



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

---

---

PROGRAMA DE POSGRADO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Estratigrafía, composición y dinámica de la erupción  
pliniana del Volcán Popocatépetl que hace  $4,965 \pm 65$  años  
 $^{14}\text{C}$  AP produjo el depósito “Pómez Ocre”

**T E S I S**

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
(DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA)

P R E S E N T A

Lilia Arana Salinas

JURADO EXAMINADOR

Dr. Gerardo Aguirre Díaz  
Dr. Lorenzo Vázquez Selem  
Dr. Claus Siebe Grabach  
Dr. Ignacio Torres Alvarado  
Dr. Gabriel Valdéz Moreno

COMITÉ TUTORAL:

Dr. Meter Schaaf  
Dr. Lorenzo Vázquez  
Dr. Claus Siebe



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.

## CONTENIDO

Lista de figuras	i
Lista de tablas	ii
Abstract	iii
Resumen	iv
	Pág
Capítulo I	
Introducción General	
I.1. Introducción	14
I.2. Marco geológico	18
I.3. Trabajos previos	22
I.4. Evolución del Popocatepetl	29
Capítulo II	
Metodologías empleadas	
II.1 Muestreo y métodos analíticos	32
Capítulo III	
Estratigrafía y distribución de los depósitos	39
III.1. Depósito de flujo piroclástico Pre-Ocre (FP-PO)	42
III.2. Oleadas piroclásticas basales (“surge”, S0, S1, S2, S3, S4)	44
III.3. Depósito de caída “Pómez Ocre” (PO)	47
III.4. Depósitos de flujo de bloques y cenizas Post-Ocre (FBC-PO)	49
III.5. Edades por radiocarbono	50
Capítulo IV	
Sedimentología y análisis de componentes	57
IV.1. Análisis sedimentológico	57
IV.2. Análisis de componentes	59
IV.3. Morfología de partículas bajo el microscopio electrónico	62
IV.4. Densidad y vesicularidad	71
Capítulo V	
Petrografía y geoquímica	77
V.1. Petrografía de los componentes juveniles	79
V.1.1. Pómez Ocre	79

V.1.2. Lítico juvenil (Clasto 1)	86
V.1.3. Lítico juvenil (Clasto 2)	89
V.1.4. Bomba de pómez densa	92
V.2. Geoquímica de los componentes juveniles	94
V.2.1. Química de las fases minerales	94
V.3. Química de roca total	100
V.3.1. Variación de elementos mayores	101
V.3.2. Variación de Tierras Raras (REE)	106
V.3.3. Composición isotópica (Sr, Nd y Pb)	107
Capítulo VI	
Dinámica eruptiva (parámetros físicos)	110
VI.1. Parámetros físicos del depósito	110
VI.2. Mapa de isopacas	111
VI.3. Mapa de isopletras	113
VI.4. Área y volumen de los depósitos y altura de la columna eruptiva	115
Capítulo VII	
Discusión	122
VII.1. Significado de las variaciones composicionales durante la erupción	122
VII.2. Interacción agua-magma	124
VII.3. Fases eruptivas	126
Capítulo VIII	
Conclusiones	131
Agradecimientos	134
Referencias	135

Figura 1: Mapa que muestra las ciudades y pueblos más importantes en la vecindad del volcán Popocatépetl (modificado de Siebe y Macías, 2006). En el mapa se muestran las isopacas de 6 y 20 cm del depósito de caída pliniana *Pómez Ocre*. Dependiendo de la dirección del viento, una erupción de magnitud similar en el futuro podría depositar >6 cm de ceniza y pómez en áreas urbanas de las ciudades de México y Puebla (ver área encerrada en el círculo). En el recuadro superior derecho se muestra la inserción de un mapa del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) que muestra los principales rasgos tectónicos del sur de México. ZF = zona de fractura, DPO = Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental.

Figura 2: Marco tectónico de la porción centro-sur de México, que muestra la ubicación del volcán Popocatépetl y La Sierra Nevada dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (modificado de Pardo y Suárez, 1995). Las abreviaturas son: CVTM = Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, DPO = Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental, FZ = Zona de fractura.

Figura 3: Sección estratigráfica compuesta de la secuencia pliniana “*Pómez Ocre*” (PO). Se muestran las edades obtenidas por radiocarbono y se indican las localidades donde fueron colectadas las muestras (listadas en la Tabla 1).

Figura 4: Sección proximal Po-95112 de la *Pómez Ocre* (PO) fechada en ca.  $4,965 \pm 65$  años A.P. En la base del depósito se encuentra material retrabajado proveniente de un depósito de flujo piroclástico (RD). Sobreyaciendo a este depósito se encuentra el depósito de caída pliniano *Pómez Ocre* (PO). Las muestras para el análisis por microscopía electrónica de barrido (SEM) se colectaron en este sitio. En la cima del depósito de caída *Pómez Ocre* el contacto es erosivo a causa del emplazamiento de un flujo piroclástico (DFPC).

Figura 5: En la localidad Po-061001, a 7.28 km hacia el NE del cráter directamente por debajo de la caída de la *Pómez Ocre*, se depositó una secuencia basal de oleadas piroclásticas donde se distinguen al menos 5 unidades (SO, S1, S2, S3 y S4). Los depósitos de oleada piroclástica tienen espesores variables (desde mm a algunos cm) con desarrollo de estratificación cruzada. Las unidades limosas tienen color beige, mientras que las unidades constituidas de ceniza fina son grises. Las áreas señaladas con flechas muestran fragmentos de materia orgánica que fue atrapada durante su emplazamiento. La navaja utilizada como escala tiene una longitud de 17 cm.

Figura 6: Gráfica que muestra datos de las edades medidas por el método de radiocarbono, calibradas para el rango  $1\sigma$ . La banda estrecha (3950-

3450 años a. C.) muestra que la mayoría de las edades existentes se superponen y coinciden en una fecha más probable en torno al año 3700 cal. a.C. En consecuencia, la mejor edad convencional puede ser la fecha del afloramiento Po-95185 que arrojó una edad de  $4965 \pm 65$  años AP. El inicio del calendario Mesoamericano de cuenta larga, equivale al año 3114 años a. C. del calendario Gregoriano y se indica en el diagrama (se discute en el texto). La escala vertical muestra la secuencia estratigráfica a la que pertenece el fechamiento. Nota: (1) Edades de muestras reportadas por Heine (1978); (2) por Heine y Heine-Weise (1973); y (3) por Lambert y Valastro (1976). Barra horizontal (desviación estándar), línea vertical (media aritmética).

Figura 7: Correlación estratigráfica de los diferentes afloramientos de la Pómez Ocre, localizados en dirección N y NE a distancias entre 6 y 11.5 km desde el actual cráter (ver mapa insertado).

Figura 8: Mediana del diámetro ( $Md\phi$ ) vs. clasificación ( $\sigma\phi$ ) (Walker, 1971) de las muestras de la SPO (caídas y oleadas piroclásticas) de los diferentes afloramientos estudiados.

Figura 9: Histogramas de distribución de frecuencia de los depósitos de caída de la PO. Las muestras fueron colectadas de los sitios Po-95112, Po-95131, Po-061001 y Po-061002 (ver Fig. 3, capítulo anterior). Nótese las variaciones verticales en clasificación ( $\sigma\phi$ ), mediana del diámetro ( $Md\phi$ ) y la abundancia (% Vol.) de los diferentes componentes (líticos juveniles y accidentales) de las diferentes unidades de caída.

Figura 10: Histogramas de distribución de frecuencia de los depósitos de oleadas piroclásticas (SO, S1, S2, S3, S4) y del depósito de flujo piroclástico Pre-Ocre. Las muestras se colectaron de los sitios Po-061001 y Po-061002 (ver Fig. 3, capítulo anterior). Nótese las variaciones verticales en clasificación ( $\sigma\phi$ ), mediana del diámetro ( $Md\phi$ ) y la abundancia (% Vol.) de los diferentes componentes (líticos juveniles y accidentales) en las diferentes unidades de oleada.

Figura 11: Imágenes obtenidas bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) de partículas de ceniza representativas de los depósitos de la SPO: A) Clastos de pómez de caída. B) Acercamiento de A, vesículas tubulares elongadas. C) Clastos de pómez provenientes de oleadas piroclásticas con menor vesiculación que la foto anterior. Las vesículas son más redondeadas y presentan las paredes más gruesas. D) Acercamiento de C mostrando vesículas coalescentes con superficies de fragmentos adheridos (*adhered dust*) en la superficie de las paredes de las vesículas. E) Superficie lisa de fragmento de vidrio con fracturas, depresiones alargadas y amplias en una dirección. F) Fragmento de vidrio en forma de bloque y superficie curvilinear, con foliación de flujo. G) Líticos accidentales de

granodiorita redondeados. H) Cristal de plagioclasa cubierto por una película de vidrio vesicular, mostrando textura de “*bubble-wall*”. I) Detalle de la imagen previa (ver flechas) mostrando un molde de microlito en una delgada capa de vidrio que cubre un cristal de plagioclasa.

Figura. 12: Imágenes de texturas obtenidas bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) de partículas de ceniza representativas de los depósitos de oleadas y caída piroclásticas: J) Textura en forma de "V" (*V-shaped pit*) en la superficie de los piroclastos. K, L y M) Textura de bordes astillados, (*chipped edges*) son concentraciones delgadas de huellas a lo largo de bordes angulares en la superficie de los piroclastos. N) Pómez con fracturas cóncavas (*dish-shaped*), con depresiones en forma de disco. O, P y R) Cristales con superficie que presenta fracturas de deshidratación. Q) Cristal de olivino mostrando fracturas cóncavas (*dish-shaped*), depresiones en forma de disco.

Figura 13: A) Bomba pumícea dacítica y densa (63.58 % SiO<sub>2</sub> en peso), que muestra textura de coliflor en la superficie. Fue encontrada dentro del depósito de caída en el nivel C en el sitio Po-061000. La bomba es porfirítica con vesicularidad interna baja y contiene abundantes fenocristales de plagioclasa (escala en cm). B) Diversidad de los líticos accidentales que fueron encontrados en el nivel C y D del depósito de caída de la PO (incluyen granodiorita, mármol, meta-arenisca y skarn).

Figura 14. Gráfica de la vesicularidad de los diferentes intervalos estratigráficos: Capa A = base del depósito, capas B y C = horizontes intermedios y capa D = cima del depósito en la localidad Po-95112.

Figura 15: Imágenes tomadas con ayuda del microscopio de retrodispersión de electrones (por su siglas en inglés *BSE, Back-Scattered Electron*) de secciones pulidas que muestran los diferentes grados de vesicularidad de la PO. Las fotografías muestran los diferentes rangos de texturas de pómez en las diferentes capas estratigráficas de la PO. Por ejemplo, los clastos de pómez en las capas A y B son más vesiculados y sus cristales más pequeños, mientras que en las capas C y D despliegan una baja vesicularidad y los cristales son más grandes que en A y B.

Figura. 16: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en los clastos de La Pómez Ocre. A) Agregado glomeroporfirítico de plagioclasa (Pl) y augita (Cpx). Las plagioclasas despliegan típicas maclas de albita y Carlsbad. B) Fenocristales típicos de plagioclasa e hiperstena. C) Plagioclasa zonada (Pl). D) Cpx y Ol en racimos glomeroporfiríticos. E) En el centro de la imagen se muestra una plagioclasa con bahías de corrosión y cristales euédricos de piroxeno y olivino. F) Augita zonada con inclusiones de óxidos.

Figura 17: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas del clasto 1, proveniente del depósito de caída de la *Pómez Ocre*. A) Cristal de plagioclasa con zoneamiento incipiente. B) Glomerocristal de piroxenos que muestran maclas de albita e inclusiones de óxido. C) Texturas en desequilibrio como la de tamiz que es evidente en los márgenes de algunos cristales de Plg. Además, despliegan típicas maclas de albita. En la foto se observan las Plg Tipo I y II tomadas en luz con nicoles cruzados (LNC). D) Microfotografía con luz paralela (LP). E) Fenocristales típicos de plagioclasa Tipo II, que muestran textura de tamiz en sus bordes y maclas Carlsbad-albita, LNC. F) Misma Plg que en el inciso E, vista en LP y que muestra cristales subhedrales como inclusiones de óxidos.

Figura 18: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en el clasto 2, que fue encontrado dentro de la *Pómez Ocre*. A y B) Agregado glomeroporfírico de plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y augita (Cpx) vistos en LNC y LP. Las plagioclasas despliegan maclas de albita-Carlsbad, mientras que los olivinos y piroxenos presentan englobados en sus cristales óxidos como inclusiones. C) Fenocristal de augita en matriz microlítica, LNC. D) Fenocristal de ortopiroxeno con inclusiones de óxido en el centro del cristal visto con LNC. E) En el centro de la imagen se muestra un piroxeno con gemelo de contacto y macla de albita rodeado de una matriz microlítica, observado con LNC. F) En la parte inferior izquierda de la foto se aprecia un piroxeno reemplazado totalmente por óxido y otro con una bahía de disolución.

Figura 19: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en los clastos de la *Pómez Ocre*. A) Fenocristales típicos de plagioclasa Tipo II. B) Agregado glomeroporfírico de augita (Cpx), plagioclasa (Plg) y olivino (Ol). C) Ortopiroxeno con fracturamiento evidente, LNC. D) Piroxeno que muestra maclado y evidencias de ruptura en su estructura. E) En el centro de la imagen se observa un clinopiroxeno que muestra grandes inclusiones de óxido oscuro mientras que en los bordes hay inclusiones más pequeñas de otro óxido color café. F) Plagioclasas con maclas de albita, Tipo I. Algunos de los fenocristales se muestran rotos en forma de rompecabezas (D y F) y otros sólo se observan fracturados (B, C y E).

Figura 20: Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con la Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA), de diferentes plagioclasas que muestran zoneamiento contenidas en pómez del sitio Po-95112. Cada una de las plagioclasa pertenece a los subniveles A, B, C y D. Los cuadros muestran la variación composicional en % de An. Abreviaciones: An = anortita, Ab = albita, Or = ortoclasa, CC = centro-centro, CR = centro-borde, RC = borde-centro, RR = borde-borde.



Figura 21: Imagen de electrones retrodispersados tomada con la Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA) de minerales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hiperstena) que muestran zoneamiento normal. Abreviaciones: Di = diópsido, Wo = wollastonita, Hd = hedenbergita, En = enstatita, Fe = ferrosilita, Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno, Ap = apatita.

Figura 22: Imagen de electrones retrodispersados de olivinos de la *Pómez Ocre*. A) Glomeropórfido heteromineral del subnivel B del sitio Po-95112, donde se observan varios individuos de olivino (12 aproximadamente). Su composición es predominantemente forsterítica ( $Mg_2SiO_4$ ). B) Olivino del subnivel D que presenta zoneamiento normal. Abreviaciones: % Fo = % de forsterita, % Fa = % de fayalita, Vd = vidrio.

Figura 23: Diagrama de Alcalis Total ( $Na_2O + K_2O$ ) vs. Sílice ( $SiO_2$ ) de Le Bas et al. (1986) para la composición química de roca total y de la matriz vítrea de las muestras de fragmentos de pómez de la PO recolectados en la localidad Po-95112.

Figura 24: Variaciones de los óxidos mayores, elementos traza e isótopos de Sr en las diferentes capas de caída de la PO en la localidad Po-95112.

Figura 25: Diagramas de Harker de elementos traza vs. sílice de las muestra de la *Pómez Ocre* (este estudio) y *Pómez Blanca* (Claus Siebe, comunicación personal) del Volcán Popocatépetl.

Figura 26: A) Diagrama de distribución multi-elementos normalizados a valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para cuatro capas de la PO del volcán Popocatépetl (Po-95112A, Po-95112B, Po-95112C, Po-95112D). B) Diagramas para elementos de Tierras Raras (*Rare Earth Elements, REE*) normalizados a valores de condrita (Sun y McDonough, 1989), para las mismas muestras de la PO.

Figura 27: Diagramas de pares isotópicos a)  $^{207}Pb/^{204}Pb$ , b)  $^{207}Pb/^{204}Pb$  de muestras de la *Pómez Ocre* del Volcán Popocatépetl y c) diagrama de Nd vs.  $^{87}Sr/^{86}Sr$  modificado de Arana-Salinas (2004). Además de los datos de la PO para su composición se usaran datos que definen rocas del Popocatépetl y del Nevado de Toluca, tomados de Schaaf et al. (2001) y del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), tomadas de Siebe et al. (2004b). Abreviaciones: NHRL = Línea de referencia del hemisferio norte (Hart, 1984); CVTM rocas calco-alcalinas (Luhr et al., 1989. Luhr 1997); sedimentos oceánicos del Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Plank y Langmuir (1998); EMI = Manto enriquecido tipo II; ME = Manto enriquecido, MP = Manto empobrecido.

Figura 28: Mapa de isopacas de la PO. La flecha indica la dirección de dispersión de la caída pliniana (los números en el rectángulo son los espesores expresados en cm).

Figura 29: Mapa de isopleas de la PO. Las flechas indican la dirección de dispersión de la caída pliniana y los números el diámetro mayor de líticos, observados en los afloramientos.

Figura 30: Gráfica de la altura de la columna ( $h$ ), donde la altura se estima usando el método de dispersión de piroclastos propuesto por Carey y Sparks (1986) y donde se relaciona la densidad de las partículas con el alcance perpendicular a la dirección del viento (*crosswind range*) vs. alcance de la pluma en dirección del viento (*maximum downwind range*). En este estudio se utilizaron las isopleas de clasto de lítico de 3.0 y 1.6 cm de diámetro, respectivamente. Las líneas diagonales representan las velocidades del viento.

Figura 31: Comparación del volumen de roca densa equivalente VRDE (*DRE, dense rock equivalent*) vs. la altura de la columna de la erupción de la *Pómez Ocre* comparada con otras erupciones plinianas de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno. Volcán Chichón = VCh1982 (AD 1982) y VCh550 (550 años AP) (Carey y Sigurdsson, 1986; Macías et al., 2003); Volcán de Colima = VC (d.C. 1913, Macías, comunicación personal); *Pómez Jala* = PJ (1060±55 años AP., Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008); *Pómez Ocre* = PO (4965 años AP., este trabajo); Volcán Tres Vírgenes = VTV (6500 años AP., Capra et al., 1998); *Pómez Citlaltépetl* = PCt (8500–9000 años AP., Rossotti y Carrasco-Nuñez, 2004); *Pómez Toluca Superior* = PTS (10,500 años a.C., Arce et al., 2003); *Pómez Tepic* = PT (14,770±480 años AP., Luhr, 2000); *Pómez Toluca Intermedia* =PTM (12,100 años AP., Cervantes de la Cruz, K.E., 2001; Arce et al., 2005); *Pómez Toluca Inferior* = PTI (21,700 años AP., Capra et al., 2006); *Pómez Quetzalapa* = PQ (~ 23,000 años AP., Rodríguez-Elizarrarás et al., 2002).

Figura 32: Diagrama que representa el modelo de la atmósfera en regiones tropicales y templadas desarrollado por Sparks (1986) para plumas volcánicas. Se muestra la altura total de la columna ( $H_T$ ) vs. la tasa de volumen y masa descargada, modificada para incluir los datos de la PO. Asumiendo un promedio de temperaturas de 1000 °C para el magma de la *Pómez Ocre* (andesítico) y una altura de columna de 37 y 39.4 km, fue calculada una tasa de velocidad de descarga de volumen de  $8 \times 10^4$  y  $8.5 \times 10^4$  ( $m^3/s$ ) y una tasa de descarga de masa de  $3 \times 10^8$  y  $3.5 \times 10^8$  ( $kg/s$ ), respectivamente.

Figura 33: Esquema que muestra los principales tipos de actividad durante las fases pre-SPO, explosiva freato-magmática, fase principal pliniana, y post-SPO. La cronología de las fases se discute en el texto.

Tabla 1. Edades por radiocarbono relacionadas a la Secuencia Pliniana Pómez Ocre (SPO) producida por el Volcán Popocatépetl. Nótese que la posición estratigráfica exacta de las muestras Po-94440-A (A-9912 = 5,555 + 335/-325 años AP) y Po-97437-E (A-9929 = 4,715 ± 55 años AP), no está indicada en esta tabla ni en la Figura 1 porque el dato original fue anotado en una libreta de campo extraviada.

Tabla 2. Densidades obtenidas a partir del análisis de clastos de pómez de los horizontes de la localidad Po-95112. El índice de vesicularidad se obtuvo a partir del cálculo de la media de la densidad. Los métodos usados para obtener la vesicularidad son los propuestos por Houghton y Wilson (1989).

Tabla 3. Análisis modal mineralógico (%Vol. libre de vesículas) de clastos de la Pómez Ocre: Fenocristales = Phc (>0.03 mm), microfenocristales = mphc (0.03-03 mm), matriz y microlitos = Grm (vidrio + microlitos); trz = trazas; ortopiroxenos = Opx; clinopiroxenos = Cpx; óxidos = Ox.

Tabla 4. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm), de la *Pómez Ocre* del Volcán Popocatépetl.

Tabla 5. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de muestras de la *Pómez Ocre*.

Tabla 6. Parámetros físicos de la erupción pliniana *Pómez Ocre* del volcán Popocatépetl.

*The Ochre Pumice (OP) Plinian fallout was produced by Popocatepetl volcano in central Mexico, during a major Plinian eruption that occurred  $4,965 \pm 65$  yr BP. The Ochre Pumice Sequence (OPS) consists of ash flow, surge, fallout, ash flow, and block-and-ash flow deposits. The OP Plinian fallout is the most important deposit. It shows a bimodal grain size distribution with poor to moderate sorting that increases progressively towards the upper layers. The juvenile component is mainly pumice (>83 wt.%), whereas the accidental components consist of igneous, sedimentary, and metamorphic clasts from the walls of the magma chamber and/or conduit. The vesicularity of the pumice decreases from bottom to top of the stratigraphic sequence and is inversely proportional to the crystal and glass contents in the pumice. This suggests increasing magma degassing prior to eruption. The chemical composition of the pumice is quite homogeneous but varies slightly: At the base it is less evolved ( $\text{SiO}_2 = 61$  wt.%) and towards the top it becomes more silicic ( $\text{SiO}_2 = 63$  wt.%). Pumice clasts have a crystallinity index that ranges between 10 and 25 vol.% and display a seriate texture with phenocrysts of euhedral plagioclase (Pl) + clinopyroxene (Cpx) + orthopyroxene (Opx) + olivine (Ol)  $\pm$  oxide (Ox)  $\pm$  apatite (Ap).*

*The size of the maximum lithic (2.5 cm) at an horizontal distance of 18.8 km indicates an eruption column height of 37-40 km. The isopach map allows the recognition of a dispersal axis that points towards the NNE, where an area of 300 km<sup>2</sup> was covered by >6 cm of pumice and ash. A minimum volume for the OP Plinian fallout deposit was calculated using a minimum thickness of 6 cm found at distal outcrops, and was estimated at 5 km<sup>3</sup> which corresponds to 2 km<sup>3</sup> of dense rock equivalent (DRE). Stratigraphic relations indicate that the OPS occurred within an interval of 250 years and had four different phases: pre-Plinian, Plinian 1, Plinian 2, and post-Plinian. It started with the emplacement of pyroclastic flows. This*

*initial explosive phase was followed by the most violent Plinian phase that first produced surges and then culminated with the eruption of the OP fallout deposit. As the eruption advanced, discharge became more intermittent and the height of the column fluctuated. Finally, the eruption column collapsed generating pumice-and-ash flows that were emplaced around the volcano.*

Entre las erupciones explosivas de mayor magnitud del Popocatepetl durante el Holoceno, destaca la erupción pliniana que produjo la Pómez Ocre (PO) hace aproximadamente 4,965 años. En este trabajo se han caracterizado los productos pertenecientes a esta gran erupción. Los análisis químicos de roca total y su ensamble mineral reflejan una composición andesítica (61-63 SiO<sub>2</sub> wt. %) y una textura porfirítica que exhibe moderada cristalinidad (20 wt%) y que incluye las fases minerales plg > clpx > opx > olv > ox, con texturas que reflejan inestabilidad en el sistema magmático. Las pómez juveniles exhiben variaciones en su vesiculación en un rango de 84.33% en los intervalos basales y valores de 69.45 % hacia la cima del depósito. La cristalinidad aumenta progresivamente de la base a la cima del depósito, sugiriendo una desgasificación del magma que se ve reflejada en la variación de la vesiculación y de cristales en clastos de la Pómez Ocre.

El mapa de isopacas indica un eje de dispersión hacia el NNE donde un área de 300 km<sup>2</sup> fue cubierta por un depósito cuyo espesor es mayor a los 6 cm. Los máximos líticos sugieren una columna sostenida con alturas entre 37 y 40 km. El volumen mínimo estimado es de ~5 km<sup>3</sup> que equivale a 2 km<sup>3</sup> de roca densa equivalente (DRE), calculado con base en un espesor mínimo de 6 cm en localidades distales. La dinámica de la erupción se inicia con una fase hidromagmática que origina al menos siete depósitos de oleadas piroclásticas que fueron emplazados en forma de abanico en dirección W-N-E del cráter. Consecutivamente ocurrió la fase más violenta que formó una columna pliniana dispersando ampliamente los depósitos de caída Pómez Ocre. La erupción se disipa con el colapso de la columna, generando flujos de pómez y cenizas alrededor de la fuente de emisión.

