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. Sólo el Popocatepetl muestra una mayor diferencia con los otros volcanes en el Rb y el Th. Datos del Nevado de Toluca: Macías *et al.* (1997b); datos del Iztaccihuatl: Nixon (1989); datos del Popocatepetl: Gunn y Mooser (1970).

CVT, al igual que el Popocatepetl, el Iztaccihuatl y el Nevado de Toluca. Esto sugiere que los magmas primarios asociados con estos volcanes pudieron haber experimentado grados similares de asimilación y cristalización fraccionada, durante su ascenso por la corteza continental. Tal interpretación concuerda con la similitud relativa observada en el contenido de elementos móviles que exhiben las rocas de estos volcanes (Fig. 6-1). Más aún, la semejanza en el contenido de estos elementos parece indicar un grado semejante de involucramiento de fluidos derivados de los procesos de subducción. De esta manera, en la porción central y oriental del CVT, la geoquímica de estos volcanes no aporta evidencias de rasgos de fracturamiento en la placa subducente bajo el CVT (Stoiber y Carr, 1973; Carr *et al.*, 1974; Mooser, 1975), o de una posible subducción de geofomas submarinas (Pacheco *et al.*, 1993), ya que no parecen haber diferencias en las concentraciones de elementos móviles a través del arco volcánico (McCulloch y Gamble, 1991; Delgado-Granados, 1993).

La petrografía y la geoquímica sugieren que los magmas productores de las rocas de los estratovolcanes mayores del CVT han tenido una evolución similar. Esta ha incluido periódicamente, primero, la cristalización fraccionada de un magma residente en una cámara magmática, después, la mezcla de este magma con magmas primarios generados a partir de una región del manto hidratada, y finalmente nuevos procesos de cristalización fraccionada antes de alcanzar la superficie. De esta manera, es factible pensar que la explosividad mostrada tanto por La Malinche, como por los otros volcanes mencionados es influenciada, en primer término, por la composición hidratada de los magmas primarios. Además, la diferenciación de magmas residentes en una cámara magmática resulta en magmas más silíceos, más viscosos y por ende, con mayor capacidad explosiva. Por otra parte, los procesos de cristalización fraccionada pueden provocar exsolución de la fase fluida (Sparks *et al.*, 1977; Pallister *et al.*, 1992), lo cual incrementa también el potencial explosivo. Así, el vulcanismo de magmas más evolucionados, por cristalización fraccionada en una cámara magmática, se diferencia de las erupciones menos explosivas del vulcanismo monogenético, asociado con magmas más primitivos, en el CVT. Finalmente, el estilo eruptivo o variaciones en éste, durante el desarrollo de la actividad volcánica, pueden ser condicionados por parámetros locales, los cuales también pueden ser comunes para cualquier volcán compuesto.

Condiciones que controlan el estilo eruptivo

Un volcán muy similar a La Malinche en su comportamiento es Mt. Pelée, en la isla Martinica, en el cual la actividad efusiva ha estado restringida a la región de la cima (Smith y Roobol, 1990). Al no encontrar diferencias químicas sistemáticas entre los productos de las erupciones de estilo pliniano y peleano, Smith y Roobol (1990) consideran que la diferencia en el estilo de erupción es controlada por el contenido de volátiles, el cual debe ser mayor en los magmas generadores de las erupciones plinianas (más explosivas). En el caso de La Malinche, los productos de las erupciones plinianas (Pómez Malinche I y Pómez Malinche II) que se analizaron son los más máficos de la secuencia estratigráfica del volcán (Fig. 5-6). Esto puede

interpretarse como consecuencia de la llegada de volúmenes grandes de magmas máficos hidratados, a una cámara magmática de magmas más diferenciados (proceso explicado en el capítulo anterior). La inyección al sistema, de volúmenes grandes de magmas, implica también la adición de altos contenidos de volátiles, lo cual parece concordar con la propuesta de Roobol y Smith (1990) en el desarrollo de las erupciones plinianas. Jaupart y Allègre (1991) explican que el parámetro principal que regula el estilo eruptivo es la presión en la cámara magmática, la cual depende de la fracción de volumen de volátiles exsueles. De acuerdo a estos investigadores, cantidades grandes de volátiles en profundidades someras (cámara magmática) eventualmente exsolverán y expandirán, lo cual generará grandes presiones en el sistema y se establecerán las condiciones para una subsecuente erupción.

El modelo de comportamiento (explosivo o efusivo) de actividad volcánica propuesto por Jaupart y Allègre (1991) permite explicar el comportamiento eruptivo exhibido por La Malinche. Según este modelo, la tasa de erupción está directamente relacionada con el contenido de volátiles, parámetro que incide en la presión de salida del magma. Las erupciones plinianas se desarrollan entonces con las mayores tasas de salida del magma, las cuales son generadas por valores altos en la fracción de volumen de volátiles exsueles (Fig. 6-2). Este estilo eruptivo depende de la existencia de un conducto abierto. Las erupciones peleanas y formadoras de domo se desarrollan con tasas eruptivas menores respectivamente. Durante el desarrollo de una fase pliniana, la pérdida gradual de volátiles ocasionará una disminución en la velocidad de salida del magma hasta el punto en que la columna ya no puede sostenerse. Frecuentemente la columna eruptiva colapsa para dar lugar a la formación de flujos piroclásticos (Wilson, 1976; Sparks *et al.*, 1978). La simulación numérica efectuada por Valentine y Wohletz (1989) soporta también un modelo de escenario pliniano en el cual una reducción importante en la presión de la cámara magmática conduce al colapso de la columna. El colapso de la columna también puede ocurrir con un ensanchamiento del cráter (Sparks *et al.*, 1978; Wilson *et al.*, 1980). Los depósitos de caída (gradados normalmente) de La Malinche muestran que el ensanchamiento del cráter no ha sido importante, pues de ser el caso exhibirían una gradación inversa (Wilson *et al.*, 1980). Una

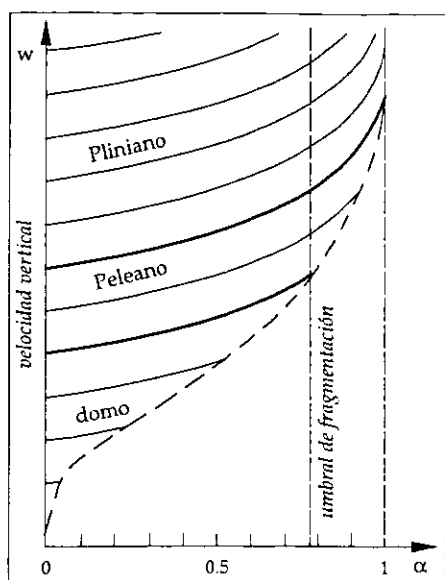
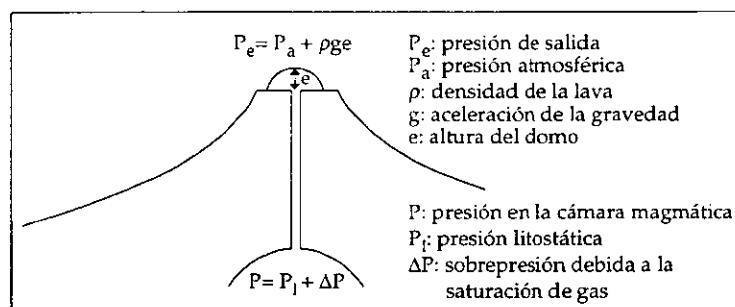


Figura 6-2 Diagrama simplificado que muestra los distintos regímenes de erupción, tomando en cuenta pérdida de gas hacia las paredes del conducto: la fracción del volumen de gas (α) en el cráter incrementa como una función del flujo de masa (velocidad inicial). Esta relación es representada esquemáticamente por la curva discontinua. Pueden definirse tres dominios, separados por líneas gruesas. El umbral de fragmentación separa los dominios de formación de domo y actividad explosiva. En el dominio explosivo hay una subdivisión adicional entre los regímenes de caída de cenizas y de flujo piroclástico, donde éste es menos energético con menores contenidos de gas (suponiendo un tamaño de conducto constante). Según Jaupart y Allègre (1991).

Figura 6-3 Ilustración de presiones en un sistema volcánico: la lava asciende desde una cámara, donde la presión es mayor que aquella en sus alrededores por ΔP , hasta la salida de un conducto volcánico donde la presión de salida está dada por el peso del domo de lava sobreyacente. Según Jaupart y Allègre (1991).



vez sucedido el colapso, si el magma sigue ascendiendo, es muy probable que lo haga a velocidad baja, pues ha sufrido desgasificación considerable, que favorecerá más bien la formación de un domo. Eichelberger *et al.* (1986) sugieren que un conducto fracturado o lleno de rocas vesiculadas (rasgo común después de un colapso de columna) puede proveer la permeabilidad suficiente para la desgasificación del magma durante su ascenso, antes de llegar al nivel de fragmentación. La desgasificación del magma puede ocurrir incluso a profundidades mayores que la cámara magmática, por fracturamiento de la roca encajonante durante el ascenso del magma (Lister y Kerr, 1991; Valentine, 1993). Ante la existencia de un domo, el desarrollo de erupciones de estilo peleano será posible cuando la presión ejercida por la mezcla magma-volátiles supere a la presión ejercida por el peso del domo (Fig. 6-3). Las erupciones productoras de flujos de pómez y cenizas (como los de hace 7500 años en La Malinche) se

desarrollan en un sistema de conducto abierto, con presiones menores a las necesarias para formar una columna convectiva, de tal forma que sólo se formará una columna eruptiva pequeña que colapsará rápidamente. Sato *et al.* (1992) sugieren que aún este tipo de erupciones pueden suceder en un sistema cerrado por un domo; la condición para esto es que el gas en los poros del domo sea mayor a la tensión de la lava en todas las regiones del domo.