# Capítulo I

## Introducción General

---

### I.1. Introducción

El volcán Popocatepetl (5,452 m snm) es el segundo pico más alto de México. Se encuentra incluido en la porción central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM; Figs. 1 y 2), 70 km hacia el SE de la Ciudad de México y 45 km al W de la Ciudad de Puebla. El Popocatepetl, así como los demás volcanes de esta región, se relaciona tectónicamente con un ambiente de margen continental activo, donde la placa oceánica de Cocos subduce bajo la placa continental de Norteamérica (Demant, 1978; Nixon, 1982). El Popocatepetl es parte del extremo sur de La Sierra Nevada, que está formada de norte a sur por el Volcán Tláloc, Volcán Telapón, Complejo Volcánico Iztaccíhuatl, y por el Popocatepetl respectivamente. En la actualidad, el Popocatepetl es el segundo volcán más activo de la República Mexicana, después del Volcán de Colima.

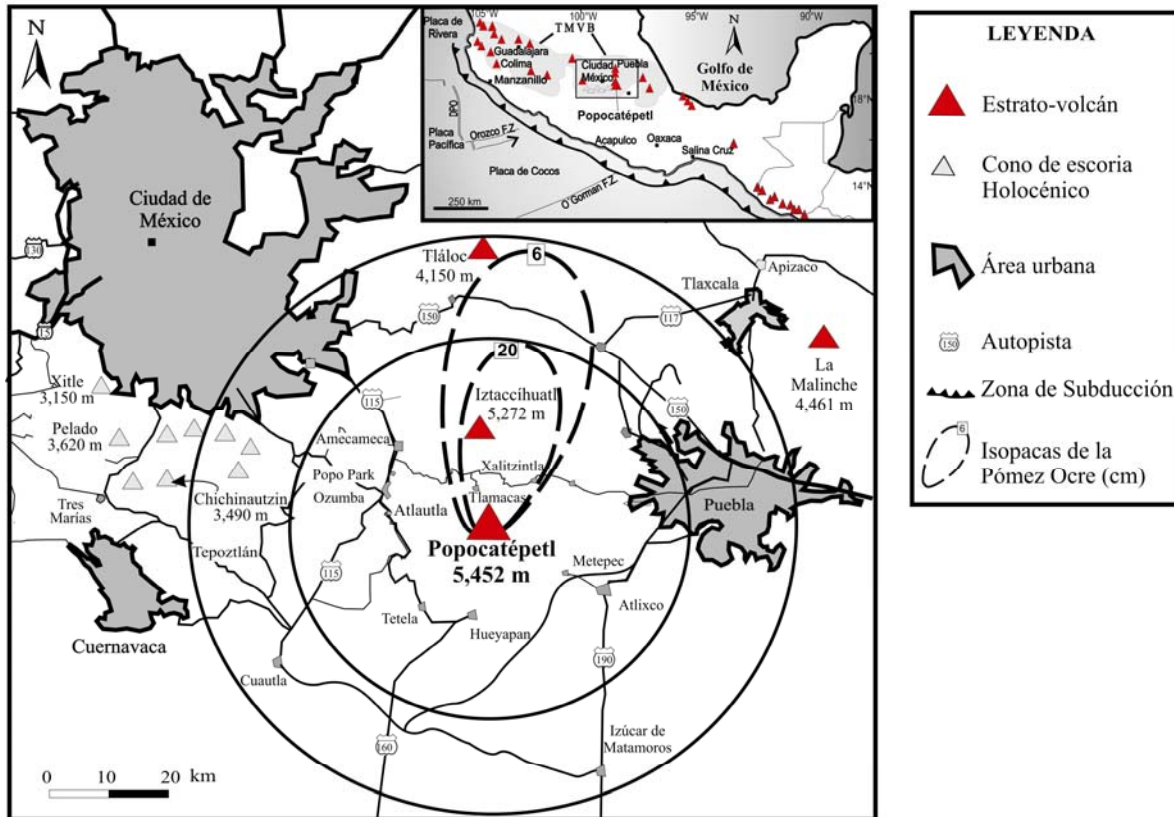


Figura 1: Mapa que muestra las ciudades y pueblos más importantes en la vecindad del volcán Popocatepetl (modificado de Siebe y Macías, 2006). En el mapa se muestran las isopacas de 6 y 20 cm del depósito de caída pliniana Pómez Ocre. Dependiendo de la dirección del viento, una erupción de magnitud similar en el futuro podría depositar >6 cm de ceniza y pómez en áreas urbanas de las ciudades de México y Puebla (ver área encerrada en el círculo). En el recuadro superior derecho se muestra la inserción de un mapa del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) que muestra los principales rasgos tectónicos del sur de México. ZF = zona de fractura, DPO = Dorsal Oceánica del Pacífico Oriental.



En tiempos prehispánicos los habitantes de la Cuenca de México y sus alrededores sufrieron los efectos de importantes erupciones de diferente tipo y magnitud que ocurrieron principalmente en el Popocatépetl y la Sierra Chichinautzin. Entre estas erupciones destacan las que dieron origen a los volcanes monogenéticos Chichinautzin hace 1,835 años *antes del presente* (AP). (Siebe et al., 2004a) y Xitle hace  $1,665 \pm 35$  años AP (Siebe, 2000) así como las tres erupciones cataclísmicas de tipo pliniano que ocurrieron en el Popocatépetl hace aproximadamente 5,000, 2,100 y 1,100 años AP (Siebe et al., 1996 a, b).

Estas erupciones contribuyeron significativamente al despoblamiento temporal de la parte austral de la Cuenca de México. La erupción pliniana del Popocatépetl fechada en  $\sim 2,100$  años AP por Siebe et al. (1996 a, b), fue una de las erupciones más destructivas, tal como se ha documentado en registros estratigráficos y arqueológicos, que indican un fuerte impacto social y ambiental (Siebe et al., 1996 a, b; Panfil, et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 2005).

Más recientemente y después de varias decenas de años de reposo, el 21 de diciembre de 1994, el Popocatépetl se reactivó con explosiones y emisión de cenizas que alarmaron a la población vecina y sus autoridades. La respuesta a esta emergencia consistió en la evacuación de 75,000 personas de los flancos del volcán (Global Volcanism Network Bulletin, 1994). Este acontecimiento representó un paso importante para el desarrollo de la mitigación de los desastres volcánicos en nuestro país, ya

que obligó a evaluar el estado de actividad del volcán y precipitó la publicación de un mapa de peligros volcánicos. Esta labor fue llevada a cabo principalmente por científicos de la UNAM (Macías et al., 1995). Sin embargo, a pesar del reciente avance en los estudios estratigráficos del Popocatepetl (Siebe et al., 1995a; 1995b; 1996a; 1996b; 1997; Siebe y Macías, 2006; Panfil, et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 2005), aún queda mucho por conocer de la historia eruptiva de este gran volcán. En particular, existen varias incógnitas sobre la dinámica de las erupciones plinianas del Popocatepetl y las diferencias entre ellas (profundidad de la cámara que alojó al magma, altura de la columna eruptiva de las diversas erupciones plinianas, radio de dispersión del material piroclástico, tipos de depósitos, así como peligros y riesgos asociados).

Dentro de los diferentes estilos eruptivos que ha presentado el Popocatepetl, las erupciones de tipo pliniano sin duda, representan la actividad más peligrosa. El hecho de que el volcán esté rodeado por varias ciudades en los estados de México, Puebla y Morelos (Fig. 1), que son entidades que cuentan con una alta densidad demográfica, incrementada en las últimas décadas, con importante infraestructura urbana (incluyendo la Ciudad de México), hace indispensable el trabajo de investigación que contribuya a entender mejor la dinámica eruptiva y resolver algunos de los cuestionamientos planteados en párrafos anteriores y aportar datos que puedan ser utilizados para la actualización de un mapa de peligros.

## I.2. Marco geológico

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es la provincia geológica con la mayor concentración de volcanes cuaternarios en México (Fig. 2) y se extiende desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México con una longitud de ca. 1000 km y con dirección general E-W entre las latitudes 19° y 20° N. El basamento de la región del Popocatépetl consiste de una secuencia marina Cretácica con más de 3000 m de espesor constituida por calizas y dolomitas pertenecientes a las formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala, que fueron plegadas y levantadas durante la orogénesis Larámide (Fries, 1960; 1962). Estas calizas afloran al sur, en los valles de Cuernavaca y Cuautla a altitudes entre los 1200 y 1400 m snm.

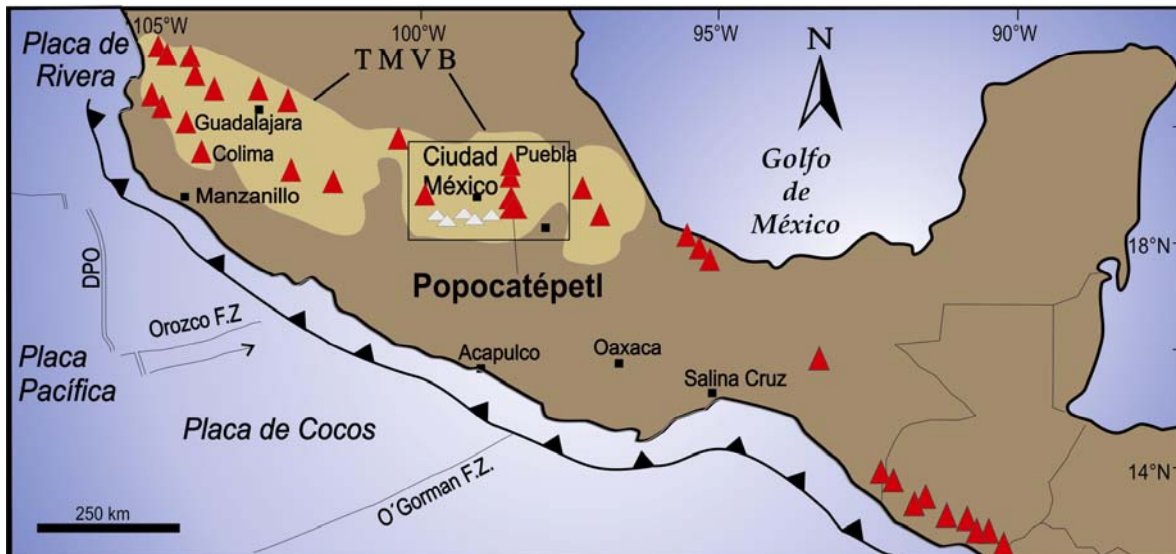


Figura 2: Marco tectónico de la porción centro-sur de México, que muestra la ubicación del volcán Popocatépetl y La Sierra Nevada dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (modificado de Pardo y Suárez, 1995). Las abreviaturas son: CVTM = Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, DPO = Dorsal Oceánico del Pacífico Oriental, FZ = Zona de fractura.

Durante el Terciario temprano y medio se depositaron sedimentos continentales del Grupo Balsas, que consisten de capas rojas de conglomerados, yesos y secuencias lacustres. La Formación Tepoztlán de edad miocénica, con un espesor cercano a los 1000 m, está constituida principalmente por depósitos piroclásticos y lahares con clastos de composición intermedia (andesitas y dacitas). Estos depósitos son el remanente de la erosión de un gran abanico volcanoclástico (Ochoterena, 1978). García Palomo et al. (2000) dataron flujos de la lava cercanos a la Formación Tepoztlán que cubren depósitos del Grupo Balsas por el método de K-Ar obteniendo una edad de  $21.6 \pm 1.0$  Ma. Recientemente, la edad de la Formación Tepoztlán fue restringida por Lenhardt et al. (2010), quienes realizaron un amplio estudio sobre la Formación Tepoztlán, utilizando métodos paleomagnéticos y geocronológicos (K-Ar). Subdividieron a la formación en tres miembros de acuerdo al dominio sedimentológico de su depositación en: (1) Miembro Malinalco de dominio fluvial (22.8- 22.2 Ma), (2) Miembro San Andrés, de dominio volcánico (22.2-21.3 Ma), y (3) Miembro Tepozteco, de dominio de flujo de masa (21.3-18.8 Ma). Además, concluyeron que la Formación Tepoztlán representa la fase inicial del CVTM en esta región. Las estructuras y características sedimentarias de las capas indican que el área de la fuente para esta voluminosa secuencia clástica debe haber sido una progresión volcánica situada hacia el norte, cuyos remanentes están cubiertos por lavas recientes de la Sierra Chichinautzin.

El CVTM es tectónicamente activo ya que varios sismos someros con menos de 20 km de profundidad y baja magnitud ( $<4$ ) fueron detectados en la Sierra Chichinautzin durante décadas pasadas (Grupo de Sismología UNAM-CENAPRED, 1995). Además, los mecanismos y profundidades focales de los sismos indican que la parte inferior de la placa continental está bajo un régimen de estrés tensional (Singh y Pardo, 1993), lo que se ve reflejado en la superficie por un fallamiento normal (e.g. Suter et al. 1991; 1992). A lo largo del fallamiento E-W en el centro del CVTM ocurrieron movimientos verticales entre el bloque Morelos en el sur y el bloque al norte que produjeron el hundimiento de la Cuenca de México. Estas fallas extensionales sirvieron como rutas frecuentes para pequeños lotes de magma ascendente, que dieron pauta a la actividad volcánica reciente del CVTM (Popocatépetl, Sierra Chichinautzin, etc.), atravesando espesores de la corteza en un rango de 42 a 50 km estimados con base en datos sismológicos y gravimétricos. (e.g. Fix, 1975; Valdés et al., 1986; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000).

Los autores que han estudiado el CVTM desde el punto de vista petrológico (e.g. Luhr y Carmichael, 1985; Luhr, 1997; Wallace y Carmichael, 1999) atribuyen el origen del CTVM a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica.

La Sierra Nevada se encuentra en la porción central del CVTM y está constituida por una cadena de estratovolcanes y complejos de domos andesítico-dacíticos que han tenido una evolución magmática que inició en

el Plio-Pleistoceno (Nixon, 1989; Delgado Granados et al., 1995; Siebe et al., 1996a) y ha migrado paulatinamente de Norte a Sur. García-Tovar (2009) discrepa de esta afirmación (migración del foco de actividad de norte a sur) y sugiere que hay una contemporaneidad en el vulcanismo.

Nixon (1988a, 1988b, 1989) es el primero en estudiar la Sierra Nevada, separando al Iztaccíhuatl como un complejo que se compone de dos series principales de rocas: La primera es la Serie Antigua, formada por lavas y depósitos piroclásticos de composición andesítica-dacítica que se encuentran asociados con la formación del volcán escudo Llano Grande (~1.7 a 0.9 Ma). La segunda, la Serie Joven, incluye las estructuras de los Pies antiguos, además de estructuras adventicias como los Cerros La Trampa y el Tlacupaso (0.6 Ma), que forman la estructura cónica volcánica andesítica-dacítica (Nixon y Pearce, 1987; Nixon, 1989). La Serie Joven se emplazó sobre la mayoría de las secuencias antiguas y forma las estructuras conocidas como Los Pies, Las Rodillas, El Pecho y La Cabeza. Estos eventos volcánicos ocurrieron en un intervalo de tiempo de 600,000 a 20,000 años AP. También, se emplazaron en este tiempo algunos derrames como La Joya (flujo de andesita) y el Téyotl (dacita), el volcán Papayo y el cono de escoria Iztaltetlac (Nixon, 1989).

### I.3. Trabajos Previos

Entre los trabajos recientes sobre la historia eruptiva del Popocatepetl destaca el publicado por De-la Cruz Reyna et al. (1995), en el cual presentan una compilación de datos obtenidos de las crónicas de los clérigos españoles. Las fechas mencionadas en estas crónicas inician con el año 1354, que corresponde a la mención más antigua que se tiene del Popocatepetl. Además se reportan registros de erupciones en los años 1509, 1512 y 1519-1528. Después de la conquista española, se publican las crónicas de Bernal Díaz del Castillo y Gómara (entre otros) quienes mencionan las erupciones de 1519-1528. Después, en la época de la Colonia se mencionan eventos de poca magnitud, como los de 1530, 1539, 1540, 1548, 1562-1570, 1571, 1592, 1642, 1663, 1664, 1665, 1697 y 1720.

En el siglo XIX el naturalista alemán Alexander von Humboldt visita el Popocatepetl en 1803. Los geólogos mexicanos Del Río, Sánchez y Del Castillo y Sánchez lo hacen en 1842, 1856 y 1870 respectivamente y describen la morfología del Popocatepetl.

Los geólogos Felix y Lenk (1890) concluyen que los volcanes Popocatepetl, Cerro del Ajusco, Nevado de Toluca y otros más, están asociados a la presencia de una grieta principal y varias grietas secundarias. Más tarde, Ordóñez (1894) relata observaciones detalladas de los volcanes de la Cuenca de México, donde publica una serie de datos

sobre el Iztaccíhuatl y en 1895 junto con Aguilera publica un trabajo sobre las fumarolas del Popocatépetl. En estos trabajos se enfatizan la morfología de los edificios volcánicos, la petrografía de los productos magmáticos, la estratigrafía y los productos piroclásticos. En 1896, estos mismos autores, señalan la existencia de fumarolas en el cráter del Popocatépetl con temperaturas inferiores a 100 °C y la presencia de un lago azul verdoso, producto de las aguas de deshielo con una temperatura que oscila entre 28 y 52 °C.

Hacia Febrero de 1919 la emisión de columnas de ceniza en el Popocatépetl atrae la atención de varios científicos de la época como Friedländer (1921), Waitz (1921), Atl (1939) y Camacho (1925) que escalan el volcán para presenciar el crecimiento de un domo de lava en el piso del cráter que posteriormente hace explosión quedando destruido parcialmente. La erupción finaliza alrededor de 1927–1928 creando en el fondo del cráter principal un cráter menor con dimensiones de ca. 160 m de ancho y 50 m de profundidad (Atl, 1939). Durante esta década, Weitzberg (1922) realiza también un estudio detallado del glaciar del Popocatépetl. En el año de 1967, Federico Mooser describe la estratigrafía hallada en las excavaciones arqueológicas de Tlapacoya y en la construcción del Metro para la Ciudad de México, en la que identifica 3 depósitos reconocidos como pertenecientes a erupciones de gran magnitud y excelentes marcadores estratigráficos. Entre estos depósitos identifica a



una pómez que denomina “La capa pómez marcadora superior” asignándole una edad de 6,000 años, solo por su posición estratigráfica.

El Popocatépetl cae en el olvido por una década, hasta que aparecen los trabajos estratigráficos de Heine y Heide-Weise (1973) y Robin (1984) que caracterizan al moderno cono del Popocatépetl que consiste de flujos de lava de composición andesítica a dacítica intercalados con secuencias de depósitos piroclásticos. Carrasco-Núñez (1985), Boudal y Robin (1988, 1989) describen algunas de estas secuencias piroclásticas. Miehlich (1984) realiza un trabajo semejante pero con mayor detalle y resaltando las erupciones plinianas más recientes. En cambio Boudal (1985), Robin y Boudal (1987) llevan a cabo trabajos de carácter petrológico, pero también estos últimos autores reconstruyen la gran erupción de tipo Bezymianny que dio origen al Popocatépetl actual. Nixón (1989) presenta un trabajo estratigráfico sobre el flanco sur del Iztaccíhuatl y norte del Popocatépetl, donde es hallada y descrita la pómez ocre.

Después de su reactivación en Diciembre de 1994, inicia una etapa fértil en trabajos que amplían considerablemente el conocimiento y la conciencia sobre los peligros del Popocatépetl. Entre los trabajos estratigráficos destacan los de Siebe et al. (1995a, 1995c, 1996a, 1996b, 1997), quienes se enfocan en el fechamiento y distribución de los depósitos de las diferentes erupciones plinianas que coinciden con el período del establecimiento humano en la región, como lo documentan fragmentos de cerámica enterrados por capas de ceniza y posteriormente incorporados en

lahares. Además, distinguen la actividad de los últimos 25,000 años y logran fechar por el método de radiocarbono la actividad explosiva del Popocatepetl caracterizada por cinco eventos mayores, con producción de pómez de caída y flujos de ceniza (22,000, 14,000, 5,000, 2,150 y 1,100 años AP) y cuatro secuencias menos expuestas, depositadas hace 11,000, 9,000, 7,000 y 1,800 años AP. (Siebe et al., 1997; Siebe y Macías, 2006).

El primer trabajo en el que se mencionan restos arqueológicos cubiertos por capas de pómez del Popocatepetl es el de Seele (1973). Más recientemente, Plunket y Uruñuela (2005) y Panfil et al. (1999) publican trabajos de arqueología sobre el área de Tetimpa, cercana a San Nicolás de los Ranchos, estableciendo que las últimas erupciones plinianas afectaron directamente y de manera catastrófica a este sitio.

Trabajos sobre el riesgo volcánico incluyen a los de Sheridan et al. (2001), quienes analizan el episodio de crecimiento y destrucción del domo en el cráter que culminó el 22 de enero de 2001, produciendo un pequeño flujo piroclástico que viajó 4.5 km desde el cráter. Capra et al. (2003) analizan los efectos indirectos de este flujo piroclástico del 2001 que provocó un lahar por el deshielo del glaciar y que fluyó por la barranca de Huiloac hasta los límites del pueblo de Xalitzintla.

Otros trabajos de carácter morfológico son los de Espinasa-Pereña y Martín-del Pozzo (2006), quienes realizan las subdivisiones de las unidades morfométricas del Popocatepetl.

Los trabajos que discuten la composición química y petrología de las rocas del Popocatepetl o rocas con historias genéticas similares, se han desarrollado a partir de la influencia de los estudios de Bowen (1928), que asume que las rocas calcialcalinas en general y las andesitas orogénicas en particular han sufrido procesos de cristalización fraccionada a partir de magmas basálticos. Para el caso de las rocas que constituyen el Popocatepetl y áreas circundantes estos procesos también han sido revelados y documentados. En otros sitios del mundo se han llevado a cabo una cantidad considerable de trabajos sobre este tema entre los que destacan los de Eichelberger (1980), Gill (1981), Tatsumi y Ishizaka (1982) y Luhr et al. (1989), quienes describen procesos similares a los que han dado origen a las rocas del Popocatepetl e Iztaccíhuatl como lo son la mezcla de magmas, asimilación cortical, desgasificación, etc. y que juegan un rol muy importante en la determinación del rango de composición y textura de las rocas calcialcalinas más evolucionadas a partir de un amplio rango de magmas parentales. Entre estos magmas parentales se sitúan a las toleítas altas en Mg, basaltos altos en aluminio, boninitas y sanukitoides (andesitas de alto contenido de Mg) que según estos autores pueden contribuir a formar a las asociaciones de rocas calcialcalinas más evolucionadas.

Por otro lado Robin (1984) en su trabajo “Le Volcan Popocatepetl (Mexique)”, en particular, describe los productos del nuevo Popocatepetl,

refiriéndose a los flujos de lava andesíticos y dacíticos a los que les determinó su composición química.

(Nixon, 1988 a, b) realiza estudios de petrología, geoquímica y tendencias isotópicas con especial énfasis en el desequilibrio de fenocristales y su paragénesis en las rocas del Iztaccíhuatl. Nixon y Pearce (1987) consuman estudios detallados de la mineralogía y textura de domos del Iztaccíhuatl, destacando la importancia de la recarga de magma basáltico primitivo al sistema magmático del Iztaccíhuatl, documentando este proceso por los patrones de texturas y zoneamientos en fenocristales presentes en andesitas híbridas y lavas dacíticas. Posteriormente, Nixon (1989) realiza un mapeo geológico de la zona.

Entre los trabajos iniciados en la década de los noventa destaca el de Kolisnik (1990), quién realiza estudios detallados de patrones de zoneamientos y sus génesis, encontrando abundantes evidencias de contribuciones máficas y mezcla de magmas, procesos que antecedieron a las erupciones andesíticas y dacíticas. En particular, observa olivinos atribuidos a mezcla de magmas. Además, observa plagioclasas con centros corroídos y sobrecrecimientos cálcicos, piroxenos inversamente zoneados y amplios rangos de composición mineral, enfatizando en su observación que los magmas híbridos homogéneos dominan a la composición andesítica.

Schaaf et al. (2005) publican un trabajo sobre la composición geoquímica e isotópica de rocas del Popocatepetl y su posible relación

genética con el magmatismo monogenético circundante (Sierra Chichinautzin), llegando a la conclusión de que el Popocatepetl ha producido composiciones homogéneas en una longeva cámara magmática que es abastecida periódicamente por magmas basálticos primitivos, dando lugar a composiciones que exhiben variedades como las andesitas y las dacitas. Por otro lado el magmatismo monogenético ha sufrido procesos de evolución multi-estado, que pueden ser explicados por cristalización fraccionada polibárica y que ocurren en sistemas magmáticos pequeños y de corta vida.

Atlas et al. (2006) realizan estudios de inclusiones fluidas en fenocristales de olivino del Popocatepetl y encuentra que estas inclusiones son altamente evolucionadas y pueden ser producidas por saturación de vapor en la cristalización en combinación con mezcla de pequeños lotes durante su ascenso. Las concentraciones de agua y la variación de los elementos mayores en las inclusiones fluidas son similares y consistentes con un entrapamiento a 3 kbar o menos. Sus resultados sugieren que la evolución del fundido ocurre en conductos o diques interdigitados durante el ascenso del fluido.