En este modelo de comportamiento eruptivo, la variable crítica (presión en la cámara magmática) depende fuertemente del contenido de volátiles, de los cuales el más importante es el agua (Eichelberger *et al.*, 1986). Puede inferirse además, que la sobrepresión en el sistema, causada por un incremento en el volumen de volátiles exsueles, puede provocar erupciones volcánicas explosivas (Sparks *et al.*, 1977). El incremento de presión en el sistema puede darse por la inyección de magmas máficos primitivos, que son más calientes que el magma más silíceo residente en la cámara magmática. La simple adición de magma máfico implica aumento de volátiles al sistema. Aunque todavía no son bien conocidos los procesos por los cuales estos dos magmas pueden mezclarse misciblemente, ni en qué escala (Snyder, 1997), se sabe que esto ha ocurrido frecuentemente para dar lugar a un producto homogéneo de composición intermedia (Kouchi y Sunagawa, 1985; Blake e Ivey, 1986; Snyder y Tait, 1996; Snyder, 1997). Durante el proceso de mezcla hay una transferencia de temperatura desde el magma inyectado hacia el magma residente, lo que causa en éste una exsolución de los volátiles disueltos (principalmente agua), y al mismo tiempo la disminución de la temperatura en el magma inyectado favorecerá en éste condiciones de cristalización y exsolución de sus volátiles (Sparks *et al.*, 1977). La presión en el sistema incrementa gradualmente, como consecuencia del aumento del volumen de volátiles exsueles, hasta que alcanza un valor crítico en el cual se produce la erupción (Sparks *et al.*, 1977; Snyder, 1997). Se ha mencionado en el capítulo anterior, que los procesos principales de diferenciación magmática que han operado en La Malinche, han sido mezcla de magmas y cristalización fraccionada. La preservación de rasgos de desequilibrio en las asociaciones minerales en todas las rocas estudiadas de los depósitos de La Malinche, sugiere que la mezcla de magmas tuvo lugar durante tiempos relativamente cortos (pero suficientes para la

homogeneización) antes de las erupciones (Pallister *et al.*, 1992). De esta manera, es posible inferir que la mezcla de magmas ha sido el mecanismo generador de las erupciones volcánicas en La Malinche, en una manera semejante a la propuesta por Sparks *et al.* (1977). El mismo mecanismo, mezcla de magmas diferenciados con magmas máficos primitivos, ha sido propuesto para las fases explosivas del Popocatepetl y del Citlaltépetl por Cantagrel *et al.* (1984), y para las erupciones del Pinatubo en 1991 por Pallister *et al.* (1992). El estilo eruptivo será condicionado por el tipo de conducto (cerrado o abierto) y por la presión en el sistema magmático (Jaupart y Allègre, 1991). Las variaciones en el estilo (explosivo o efusivo) durante una erupción pueden explicarse con variaciones en la tasa eruptiva. Inclusive, es posible que algunas de las fases freatomagmáticas evidenciadas por algunos depósitos de La Malinche hayan sido controladas por este parámetro. Del valor de la tasa eruptiva, en relación con la cantidad de agua local disponible, dependerá que haya una interacción óptima del magma ascendente con el agua para producir actividad freatomagmática (Sheridan y Wohletz, 1983; Zimanowski *et al.*, 1997a).

Conclusiones

- La historia eruptiva reciente de La Malinche ha sido predominantemente de carácter explosivo. Los depósitos parecen mostrar de manera general una ciclicidad de eventos, cada ciclo representado por actividad pliniana, actividad peleana, y actividad generadora de flujos de cenizas. Utilizando los depósitos de caída de pómez más potentes y con mayor distribución, se puede dividir la historia eruptiva en cuatro etapas. La más antigua (primera) tiene una edad mayor a los 39000 años A.P. La siguiente se encuentra en el intervalo > 39000–21500 años A.P. Le sigue la tercera etapa, ocurrida entre 21500 y 12000–9000 años A.P., y la más reciente abarca el período comprendido entre los 12000–9000 años y el presente.
- La etapa más reciente inició con una erupción de carácter pliniano que produjo un depósito de caída de pómez y flujos piroclásticos. Su edad todavía es desconocida, pero se encuentra en el intervalo 12000–9000 años A.P. Después, una erupción no fechada produjo flujos piroclásticos de bloques y cenizas en la ladera occidental. Le siguió otra erupción, la cual produjo depósitos de flujo de cenizas hace aproximadamente 9000 años. Posteriormente, una erupción acontecida hace 7500 años originó una secuencia de flujos piroclásticos de cenizas y pómez hacia la ladera oriental. Finalmente, la última erupción de La Malinche tuvo lugar hace 3100 años, y produjo un depósito de caída de cenizas y al menos un flujo piroclástico de cenizas hacia la ladera norte.
- Aunque la historia eruptiva es incompleta todavía, La Malinche parece ser un volcán con períodos de reposo largos entre cada erupción. Esto, conjuntamente con la actividad mostrada durante el Holoceno, evidencia que La Malinche puede considerarse como un volcán potencialmente activo, actualmente en período de reposo.
- La presencia de agua ha sido importante a través de la historia eruptiva reciente de La Malinche. Las erupciones de carácter pliniano han iniciado con un mecanismo eruptivo magmático y han terminado siempre con un mecanismo freatomagmático.

- En los últimos 39000 años, los productos volcánicos han sido de composición dacítica/andesítica, de la serie calciocalina. La petrografía y las concentraciones de elementos mayores, traza y de las tierras raras, revelan que la cristalización fraccionada y la mezcla de magmas han sido los principales procesos evolutivos de los magmas productores de las rocas de La Malinche. La mezcla de magmas ha sido el mecanismo precursor en el origen de las erupciones.
- La sobrepresión en la cámara magmática, influenciada por la inyección de magmas máficos primitivos, en conjunto con la condición de sistema abierto (cráter) o cerrado (domo), ha regulado el comportamiento eruptivo de La Malinche. Con el sistema abierto se generaron erupciones plinianas y de flujos de cenizas, y al sistema cerrado se relacionaron erupciones peleanas. Estas están asociadas con la presencia de un domo, el cual probablemente se forma después de cada erupción pliniana.
- La existencia actual de un domo en la cima de La Malinche, el registro estratigráfico (ciclicidad de eventos aparente), y el conocimiento de que en el pasado se han generado erupciones peleanas con el sistema cerrado, permiten inferir que, de reactivarse el volcán, el escenario eruptivo más probable que se puede esperar es el tipo peleano. Una vez abierto el sistema, con los antecedentes recientes del Chichón (1982) y el Pinatubo (1991), que tuvieron un período de reposo largo y un domo antes de su erupción, no se descarta además un escenario pliniano.

Bibliografía

- Abrams, M. J. and Siebe, C., 1994. Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 63, p. 183-199.
- Aguilar-y-Vargas, V.H. y Verma, S.P., 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofis. Int.*, v. 26-2, p. 195-272.
- Allègre, C.J. y Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 38-1, p. 1-25.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E. y Schwarz, W.M., 1980. Dehydration, asthenospheric convection and seismicity in subduction zones. *J. Geol.*, v. 88, p. 445-451.
- Arreola, J.M., 1915. Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima. *Mems. Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate*, v. 32-11 y 12, p. 443-481.
- Baker, P.E., 1982. Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. En R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 11-23.
- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R.G. y Hamelin, B., 1993. ^{230}Th - ^{234}U y ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, v. 35, p. 191-199.
- Bardintzeff, J.M., 1984. Merapi Volcano (Java, Indonesia) and Merapi-Type Nuée Ardente. *Bull. Volcanol.*, v. 47-3, p. 433-446.
- Blake, S. e Ivey, G.N., 1986. Magma-mixing and the dynamics of withdrawal from stratified reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 27, p. 153-178.
- Blong, R.J., 1984. Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions. Orlando, Academic Press, 424 p.
- Bloomfield, K. y Valastro Jr., S., 1977. Late Quaternary tephrocronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Overseas Geol. Min. Res.*, v. 46, 15 p.
- Cantagrel, J.M., Gourgaud, A. y Robin, C., 1984. Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bull. Volcanol.*, v. 47-4, p.735-748.
- Carr, M.J., Stoiber, R.E. y Drake, C.L., 1974. The segmented nature of some continental margins. En C.A. Burk y C.L. Drake (Ed.), *The geology of continental margins*, p. 105-114.
- Carrasco-Núñez, G. y Rose, W.I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 69, p. 197-215.

- Carrasco-Nuñez, G., Gomez-Tuena, A. y Lozano V., L., 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico. *Geological Society of America—Map and chart series MCH081, Boulder Co. USA.*
- Cas, R.A.C. y Wright, J.V., 1987. Volcanic successions: Modern and ancient. Londres, Unwin Hyman, 528 p.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Londres, Allen & Unwin, 450 p.
- Delgado-Granados, H., 1993. Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Belt. *Geofís. Int.*, v. 32-4, p. 543-559.
- Demant, A., 1982. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, v. 5-2, p. 217-222.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, v. 2-2, p. 172-187.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R. y Price, R.H., 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, v. 323, p. 598-602.
- Espíndola, J. M., Muñoz, E. A., Medina, F. y De la Cruz Reyna, S., 1991. Bases geofísicas y geoquímicas de la vigilancia de volcanes activos I. Sismicidad volcánica. *Ciencia*, v. 42, 185-205.
- Estabrook, C.H., Jacob, K.H. y Sykes, L.R., 1994. Body wave and surface wave analysis of large and great earthquakes along the Eastern Aleutian Arc, 1923-1993: Implications for future events. *J. Geophys. Res.*, v. 99-B6, p. 11,643-11,662.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, p. 1,199-1,212.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite–basaltic compositional range. En R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 25-95.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A., 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofís. Int.*, v. 33-1, p. 1-9.
- Ferriz, H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de los Humeros, Puebla, México. *Geofís. Int.*, v. 24-1, p. 97-157.
- Fisher, R.V. y Heiken, G., 1982. Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 13, p. 339-371.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic Rocks. Berlín y Heidelberg, Springer-Verlag, 472 p.

- Fisher, R.V., Smith, A.L. y Roobol, M.J., 1980. Destruction of St. Pierre, Martinique, by ash-cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*, v. 8, p. 472-476.
- Gunn, B.M. y Mooser, F., 1970. Geochemistry of the volcanics of central Mexico. *Bull. Volcanol.*, v. 34, p. 577-616.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 38-1, p. 26-43.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 25, p. 105-124.
- Hawkesworth, C.J. y Powell, M., 1980. Magma genesis in the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 51, p. 297-308.
- Heiken, G., 1971. Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south-central Oregon. *J. Geophys. Res.*, v. 76, p. 5,615-5,626.
- Heine, K., 1971. Fechas ^{14}C de los sedimentos del volcán La Malinche. *Anuario de Geografía* 11, p. 177-184.
- Heine, K., 1975. Studien zur Jungquartären glazialmorphologie mexikanischer Vulkane –mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft VII. Wilhelm Lauer (Ed.). *Franz Steiner Verlag GMBH · Wiesbaden*, 178 p.
- Heine, K., 1984. The classical late Weichselian climatic fluctuations in México. En N. Moerner y W. Karlen (Eds.), *Climatic changes on a yearly to millennial basis; geological, historical and instrumental records*. Stockholm Univ., Geol. Inst., Sweden, p. 95-115.
- Heine, K., 1988. Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Die Geowissenschaften*, v. 7, p. 197-205.
- Heine, K. y Heide-Weise, H., 1973. Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40 000 años. *Comunicaciones* 7, p. 7-8.
- Hilger, W., 1973. Observaciones respecto a la geología de la región de Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones* 7, p. 3-6.
- Hoskuldsson, A. y Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. *Bull. Volcanol.*, v. 55, p. 571-587.
- Jaupart, C. y Allègre, C.J., 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 102, p. 413-429.
- Johnson, C.A. y Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 64, p. 187-210.
- Johnson, R.W., 1982. Regional distribution and character of active andesite volcanism: Papua New Guinea. En R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 225-244.

- Kelley, L., Spiker, E. y Rubin, M., 1978. US Geological Survey, Reston, Virginia, Radiocarbon dates XIV. *Radiocarbon*, v. 20-2, p. 283-312.
- Kouchi, A. y Sunagawa, I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 89, p. 17-23.
- Koyaguchi, T. y Woods, A.W., 1996. On the formation of eruption columns following explosive mixing of magma and surface-water. *J. Geophys. Res.*, v. 101-B3, p. 5,561-5,574.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, v. 27-3, p. 745-750.
- Lister, J.R. y Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dikes. *J. Geophys. Res.*, v. 96-B6, p. 10,049-10,077.
- Loomis, T.P., 1981. An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 76, p. 196-205.
- López Ramos, E., 1979. Carta geológica de los estados de Puebla y Tlaxcala, escala 1:500 000. Instituto de Geología de la UNAM.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex: I. Postcaldera andesites from Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 71, p. 343-372.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1982. The Colima volcanic complex: III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 80, p. 262-275.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1990. Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcán Colima, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 42, p. 235-260.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A. y Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, v. 94-B4, p. 4515-4530.
- McBirney, A.R., 1973. Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bull. Volcanol.*, v. 37, p. 443-453.
- McCulloch, M.T. y Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 102, p. 358-374.
- Macías, J.L., Sheridan, M.F. y Espíndola, J.M., 1997c. Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: new data from proximal deposits. *Bull. Volcanol.*, v. 58, p. 459-471.
- Macías, J.L., Espíndola, J.M., Taran, Y., Sheridan, M.F. y García, A., 1997a. Explosive volcanic activity during the last 3,500 years at El Chichón Volcano, México. Guía de campo para la Excursión No. 6 de la Asamblea Plenaria de la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Jal., México, 53 p.

- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C. y Scott, K., 1997b. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central Mexico. Guía de campo para la Excursión No. 14 de la Asamblea Plenaria de la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Jal., México, 63 p.
- Malde, H., 1969. Volcanic ash stratigraphy at Valsequillo archaeological sites and La Malinche volcano, Puebla, Mexico. Annual Meetings, Nov. 11-13, 1968, Mexico city. *Program with Abstracts. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 121*, p. 186-187.
- Medina, F. y Espíndola, J. M., 1994. Aspectos históricos de la Vulcanología en México: Científicos mexicanos del siglo XIX, pioneros en el estudio de modelos físicos para explicar el comportamiento volcánico. *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, v. 10-3, p. 65-74.
- Medina, F., Suárez, F y Espíndola, J.M., 1989. Historic and Holocene volcanic centers in NW Mexico. *Bull. Volc. Eruptions*, v. 26, p. 91-93.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics. *Geofís. Int.*, v. 12-2, p. 55-70.
- Mooser, F., 1975. The Mexican Volcanic Belt: interpretation derived from fractures and form. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 56, p. 1,066.
- Mullineaux, D.R y Crandell, D.R., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. The eruptive history of Mount St. Helens. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, v. 1250, p. 3-15.
- Nagasawa, H. y Schnetzler, C.C., 1971. Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 35, p. 953-968.
- Nelson, S.A., 1986. Geología del volcán Ceboruco, Nayarit, México, con una estimación de riesgos de erupciones futuras. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, v. 6, p. 243-258.
- Nelson, S.A., 1990. Volcanic hazards in Mexico—a summary. *Univ. Nal. Autón. de México, Inst. de Geología, Revista*, v. 9-1, p. 71-81.
- Newhall, C.G., Daag, A.S., Delfin, F.G. Jr., Hoblitt, R.P., McGeehin, J., Pallister, J.S., Regalado, M.T.M., Rubin, M., Tubianosa, B.S., Tamayo, R.A. Jr. y Umbal, J.V., 1996. Eruptive history of Mount Pinatubo. En C.G. Newhall y R.S. Punongbayan (Eds.), *Fire and mud*, Washington, p. 165-195.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 93, p. 514-523.
- Nixon, G.T., 1988. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrol.*, v. 29-2, p. 213-264.

- Nixon, G.T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 219*, 58 p.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Harakal, J.E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, v. 26, p. 109-158.
- Pacheco, J.F., Sykes, L.R. y Scholz, C.H., 1993. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *J. Geophys. Res.*, v. 98-B8, p. 14,133-14-159.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. y Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, v. 356, p. 426-428.
- Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C.J. Hawkesworth y M.J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Shiva, p. 230-249.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 69, p. 33-47.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- Pinatubo Volcano Observatory Team, 1991. Lessons from a major eruption: Mt. Pinatubo, Philippines. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 72, p. 545, 552-553, 555.
- Postma, G., 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, v. 14, p. 291-294.
- Robin, C., 1982. Regional distribution and character of active andesite volcanism: Mexico. En R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*, John Wiley & Sons, p. 137-147.
- Robin, C., Camus, G. y Gourgaud, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 45, p. 209-225.
- Rodríguez-Elizarraráz, S.R., 1995. Consideraciones preliminares sobre el riesgo en el Volcán de Colima, México. *Rev. Mex. Cien. Geol.*, v. 12-1, p. 47-51.
- Roobol, M.J. y Smith, A.L., 1976. Mount Pelée, Martinique: a pattern of alternating eruptive styles. *Geology*, v. 4, p. 521-524.
- Rowley, P.D., Kuntz, M.A. y MacLeod, N.S., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. Pyroclastic-flow deposits. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, v. 1250, p. 489-512.
- Sato, H., Fujii, T. y Nakada, S., 1992. Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano. *Nature*, v. 360, p. 664-666.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recomendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics on Igneous Rocks. *Geology*, v. 9, p. 41-43.

- Self, S. y Sparks, R.S.J., 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, v. 41, p. 196-212.
- Self, S., Rampino, M.R., Newton, M.S. y Wolff, J.A., 1984. Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, v. 12, p. 659-663.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, v. 212, p. 1387-1389.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, p. 1-29.
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M. y Santacroce, R., 1981. A model for Plinian eruptions of Vesuvius. *Nature*, v. 289, p. 282-285.
- Sibley, D.F., Vogel, T.A., Walker, B.M. y Byerly, G., 1976. The origin of oscillatory zoning in plagioclase: A diffusion and growth controlled model. *Am. Jour. Sci.*, v. 276, p. 275-284.
- Siebe, C., Komorowski, J.-C. y Sheridan, M.F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bull. Volcanol.*, v. 54, p. 573-589.
- Siebe, C., Abrams, M. y Sheridan, M.F., 1993. Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: implications for future hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 59, p. 1-33.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R., 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, east-central Mexico. Guía de campo para la Excursión No. 4 de la Asamblea Plenaria de la International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Puerto Vallarta, Jal., México, 88 p.
- Simkin, T. y Siebert, L., 1994. Volcanoes of the world. Tucson, AZ, Geoscience Press, 349 p.
- Smith, A.L. y Roobol, M.J., 1990. Mt. Pelée, Martinique; A study of an active island-arc volcano. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, v. 175, 105 p.
- Smith, R.L., 1960. Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 71, p. 795-842.
- Smith, R.L., 1979. Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, v. 180, p. 5-27.
- Smith, R. L. y Luedke, R. G., 1984. Potentially active volcanic lineaments and Loci in western conterminous United States. *Studies in geophysics. Explosive volcanism: inception, evolution, and hazards*. Washington, D. C., National Academy Press, p. 47-66.
- Snyder, D., 1997. The mixing and mingling of magmas. *Endeavour*, v. 21-1, p. 19-22.
- Snyder, D. y Tait, S., 1996. Magma mixing by convective entrainment. *Nature*, v. 379, p. 529-531.