Torres-Alvarado et al. (2009) desarrollan un estudio geoquímico sobre los pares isotópicos Sr, Nd y Pb sobre las últimas erupciones del Popocatepetl ocurridas en Diciembre del año 2000 y Enero del 2001 y de áreas circundantes del CVTM, donde determinan las grandes variaciones geoquímicas en este intervalo del volcán. Concluyen que tanto el

Popocatépetl como los volcanes circundantes provienen de una fuente de manto heterogéneo y que su evolución esta dada por mezclas de magmas máficos con diferente composición, asimilación de las rocas encajonantes y por procesos de cristalización fraccionada que se dieron en la corteza superior.

#### I.4. Evolución del Popocatépetl

El Popocatépetl tiene una elevación de  $\geq 3000$  m sobre las llanuras circundantes. La morfología del cráter es elíptica, con un diámetro mayor orientado en dirección E-W que tiene una longitud de 820 m, mientras que su diámetro menor es de tan sólo 650 m. El labio inferior (punto más bajo del cráter) se encuentra al este y tienen una altitud de 5180 msnm. El edificio del volcán ha sido formado principalmente por actividad pliniana, pero también por erupciones de menor magnitud como se aprecia en nuestros días. Su edificio está constituido por una alternancia de flujos de lava y series de depósitos piroclásticos. La composición general de los flujos de lava es andesítica-dacítica, con fenocristales de plagioclasa, hiperstena, augita, olivino y escasa hornblenda, en una matriz vítrea microcristalina.

Mooser et al. (1958) consideran como el primer edificio o volcán primitivo a la pared del abanico, expuesta en la barranca de Nexpayantla. De acuerdo a Robin (1984), una erupción ocurrida hace 200,000 años

produjo el colapso de este volcán y la formación de una caldera. Al interior de ésta se inició la construcción de un nuevo volcán conocido como “El Fraile”. Pero este edificio sufrió el mismo proceso de construcción y destrucción colapsando así hace aproximadamente 50,000 y 30,000 años A.P. Según Boudal y Robin (1989) esta erupción fue de tipo Bezymiany y destruyó la parte meridional del volcán.

Siebe y Macías (2006) fecharon la última erupción tipo Bezymiany en c.a. 23,000 años A.P. Esta erupción fue cataclísmica, inicio con el colapso del edificio y el emplazamiento de una avalancha de escombros y concluyó con una erupción de tipo pliniano. Posteriormente, inició la construcción del actual edificio del volcán. Desde entonces el Popocatépetl ha tenido al menos siete erupciones plinianas que han producido extensos depósitos de caída y flujos piroclásticos.

Las últimas tres erupciones plinianas ocurrieron hace ca. 5000, 2100 y 1100 años AP (Siebe et al., 1996a) y éstas coincidieron con el período del establecimiento humano, como lo demuestran los restos arqueológicos, (fragmentos de cerámica) enterrados por capas de ceniza y pómez (Seele, 1973; Panfil et al., 1999; Plunket y Uruñuela 2005) y posteriormente incorporados en lahares (Siebe et al., 1996a).

Las primeras lavas juveniles de la actual erupción que inició en diciembre de 1994 aparecen el 29 de Marzo de 1996 cuando se observa el crecimiento de un nuevo domo en el interior del cráter. Entre las explosiones más violentas y recientes, se encuentra la del 30 de Junio de

1997 que formó una columna eruptiva de ceniza. La columna fue dispersada hacia la ciudad de México donde la lluvia de ceniza cayó en varios lugares. Otro episodio de crecimiento y destrucción del cráter fue el que ocurrió el 22 de enero de 2001 y produjo un pequeño flujo piroclástico que viajó 4.5 km desde el cráter por la ladera norte. Cerca de Tlamacaz, llegó hasta el bosque donde causó un incendio. Este flujo piroclástico erosionó y fundió el glaciar provocando un lahar que bajó por la barranca de Huiloac y llegó hasta los límites del pueblo de Xalitzintla (Capra et al., 2003). Pero la explosión de mayor importancia, es la que ocurrió el 19 de Julio del 2003, cuando la parte sur de la ciudad de México fue afectada por una lluvia de ceniza debido a la trayectoria del viento en dirección WNW a partir del cráter. Actualmente, el cráter del Popocatépetl ha sido rellenado casi en su totalidad por los domos que se han formado repetidamente durante los últimos años (Macías y Siebe, 2005).



## *Capítulo II*

### Metodologías empleadas

---

#### II.1. Muestreo y métodos analíticos

Se llevó a cabo un reconocimiento geológico en varias etapas, donde se identificaron los diferentes depósitos que constituyen la Secuencia Pómez Ocre (SPO). Fueron levantadas 150 secciones estratigráficas detalladas de los depósitos y se recolectaron un total de 24 muestras provenientes principalmente de cuatro afloramientos, considerados los más completos (Po-95112, Po-95131, Po-061001 y Po-061002). No fue posible encontrar en campo suficientes afloramientos con la secuencia completa, debido a que el uso de suelo de la región es parcialmente agrícola y la superficie de los terrenos ha sido removida también por procesos naturales, como la formación de lahares. De cualquier forma, se realizó el análisis sedimentológico de algunos depósitos seleccionados por ser los más representativos de la secuencia con el fin de estudiar la

variación vertical y horizontal de sus características.

Las muestras colectadas corresponden a los depósitos identificados en campo y que son: depósitos de caída (16 muestras), oleadas piroclásticas (5 muestras) y flujos piroclásticos (2 muestras). Éstas fueron divididas para la preparación de diversos análisis como: granulometría, análisis de componentes, textura y morfología de clastos, tefracronología, vesicularidad, petrografía y geoquímica, que se describen en los siguientes párrafos.

Para llevar a cabo el análisis granulométrico se utilizaron todas las muestras. El procesado de las muestras se realizó en el Taller de Sedimentología del Departamento de Vulcanología del Instituto de Geofísica. Consistió en secar cada una de las muestras a una temperatura de 60 °C durante 24 horas. Después de secadas se tamizaron con intervalo de  $1\phi$ , desde la fracción  $-4\phi$  (16 mm) hasta  $4\phi$  (0.00625 mm). Para los depósitos de oleadas piroclásticas se utilizó el intervalo de tamices de  $0.5\phi$ , desde la fracción  $-1.5\phi$  (0.35 mm) hasta la  $4\phi$  (0.00625 mm) (donde  $\phi = -\log_2 d$ , y  $d$  es el diámetro medido en mm). Finalmente se pesó cada fracción obtenida en una balanza analítica. Los datos obtenidos fueron normalizados al 100% y los resultados graficados en diagramas para su debida interpretación y se discutirán más adelante en el Capítulo V.

En el análisis de componentes se utilizaron las fracciones obtenidas de la granulometría. Estas fracciones fueron previamente lavadas y secadas para posteriormente identificar y contar cada componente

encontrado. Para esto se contaron las fracciones de  $-6\Phi$  hasta  $3\Phi$  ( $\phi$ ), con un contador manual. En las fracciones más finas ( $2\Phi$  y  $3\Phi$ ) se utilizó el microscopio binocular para la identificación y el conteo.

Con las mismas fracciones de partículas utilizadas en el análisis de componentes (tamaños finos de  $2\Phi$  y  $3\Phi$ ), se montaron bajo el microscopio binocular las partículas en una cinta adhesiva con recubrimiento de carbono, dispuestas en una línea recta, a la cual se le asignó una marca para poder localizar las partículas al ser examinadas. Después fueron observadas bajo el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM, Scanning Electron Microscope por sus siglas en inglés) TM-1000, que pertenece al Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales, para adquirir las imágenes de las diferentes texturas.

Para la determinación de la cronología fueron sustraídas 27 muestras de carbón y suelos que se encontraron en los diferentes depósitos (Tabla 1). Las muestras fueron limpiadas y envueltas sobre papel aluminio, etiquetadas y enviadas a la Universidad de Arizona, en Tucson. Se utilizó la técnica de  $^{14}\text{C}$  convencional para la mayoría de las muestras. Algunas muestras fueron analizadas por medio de un espectrómetro de aceleración de masas (AMS).

En la obtención de las variaciones de la vesicularidad en la Pómez Ocre (PO), primero se obtuvo la densidad que fue medida utilizando la metodología modificada sugerida por Houghton y Wilson (1989), que se basa en el Principio de Arquímedes para partículas en el rango de 32 a 8

mm de diámetro (-5 y -3 phi, respectivamente). El método original fue modificado, ya que los autores proponen utilizar un spray de silicón en cada una de las partículas para sellar vesículas menores a 1 mm u otras irregularidades. En nuestro estudio se omite este paso, suponiendo que el tiempo que permanecen las pómez dentro del agua es poco, como para que el agua traspase vesículas muy pequeñas. El cambio en el método obedeció a la necesidad de optimizar el tiempo y los recursos presupuestales. Por cada afloramiento se midieron 400 clastos de pómez para un total de 1600 mediciones de densidad.

Se seleccionaron 20 muestras para ser enviadas a un taller comercial de laminación y hacer las secciones delgadas de pómez (18) y líticos (2), para su análisis petrográfico y modal. En estas secciones se obtuvieron los porcentajes volumétricos de las diferentes fases minerales, con un contador automatizado acoplado al microscopio petrográfico contando 1200 puntos. Así mismo se obtuvieron las microfotografías de las fases minerales presentes, así como de otros detalles relevantes.

Utilizando la Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA, Electron Probe Micro-Analyzer, por sus siglas en inglés) JEOL, JXA-8900R, del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM, se obtuvieron imágenes de las secciones delgadas de la PO con el mínimo aumento del equipo (40X), que cubre un área de 5.5 mm<sup>2</sup> aproximadamente. Estas imágenes fueron transferidas en archivos JPG a

un software de análisis de imágenes (Imagen Pro-Plus, versión 4.1) con el fin de medir las áreas de vesículas en dos dimensiones de las muestras.

Con este mismo equipo y con las secciones delgadas se realizó la determinación de la composición química de especies minerales, usando un potencial de aceleración de 15 kv y corriente de rayo de 15 nA. Los análisis del vidrio fueron hechos con desenfoque del diámetro del haz electrónico de 3 y 10  $\mu\text{m}$ , dependiendo del espesor del vidrio. Además, se obtuvieron microfotografías de los cristales analizados, para ilustrar la variación composicional del centro a los bordes.

Estas mismas secciones delgadas se utilizaron para el análisis químico a detalle de algunos minerales. Los análisis fueron obtenidos por medio de la microsonda electrónica Jeol, JXA-8900R, equipada con cinco espectrómetros con voltaje de aceleración de 15 keV. Para las plagioclasas y el vidrio se utilizó una corriente del haz de 20 nA, para los olivinos un diámetro de haz de 2-5  $\mu\text{m}$  y un desenfoque de haz de electrones de 10 a 20  $\mu\text{m}$ . El tiempo de conteo para cada elemento fue de 40 s en la muestra y 10 s en cada estándar, con excepción del Na y K donde fue de 10 s.

En las plagioclasas se midió Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Sr y Ba. En este caso el diámetro del haz fue de 15  $\mu\text{m}$  y la corriente de 10 nA con un voltaje de 20 keV.

La preparación de las muestras para la química de roca total, además del análisis de los diversos pares isotópicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), consistió del triturado, cuarteado y

pesado de las muestras, que se llevó a cabo en el taller de preparación de muestras del Instituto de Geofísica, bajo la supervisión del Ingeniero Teodoro Hernández. El material ya procesado mecánicamente, fue enviado a *Activation Laboratories LTD, Ancaster, Canadá* y con los métodos de espectrometría de emisión de plasma por acoplamiento inductivo por fusión F-ICPES (Fusion-Inductively Coupled Plasma Emisión Spectrometry) digestión total, TD-ICPES (Total Digestión Inductively Coupled Plasma Emisión Spectrometry), el método de activación de neutrones INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) y el método de espectrometría de fluorescencia de rayos X XRF (X-Ray Fluorescence), con estos métodos se determinaron los elementos mayores y traza. Los datos se graficaron en diferentes diagramas para facilitar su interpretación. Las incertidumbres analíticas son de  $\pm 100$  veces el límite de detección, de  $\pm 15-20\%$  a 20 veces el límite de detección y mejor que  $\pm 5\%$  a 100 veces el límite de detección. En la tabla 4 se muestran los límites de detección de cada elemento. ([www.actlabs.com](http://www.actlabs.com), detalles de las técnicas empleadas).

Por otro lado, el trabajo analítico para el análisis isotópico se inició con la química ultrapura para material ya triturado (6 a 10 g), se digirieron las muestras (100 y 120 mg), después se lixiviaron en 6N de HCl para eliminar impurezas y se llevó a cabo una segunda digestión en ácido ( $\text{HNO}_3$  y HF) para su posterior separación en columnas de intercambio iónico, esto se obtiene a groso modo en tres etapas. En cada una de estas etapas la muestra es pasada por diferentes columnas (intercambió iónico, de cuarzo

y cuarzo-teflón) y de esa manera se obtienen los elementos. La solución recuperada se seca bajo luz infrarroja hasta lograr sequedad total, de tal manera que quedan listas para cargarse sobre filamentos de renio. Después, las muestras fueron medidas con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica, marca FINNIGAN MAT 262. Todo este trabajo se llevó a cabo en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) bajo la supervisión de la M. en C. Gabriela Solís y el Dr. Peter Schaaf. Los valores ( $1sd = \pm 1\sigma_{abs}$ ) (Tabla 5) refiere a los errores durante la medición en los últimos dos dígitos.  $2 (SEM) = 2\sigma_{abs}/\sqrt{n}$ . Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización de  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Los valores utilizados en los estándares de LUGIS son los siguientes: La Jolla (Nd),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511871 \pm 23$  ( $\pm 1s_{rel}$ ,  $n=182$ ), NBS 987 (Sr),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 23$  ( $\pm 1s_{rel}$ ,  $n=360$ ), NBS 981 (Pb):  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9 \pm 0.05\%$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.49 \pm 0.08\%$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.72 \pm 0.10\%$ , ( $\pm 1s_{rel}$ ,  $n=89$ ). Detalles del procesamiento se reportan en la página web del laboratorio LUGIS (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/lugis/manual.html>).

## Capítulo III

### Estratigrafía y distribución de los depósitos

---

Se han compilado, visitado y revisado a detalle 150 secciones estratigráficas referentes a depósitos de la Pómez Ocre producidas durante una erupción pliniana del volcán Popocatepetl hace ca. 5000 años AP. Se clasificaron los diferentes depósitos (visitados en campo) con base a sus características, incluyendo espesor, litología, sucesión sedimentaria interna, composición de los fragmentos juveniles y posición estratigráfica. Con estos datos se construyó una sección compuesta (Fig. 3), que está constituida de la base a la cima por: 1) Depósito de flujo piroclástico de ceniza *Pre-Ocre* (PO-DFP) compuesto por tres unidades individuales en la localidad Po-9480; 2) Secuencias múltiples de oleadas piroclásticas (S), originadas por erupción hidromagmática encontradas en la localidad Po-



9592; 3) El paroxismo de la erupción lo representa el depósito de caída pliniana *Pómez Ocre* (PO), constituido por cuatro subunidades, que cubren un área amplia hasta una distancia aproximada de 40 km en dirección NNE desde el cráter (Fig. 4); y 4). La erupción finaliza con el colapso de la columna eruptiva formando depósitos de flujos de pómez y ceniza (DFPC) que se emplazaron en los alrededores del cráter.

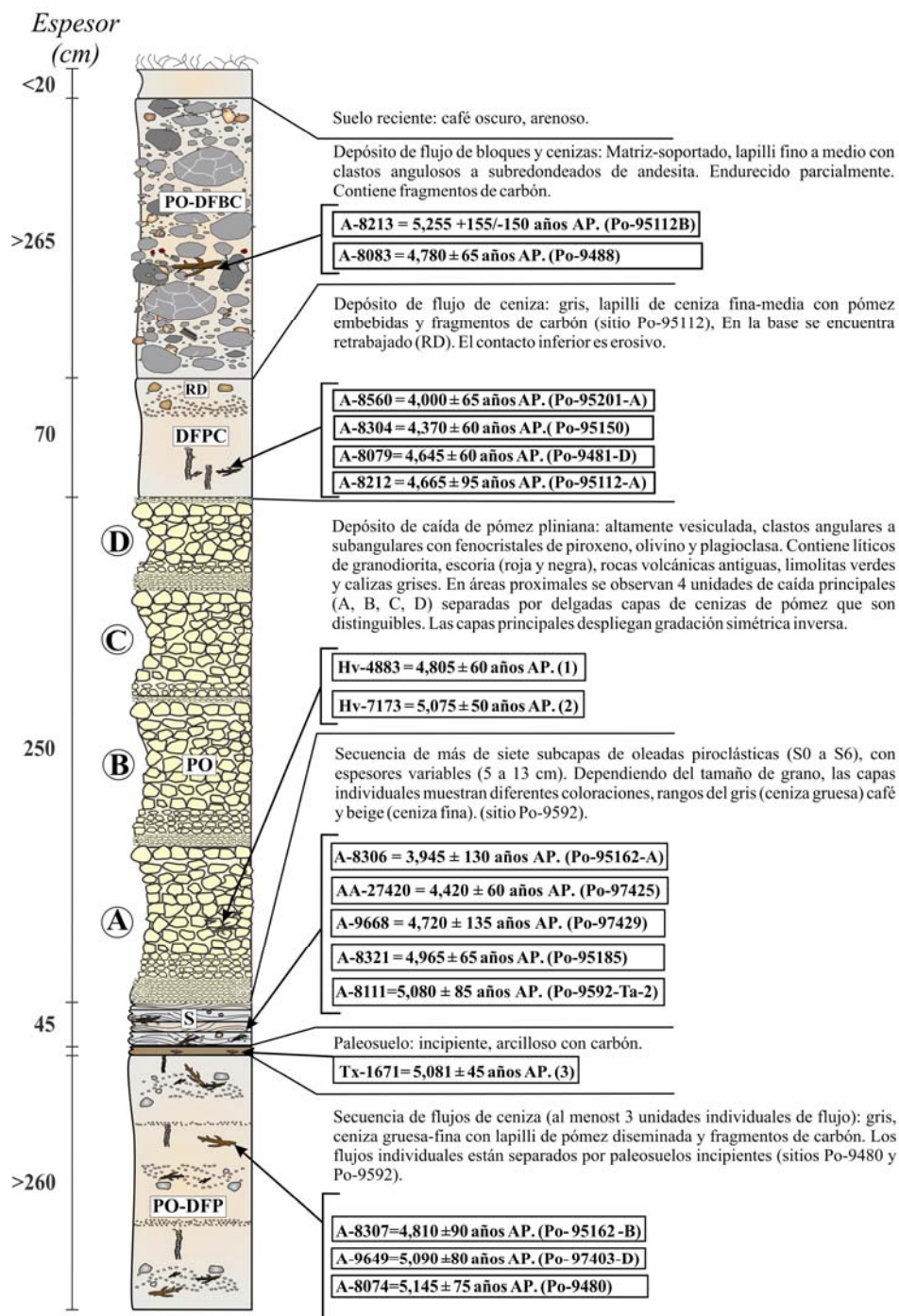


Figura 3: Sección estratigráfica compuesta de la secuencia pliniana "Pómez Ocre" (PO). Se muestran las edades obtenidas por radiocarbono y se indican las localidades donde fueron colectadas las muestras (listadas en la Tabla 1).

### III.1. Depósito de flujo piroclástico Pre-Ocre (FP-PO)

La fase pre-pliniana de la *Pómez Ocre* produjo una secuencia de flujos de cenizas, que está compuesta por al menos tres depósitos de flujo individuales separados por incipientes paleosuelos (localidades Po-95160; 95162, Po-95104, Po-95131, Figs. 3 y 7). Los depósitos son masivos, gris claros y su matriz está constituida por ceniza media-fina. Presentan espesores de hasta 2.20 m a una distancia de 14 km a partir de la fuente. La secuencia de flujos muestra cierto grado de intemperismo, su dispersión ocurre de manera semiradial en las direcciones NE-N-NW y SW a partir del cráter. Las unidades de flujo piroclástico han sido fechadas gracias a la existencia de abundantes fragmentos de carbón y las edades obtenidas varían entre  $4,810 \pm 90$  (Tabla 1) y  $7410 \pm 40$  años  $^{14}\text{C}$  AP (comunicación personal C. Siebe).

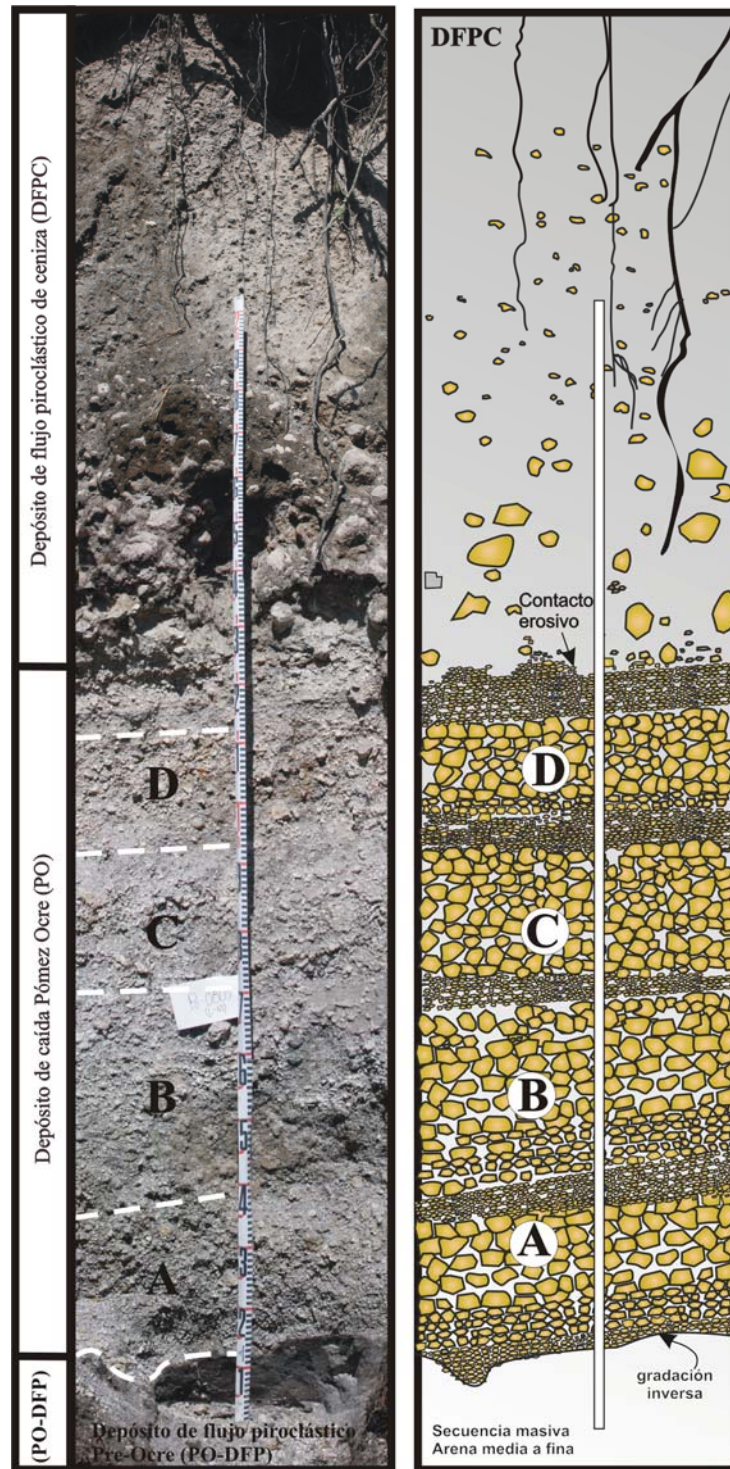


Figura 4: Sección proximal Po-95112 de la caída de Pómez Ocre (PO) fechada en ca.  $4,965 \pm 65$  años AP (en el sitio Po-95185, Tabla 1). En la base del depósito se encuentra material re TRABAJADO proveniente de un depósito de flujo piroclástico (RD). Sobreyaciendo a este depósito se encuentra el depósito de caída pliniano Pómez Ocre (PO). Las muestras para el análisis por microscopía electrónica de barrido (SEM) se colectaron en este sitio. En la cima del depósito de caída Pómez Ocre el contacto es erosivo a causa del emplazamiento de un flujo piroclástico (DFPC).

### III.2. Oleadas piroclásticas basales (surge, S0, S1, S2, S3, S4)

Se trata de depósitos masivos y laminados, constituidos por diferentes tipos de clastos, cuyo orden de abundancia es el siguiente: líticos de lava gris afanítica, fragmentos de escoria negra y lavas rojizas, vidrios traslúcidos, fragmentos de cristales de piroxeno, olivino, plagioclasa y de manera subordinada fragmentos de pómez de color gris claro a beige. El tamaño de grano fluctúa entre arena media, arena fina y limo. La morfología de las partículas es notablemente angulosa y la forma más común es de bloques. Los espesores son variables, de unos cuantos mm hasta 15 cm de espesor máximo medido en la localidad Po-95185 a 5 km del cráter. Además, se tiene registro de 1 cm de espesor a una distancia de 13.6 km con dirección NW (sección L-22). Las oleadas presentan una gran variedad de colores incluyendo café oscuro con negro (S0), beige (S1), café oscuro (S2), café claro (S3) y gris (S4) que junto con el tamaño de grano permite diferenciarlas. La estructura más notable es su laminación, que se observa en las oleadas con tamaño de arena media a fina S0 y S4, mientras que en las oleadas con tamaño de grano de ceniza fina (S1, S2 y S3) esta estructura es incipiente. También es común encontrar estructuras de carga, que se generan por impacto de líticos que fueron emplazados por saltación (3 o 4 mm) (Fig. 5). Las secciones más completas donde afloran estos depósitos son Po-061001 y Po-95140, que



tienen una distancia a partir del cráter de 7.28 y 6.25 km respectivamente (Figs. 3 y 7). De acuerdo a los datos de campo, las oleadas piroclásticas se distribuyen en los flancos N, NE y NW del volcán, mostrando un patrón radial desde el centro eruptivo como se ha notado para este tipo de depósitos piroclásticos en otros lugares (Brinkley et al., 1950; Moore et al., 1966; Cas y Wright, 1987). Los rasgos de distribución reflejan que la serie de flujos se emplazó de manera semicircular desde el centro eruptivo o desde la base de la columna eruptiva. Para estos depósitos se tienen cinco fechamientos por radiocarbono con edades que varían entre los  $3,945 \pm 130$  y  $5,080 \pm 85$  años  $^{14}\text{C}$  AP (Tabla 1).

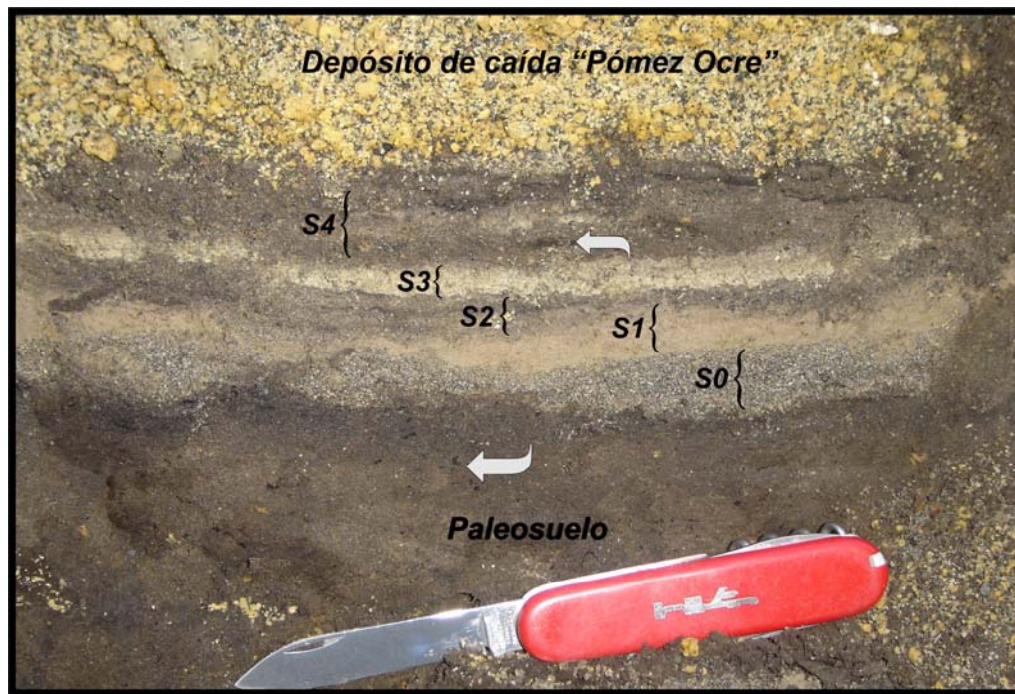


Figura 5: En la localidad Po-061001, a 7.28 km hacia el NE del cráter directamente por debajo de la caída de la *Pómez Ocre*, se depositó una secuencia basal de oleadas piroclásticas donde se distinguen al menos 5 unidades (S0, S1, S2, S3 y S4). Los depósitos de oleada piroclástica tienen espesores variables (desde mm a algunos cm) con desarrollo de estratificación cruzada. Las unidades limosas tienen color beige, mientras que las unidades constituidas de ceniza fina son grises. Las áreas señaladas con flechas muestran fragmentos de materia orgánica que fue atrapada durante su emplazamiento. La navaja utilizada como escala tiene una longitud de 17 cm.

**Tabla 1. Edades por radiocarbono relacionadas a la Secuencia Pliniana Pómez Ocre (SPO) producida por el Volcán Popocatepetl. Nótese que la posición estratigráfica exacta de las muestras Po-94440-A (A-9912 = 5,555 + 335/-325 años AP) y Po-97437-E (A-9929 = 4,715 ± 55 años AP), no está indicada en esta tabla ni en la Figura 3 porque el dato original fue anotado en una libreta de campo extraviada.**

Edad (años a.C) Convencional	Edad (años a.C) Calibrada (1 $\sigma^*$ )	Edad (años a.C) Calibrada (2 $\sigma^*$ )	Edad (años a.P) Calibrada (1 $\sigma^*$ )	Edad (años a.P) Calibrada (2 $\sigma^*$ )	$\delta^{13}C$ (0/00)	*Código del Laboratorio/ Número de muestra	Latitud Longitud	Altitud (m snm)	Tipo de depósito y localidad
3945 ± 130	2620-2274, 2256-2208	2794-2132, 2872-2798, 2084-2057	4223-4569, 4157-4205	4081-4743, 4747-482, 4006-4033	-25	*A-8306 Po-95162-A	19° 04' 24" 98° 39' 49"	3640 m	Carbón dentro de depósitos de oleada piroclástica, en la base de la Pómez Ocre al Sur del Paso de Cortés. Cañada Atlamaya a 7 km NW del cráter.
4000 ± 65	2626-2458, 2416-2410, 2829-2823	2696-2333, 2852-2812, 2325-2300, 2745-2726	4407-4575, 4359-4365, 4772-4778	4282-4645, 4761-4801, 4249-4274, 4675-4694	-25	*A-8560 Po-95201-A	19° 04' 14° 98° 41' 48"	2930 m	Carbón dentro de depósitos de flujo piroclástico sobreyaciendo a la Pómez Ocre, a 9.35 km al NW del cráter.
4370 ± 60	3030-2908, 3087-3059	3120-2888, 3326-3232, 3174-3160, 3224-3219	4857-4979, 5008-5036	4837-5069, 5181-5275, 5109-5123, 5168-5173	-23	*A-8304 Po-95150	19° 05' 56° 98° 38' 25"	3650 m	Carbón dentro de depósitos de flujo piroclástico sobreyaciendo a la Pómez Ocre. Al NE de Paso de Cortés y 8.65 km al NW del cráter.
4420 ± 60	3105-2923, 3265-3239, 3310-3296, 3284-3275	3138-2911, 3336-3210, 3192-3151	4872-5054, 5188-5214, 5245-5259, 5224-5233	4860-5087, 5159-5285, 5100-5141	-25	*AA-27420 Po-97425	18° 59' 57° 98° 41' 47"	3090 m	Carbón dentro de depósitos de oleada piroclástica, a 4.4 km al SW del cráter.
4645 ± 60	3516-3397, 3385-3362	3539-3331, 3633-3556, 3214-3185, 3156-3126	5346-5465, 5311-5334	5280-5488, 5505-5582, 5134-5163, 5075-5105	-23	*A-8079 Po-9481-D	19° 05' 21° 98° 37' 08"	3540 m	Carbón dentro de secuencia de flujo de cenizas por debajo de material retrabajado de ceniza gris y de La Pómez Ocre en el camino a Paso de Cortés, a 7.3 km al NE del cráter.
4665 ± 95	3534-3354, 3630-3579	3643-3308, 3240-3104, 3301-3282, 3277-3265	5303-5483, 5528-5579	5257-5592, 5053-5189, 5231-5250, 5214-5226	-24	*A-8212 Po-95112-A	19° 04' 57° 98° 35' 48"	3210 m	Carbón dentro de depósito retrabajado de flujo de pómez y cenizas sobre La Pómez Ocre. Camino a Paso de Cortés-Xalitzintla, cerca de Agua Escondida, a 7.15 km al NW del cráter.
4715 ± 55	3440-3377, 3629-3583, 3532-3497, 3450-3443	3635-3486, 3474-3371	5326-5389, 5532-5578, 5532-5578, 5446-5481	5435-5584, 5320-5423	-24	*A-9920 Po-97437-E	18° 58' 46° 98° 41' 40"	3120 m	Libreta de campo extraviada.
4720 ± 135	3649-3357 BC	3785-3090, 3043-3037	5306-5598	5039-5734, 4986-4992	-25	*A-9668 Po-97429-J	19° 00' 24° 98° 41' 22"	3195 m	Carbón dentro de depósitos de oleada piroclástica. Sitio cercano al Cerro Tesanto a 7.35 km al SW del cráter.
4780 ± 65	3644-3517, 3395-3386	3663-3493, 3468-3374, 3693-3683	5466-5593, 5335-5344	5442-5612, 5323-5417, 5632-5642	-22	*A-8083 Po-9488	19° 04' 48° 98° 35' 06"	3140 m	Carbón dentro de depósito de flujo de bloques y ceniza. En la barranca Huiloac, a 7.55 km al NE del cráter.
4805 ± 60	3607-3522, 3652-3621	3703-3499, 3433-3379	5471-5556, 5570-5601	5448-5652, 5328-5382		*Hv 4883 (1)			Carbón dentro de pómez 2P. (Paso de Cortés).
4810 ± 90	3695-3516, 3398-3384, 3422-3419, 3408-3405	3772-3486, 3474-3371	5465-5644, 5333-5347, 5368-5371, 5354-5357	5435-5721, 5320-5423	-25	*A-8307 Po-95162-B	19° 04' 24° 98° 39' 49"	3640 m	Carbón dentro de depósito de flujo de cenizas por debajo de La Pómez Ocre. Al sur del Paso de Cortés. Cañada Atlamaya, a 7 km al NE del cráter.
4965 ± 65	3797-3658, 3891-3885	3823-3643, 3943-3855, 3846-3833	5607-5746 AP, 5834- 5840	5592-5772, 5804-5892, 5782-5795	-25	*A-8321 Po-95185	19° 03' 23° 98° 35' 26"	3520 m	Carbón dentro de depósitos de oleada piroclástica por debajo de La Pómez Ocre. En la cañada Cuacuyulula, a 5 km al NE del cráter.
5075 ± 50	3880-3801, 3952-3907	3973-3761, 3725-3715	5750-5829, 5856-5901	5710-5922, 5664-5674		*Hv 7173 (2)			Material y localización no reportados; directamente bajo la pómez 2P.
5080 ± 85	3966-3786 BC	3156-3126, 3678-3668	5735-5915	5643-5991, 5617-5627	-25	*A-8111 Po-9592-Ta- 2	19° 05' 22° 98° 36' 42"	3420 m	Carbón dentro de depósitos de oleada piroclástica por debajo de La Pómez Ocre en el camino hacia Paso de Cortés-Xalitzintla, a 7.35 km al NE del cráter.
5081 ± 45	3878-3803, 3953-3926, 3921-3913	3971-3776	5752-5827, 5875-5902, 5862-5870	5725-5920		*Tx-1671 (3)			Paleosuelo inmediatamente bajo La Pómez Ocre. Flanco NW del Popocatepetl.
5090 ± 80	3967-3796	4043-3702	5745-5916	5651-5992	-24	*A-9649 Po-97403-D	18° 59' 57° 98° 42' 29"	2870 m	Carbón dentro de depósito de flujo piroclástico bajo La Pómez Ocre. Al E de Atlautla, a 9.6 km al SW del cráter.
5145 ± 75	4002-3926, 3920-3914, 4040-4013, 3877-3804	4077-3762, 4168-4128, 4227-4202, 4117-4097, 3724-3715	5875-5951, 5753-5826, 5962-5989, 5863-5869	5711-6026, 6077-6117, 6151-6176, 6046-6066, 5664-5673	-24	*A-8074 Po-9480-up	19° 05' 26° 98° 37' 20"	3540 m	Carbón dentro de depósito de flujo de cenizas por debajo de La Pómez Ocre a 2.5 km al E de Paso de Cortés y 7.55 km al NNE del cráter.
5255 +155/- 150	4265-3950, 4321-4293	4364-3709	5899-6214, 6242-6270	5658-6313	-24	*A-8213 Po-95112-B	19° 04' 57° 98° 35' 48"	3210 m	Carbón dentro de depósitos de flujo de bloques y cenizas por encima de la Pómez Ocre. En el camino a Paso de Cortés-Xalitzintla, cerca de Agua Escondida, a 7.15 km al NE del cráter.
5555 +335/- 325	4746-4037, 4022-3994, 4770-4752	5208-3699 BC	5986-6695, 5943-5971, 6701-6719	5648-7157	-27	*A-9912 Po-97440-A	18° 58' 30° 98° 41' 32"	3115 m	Libreta de campo extraviada.

**Nota:** (1) Edades de muestras reportadas por Heine (1978); (2) por Heine y Heine-Weise (1973); y (3) por Lambert y Valastro (1976).

### III.3. Depósito de caída “Pómez Ocre” (PO)

El primer fechamiento por radiocarbono de la *Pómez Ocre* (PO) dentro del depósito de caída, fue reportado por Lambert y Valastro (1976), con una edad de  $5080 \pm 85$  años AP. La composición de la pómez es andesítica (61 a 63 %  $\text{SiO}_2$  en peso) y presenta las siguientes características: en facies proximales el depósito se observa granosoportado con apariencia masiva, mientras que en facies medias y en facies distales se observa estratificado. Las pómez son subangulosas a subredondeadas, tamaño de grava a ceniza, de pobre a bien seleccionadas con gradación inversa, mostrando la típica firma de los depósitos de caída pliniana la cual se debe de acuerdo a algunos autores al aumento en la intensidad de la erupción explosiva acompañada de la ampliación del conducto (Wilson et al., 1980; Walker, 1981; Williams y Self, 1983; Pescatore et al., 1987; Rolandi et al., 1993; Jurado-Chichay y Walker, 2001). De acuerdo con la carta de colores Munsell (GSA, 1995), las pómez secas muestran colores naranja grisáceo (2.5Y7/4, amarillo pálido; 2.5Y8/4 amarillo pálido; 2.5Y7/6 amarillo) y en muestra húmeda (2.5Y6/6, amarillo oliva; 10YR6/8 amarillo pardusco; 7.5YR6/8 amarillo rojizo). El depósito se compone de al menos cuatro subunidades con un espesor variable (15 - 20 cm), limitadas por delgadas capas de ceniza fina a media constituida por la misma pómez (< 1 cm). Las subunidades fueron nombradas de la base a la cima como A, B, C y D. *La Pómez Ocre* se extiende a más de 40 km con dirección NE. La



facies proximal aflora en la misma dirección en la localidad Huiloactlaxita (Po-95140), donde se observan espesores de 2.5 m. La facies distal aflora al Norte de la Sierra Nevada sobre la cima del volcán Tláloc, con espesor máximo registrado de 6.5 cm en la localidad L-29, a una distancia de >40 km a partir del cráter con dirección norte.

La *Pómez Ocre* es color beige en muestra seca y ocre en muestra húmeda. Presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos, olivino y minerales opacos en una matriz vítrea. La *Pómez Ocre* es muy vesicular con un rango amplio de tamaños de las vesículas (cm hasta  $m\mu$ ). La forma de las vesículas es elongada y en menor proporción esférica. Las vesículas están comúnmente interconectadas formando tubos. Se observan también pómez bandeadas, cuyas bandas son densas con poca o nula vesiculación y contenido mayor de cristales. Su presencia en el depósito es menor al 1% en peso. Asimismo, se observa una pómez color blanca, altamente vesiculada y con la misma mineralogía que las anteriores pero más frágil. Su abundancia es aún menor que la pómez bandeada. La heterogeneidad que presenta la *Pómez Ocre* es común en depósitos plinianos. En algunos volcanes como el Quilotoa, Pinatubo y Hokkaido-Komagatake, se ha encontrado la ocurrencia simultánea de pómez con diferente color en algunos intervalos estratigráficos (Rosi et al. 2004; Pallister et al. 1996; Polacci et al. 2001; Takeuchi y Nakamura 2001). Además de las diferentes pómez, también están presentes escasos líticos juveniles de andesita gris, densos, con texturas porfiríticas y

conjuntamente líticos accidentales de fragmentos de roca como granito, escorias, areniscas y skarn, cuya abundancia es más notoria en los intervalos superiores.

#### III.4. Depósitos de flujo de bloques y cenizas Post-Ocre (FBC-PO)

En dirección N, en facies proximales se reporta un depósito de flujo piroclástico de pómez y cenizas (60 % pómez, 40 % ceniza en peso), inmediatamente sobreyaciendo al depósito de caída *Pómez Ocre*. Este depósito de flujo es grisáceo y consta de partículas redondeadas a subredondeadas cuyos tamaños varían en los intervalos de grava gruesa hasta bloques. El depósito está soportado por una matriz de ceniza fina a media de la misma pómez (Fig. 4). A mayor distancia de la fuente, estos depósitos se observan con escasos clastos de pómez embebidos en una matriz de ceniza masiva, gris/beige. En ocasiones están presentes lentes de *Pómez Ocre*, cuyos clastos son subredondeados y muy vesiculares. El contenido de fragmentos de carbón en este depósito es abundante y se encuentran diseminados en el depósito. La distribución de estos depósitos es en dirección SW-NW y NE del cráter, en un radio aproximado de 3 a 5 km. Estos depósitos generalmente presentan espesores promedio entre 40 y 80 cm. Estos espesores no son los originales debido a que el espesor original ha sido erosionado por flujos piroclásticos o lahares más recientes.

### III.5. Edades por radiocarbono

En este trabajo se presentan 16 nuevas edades por radiocarbono (Tabla 1), obtenidas de materia orgánica encontrada en los diferentes depósitos piroclásticos asociados a la erupción de la PO. La mayoría de las muestras fueron analizadas por el método convencional en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Arizona, Tucson. Todos estos datos fueron calibrados a años calendario usando el software de Stuiver y Reimer (1993), CALIB versión 5.0 (Tabla 1).

Complementariamente, se incluyen los datos por radiocarbono publicados previamente por Heine y Heide-Weise (1973), Heine (1978) y Lambert y Valastro (1976) para su comparación y discusión. La cronología de la erupción se estableció con base en la estratigrafía detallada y los datos de radiocarbono (Fig. 3, Tabla 1).

La mejor edad calendario fue obtenida por comparación gráfica de todas las edades calibradas estadísticamente en un rango ( $1\sigma$ ). El área de traslape para la edad a.C. más probable, en este caso sería de 3700 cal a.C. ( $4900 \pm 250$  años  $^{14}\text{C}$  AP) (Fig. 6).

Tres muestras de carbón vegetal obtenidas en la capa basal de los depósitos de flujo piroclástico *Pre-Ocre* (FP-PO) arrojaron edades de:  $5145 \pm 75$ ,  $5090 \pm 80$  y  $4810 \pm 90$  años  $^{14}\text{C}$ , AP. Las dos primeras son consideradas las más cercanas a la edad del depósito. Por otro lado

Lambert y Valastro (1976) obtuvieron una edad de  $5081 \pm 45$  años  $^{14}\text{C}$ , AP a partir de muestras de un paleosuelo que subyace los depósitos de oleadas piroclásticas (S). Esta edad es similar a nuestros datos reportados para los flujos piroclásticos (FP-PO) que también subyacen a los depósitos de oleadas piroclásticas (Fig. 4, Tabla 1) y se correlaciona estratigráficamente con el inicio de la erupción.

Cinco fechamientos provienen de carbón encontrado en los depósitos de oleadas piroclásticas (S). Tres de ellos están dentro de rangos estratigráficamente confiables:  $5080 \pm 85$ ,  $4965 \pm 65$  años, y  $4720 \pm 135$  años  $^{14}\text{C}$ , AP. Dos edades adicionales ( $4420 \pm 60$  y  $3945 \pm 130$  años  $^{14}\text{C}$ , AP) son mucho más jóvenes y no se encuentran dentro del intervalo de edad aceptable para el depósito. Estas edades jóvenes podrían ser el resultado de contaminación (Figs. 3, 4 y 6).

Fragmentos de carbón encontrados dentro de la caída pliniana PO, fueron reportados por Heine (1978) y Heine y Heide-Weise (1973) y fechados en  $4805 \pm 60$  y  $5075 \pm 50$  años  $^{14}\text{C}$  AP, respectivamente. Se trata de muestras obtenidas directamente del depósito de caída PO. Estas edades son cercanas a nuestras edades para los depósitos de oleadas piroclásticas ubicados directamente por debajo del depósito de caída PO.

Dos muestras de fragmentos de carbón encontradas en los depósitos de flujo piroclástico de ceniza (DFPC) que cubren la PO dieron edades de  $4000 \pm 65$  y  $4370 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  AP. Estas edades son consistentes con la posición estratigráfica de las muestras. Otras dos edades ( $4645 \pm 60$  y

4665 ± 95 años <sup>14</sup>C, AP), provienen de fragmentos de carbón encontrados dentro de material retrabajado (RD) de los depósitos de flujo piroclástico. La discrepancia de edad pudo haber sido causada por la incorporación por erosión de carbón más antiguo proveniente de los depósitos de flujo piroclástico subyacentes.

En añadidura, fue posible el fechamiento de dos muestras de carbón vegetal obtenidas de un depósito de flujo de bloques y ceniza (FBC-PO) considerado como el evento eruptivo final relacionado a la SPO: (5255 +155/-150 y 4780 ± 65 años <sup>14</sup>C, AP). Ambas edades se encuentran dentro del intervalo de edad de la secuencia Pliniana PO (4900 ± 250 años <sup>14</sup>C, AP). Estratigráficamente, no es posible asignar la mayor edad al depósito de FBC-PO. Por lo tanto la edad de 4780 ± 65 años <sup>14</sup>C, AP es la edad más adecuada para el depósito de flujo de bloques y cenizas.

Siebe et al. (1995a, 1996a) observaron que las edades por radiocarbono de las erupciones plinianas más recientes del Popocatepetl coinciden aproximadamente con el inicio y el final de periodos arqueológicos importantes de Mesoamérica. Las edades por radiocarbono del depósito PO están cerca de la fecha de 3114 a. C., que marca el inicio de la “cuenta larga” del Calendario Mesoamericano (Fig. 6). Sin embargo, la edad más probable de la PO propuesta en este trabajo se cierra en el intervalo de 3700 ± 250 años a. C. sobre la base de un conjunto más grande de datos (19 edades). En consecuencia, difiere por más de 500 años del marcador cultural de 3114 a.C.

La gran variación en un conjunto de 19 edades por radiocarbono (de hasta 1135 años) puede estar relacionada en parte a la contaminación post-deposicional causada por la infiltración de aguas meteóricas que llevan los compuestos orgánicos de la superficie a los depósitos volcánicos subyacentes. También es posible que las edades más antiguas reflejen edad incorporada derivada de especies de árboles de larga vida.