- Sparks, R.S., Huppert, H.E., Koyaguchi, T. y Hallworth, M.A., 1993. Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. *Nature*, v. 361, p. 246-249.
- Sparks, R.S.J., 1983. Mont Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges—discussion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 19, p. 175-184.
- Sparks, R.S.J. y Walker, G.P.L., 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Phys. Sci.*, v. 241, p. 62-64.
- Sparks, R.S.J. y Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 132, p. 441-451.
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, v. 1, p. 115-118.
- Sparks, R.S.J., Wilson, L. y Hulme, G., 1978. Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, v. 83-B4, p. 1,727-1,739.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E. y Turner, J.S., 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, v. 310, p. 511-534.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. y Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosion eruptions. *Nature*, v. 267, p. 315-318.
- Steen-McIntyre, V., 1972. Petrographic variation within a 6000 years old pyroclastic deposit, La Malinche volcano, Mexico. Reporte inédito.
- Stoiber, R.E. y Carr, M.J., 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volcanol.*, v. 37, p. 304-325.
- Stuiver, M. y Reimer, P.J., 1993. Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, v. 35, p. 215-230.
- Suárez, G. y Singh, S.K., 1986. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt—discussion and reply. *Tectonophysics*, v. 127, p. 155-160.
- Szakács, A., 1994. Redefining active volcanoes: a discussion. *Bull. Volcanol.*, v. 56, p. 321-325.
- Thomas, R.M.E. y Sparks, R.S.J., 1992. Cooling of tephra during fallout from eruption columns. *Bull. Volcanol.*, v. 54, p. 542-553.
- Thorpe, R.S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. *Tectonophysics*, v. 40, p. T19-T26.
- Thorpe, R.S. (Ed.), 1982. Andesites. John Wiley & Sons, 724 p.
- Thorpe, R.S. y Francis, P.W., 1976. Volcan Ceboruco: a major composite volcano of the Mexican Volcanic Belt. *Bull. Volcanol.*, v. 39-2, p. 201-213.

- Thorpe, R.S., Francis, P.W. y O'Callaghan, 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, v. 310, p. 675-692.
- Tilling, R.I., 1989. Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Rev. Geophys.*, v. 27-2, p. 237-269.
- Tilling, R.I. (Ed.), 1993. Los peligros volcánicos: Apuntes para un curso breve. Curso efectuado del 2 al 3 de julio de 1989, en Santa Fé, Nuevo México, U.S.A. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos. 125 p.
- Tilling, R.I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W.A. y Rose, W.I., 1984. Holocene eruptive activity of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Science*, v. 224, p. 747-749.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 89, p. 1-16.
- Tsukui, M., 1985. Temporal variation in chemical composition of phenocrysts and magmatic temperature at Daisen volcano, southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 26, p. 317-336.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico—Preliminary report. *Geofís. Int.*, v. 25-4, p. 559-573.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores-Ruiz, J.H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Int. Geol. Rev.*, v. 38, p. 176-194.
- Valentine, G.A., 1993. Note on the distribution of basaltic volcanism associated with large silicic centers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 56, p. 167-170.
- Valentine, G.A. y Wohletz, K.H., 1989. Numerical models of Plinian eruption columns and pyroclastic flows. *J. Geophys. Res.*, v. 94-B2, p. 1,867-1,887.
- von Erffa, A., Hilger, W., Knoblich, K. y Weyl, R., 1976. Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos. *Comunicaciones 13*, p. 99-106.
- Walker, G.P.L., 1980. The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, p. 65-88.
- Werner, G. 1976. Los suelos del volcán La "Malinche", Altiplanicie Central Mexicana (Primeros resultados de las investigaciones sobre su distribución y sus propiedades ecológicas). *Comunicaciones 13*, p. 3-17.
- Weyl, R., 1974. Determinación y clasificación de las rocas volcánicas en la región Puebla-Tlaxcala. *Comunicaciones 10*, p. 69-71.
- Williams, H. y McBirney, A.R., 1979. *Volcanology*. San Francisco, Freeman, Cooper & Co., 397 p.

- Williams, S.N. y Self, S., 1983. The october 1902 Plinian eruption of Santa María volcano, Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 16, p. 33-56.
- Wilson, L., 1976. Explosive volcanic eruptions—III. Plinian eruptions columns. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 45, p. 543-556.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J. y Walker, G.P.L., 1980. Explosive volcanic eruptions—IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 63, p. 117-148.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J., Huang, T.C. y Watkins, N.D., 1978. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, v. 83-B4, p. 1,829-1,836.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Londres, Unwin Hyman, 466 p.
- Witte, L.C., Cox, J.E. y Bouvier, J.E., 1970. The vapor explosion. *J. Metals*, v. 22, p. 39-44.
- Wohletz, K.H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, p. 31-63.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. En C.E. Cnapin & W.E. Elston (Ed.), Ash-flow tuffs. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 180*, p. 177-194.
- Woods, A.W., 1988. The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.*, v. 50, p. 169-193.
- Woods, A.W. y Bursik, M.I., 1994. A laboratory study of ash flows. *J. Geophys. Res.*, v. 99-B3, p. 4,375-4,394.
- Woods, A.W. y Kienle, 1994. The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: Theory and observations from the April 15 and April 221, 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 62, p. 273-299.
- Zhao, D., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., 1997. Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc. *Phys. Earth Planet. Int.*, v. 102, p. 89-104.
- Zimanowski, B., Büttner, R. y Lorenz, V., 1997a. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull. Volcanol.*, v. 58, p. 491-495.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V. y Häfele, H.G., 1997b. Fragmentation of basaltic melt in the course of explosion volcanism. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 803-814.

Apéndice A

Localización de las secciones estratigráficas

Descripción de secciones estratigráficas representativas

Correlación de secciones estratigráficas

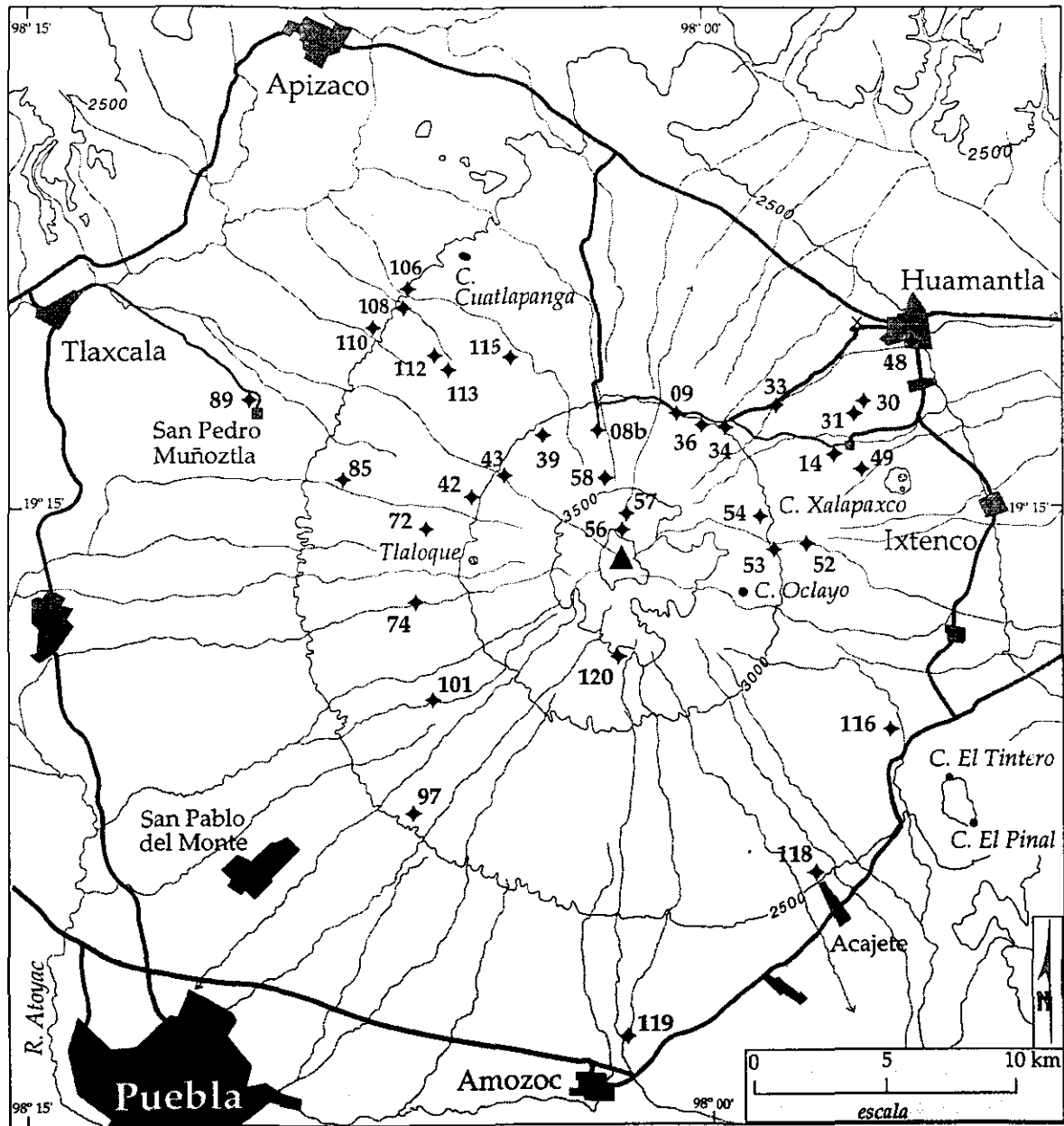


Figura A-1 Localización de las secciones estratigráficas empleadas en esta tesis.

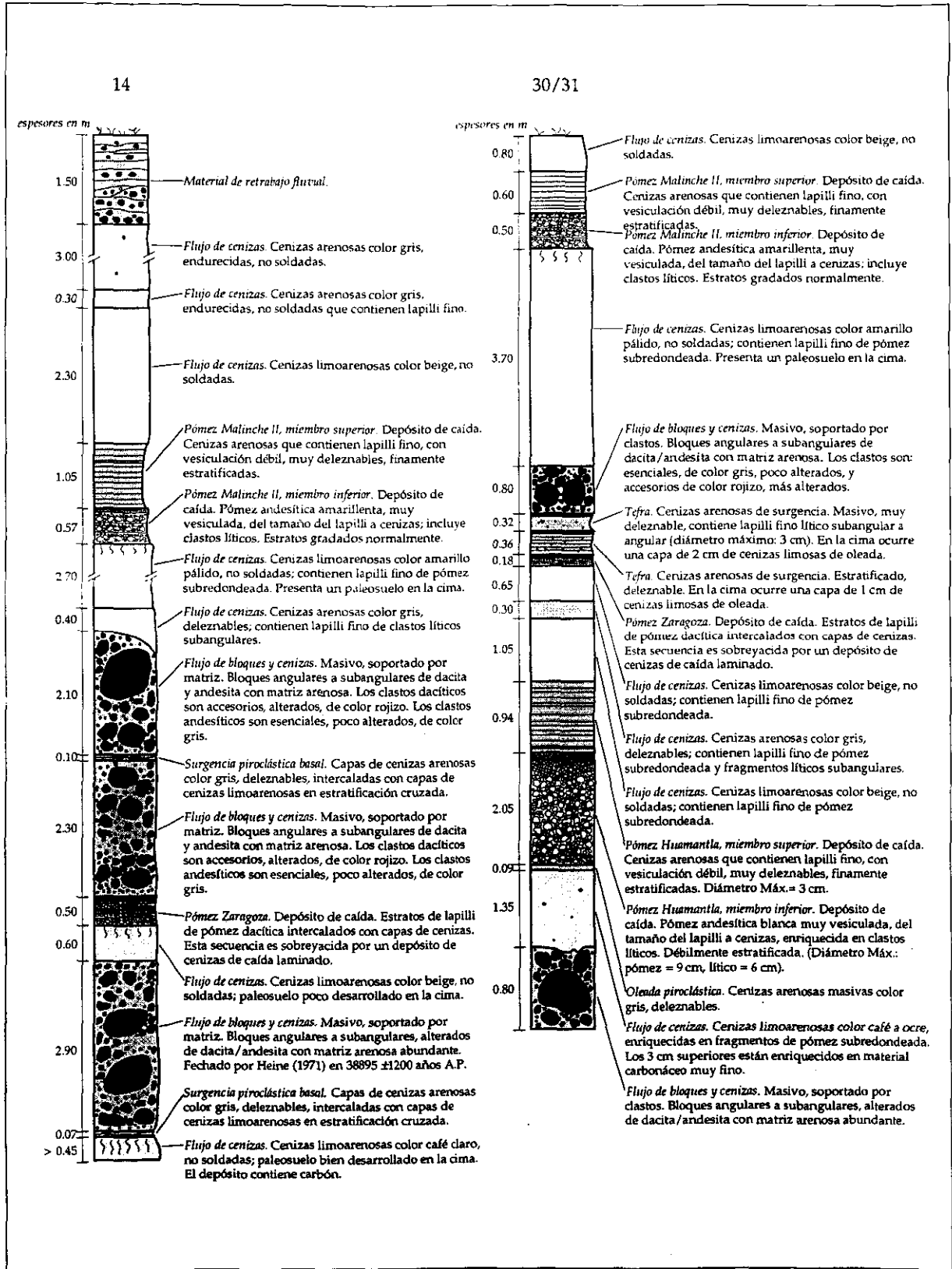


Figura A-2 Descripción de las secciones estratigráficas 14 y 30/31. Localización en Fig. A-1.

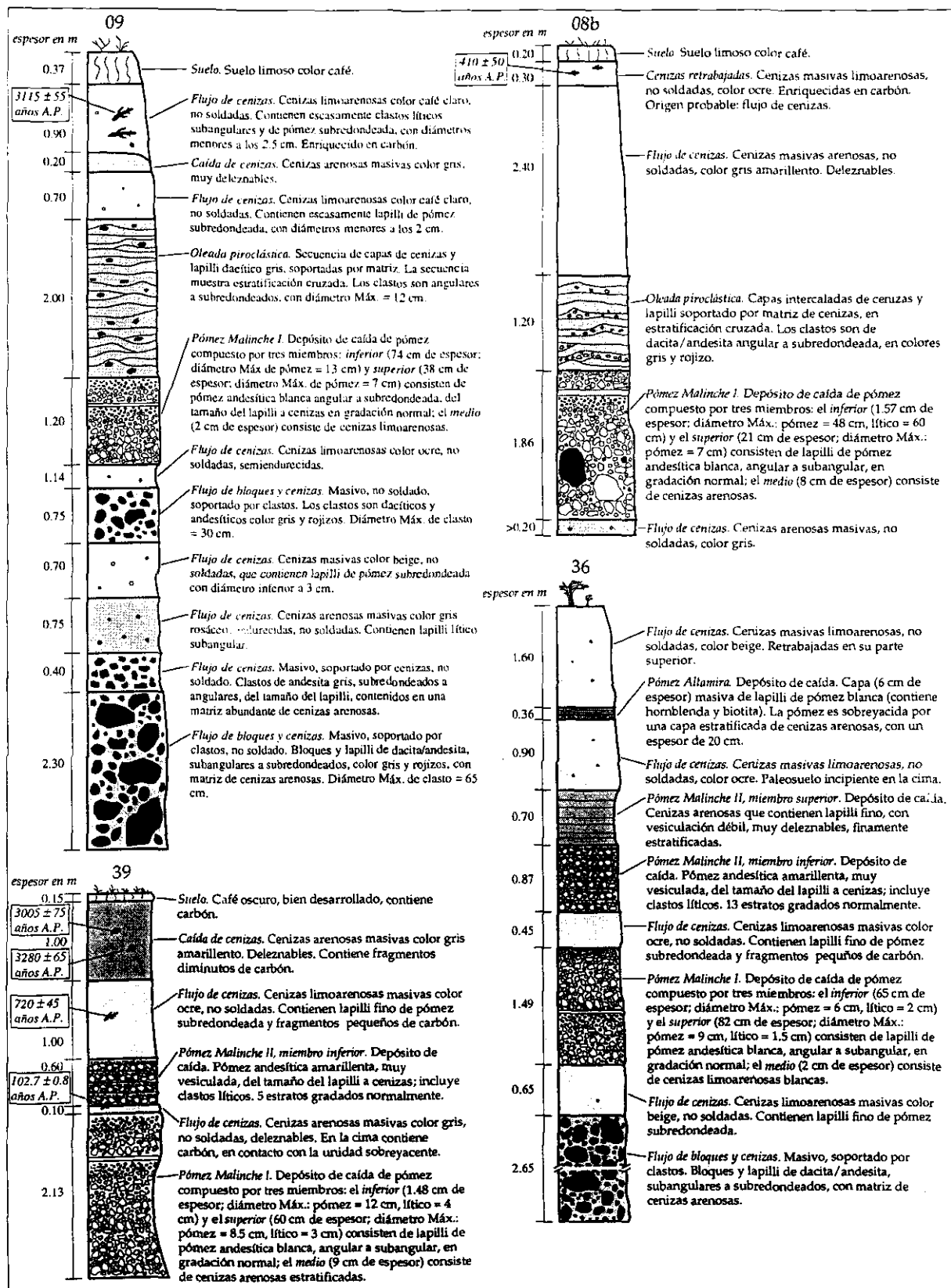


Figura A-3 Descripción de las secciones estratigráficas 09, 08b, 36 y 39. Localización en Fig. A-1.