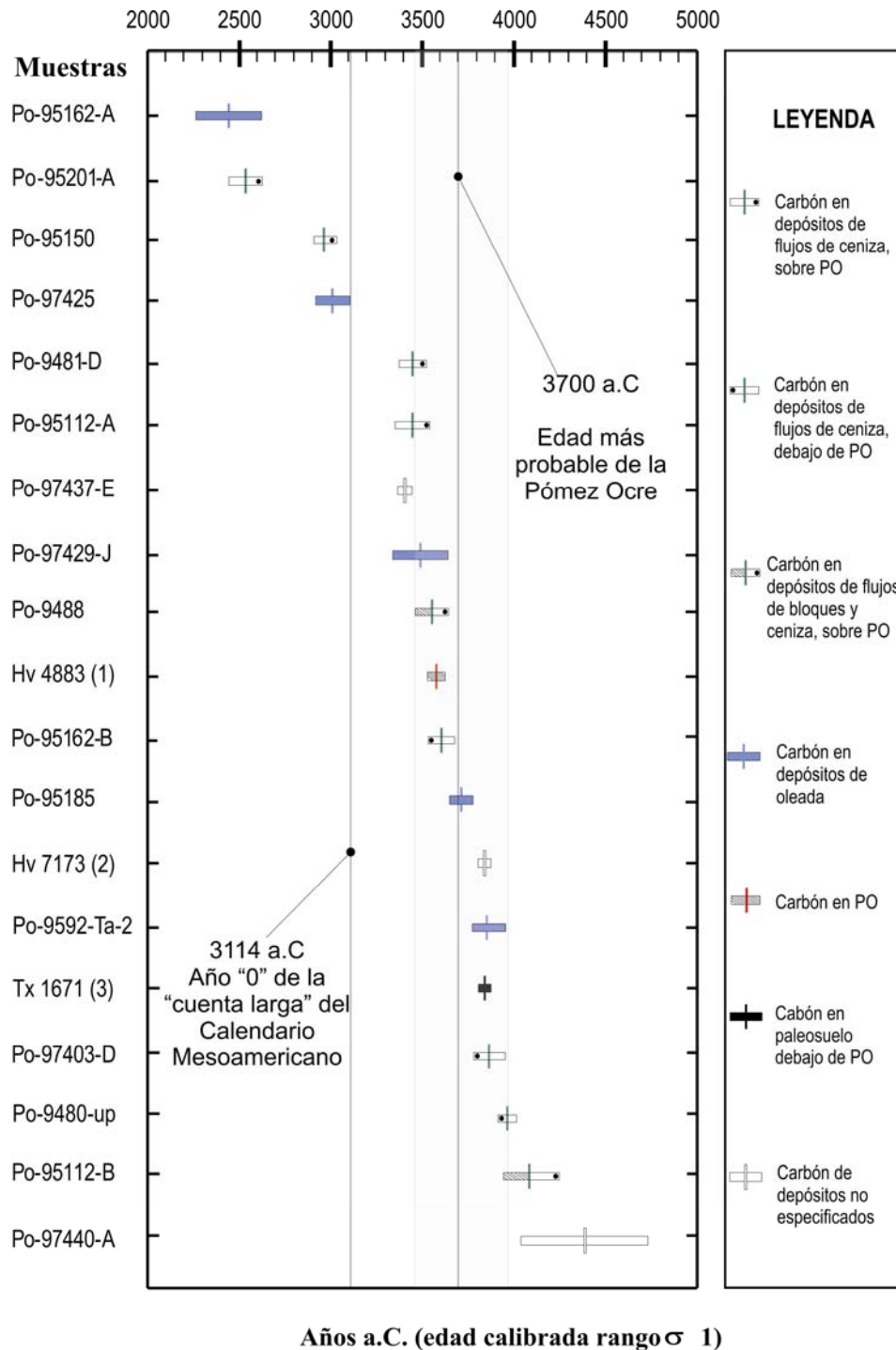


Figura 6: Gráfica que muestra datos de las edades medidas por el método de radiocarbono, calibradas para el rango  $1\sigma$ . La banda estrecha (3950-3450 años a. C.) muestra que la mayoría de las edades existentes se superponen y coinciden en una fecha más probable en torno al año 3700 cal. a.C. En consecuencia, la mejor edad convencional puede ser la fecha del afloramiento Po-95185 que arrojó una edad de  $4965 \pm 65$  años AP. El inicio del calendario Mesoamericano de cuenta larga, equivale al año 3114 años a. C. del calendario Gregoriano y se indica en el diagrama (se discute en el texto). La escala vertical muestra la secuencia estratigráfica a la que pertenece el fechamiento. Nota: (1) Edades de muestras reportadas por Heine (1978); (2) por Heine y Heine-Weise (1973); y (3) por Lambert y Valastro (1976). Barra horizontal (desviación estándar), línea vertical (media aritmética).

De acuerdo con las secciones estratigráficas que se levantaron se construyó la figura 7, que muestra la correlación estratigráfica de los depósitos identificados. Se observaron cambios laterales, como la disminución en los espesores hacia los márgenes W y E (sitios 1, 2 y 9 del mapa), así como una gradación inversa bien desarrollada. Además, decrece el tamaño de grano, desaparecen las subunidades y sólo se aprecia un estrato, pero se incrementa la buena clasificación. Por otro lado, en los sitios centrales donde se define el eje de dispersión N-NE, los depósitos presentan espesores grandes (ej. 2.5 m en el punto 8 del mapa) y una gradación inversa ligeramente desarrollada. También se aprecian con claridad las cuatro subunidades, donde predominan las pómez con tamaño de gravas y la clasificación del depósito no es tan buena. Además, la presencia de líticos accidentales en las capas superiores del depósito de caída es mayor en aquellos depósitos cercanos a la fuente y con mayores espesores. Uno de los escenarios posibles para la formación de las subunidades de pómez finas, es que se hayan formado debido a que la actividad cesó temporalmente, probablemente a causa de la obstrucción del conducto o por colapso de las paredes del mismo. Mientras duró la interrupción, la ceniza fina pudo depositarse y disiparse de la atmósfera, formando estas delgadas capas de ceniza de pómez y subniveles con abundantes líticos, como en las capas C y D.



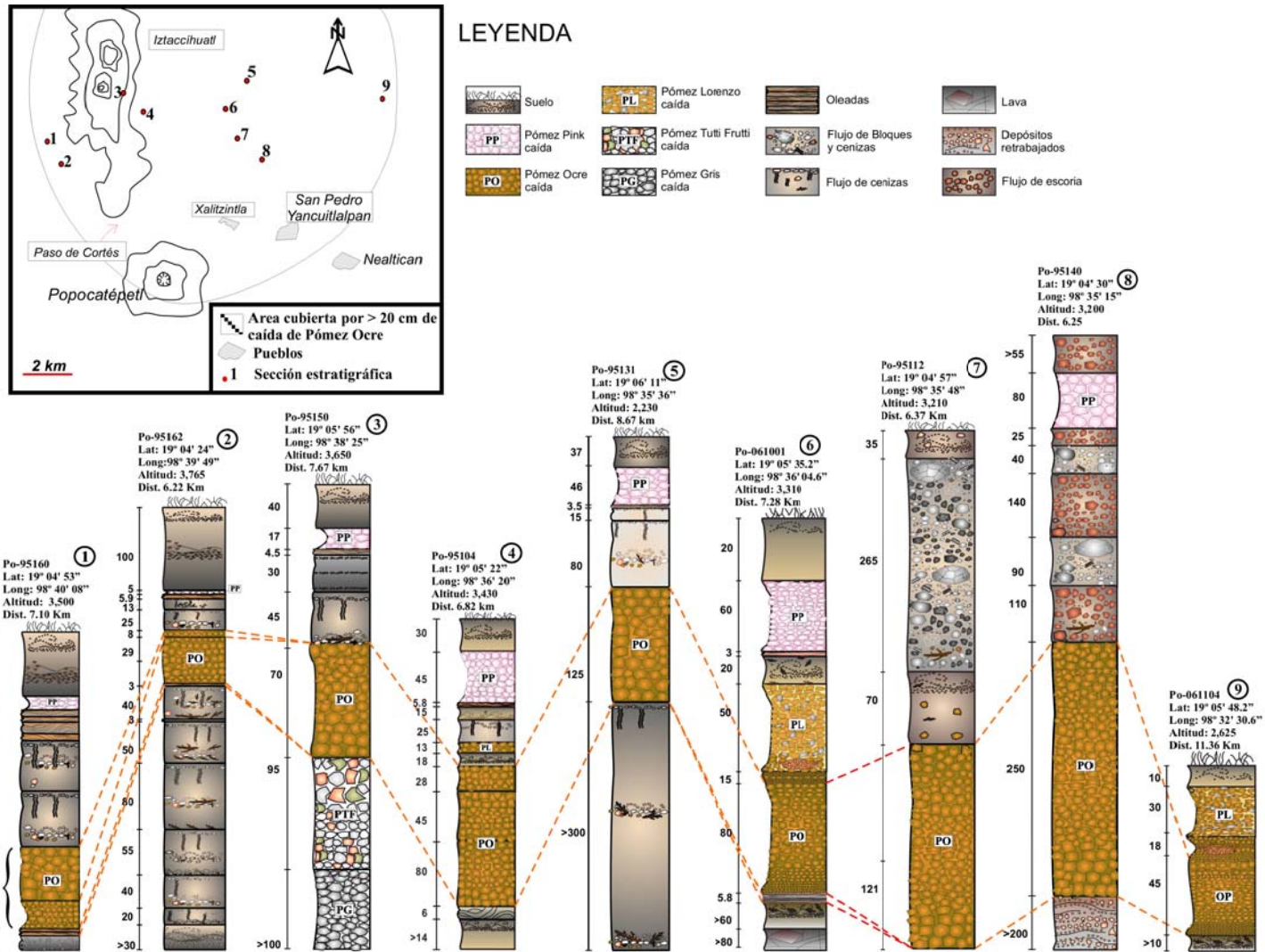


Figura 7: Correlación estratigráfica de los diferentes afloramientos de la Pómez Ocre, localizados en dirección N y NE a distancias entre 6 y 11.5 km desde el actual cráter (ver mapa insertado).

## *Capítulo IV*

# Sedimentología y análisis de componentes

---

### IV.1. Análisis sedimentológico

Para la descripción general del comportamiento sedimentológico de los horizontes analizados, se calcularon todas las medidas de tendencia central y se utilizó el gráfico de Walker (1971) (Fig. 8), que emplea la mediana del diámetro de grano ( $Md\Phi$ ) vs. clasificación ( $\sigma\Phi$ ), parámetros propuestos por Inman (1952). En la gráfica se observa que los depósitos de caída presentan un rango de variación de  $Md\Phi$  entre  $-2.8$  y  $0.5\Phi$  y un intervalo en la clasificación de bien a pobremente seleccionada ( $\sigma\Phi$ : 1.59-2.55). Los depósitos de oleada piroclástica tienen una variación de  $Md\Phi$  entre 1.7 a 3.6 con una clasificación de bien seleccionada ( $\sigma\Phi$ : 1.5-2), lo cual es un comportamiento típico de estos depósitos.

Finalmente, el depósito de flujo piroclástico tiene un  $Md\Phi=2$  y una mala clasificación ( $\sigma\Phi=2.2$ ). El afloramiento que cuenta con la secuencia más completa es Po-061001 con un espesor mínimo de la PO de 102 cm, localizado a 7 km del cráter en dirección NE. Por otro lado, en la sección Po-95140 ubicada a 6.25 km del cráter y en la misma dirección, fue medido el mayor espesor de la PO (2.50 m).

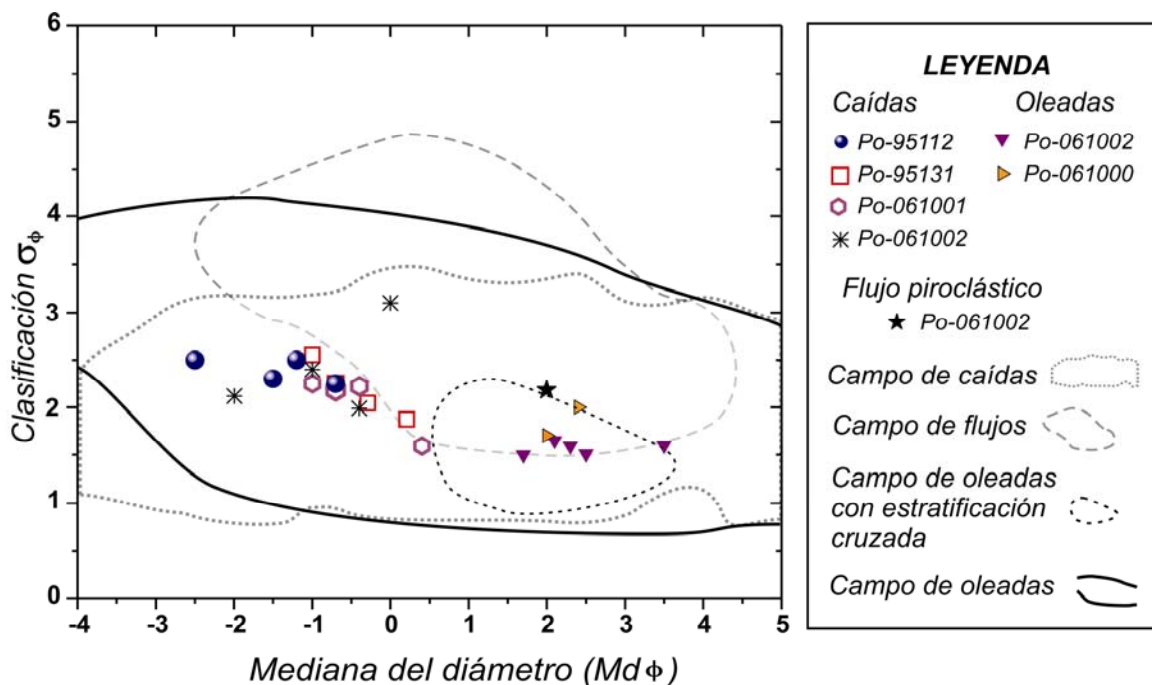


Figura 8: Mediana del diámetro ( $Md\phi$ ) vs. Clasificación ( $\sigma\phi$ ) (Walker, 1971) de las muestras de la SPO (caídas y oleadas piroclásticas) de los diferentes afloramientos estudiados.

Las características de los depósitos de caída que se observan en los histogramas de frecuencia como lo son la pobre clasificación y una distribución bimodal, se consideran atípicas para los depósitos de caída. Sin embargo, los depósitos que se examinaron aquí corresponden a

distancias muy cercanas a la fuente. Debido a ello no se encuentran bien clasificados los depósitos.

## IV.2. Análisis de componentes

El análisis de distribución modal se realizó en muestras provenientes de los cuatro afloramientos ya descritos en el inciso anterior (sedimentología). El total de las muestras de caída analizadas, presentan histogramas de frecuencia con una distribución multimodal, con al menos 2 modas y con enriquecimiento en la fracción de arenas gruesas a medias (1 a  $2\Phi$ ). En las Figuras 9 y 10 los histogramas están colocados de manera que se puedan notar las variaciones verticales en cada localidad. Se puede observar que los depósitos de caída muestran una clasificación pobre debido a su cercanía con la fuente. Otra característica notable es la carencia de la fracción fina (arenas-cenizas 3 a  $<4\Phi$ ). Conforme avanzamos estratigráficamente hacia arriba (del miembro A al D) la selección del depósito va mejorando, pero sin alcanzar una muy buena clasificación. Por otro lado, las oleadas piroclásticas también presentan bimodalidad en los histogramas de frecuencia (Fig. 10). Sin embargo, estos depósitos están mejor seleccionados que los depósitos de caída y la fracción predominante se encuentra en el intervalo de las arenas medias a finas (2.0 a  $3.5\Phi$ ). Las capas de oleadas están alternadas en tamaño de arenas gruesas a cenizas

finas. Finalmente, los histogramas de frecuencia de los flujos piroclásticos cumplen el típico comportamiento polimodal con un amplio espectro en las fracciones, tanto gruesas como finas, con un pico principal en  $3\Phi$  y picos secundarios en  $-5$ ,  $1$ ,  $2$  y  $> 4\Phi$  (Fig. 10). Cabe mencionar que todos los afloramientos analizados se ubican en zonas proximales a la fuente ya que los espesores de facies distales fueron alterados y erosionados por lahares ocurridos inmediatamente después de la erupción.

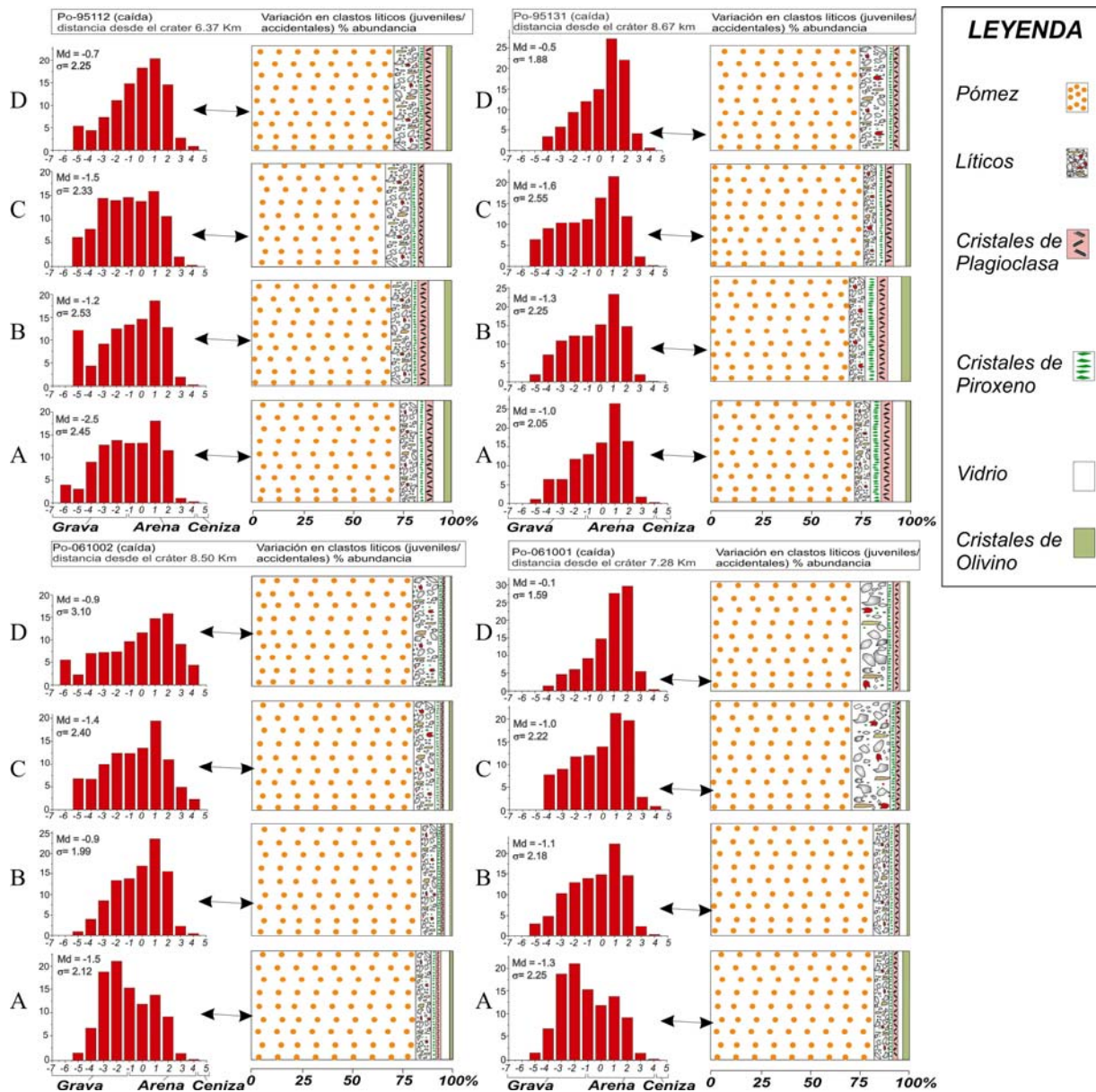


Figura 9: Histogramas de distribución de frecuencia de los depósitos de caída de la PO (miembros A, B, C y D). Las muestras fueron colectadas de los sitios Po-95112, Po-95131, Po-061001 y Po-061002 (ver Fig. 3, capítulo anterior). Nótese las variaciones verticales en clasificación ( $\sigma$ ), mediana del diámetro ( $Md$ ) y la abundancia (% Vol.) de los diferentes componentes (líticos juveniles y accidentales) de las diferentes unidades de caída.



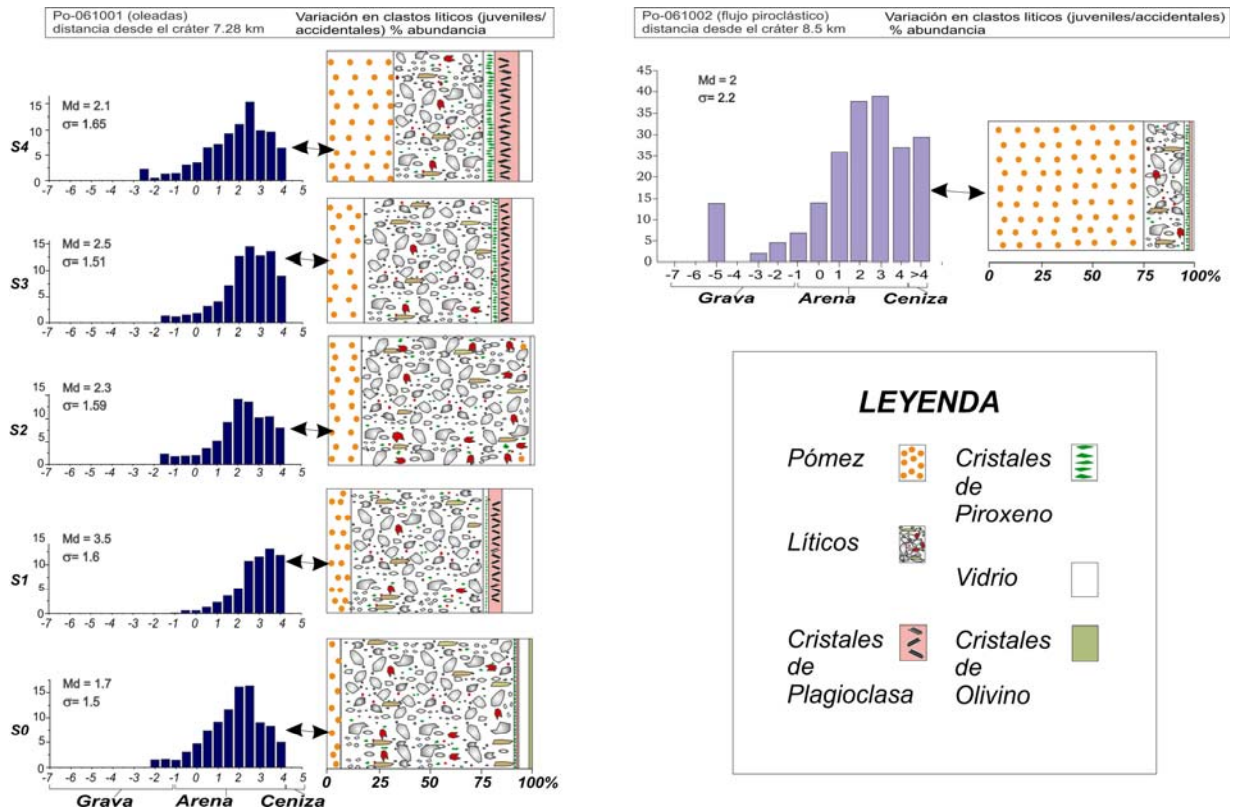


Figura 10: Histogramas de distribución de frecuencia de los depósitos de oleadas piroclásticas (S0, S1, S2, S3, S4) y del depósito de flujo piroclástico Pre-Ocre. Las muestras se colectaron de los sitios Po-061001 y Po-061002 (ver Fig. 3, capítulo anterior). Nótese las variaciones verticales en clasificación ( $\sigma\phi$ ), mediana del diámetro ( $Md\phi$ ) y la abundancia (% Vol.) de los diferentes componentes (líticos juveniles y accidentales) en las diferentes unidades de oleada.

### IV.3. Morfología de partículas bajo el microscopio electrónico

Los componentes identificados en los depósitos de caída y oleada piroclástica que conforman la *Pómez Ocre* fueron divididos en 3 grupos: El **Grupo 1** consiste de líticos juveniles (pómez y fragmentos de lava); el **Grupo 2** incluye líticos accidentales provenientes de las paredes de la cámara magmática que fueron arrastrados por el conducto durante la

erupción (granodiorita, arenisca, caliza y skarn) y el **Grupo 3** consiste de cristales aislados de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino.

**Grupo 1:** Pertenece a este grupo los líticos juveniles de pómez y fragmentos de andesita. Las pómez poseen una morfología característica con abundantes y variadas formas de vesículas. Esta clase de pómez está presente principalmente en depósitos de caída y son menos abundantes en depósitos de oleadas y flujos piroclásticos. Las formas de vesículas más comunes son las elongadas y coalescentes con límites filosos y con las paredes de las vesículas frecuentemente rotas o fracturadas. La forma de tubo también es común, sobre todo en depósitos de caída (Figs. 11a y 11b). Las vesículas elongadas se presentan cuando la tasa de flujo de un magma supera a la de crecimiento de las burbujas. En este caso las vesículas se deforman por el flujo formando tubos alargados (Heiken y Wohletz, 1992).

Las pómez halladas dentro de los depósitos de oleada piroclásticas y flujos son diferentes a las anteriormente descritas. Las pómez de oleadas piroclásticas son densas, con menor vesiculación. Las formas de sus vesículas son más esféricas que elongadas y raramente están colapsadas. Las paredes de las vesículas de las pómez son más gruesas y frecuentemente se observan fragmentos adheridos en sus cavidades (Fig. 11c-f). Cuando la vesiculación ocurre a profundidades someras, las pómez tienden a tener vesículas esféricas, debido a que el tiempo previo a la



fragmentación es insuficiente para que las vesículas puedan ser elongadas (Heiken y Wohletz, 1992).

Los fragmentos de lava son de composición andesítica, densos y sin vesículas. En muestras de tamaño de arena fina a ceniza muestran superficies planares, angulosas y en forma de bloques (*blocky shapes*), fracturas tipo V (*V-shaped pit*), concoidales y escalonadas y en forma de plato (*stepped y dish-shaped fractures*), (Figs. 11g y 11h). Este tipo de líticos juveniles se observa más comúnmente en depósitos de oleadas piroclásticas. Ocurren por la gran diferencia de temperatura (alto gradiente térmico) entre dos medios, provocando una expansión del agua por el calentamiento y fracturamiento del magma por su rápido enfriamiento, proceso que es repetido cíclicamente ocasionando la fragmentación del magma en partículas muy finas y con un bajo grado de vesicularidad (Zimanowski y Wohletz, 2000, Heiken y Wohletz, 1992).

Otras texturas presentes en estos fragmentos son los bordes astillados (*chipped edges*), y fracturas cóncavas (en forma de disco, en forma de V o irregulares), que concentran delgadas huellas a lo largo de bordes angulares en la superficie de los piroclastos (Figs. 12q, 12l y 12m). Las grietas (*cracks*) en los líticos y algunos cristales (Figs. 12o, 12p y 12r) a través de una membrana de vidrio de varios micrómetros de espesor, es el resultado de la carga de volumen durante la hidratación. Otras texturas son las fracturas cóncavas (*dish-shaped*) que se caracterizan por ser circulares o cercanamente circulares. Sus áreas son cavidades que

resultan de fracturas concoidales en materiales vidriosos y se forman por la modificación del grano o cristal por la abrasión durante el transporte (Figs. 12q, 12l y 12m).