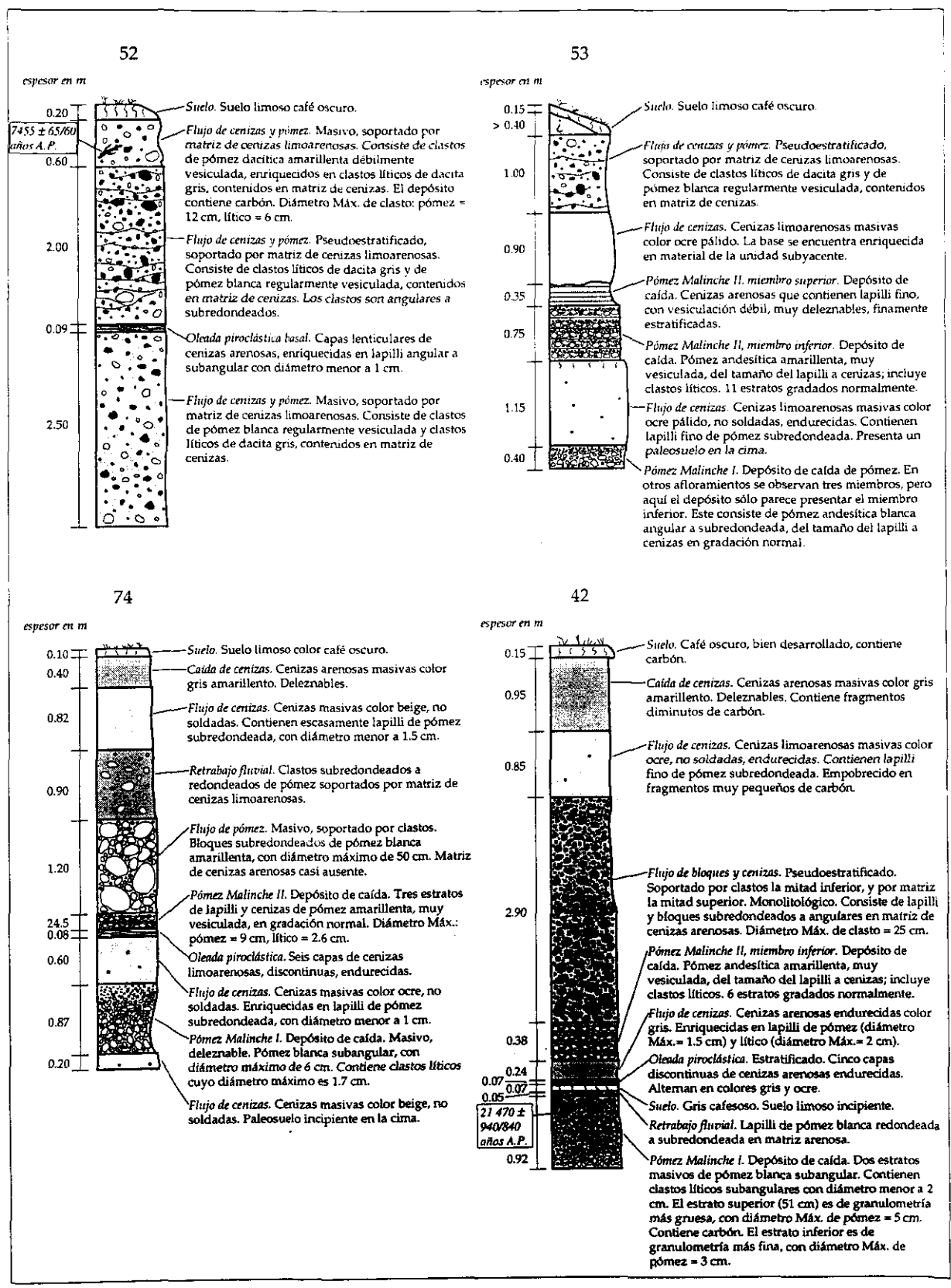


Figura A-4 Descripción de las secciones estratigráficas 52, 53, 74 y 42. Localización en Fig. A-1.

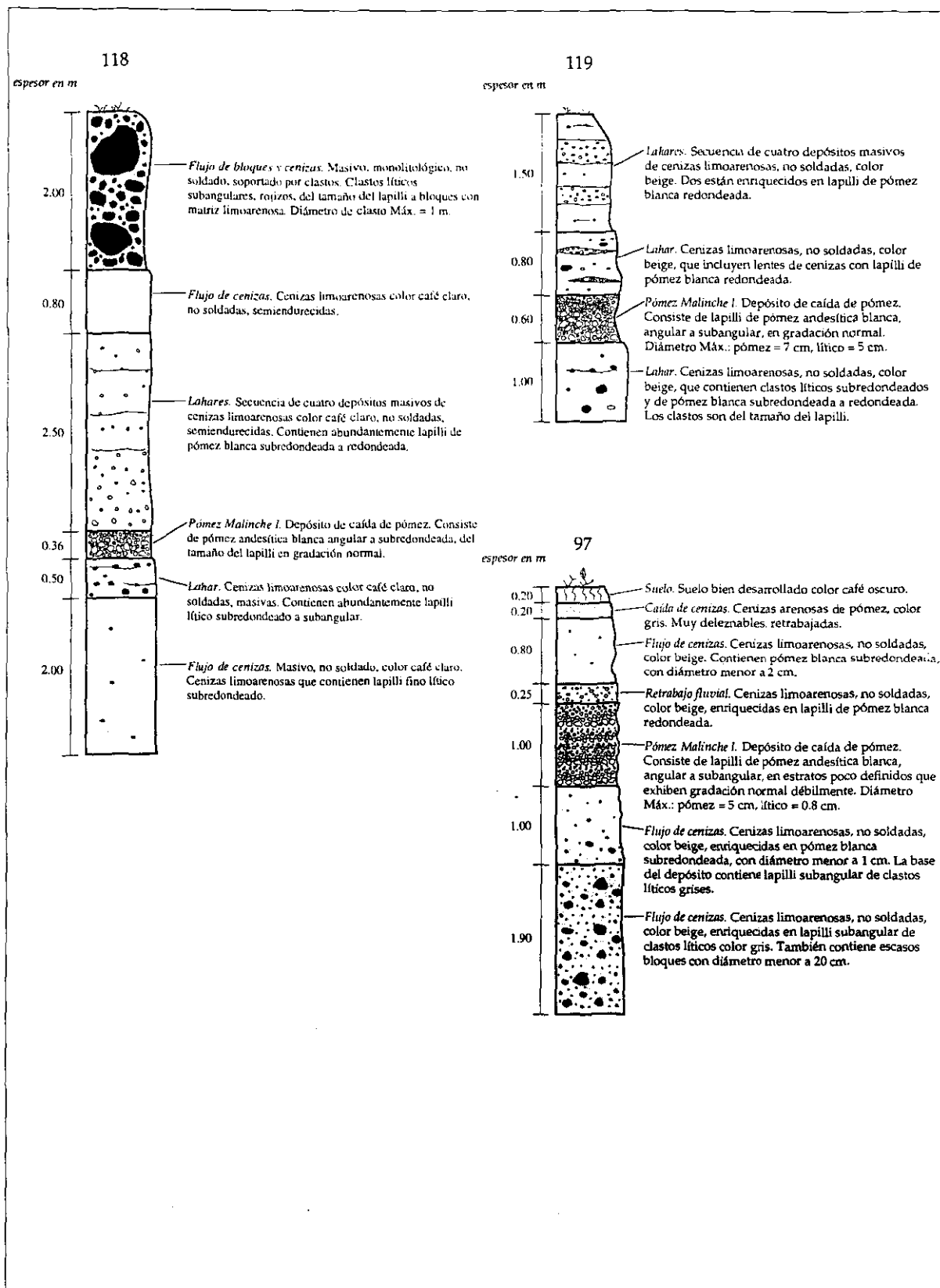


Figura A-5 Descripción de las secciones estratigráficas 118, 119 y 97. Localización en Fig. A-1.

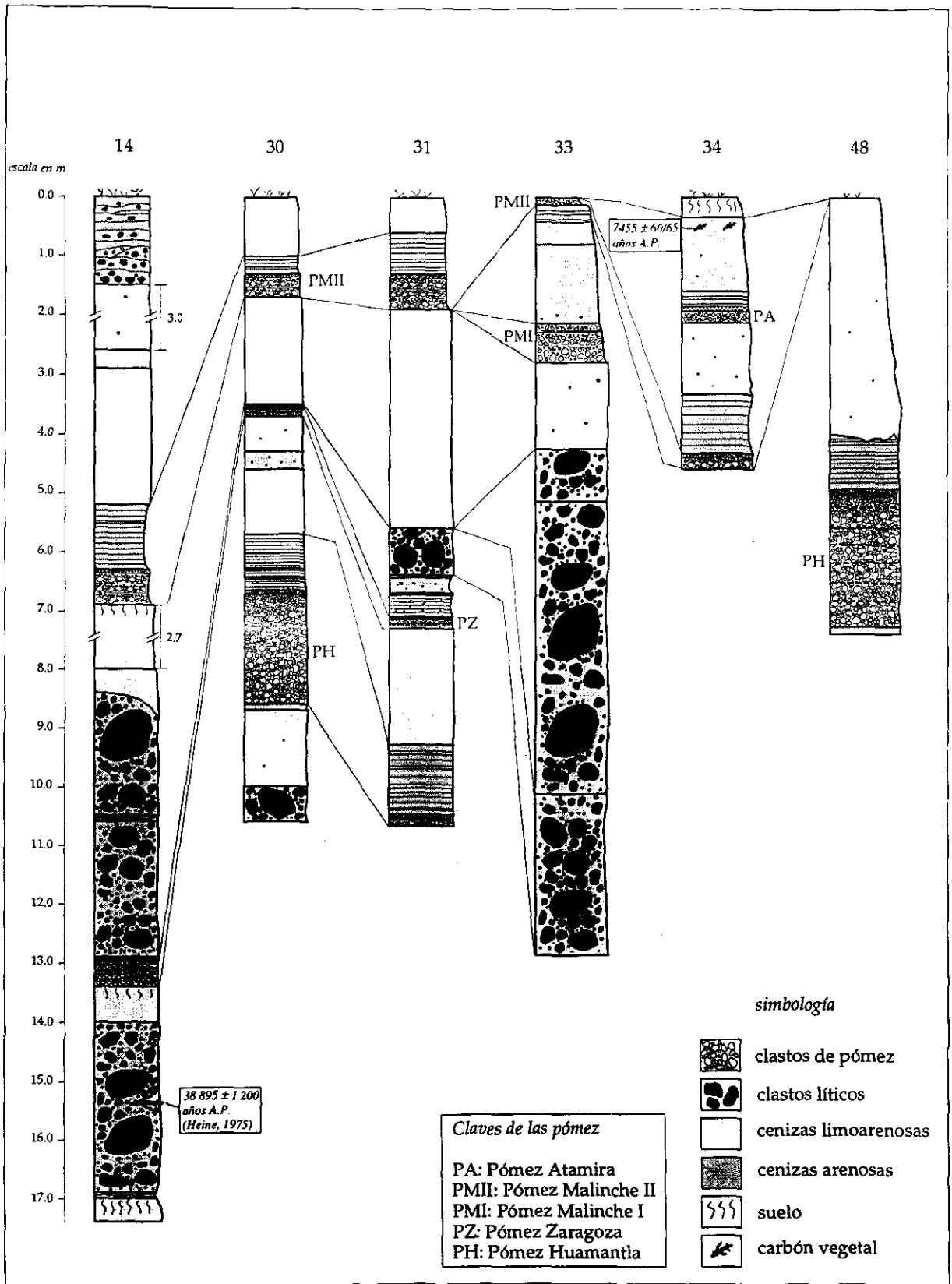


Figura A-6 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en la Fig. A-1.