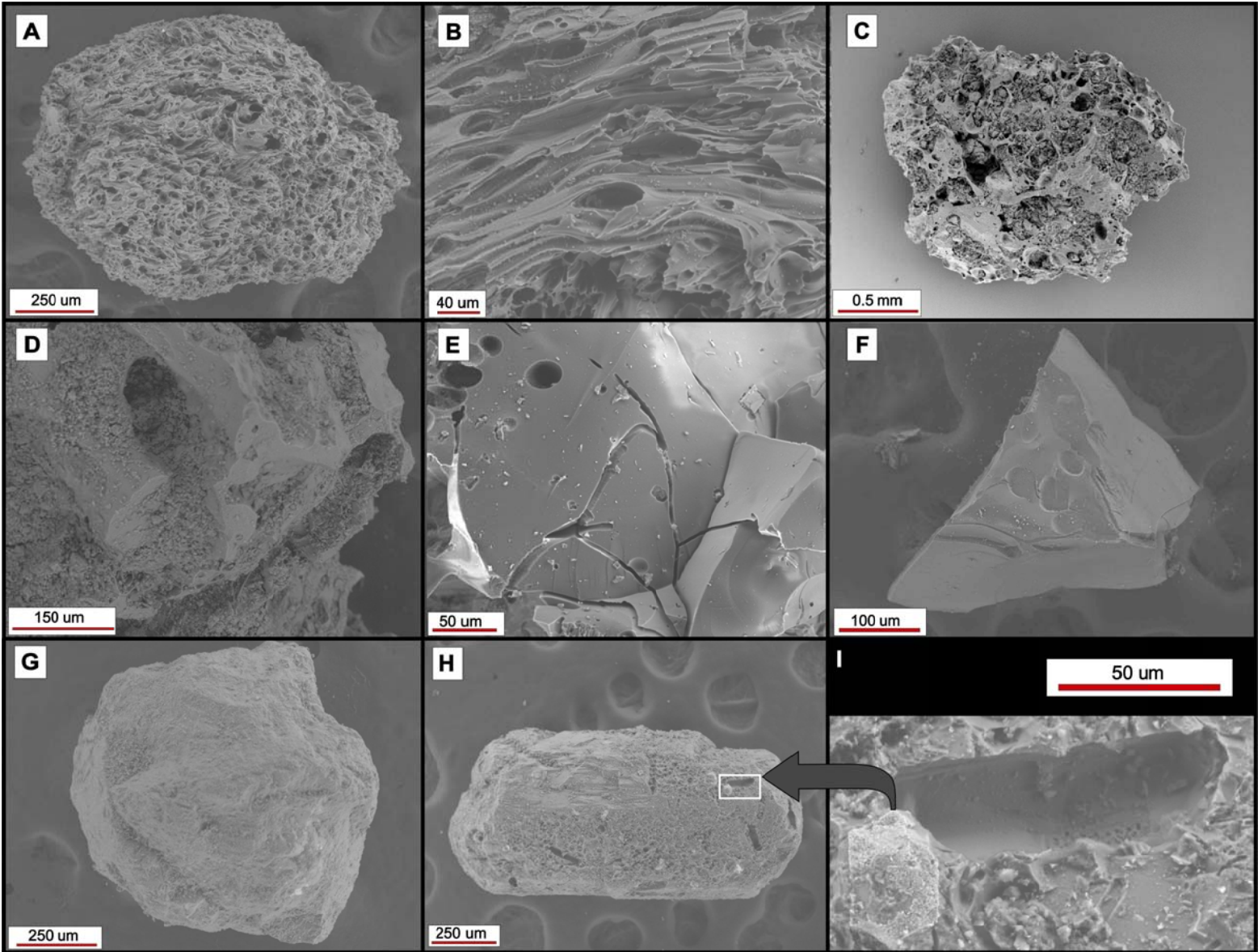
**Grupo 2:** Son líticos accidentales constituidos de diferentes tipos de rocas que incluyen granodiorita, mármol, meta-arenisca y skarn. Son fragmentos sub-angulosos a sub-redondeados, sin vesiculación, que abundan en los depósitos de oleada piroclástica sobre todo en los límites con la base. También se observan en depósitos de caída en las dos últimas capas (C y D) de la OP (Fig. 13b).

**Grupo 3:** Lo constituyen todos los cristales libres y aislados de la matriz, principalmente plagioclasas y en menor abundancia esquistos de vidrio, piroxenos y olivino. Vistos bajo el microscopio binocular se observan cubiertos con una película de vidrio, llamada textura de *bubble-wall* (Figs. 11i y 11j). Además de estas texturas se pueden encontrar otras como las grietas (*cracks*), mencionadas anteriormente, así como fracturas cóncavas (*dish-shaped*) y moldes de cristales que se incrustaron en la superficie de cristales más grandes (Fig. 12).

Finalmente, los balísticos son raros (>1%). Los más comunes son pómez (8 a 12 cm), además de bombas de lava gris muy densas, porfiríticas, con baja vesiculación, composición dacítica, matriz vítrea con cristales milimétricos prismáticos de plagioclasa, textura tipo corteza de pan y de coliflor (Fig. 13a). La textura de corteza de pan en superficie de clastos, es un fuerte indicador de fragmentación producida por gas

expandido bajo condiciones de baja viscosidad de magma que fluye en las paredes del fragmento (Fisher y Schmincke, 1984). Por otro lado, las bombas con textura de coliflor muestran superficies gruesas y rotas causadas por el enfriamiento súbito en ambientes húmedos o acuosos (Heiken, 2006).

La abundancia del Grupo 1 en los depósitos de caída varía entre 67.4 y 83.5 % en volumen. El Grupo 2 tiene una menor abundancia, desde 7.3 a 21 % y en el Grupo 3 los porcentajes de abundancia varían de 2.2 a 10.7 % en volumen (Fig. 9). Las variaciones verticales de los porcentajes de pómez en los depósitos de caída, decrecen conforme se asciende en el nivel estratigráfico, es decir, los niveles basales A y B son más ricos en pómez y su proporción disminuye hacia la cima. Los líticos accidentales en cambio ocurren con mayor abundancia en las capas de la cima (C y D), mientras que los porcentajes del grupo 3 (cristales libres) se incrementan progresivamente en las primeras capas (A, B y C) y decrecen en el último nivel (Fig. 9).



Los componentes que ocurren en los depósitos de oleada piroclástica son muy similares a los encontrados dentro de los depósitos de caída, con la característica principal de que el componente juvenil más abundante son los fragmentos de andesita. Incluyen todos los demás grupos de clastos que contienen también los depósitos de caída, pero en diferentes abundancias: El grupo 1 tiene una abundancia de 10.4 a 97.7 % en volumen, el grupo 2 tiene abundancias de 43 a 83 % y está presente principalmente en los niveles basales, el grupo 3 tiene abundancia de 2.3 a 25.6 %. La variación vertical de los diferentes grupos contenidos en los depósitos de oleadas, es inversa a la variación observada en los depósitos de caída. Por ejemplo, se observa que el grupo 1 se incrementa hacia las capas superiores, mientras que los componentes del grupo 2 disminuyen. Por otro lado, los componentes del grupo 3 (p.e. las plagioclasas) aumentan progresivamente, no así los cristales de piroxeno y las esquirlas de vidrio, cuya abundancia es diversa en las diferentes capas (Fig. 8).

---

Figura 11: Imágenes obtenidas bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) de partículas de ceniza representativas de los depósitos de la SPO: A) Clastos de pómez de caída. B) Acercamiento de A, vesículas tubulares elongadas. C) Clastos de pómez provenientes de oleadas piroclásticas con menor vesiculación que la foto anterior. Las vesículas son más redondeadas y presentan las paredes más gruesas. D) Acercamiento de C mostrando vesículas coalescentes con superficies de fragmentos adheridos (*adhered dust*) en la superficie de las paredes de las vesículas. E) Superficie lisa de fragmento de vidrio con fracturas, depresiones alargadas y amplias en una dirección. F) Fragmento de vidrio en forma de bloque y superficie curvilinear, con foliación de flujo. G) Líticos accidentales de granodiorita redondeados. H) Cristal de plagioclasa cubierto por una película de vidrio vesicular, mostrando textura de “*bubble-wall*”. I) Detalle de la imagen previa (ver flechas) mostrando un molde de microlito en una delgada capa de vidrio que cubre un cristal de plagioclasa.

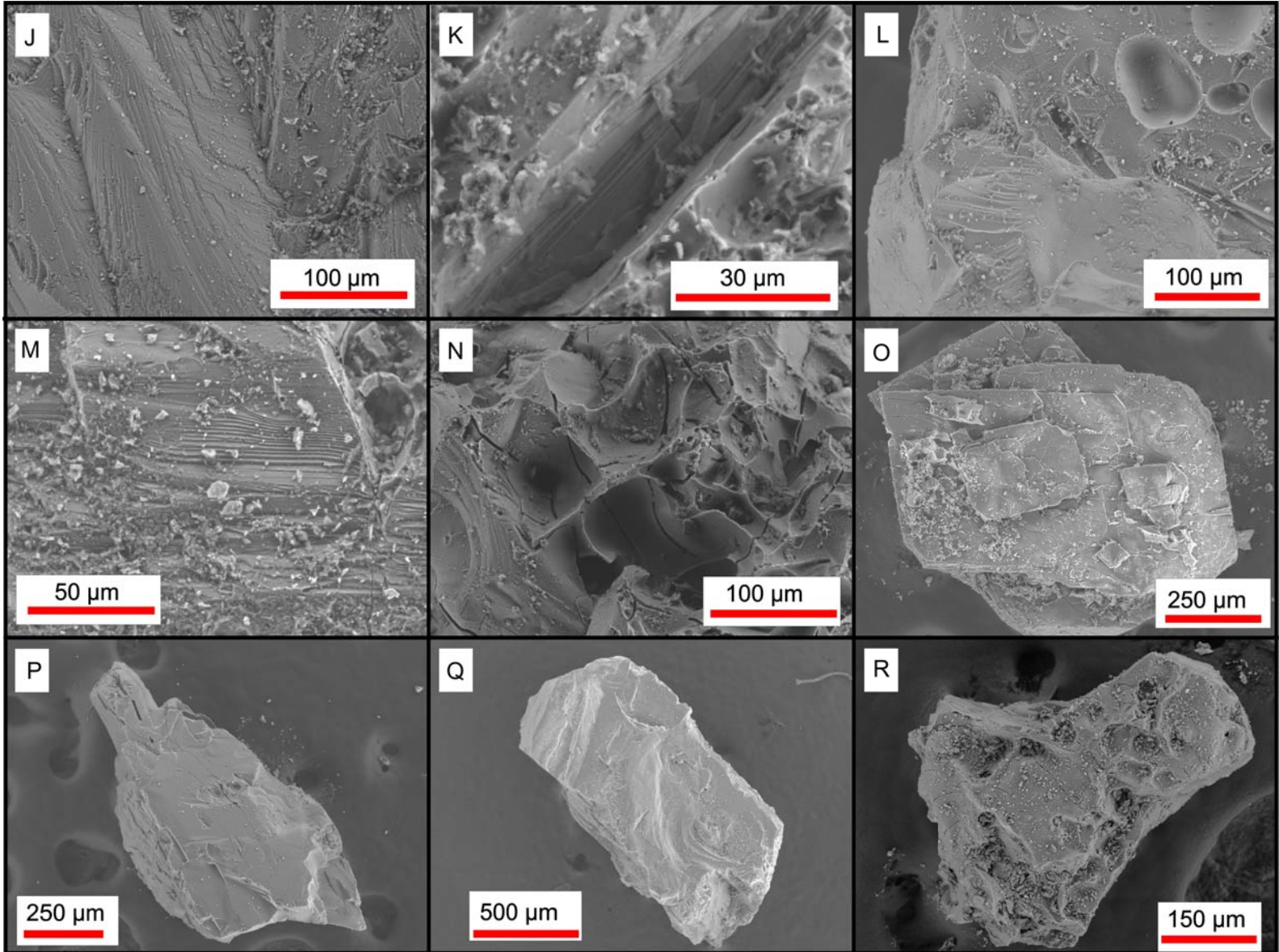




Figura. 12: Imágenes de texturas obtenidas bajo el microscopio electrónico de barrido (SEM) de partículas de ceniza representativas de los depósitos de oleadas y caída piroclásticas: J) Textura en forma de "V" (*V-shaped pit*) en la superficie de los piroclastos. K, L y M) Textura de bordes astillados, (*chipped edges*) son concentraciones delgadas de huellas a lo largo de bordes angulares en la superficie de los piroclastos. N) Pómez con parciales fracturas cóncavas (*dish-shaped*), con depresiones en forma de disco. O, P y R) Cristales con superficie que presenta fracturas de deshidratación. Q) Cristal de olivino mostrando fracturas cóncavas (*dish-shaped*), depresiones en forma de disco.



Figura 13: A) Bomba pumicea dacítica y densa (63.58 % SiO<sub>2</sub> en peso), que muestra textura de coliflor en la superficie. Fue encontrada dentro del depósito de caída en el nivel C en el sitio Po-061000. La bomba es porfírica con vesicularidad interna baja y contiene abundantes fenocristales de plagioclasa (escala en cm). B) Diversidad de los líticos accidentales que fueron encontrados en el nivel C y D del depósito de caída de la PO (incluyen granodiorita, mármol, meta-arenisca y skarn).

#### IV.4. Densidad y vesicularidad

La variación de la densidad y el color en piroclastos son atributos comunes en las erupciones subplinianas y plinianas. La vesicularidad, permeabilidad y estructura de las pómez proveen información sobre las condiciones de vesiculación y fragmentación durante las diferentes fases de erupciones plinianas. Además, el estudio de la textura interna es útil para inferir cambios en las condiciones eruptivas (Klug et al., 2002). Para obtener la densidad de las PO, se aplicó el principio de Arquímedes y posteriormente se utilizó la fórmula propuesta por Houghton y Wilson (1989):  $V(\%) = \{100(RDE-DC)/RDE\}$ ; donde V es el porcentaje de vesicularidad, RDE es el volumen equivalente de roca densa y DC es la densidad de los clastos. Posteriormente, se obtuvieron los valores del índice de vesicularidad del depósito PO. Los resultados nos indican que la densidad de las pómez fluctúa en un rango de 520 a 660 kg/m<sup>3</sup>.

El índice de vesicularidad en los intervalos estratigráficos A, B, C y D (Loc. Po-95112) es de 69.4 a 84.3 % (Tabla 2, Fig. 14). Estos valores nos permiten clasificar a la pómez como muy vesiculada a extremadamente vesiculada, según lo propuesto por Houghton y Wilson (1989). Una vesiculación similar con el mismo rango de amplitud fue determinada para el depósito pliniano de la Pómez Blanca del Popocatepetl producida hace ca. ~22.000 años AP (Myers et al., 2011, en revisión). La vesiculación muestra un comportamiento característico para este tipo de erupciones y



decrece de manera progresiva. Este patrón coincide con lo observado por Wilson et al. (1995) y Houghton et al. (2004), quienes afirman que con el tiempo el magma acumulado en los conductos se ha desgasificado, favoreciendo la disminución de las vesículas y frenando la tasa de descarga de masa.

Por otro lado, se ha notado que la heterogeneidad de las pómez (color, vesículas, cristales y distribución de densidad), sugieren diferencias en composición y en las variaciones de enfriamiento que se debe a la pérdida de gases, abundancia de microlitos y agua externa (Carey y Sigurdsson 1987; Houghton y Wilson 1989; Lirer et al., 1973; Hoblitt y Harmon 1993, Klug y Cashman 1994; Klug et al., 2002; Gardner et al., 1998). En la Tabla 2 se observa que la vesicularidad disminuye gradualmente hacia la cima. Este comportamiento fue observado también en otros volcanes por los autores arriba mencionados.

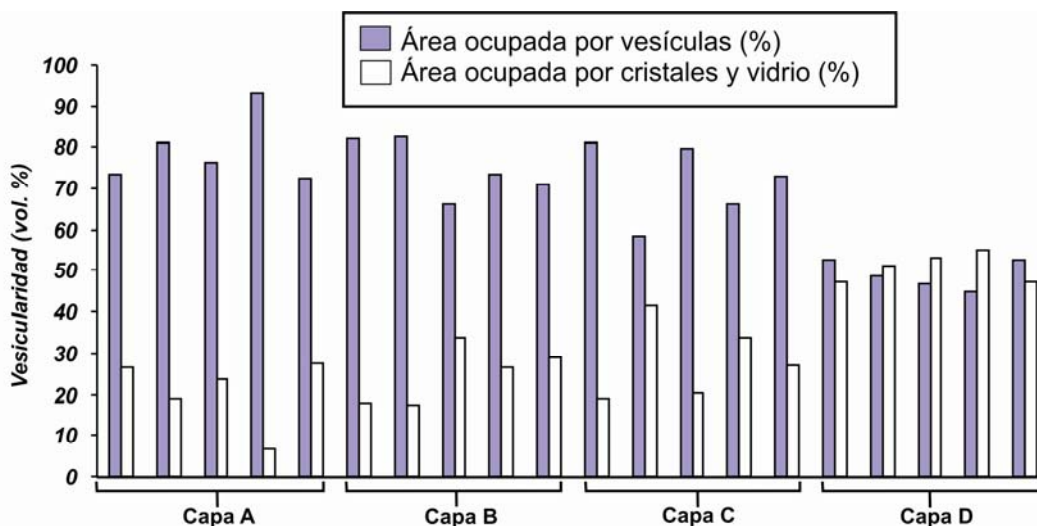


Figura 14. Gráfica de la vesicularidad de los diferentes intervalos estratigráficos: Capa A = base del depósito, capas B y C = horizontes intermedios y capa D = cima del depósito en la localidad Po-95112.

En las microfotografías de los clastos de pómez recolectados de las capas A, B, C y D (Fig. 15) se observan diferentes formas de vesículas. Por ejemplo, las vesículas pequeñas (~50 micras) se distribuyen ampliamente en todo el depósito de caída de pómez, indicando una nucleación tardía. Las vesículas elongadas (>1 mm) a menudo muestran colapso o formas deformadas y son más abundantes en las capas A y B (Fig. 15 A-B). En algunas capas se observan las vesículas alineadas y alargadas localmente en direcciones preferentes (Figs. 15C y 15D). Esta característica se observa especialmente en las pómez bandeadas y se denomina como estructura de tubo. Estas vesículas tubulares comúnmente coexisten con vesículas esféricas no deformadas a distancias de algunos micrones una de otra.

En promedio, el espesor de las paredes de las burbujas es delgado (<20  $\mu\text{m}$ ), aunque el espesor de las paredes en las capas de la cima puede

llegar a medir hasta 100  $\mu\text{m}$  de espesor. Los cristales son más abundantes en las capas C y D. Éstos tienen tamaños de hasta 2 mm y están distribuidos dentro de la matriz de manera aleatoria. La gran mayoría de los cristales presentan fracturas o están completamente rotos. Pueden presentar formas prismáticas, pero también hay poblaciones de cristales subhedrales con tamaños promedio de 200 a 300  $\mu\text{m}$  que son más comunes en las capas cercanas a la cima (Figs. 15C y 15D).

<i>Capa</i>	<i>Densidad</i> ( $\text{g/cm}^3$ )	<i>Masa</i> (promedio) (g)	<i>Roca densa</i> <i>equivalente</i> (RDE)	<i>Vesicularidad</i> V (%)
<i>Po-95112 D</i>	<b>0.62</b>	<b>1.26</b>	<b>2.03</b>	<b>69.45</b>
<i>Po-95112 C</i>	<b>0.66</b>	<b>1.91</b>	<b>2.89</b>	<b>77.16</b>
<i>Po-95112 B</i>	<b>0.64</b>	<b>1.50</b>	<b>2.34</b>	<b>72.64</b>
<i>Po-95112 A</i>	<b>0.52</b>	<b>1.23</b>	<b>2.36</b>	<b>84.33</b>

Tabla 2. Densidades obtenidas a partir del análisis de clastos de pómez de los horizontes de la localidad Po-95112. El índice de vesicularidad se obtuvo a partir del cálculo de la media de la densidad. Los métodos usados para obtener la vesicularidad son los propuestos por Houghton y Wilson (1989).

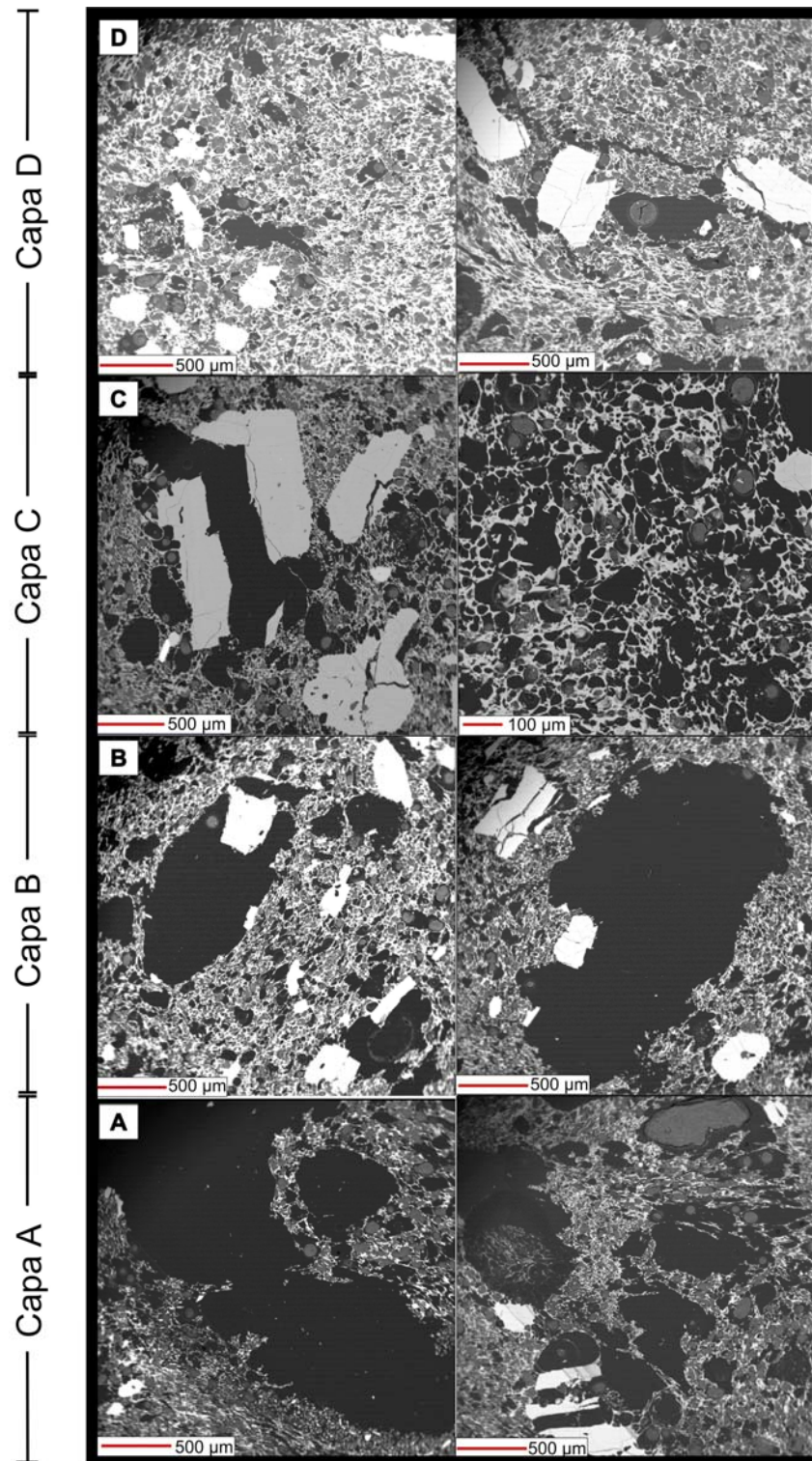


Figura 15: Imágenes tomadas con ayuda del microscopio de retrodispersión de electrones (por su siglas en inglés *BSE*, *Back-Scattered Electron*) de secciones pulidas que muestran los diferentes grados de vesicularidad de la PO. Las fotografías muestran los diferentes rangos de texturas de pómez en las diferentes capas estratigráficas de la PO. Por ejemplo, los clastos de pómez en las capas A y B son más vesiculados y sus cristales más pequeños, mientras que en las capas C y D despliegan una baja vesicularidad y los cristales son más grandes que en A y B.

Los valores del índice de vesicularidad también fueron obtenidos por las mediciones a través del conteo de puntos (600 a 800) en secciones delgadas (forma directa) y por cálculos a partir del software Image-ProPlus versión 6, llegando a resultados muy similares a los reportados en la Tabla 2, donde este mismo parámetro fue obtenido utilizando la ecuación propuesta por Houghton y Wilson (1989):

$$V (\%) = (100 (RDE - \text{Densidad de los clastos})) / RDE,$$

De la cual RDE = roca densa equivalente. Los dos métodos utilizados muestran consistencia con los resultados, pero los obtenidos de forma directa simplifican mucho el trabajo a realizar.

## Capítulo V

### Petrografía y Geoquímica

---

En estudios previos se ha determinado la composición química de fragmentos de pómez producidos por algunas erupciones del volcán Popocatepetl, estableciéndose rangos de composición que varían entre andesitas y dacitas de afinidad calcialcalina (Cantagrel et al., 1984; Robin, 1984; Boudal, 1985; Boudal y Robin, 1988; Kolisnik, 1990; Athanasopoulos, 1997; Straub y Martín Del Pozzo, 2001; Schaaf et al., 2005 y Witter et al., 2005). Estos estudios han sido en su mayoría de carácter general sobre el Popocatepetl y volcanes circundantes y no sobre eventos específicos individuales que han sucedido a lo largo de su historia (como ocurre en el presente trabajo).

En este capítulo se presenta un análisis detallado del depósito de la *Pómez Ocre*, que incluye la petrografía, la química de elementos mayores y traza y además análisis de isotopía (Sr, Nd y Pb). Estos análisis fueron realizados para conocer las variaciones composicionales del depósito

*Pómez Ocre*, con el objetivo de determinar la fuente de los magmas primarios y su evolución.

Se elaboraron 20 secciones delgadas para su observación petrográfica. Para el análisis modal se utilizaron 7 secciones de las muestras obtenidas del sitio Po-95112. Las muestras elegidas para el análisis modal se recolectaron del depósito de caída *Pómez Ocre* (4 muestras de pómez, 1 bomba y 2 fragmentos líticos juveniles).

Durante la observación petrográfica se aplicaron los criterios de Wilcox (1954) para diferenciar entre fenocristales ( $> 0.3$  mm de longitud), microfenocristales (0.03-0.3 mm) y los constituyentes de la matriz, realizando un conteo de 1000 puntos por sección delgada. En los párrafos siguientes se describen las observaciones petrográficas a detalle.

## V.1. Petrografía de los componentes juveniles

### V.1.1. Pómez Ocre

El análisis petrográfico de la *Pómez Ocre* (PO) se realizó en fragmentos de pómez provenientes de los cuatro subniveles (A, B, C, y D). Las pómez presentan una textura porfirítica y seriada, cuyos ensambles mineralógicos consisten de fases que incluyen plagioclasa (Plg), piroxeno (Px), olivino (Ol), óxidos (Ox) y apatita (Ap) (Fig. 16). Estos cristales se encuentran presentes en distintos porcentajes en muestras de los diferentes niveles estratigráficos. Las asociaciones minerales que se reportan en este trabajo son las mismas que las observadas anteriormente en los productos de la *Pómez Ocre* del Popocatepetl que se describen en el trabajo realizado por Schaaf et al. (2005). Sin embargo, existen diferencias con respecto a otras erupciones más antiguas del Popocatepetl, donde se encontraron asociaciones minerales que también incluyen hornblenda (Hbl) y biotita (Bt).

En nuestro estudio la distribución de las fases minerales en los intervalos de la base a la cima varían de la siguiente manera: subunidades A y B: Plg > Px > Ox > Ol > Ap; subunidad C: Ox > Px > Plg > Ol > Ap y finalmente en la subunidad D los ensambles minerales siguen el siguiente orden: Plg > Ox > Px > Ol > Ap. En general, el índice de porfiricidad (IP) se encuentra entre 10 y 27 % en volumen. La fase más abundante es la



plagioclasa (20 a 73 % Vol. de abundancia), sobre todo en los niveles D y B.

Mediante el análisis petrográfico de la *Pómez Ocre* se reconocen al menos dos diferentes tipos de plagioclasa. Plagioclasa Tipo I son cristales de hábito euhedral a subhedral, de gran tamaño (de <1 mm), se observa zoneamiento oscilatorio con límites difusos y en equilibrio aparente (Fig. 16c). El zoneamiento oscilatorio es producto de la periódica destrucción de la capa límite del cristal que implica una nueva fusión del cristal en la interfase y ocurre en condiciones cercanas al equilibrio (Turner et al., 2008). En sus centros se observan encerradas inclusiones de apatito o fluidas.

Las Plagioclasas Tipo II son cristales grandes (>1 mm), su hábito es tabular subhedral a euhedral, con maclas bien definidas de Carlsbad-albita y polisintética. Los cristales son escasamente zoneados, pero a menudo este tipo presenta evidencias de disolución y reabsorción como bahías en los centros del cristal y texturas de tamiz, respectivamente (Fig. 16e). Las plagioclasas tipo II contienen inclusiones fluidas o de apatitos. Las texturas de tamiz y los golfos de corrosión se forman por la abundancia de inclusiones de material fundido, que son el resultado del recalentamiento y la cristalización rápida, en condiciones de alta presión de H<sub>2</sub>O, mientras que la reabsorción parcial en los núcleos de cristales se forma a mayor profundidad durante la descompresión en condiciones de poca saturación de H<sub>2</sub>O (Turner et al., 2008).

Generalmente, la población Tipo II presenta glomerocristales monominerales de hasta 8 individuos de plagioclasa o también glomerocristales heterominerales asociados con piroxenos.

El clinopiroxeno es la segunda fase más abundante (3 a 15 % Vol. de abundancia) y está presente como augita (piroxeno cálcico) que exhibe tamaños desde 1 hasta 3 mm (probablemente 2 poblaciones), con cristales subhedrales a anhedrales. Algunos muestran maclas de Carlsbad, otros cristales presentan trazas de desequilibrio y una minoría muestran zoneamiento oscilatorio, además de contener abundantes inclusiones de óxidos (Fig. 16f). La textura de zoneamiento en Plg y Px sugiere un periodo de destrucción y de fusión de la capa límite del cristal, formada en las condiciones de proximidad al equilibrio (Turner et al., 2008).

El ortopiroxeno se presenta en la variedad de la hiperstena (piroxeno magnésico), tiene formas cristalinas euhedrales y también ocurre en tamaños desde 1 hasta 3 mm (probablemente 2 poblaciones) (1.5 hasta 5 % Vol. de abundancia). Se observan aislados o como cúmulos agregados asociados con otras fases minerales como la plagioclasa y el olivino. La hiperstena es predominante en la subunidad C (Figs. 16b y 16d). Englobados en estos cristales se pueden observar cristales en formas cúbicas o rómbicas de óxidos como inclusiones.

El olivino es la fase de menor abundancia (desde 0.3 hasta 4 % Vol.), con hábito subhedral a anhedral y tamaños desde 3 mm hasta <0.3 mm. Aunque se presenta aislado, es frecuente encontrarlo en glomeropórfidos

asociados con piroxenos, pero es más frecuente observarlo como microlito integrado a la matriz. De la misma manera que algunas de las plagioclasas y los piroxenos, también exhibe inclusiones amorfas de óxidos englobadas en su centro (Fig. 16d).

El vidrio compone parte de la matriz, es color café pardo y su porcentaje de abundancia es de 70 hasta 90 % Vol. (Tabla 3). Su estructura es fluidal y dentro de la matriz es posible ver distribuidos minúsculos cristales o masas de óxidos.

Los óxidos tienen una abundancia de 1.5 hasta 13 % Vol. y son más abundantes en las capas C y D. Ocurren en formas de cristales típicamente como inclusiones dentro de cristales mayores de Ol y Px y también en la matriz donde suelen encontrarse como masas amorfas aisladas (Fig. 16d).

Tabla 3. Análisis modal mineralógico (% Vol. libre de vesículas) de clastos de la Pómez Ocre: Fenocristales = Phc (>0.03 mm), microfenocristales = mphc (0.03-03 mm), matriz y microlitos = Grm (vidrio + microlitos); trz = trazas; ortopiroxenos = Opx; clinopiroxenos = Cpx; óxidos = Ox.

<i>Muestra</i>	<i>Plagioclasa</i>		<i>Olivino</i>		<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Px</i>	<i>Apatito</i>	<i>Ox</i>	<i>Mtz</i>	<i>Total</i>
	<i>Fc</i>	<i>mfc</i>	<i>Fc</i>	<i>mfc</i>	<i>Fc</i>	<i>Fc</i>	<i>mfc</i>			<i>Vd</i>	
<i>Po-95112-D</i>	14.36	2.36	1.54	1.33	0.41	0.82	2.36	0.615	3.076	73.12	100.00
<i>Po-95112-C</i>	0.91	1.57	1.20	0.48	1.57	1.81	0.96	0.12	3.74	87.64	100.00
<i>Po-95112-B</i>	6.53	1.04	0.30	0.0	0.30	1.78	0.15	0.44	1.50	87.96	100.00
<i>Po-95112-A</i>	6.92	0.0	0.45	0.0	0.45	1.05	0.15	0.30	0.15	90.53	100.00
<i>Clasto 1</i>	18	30	0.0	0.3	8.0	0.25	1.5	trz	15	26.95	100.00
<i>Clasto 2</i>	3.7	63.58	4.0	5.3	3.24	4.72	4.36	trz	5.6	5.5	100.00
<i>Bomba densa Po-95112</i>	7.2	19.2	1.5	0.3	2.7	3.64	3.33	trz	2.46	59.67	100.00

Minerales subordinados como el apatito (Ap), representan una fase menor que está presente en porcentajes <0.6 % Vol. Se le encuentra en formas de cristales aciculares en la matriz de la pómez o como inclusiones en plagioclasas y en algunos piroxenos.

De manera general, resalta una de las características petrográficas y que es notoria en todas las fases minerales de la Pómez Ocre: el zoneamiento de cristales. En ocasiones es sólo óptico y otras además químico (como se verá más adelante). Para algunos autores el zoneamiento químico complejo y repetitivo, es atribuido a fluctuaciones sistemáticas en la naturaleza física y química del sistema magmático durante el crecimiento del cristal (Belkin et al., 1984; McGee et al., 1987).

Otros autores como Turner et al. (2008) interpretan estas características como producto de eventos que suceden en la recarga de magma en una cámara magmática y que son los factores desencadenantes de una erupción.

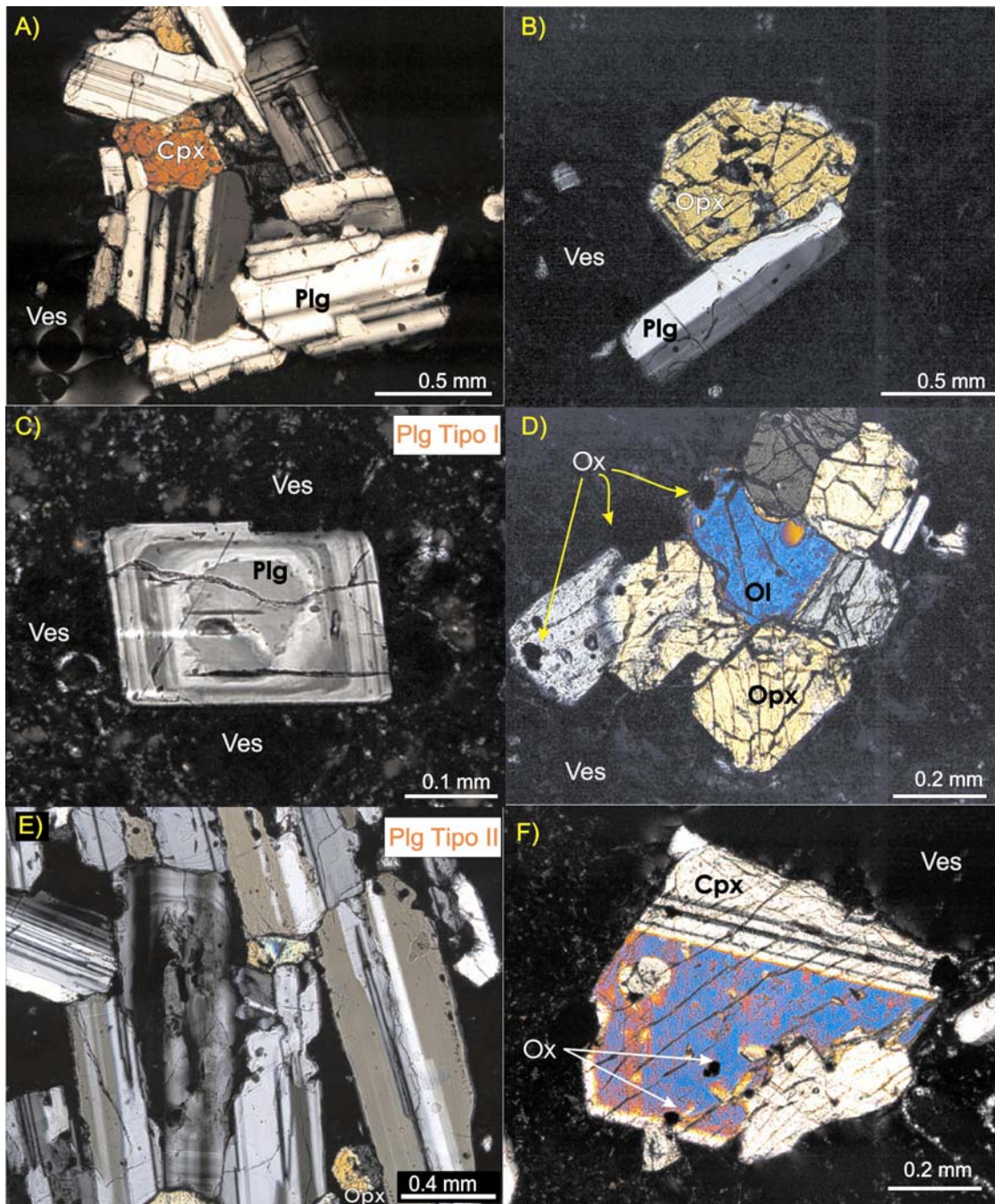


Figura. 16: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en los clastos de la *Pómez Ocre*. A) Agregado glomeroporfiritico de plagioclasa (Pl) y augita (Cpx). Las plagioclasas despliegan típicas maclas de albita y Carlsbad. B) Fenocristales típicos de plagioclasa e hiperstena. C) Plagioclasa zonada (Pl). D) Cpx y Ol en racimos glomeroporfiriticos. E) En el centro de la imagen se muestra una plagioclasa con bahías de corrosión y cristales euhedrales de piroxeno y olivino. F) Augita zonada con inclusiones de óxidos.

### V.1.2. Lítico juvenil (Clasto 1)

El Clasto 1 es un fragmento de lava de los restos de un domo preexistente que posee una serie de texturas que coexisten como la porfirítica inequigranular e hipocristalina. Cuenta con fenocristales subhedrales a euhedrales de Plg, Px, Ox y trazas de Ol. En general el índice de porfiricidad es mayor a 70 % en volumen. La matriz es vítrea con una abundancia del 27 % en volumen y las asociaciones minerales son las mismas que se observan en la *Pómez Ocre*, siendo sus abundancias según nuestro conteo de puntos: plagioclasas con 65 % Vol., piroxenos con 13 % Vol., óxidos con 20 % Vol. y de manera subordinada olivinos Ol (< 0.5%) (Ver Tabla 3).

Las plagioclasas son subhedrales a euhedrales y se observan 2 poblaciones bien definidas. Las Plagioclasas Tipo I son plagioclasas más pequeñas (>1 mm), son euhedrales, presentan formas tabulares con maclas de Carlsbad-albita y polisintéticas, además de que en algunos individuos se observa zoneamiento oscilatorio bien marcado (Fig. 17B). En estos cristales se observa estabilidad en el momento de su formación, debido a los rasgos de perfección de sus cristales, que podrían indicar que fueron la última población en cristalizar.



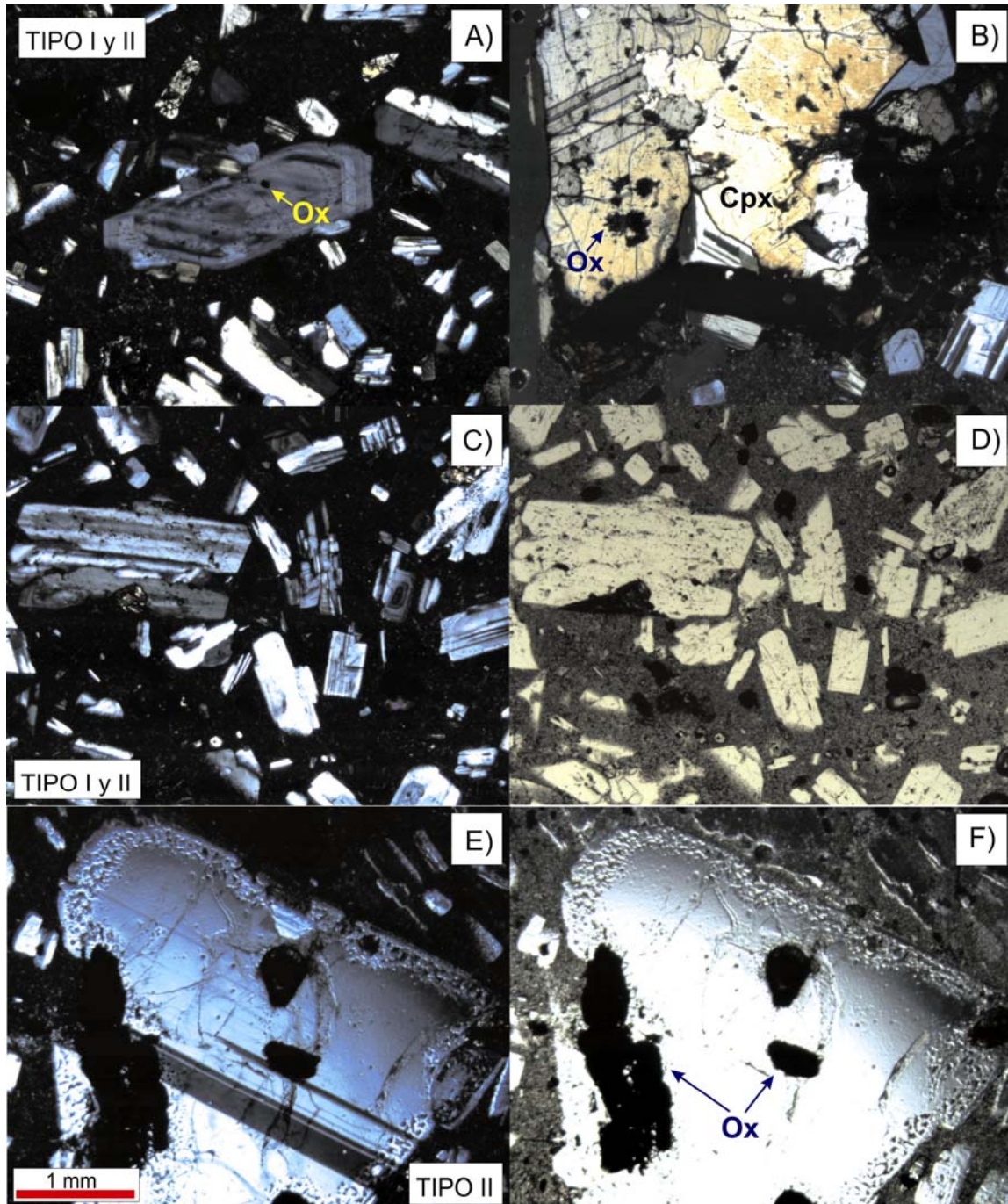


Figura 17: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas del Clasto 1, proveniente del depósito de caída de la *Pómez Ocre*. A) Cristal de plagioclasa con zoneamiento incipiente. B) Glomerocristal de piroxenos que muestran maclas de albita e inclusiones de óxido. C) Texturas en desequilibrio como la de tamiz que es evidente en los márgenes de algunos cristales de Plg. Además, despliegan típicas maclas de albita. En la foto se observan las Plg Tipo I y II tomadas en luz con nicoles cruzados (LNC). D) Microfotografía con luz paralela (LP). E) Fenocristales típicos de plagioclasa Tipo II, que muestran textura de tamiz en sus bordes y maclas Carlsbad-albita, LNC. F) Misma Plg que en el inciso E, vista en LP y que muestra cristales subhedrales como inclusiones de óxidos.



Las Plagioclasas Tipo II son poblaciones con dimensiones mayores a 2 mm (hasta 3 mm). Por lo general presentan maclas de Carlsbad y grado medio de reabsorción que es revelado por las texturas en desequilibrio como la de tamiz, que es evidente en los márgenes de algunos cristales y en otros en la parte central (Figs. 17C, D y E). También presentan zoneamiento oscilatorio difuso (Fig. 17A) e inclusiones de óxidos subhedrales a anhedrales, englobadas en el cristal (Figs. 17E y F).

Los Piroxenos son la segunda fase más abundante (13 % Vol.), incluye tanto Cpx como Opx, pero en mayor proporción los Cpx.

Los Clinopiroxenos se presentan en la variedad de la augita y tienen formas cristalinas subhedrales a euhedrales. Presentan inclusiones de óxidos embebidos en sus centros y son comunes en glomeropórfidos donde ocurren junto con Opx y Plg. Sus tamaños pueden llegar hasta los 3 mm y presentan maclado de albita (Fig. 17B). Los cristales aislados que se exhiben están parcialmente reemplazados por óxidos, mientras que los microfenocristales en su mayoría están totalmente reemplazados por óxidos.

Los Ortopiroxenos presentes pertenecen a la variedad de la hiperstena. Se exhiben en tamaños minúsculos (<0.3 mm) y son cristales anhedrales que constituyen parte de la matriz en forma de microlitos disgregados.

Se encuentran trazas de olivino en los glomeropórfidos y diseminados en la matriz como microlitos.

### V.1.3. Lítico juvenil (Clasto 2)

Las rocas del domo pre-Ocre produjeron líticos juveniles de textura porfirítica que coexiste con la afanítica con una matriz traquítica, intersertal-hialo-ofítica y seriada (Fig. 18). Su composición modal está reportada en la Tabla 3. Las asociaciones mineralógicas consisten de fases como Plg, Px, Ol y Ox como inclusiones y principalmente diseminado en la matriz (Fig. 18).

Las plagioclasas Tipo I que componen la matriz microlítica, son subhedrales a euhedrales, de formas tabulares, que presentan macla de Carlsbad y textura traquítica, donde sus intersticios están ocupados por material microcristalino de piroxenos y se encuentran zoneadas (Fig. 18). Por otro lado, las plagioclasas Tipo II son fenocristales subhedrales y presentan maclas de Carlsbad. Su tamaño es >1 mm y se observan principalmente en glomeropórfidos asociadas con piroxeno y olivino.

La matriz es intersertal y está constituida por microlitos de Plg y Px, además de óxidos y vidrio en poca proporción con textura traquítica. Las vesículas son muy escasas y conforman >1% del volumen total y sus tamaños son de ~ 0.1 mm, con forma redonda de las vesículas.

El Olivino se observa como fenocristales subhedrales, muestran fracturas concoideas y bordes irregulares, cuyos tamaños son de ~1 mm y que se exhiben asociados a cristales de piroxenos y plagioclasas en

glomeropórfidos de hasta 15 individuos hetero-mineralógicos. Se encuentran en porcentajes de 5.6 % Vol. mientras que en la matriz el porcentaje es de 4.3 % Vol. Como microlito se observa relleno intersticial entre los huecos que hay con los microlitos de plagioclasas. Los fenocristales contienen inclusiones de espinelas (Sp) cuyo hábito es subhedral a euhedral de tamaños  $\leq 0.01$  mm (Fig. 18). La forma de las inclusiones puede ser octaédrica o en rombos, de colores negro a café oscuro.

Los Piroxenos son subhedrales a anhedrales y se observan como fenocristales en tamaños de 1 mm, pero también se presentan como microlitos dispersos en la matriz, siendo éstos los más abundantes. Su porcentaje de abundancia no llega a 10 % Vol. El vidrio que forma parte de la matriz es poco <6 % Vol. y la roca está constituida en su mayoría por microlitos de Plg.