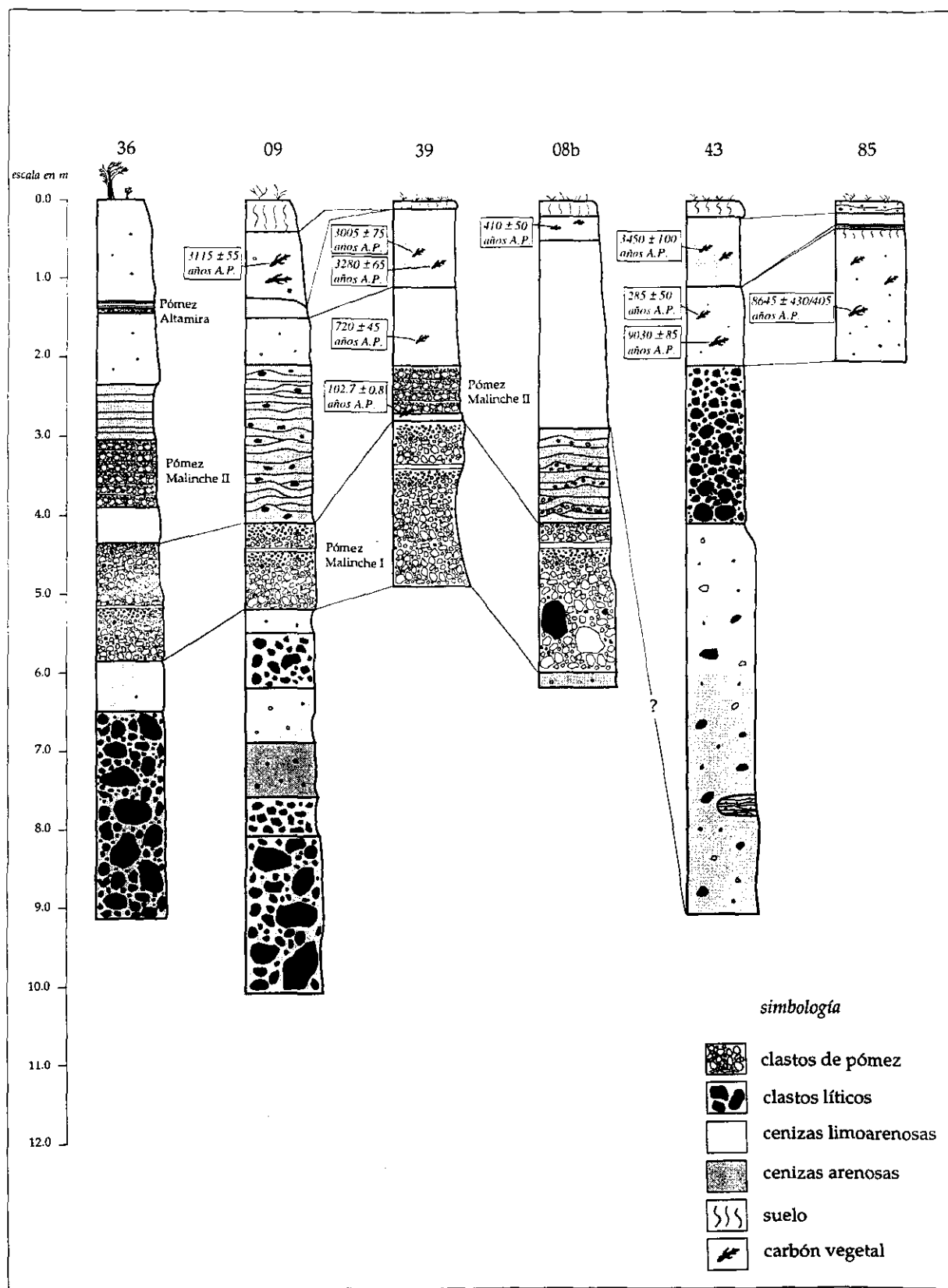


Figura A-7 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en Fig. A-1.

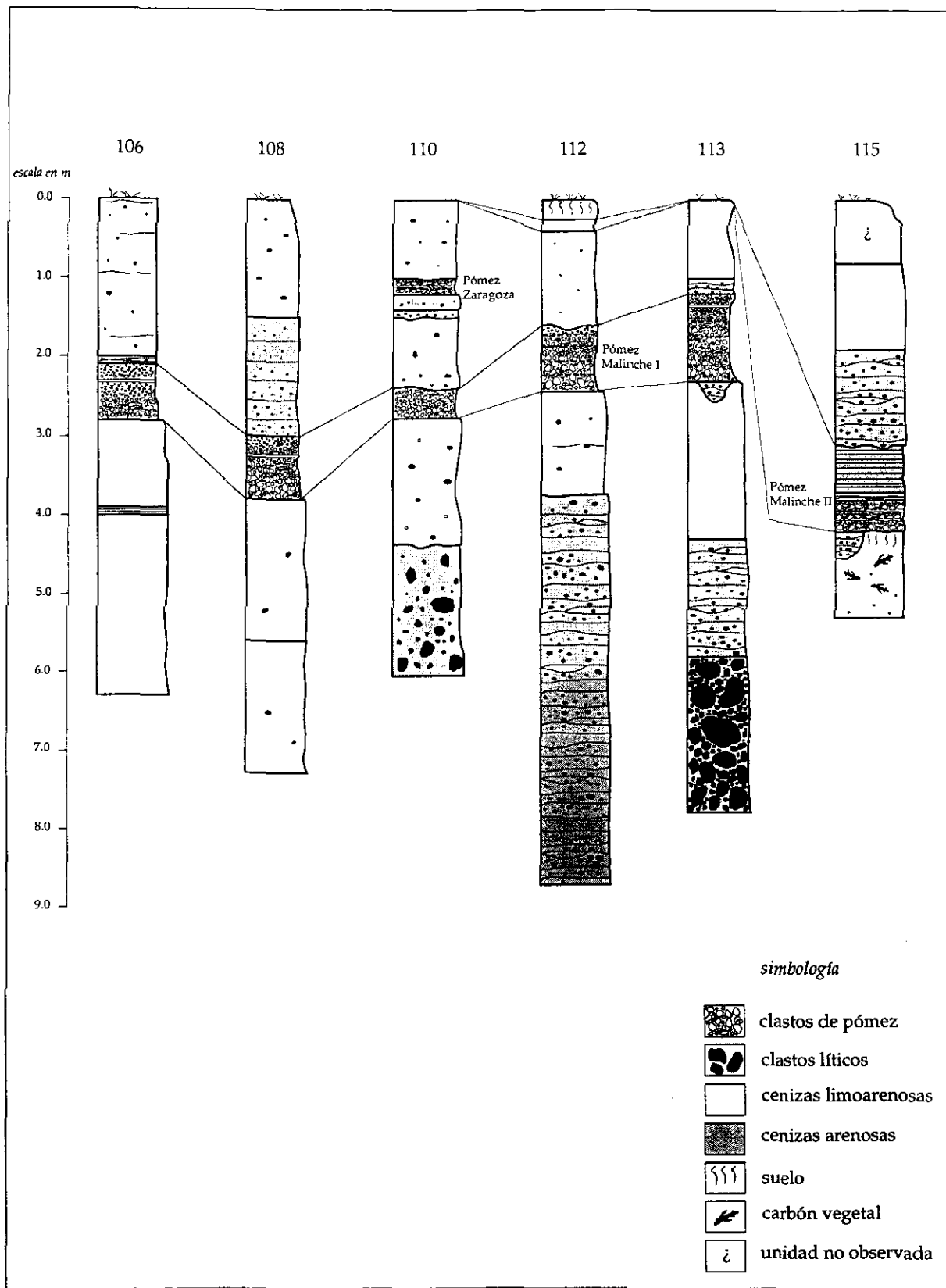


Figura A-8 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en Fig. A-1.

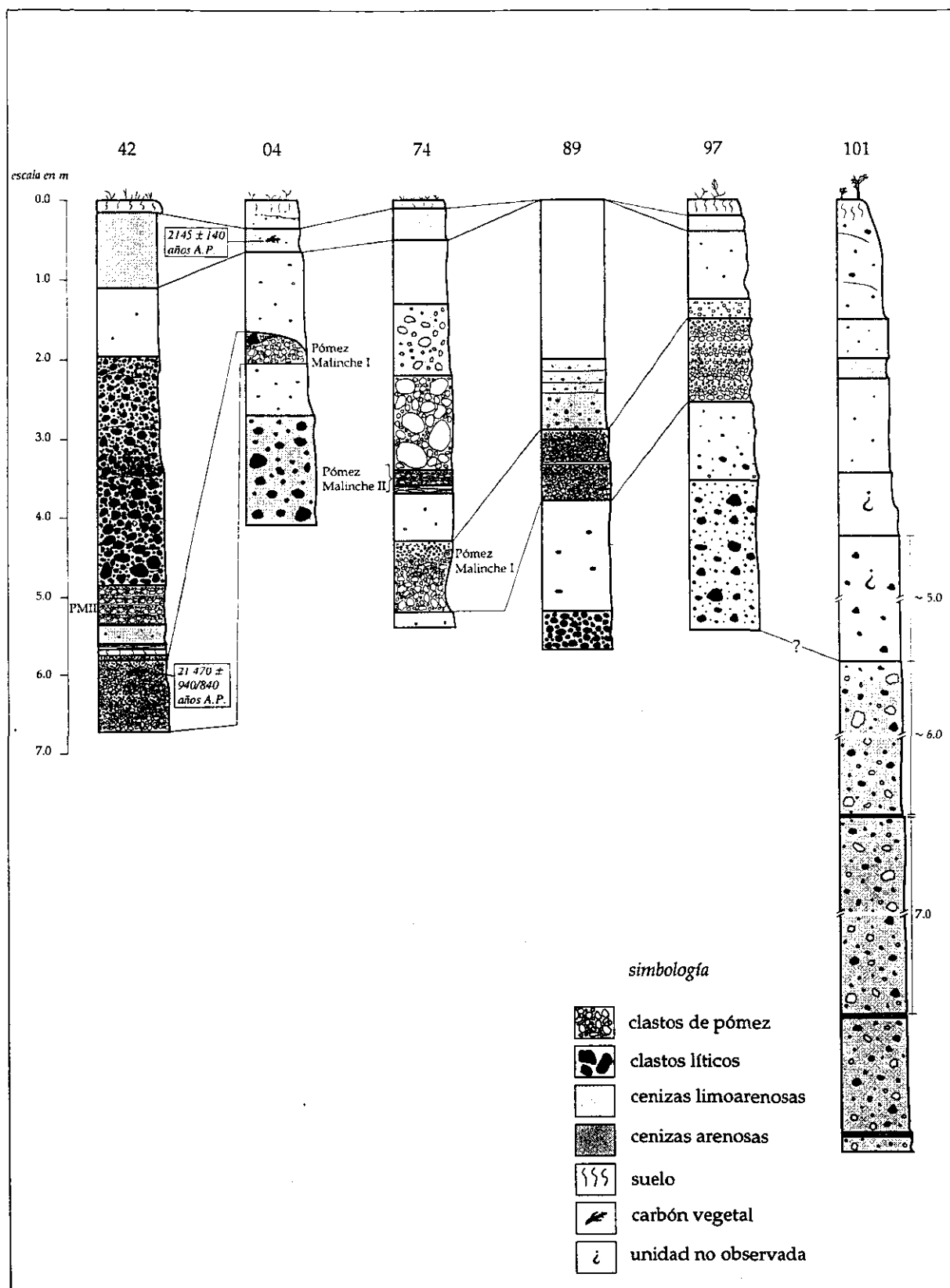


Figura A-9 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en Fig. A-1.

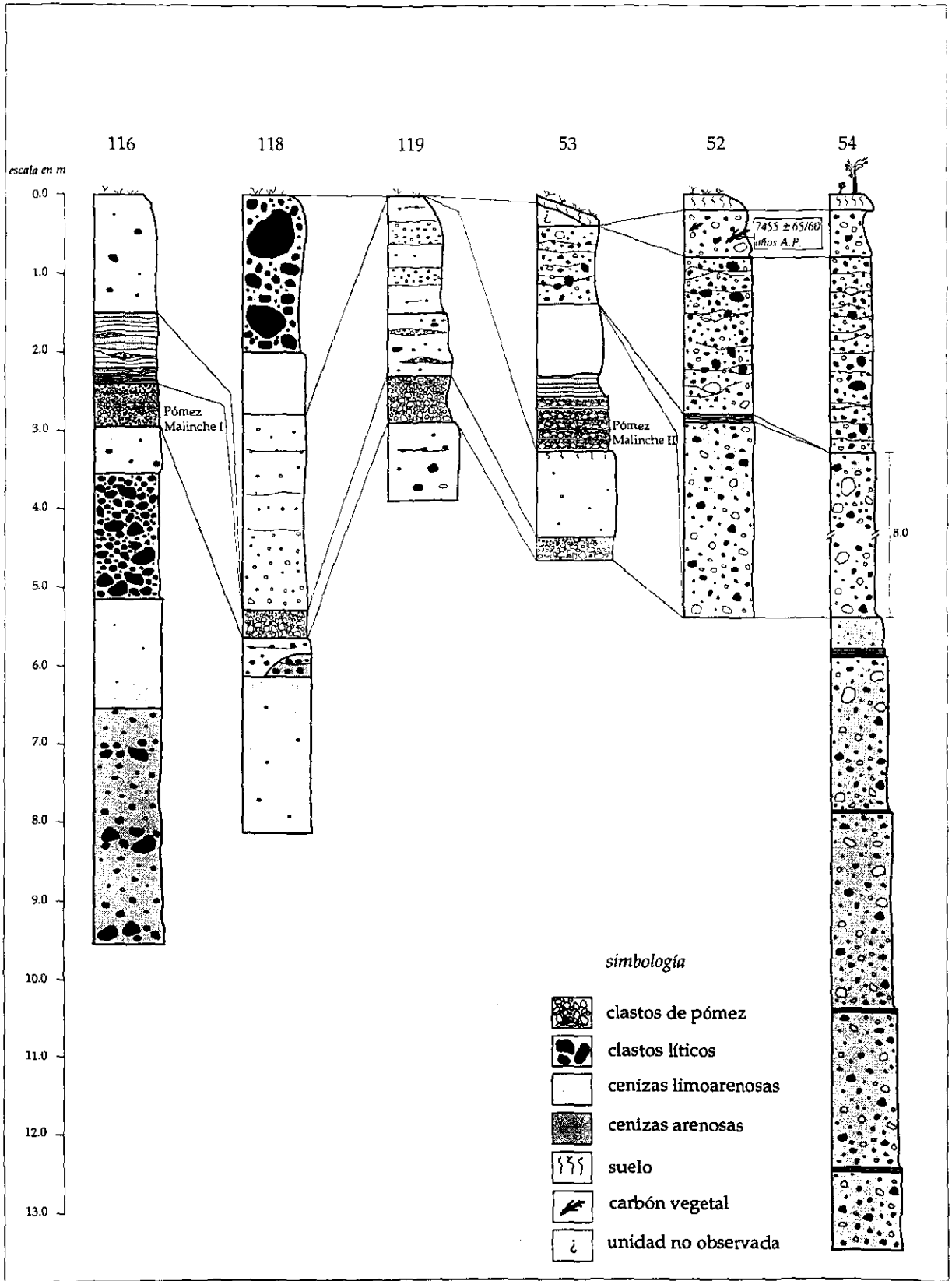


Figura A-10 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en Fig. A-1.

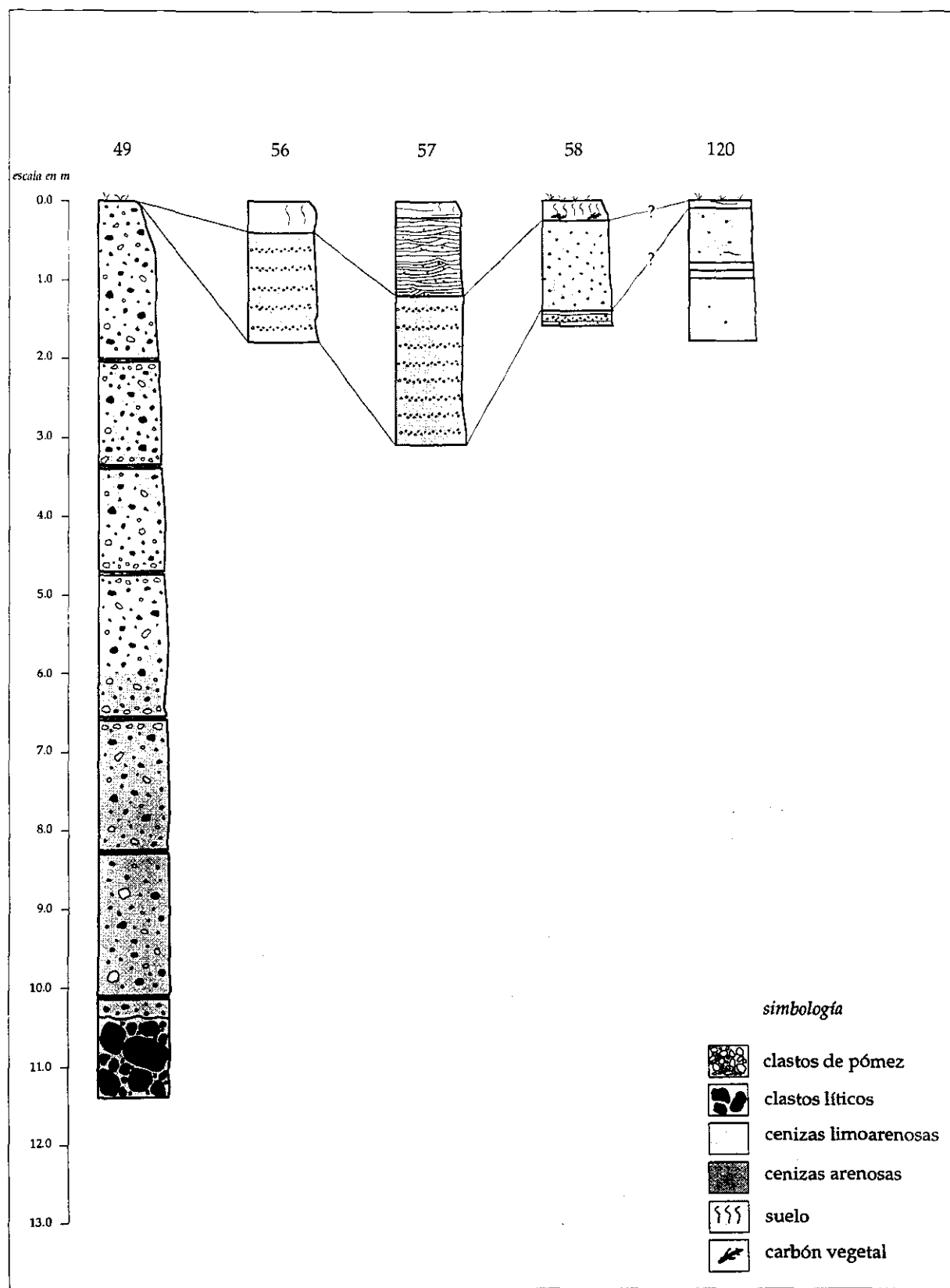


Figura A-11 Correlación de secciones estratigráficas de La Malinche. Localización en Fig. A-1.

Apéndice B

Límites de detección para los elementos determinados por el método INAA
(valores en ppm. Au e Ir, en ppb)

Au	2.	Br	0.5
Cr	0.5	Hf	0.2
Ir	1.	Rb	10.
Sc	0.1	Ta	0.3
U	0.1	La	0.1
Nd	1.	Eu	0.05
Yb	0.05	Co	0.1
As	1.	Hg	1.
Cs	0.2	Sb	0.1
Mo	2.	Th	0.1
Se	0.5	Ce	1.
W	1.	Tb	0.1
Sm	0.01	Lu	0.01