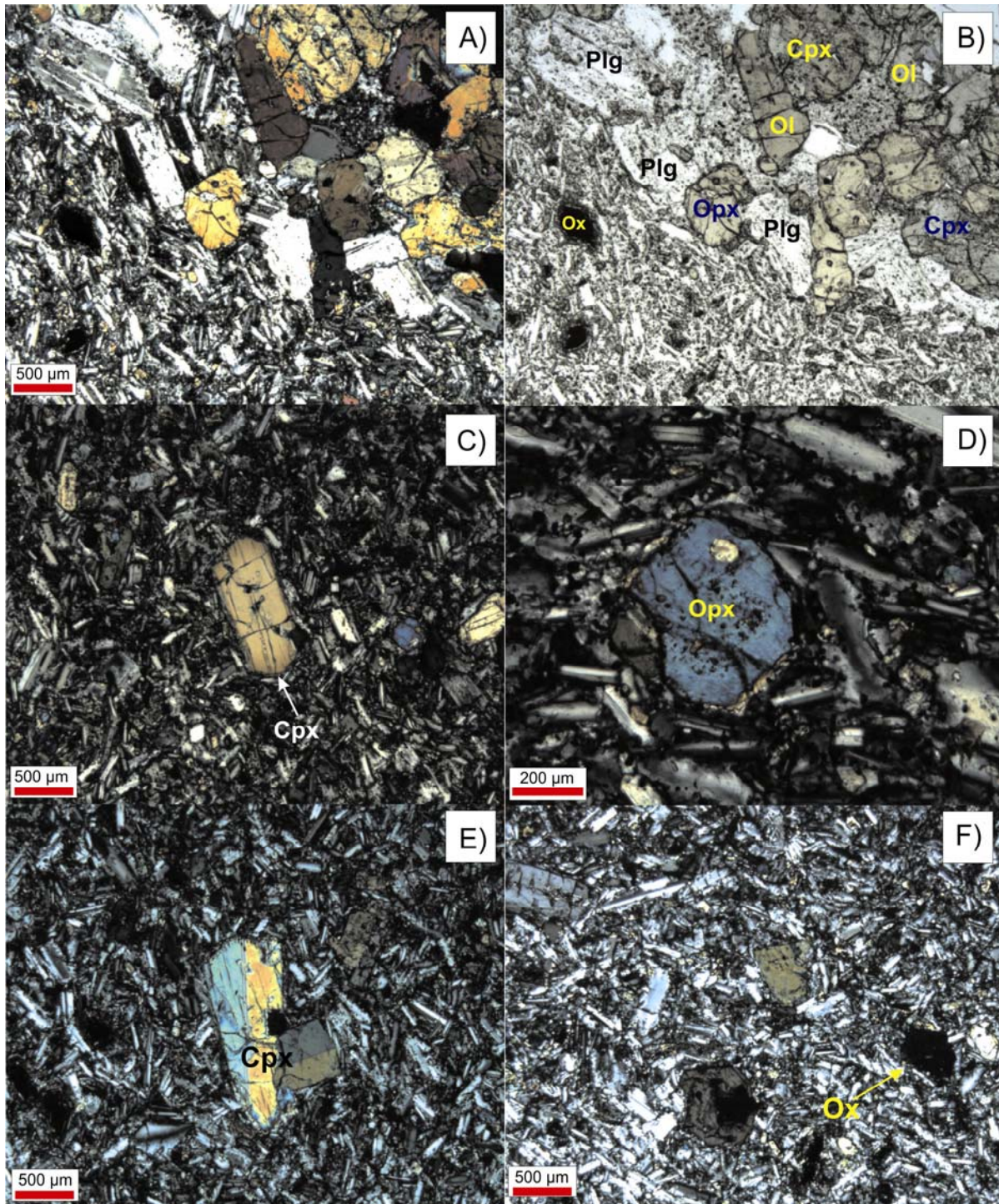


Figura 18: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en el clasto 2, que fue encontrado dentro de la *Pómez Ocre*. A y B) Agregado glomeroporfírico de plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y augita (Cpx) vistos en LNC y LP. Las plagioclasas despliegan maclas de albita-Carlsbad, mientras que los olivinos y piroxenos presentan englobados en sus cristales óxidos como inclusiones. C) Fenocristal de augita en matriz microlítica, LNC. D) Fenocristal de ortopiroxeno con inclusiones de óxido en el centro del cristal visto con LNC. E) En el centro de la imagen se muestra un piroxeno con gemelo de contacto y macla de albita rodeado de una matriz microlítica, observado con LNC. F) En la parte inferior izquierda de la foto se aprecia un piroxeno reemplazado totalmente por óxido y otro con una bahía de disolución.

#### V.1.4. Bomba de pómez densa

La pómez densa tiene una textura porfirítica con fenocristales de Plg, Px, Ol y Ox (Fig. 19). La matriz es vítrea, las asociaciones mineralógicas son idénticas a la pómez no densa, sólo que el contenido de cristales es de menor tamaño. Los porcentajes en volumen de cada fase se muestran en la Tabla 3. El porcentaje, tamaño y forma de las vesículas de esta pómez es diferente, porque es menos vesiculada y su tamaño es de tan sólo algunas micras. La forma de las vesículas es circular y son raras las vesículas elongadas.

La fase más abundante es la plagioclasa (>40 % Vol.) y se reconocen dos diferentes tipos de plagioclasa. Plagioclasa Tipo I son cristales pequeños (<1 mm) y su hábito es euhedral con maclas de Carlsbad-albita y polisintética (Fig. 19F). Los cristales con zoneamiento oscilatorio son escasos. Plagioclasa Tipo II son fenocristales de hábito tabular, euhedrales a subhedrales (de 2 a 1 mm) con maclas de albita, Carlsbad y polisintética (Figs. 19A y F).

Los Piroxenos (Cpx y Opx): Se observan como fenocristales que exhiben tamaños de 1 mm con inclusiones de óxidos englobados en sus cristales. Algunos individuos presentan bahías de disolución, acusando condiciones de desequilibrio en el sistema.



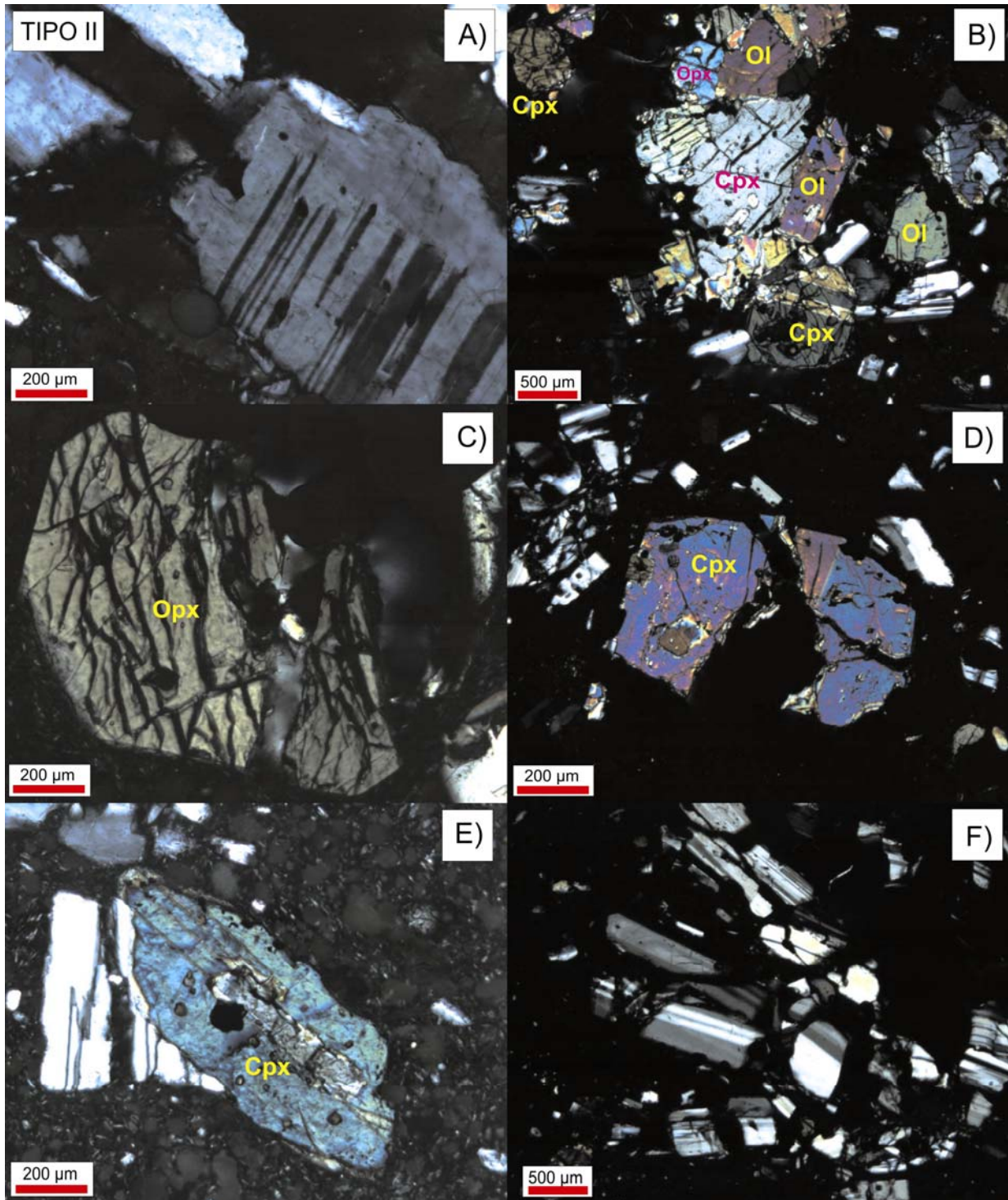


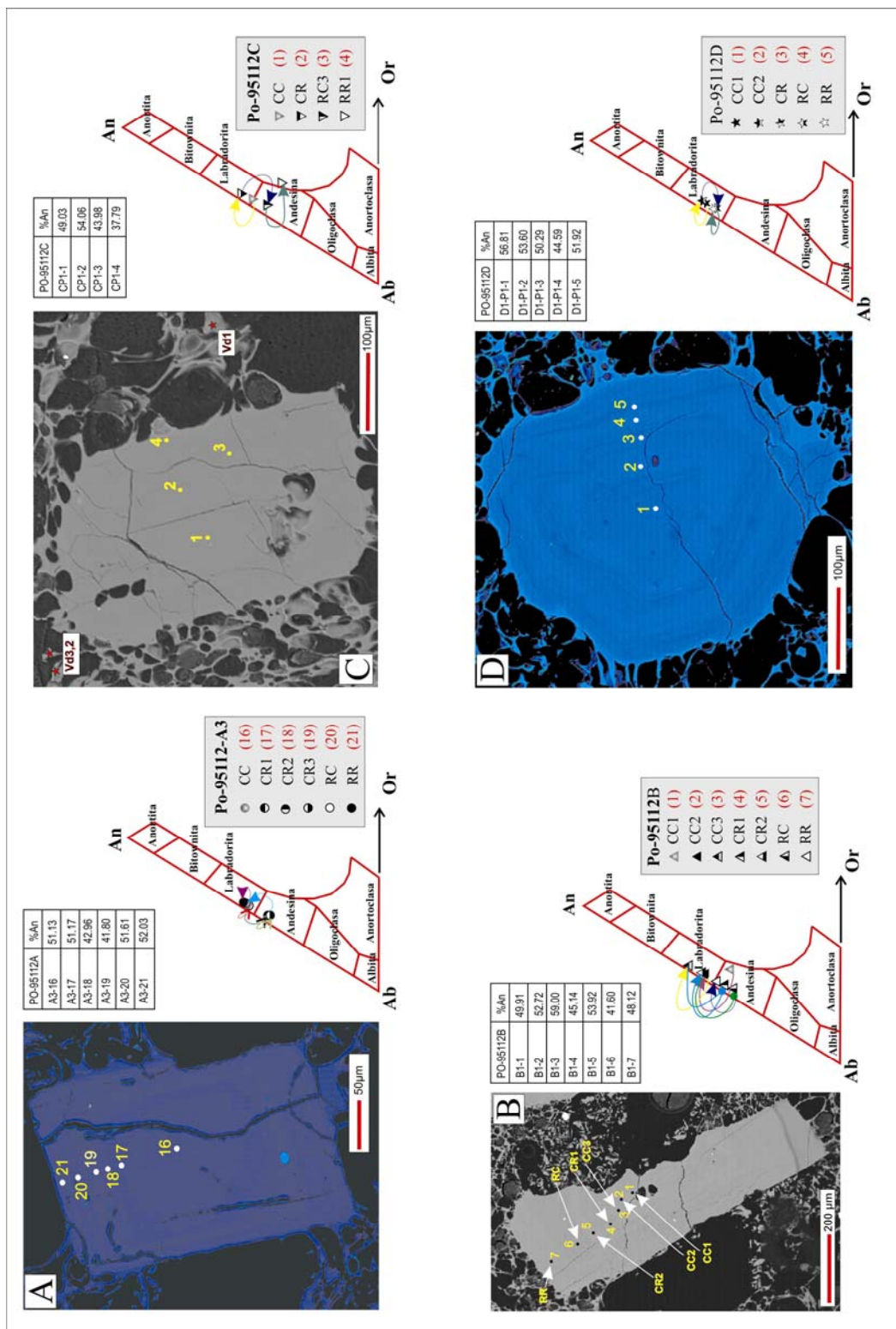
Figura 19: Microfotografías a través del microscopio petrográfico de las fases minerales representativas en los clastos de la *Pómez Ocre*. A) Fenocristales típicos de plagioclasa Tipo II. B) Agregado glomeroporfírico de augita (Cpx), plagioclasa (Plg) y olivino (Ol). C) Ortopyroxeno con fracturamiento evidente, LNC. D) Piroxeno que muestra maclado y evidencias de ruptura en su estructura. E) En el centro de la imagen se observa un clinopyroxeno que muestra grandes inclusiones de óxido oscuro mientras que en los bordes hay inclusiones más pequeñas de otro óxido color café. F) Plagioclasas con maclas de albita, Tipo I. Algunos de los fenocristales se muestran rotos en forma de rompecabezas (D y F) y otros sólo se observan fracturados (B, C y E).

## V.2. Geoquímica de los componentes juveniles

### V.2.1. Química de las fases minerales

Las secciones delgadas utilizadas en el estudio petrográfico también sirvieron para el análisis químico a detalle de algunos minerales. Para llevar a cabo dicho análisis se utilizaron imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de los minerales seleccionados.

Los análisis se realizaron trazando líneas de puntos que cruzan del centro a la orilla del cristal con el fin de identificar sus variaciones composicionales. En las plagioclasas se obtuvieron composiciones químicas de las variedades Labradorita y Andesina, en los siguientes rangos y por subnivel estratigráfico A)  $An_{52-42}$ , este fenocristal de plagioclasa (Fig. 20A) presenta forma euhedral con zoneamiento composicional múltiple bien definido. Se observan grandes fracturas que atraviesan a lo largo del cristal y otras más pequeñas perpendiculares al cristal. B)  $An_{54-38}$ , este fenocristal es subhedral y se observa incompleto (Fig. 20B). También es notorio su zoneamiento y presenta alojadas en su centro inclusiones ricas en hierro. C)  $An_{59-41.6}$ , el cristal (Fig. 20C) de este subnivel es euhedral a subhedral, presenta vesículas dentro de su estructura al igual que fracturas que lo atraviesan a lo largo, y finalmente D)  $An_{53.6-45}$  es un fenocristal subhedral, donde se aprecia un corte perpendicular al eje C, con zoneamiento múltiple bien definido donde se observan inclusiones y fracturas atravesándolo (Fig. 20D).





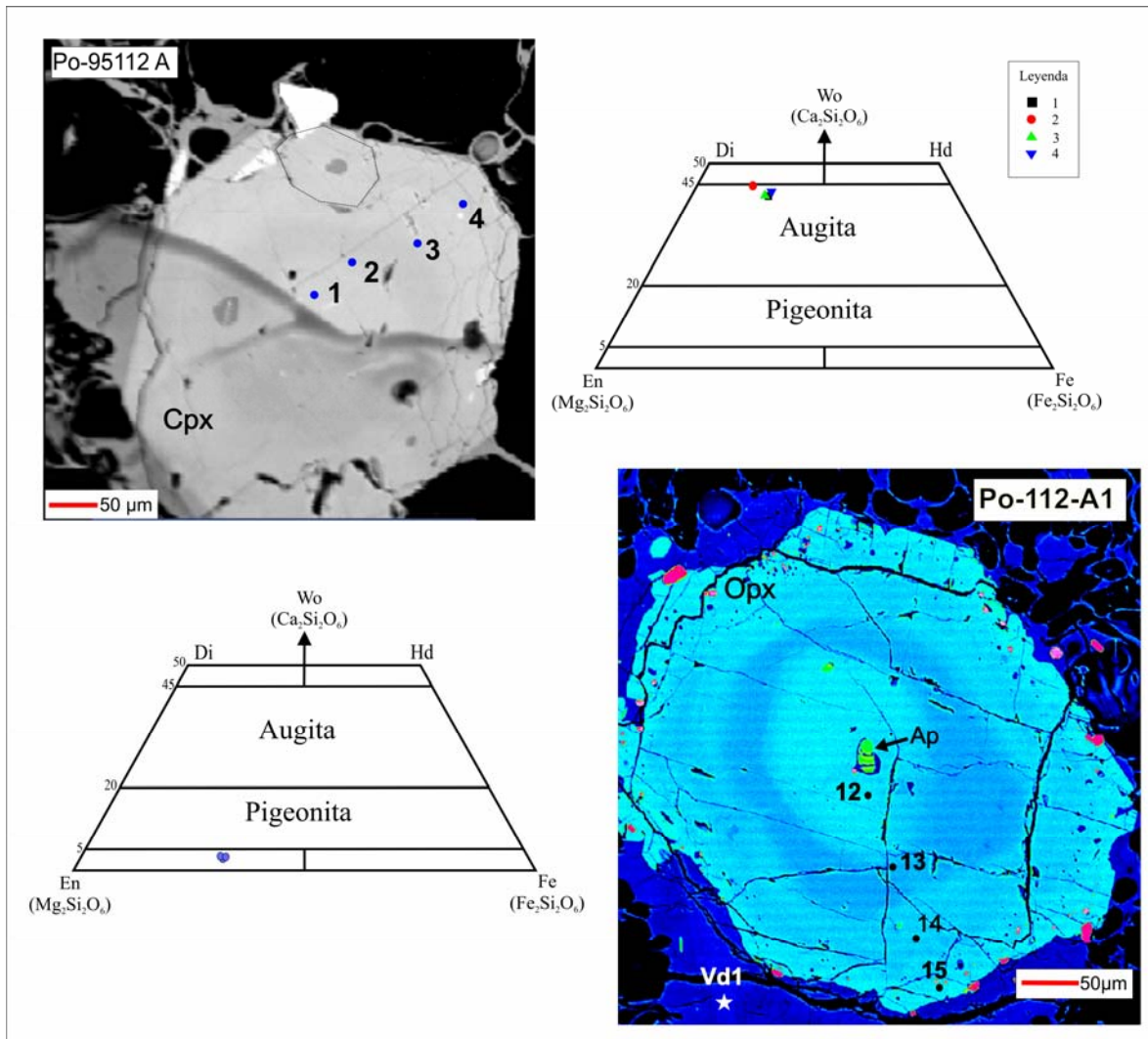


Figura 21: Imagen de electrones retrodispersados tomada con la Microsonda Electrónica de Barrido (EPMA) de minerales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (hiperstena) que muestran zoneamiento normal. Abreviaciones: Di = diópsido, Wo = wollastonita, Hd = hedenbergita, En = enstatita, Fe = ferrosilita, Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno, Ap = apatita.

Por otro lado, fueron analizados piroxenos y se encontraron tanto clinopiroxenos de la variedad de la augita  $(Ca, Mg, Fe)_2Si_2O_6$ , así como ortopiroxenos de la variedad de la hiperstena  $(Fe, Mg)_2Si_2O_6$ . En estos fenocristales se midieron los elementos Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y

K. Las composiciones obtenidas para estos piroxenos fueron las siguientes: El ortopiroxeno tiene una composición de  $En_{66-40}$  (ricos en Mg), mientras que los clinopiroxenos muestran una composición de  $En_{43.52-40.18}$  y  $Wo_{44.12-41.54}$ , (ricos en Ca). Ambos cristales en la imagen tomada con electrones retrodispersados tienen formas euhedrales y se observan bien zoneados, aunque las variaciones químicas no son grandes. Los cristales están fracturados siguiendo dos direcciones preferenciales y atravesando a todo lo largo del cristal. Las fracturas son más numerosas en las orillas, donde también existe gran cantidad de pequeñas inclusiones, sobre todo en el fenocristal de ortopiroxeno (Fig. 21).

Se midieron los elementos Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca y Ni a un grupo de 8 individuos de olivino en la muestra de pómez Po-95112B y se obtuvieron rangos composicionales de  $Fo_{68.35}$  a  $Fo_{77}$  (Fig. 22). En este caso sí hay variaciones, tanto entre cada uno de los individuos, así como en un mismo cristal, donde hay variaciones del centro hacia el borde, como se puede observar en el espécimen Po-95112D3 (Fig. 22), donde el cristal se vuelve más fayalítico (más ferroso) hacia la orilla. Por otro lado, todos los cristales medidos también están fracturados y rotos, algunos en forma de rompecabezas. Este tipo de fracturas han sido reportadas anteriormente en otros volcanes por Best y Christiansen (1997).

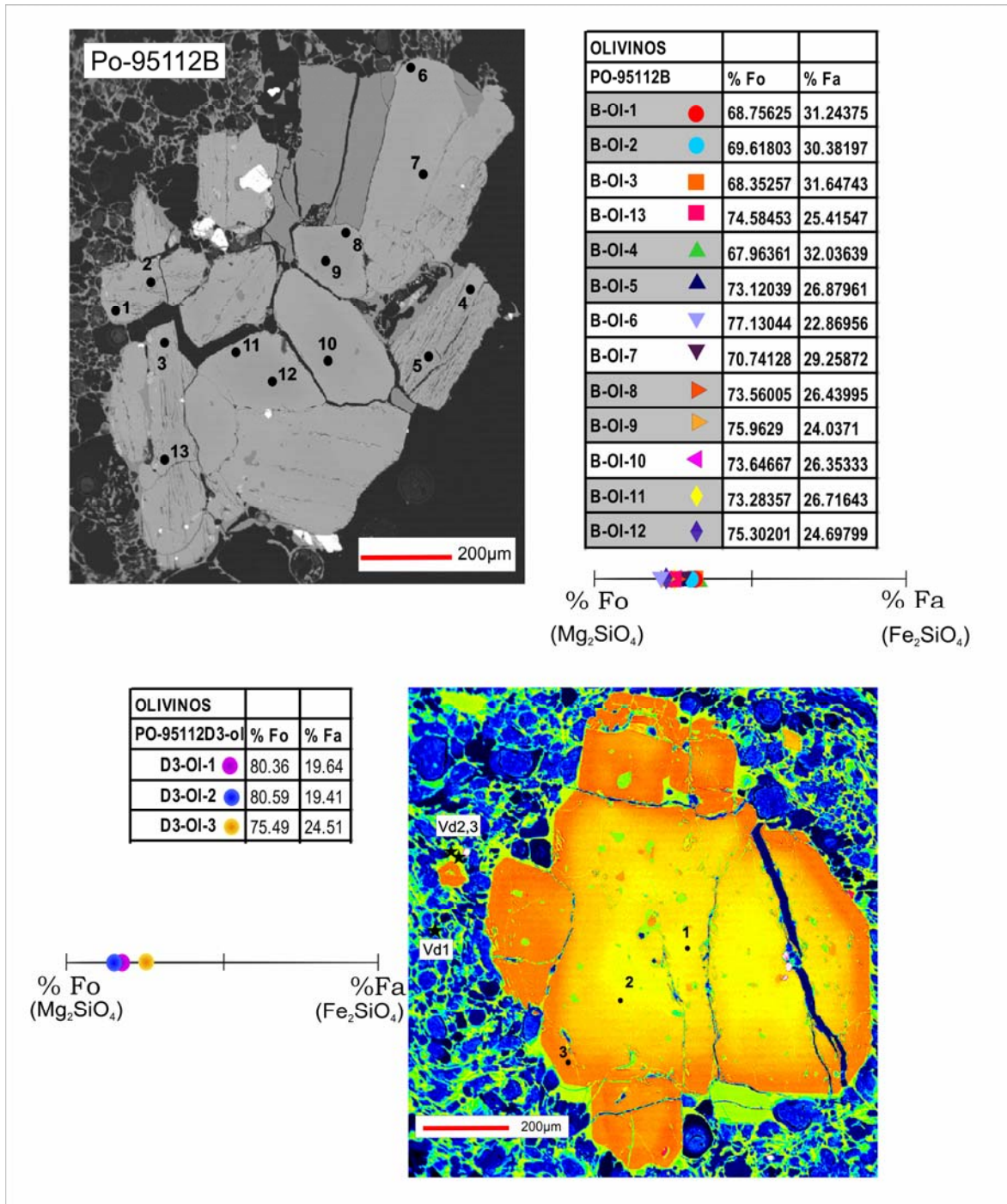


Figura 22: Imagen de electrones retrodispersados de olivinos de la *Pómez Ocre*. A) Glomeropórfido heteromineral del subnivel B del sitio Po-95112, donde se observan varios individuos de olivino (12 aproximadamente). Su composición es predominantemente forsterítica (Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>). B) Olivino del subnivel D que presenta zoneamiento normal. Abreviaciones: % Fo= % de forsterita, % Fa= % de fayalita, Vd= vidrio.

Sin excepción, todas las fases minerales muestran dos tipos de roturas: 1) La fractura del cristal sin desprendimiento, que se da a lo largo del cristal y a veces se presenta en planos preferenciales y 2) la rotura en forma de rompecabezas. En este caso el cristal está fragmentado en varias piezas sin desplazamiento o un mínimo desplazamiento. Este tipo de roturas pueden suceder durante la descompresión rápida del magma que ocurre durante una explosión. Un porcentaje muy pequeño se origina por colisión mutua entre cristales, pero una de las causas más comunes ocurre por la fragmentación de inclusiones en forma de burbujas contenidas dentro de fracturas preferentes en los cristales. Las inclusiones fluidas tienen tiempo para vesicular en la cámara magmática. Después de su apertura inicial, el flujo de calor permite una conservación adicional para el crecimiento de la burbuja en inclusiones fluidas y la posterior ruptura del cristal. Además, durante la extrusión lenta, los cristales se agrietan o deforman dúctilmente y pueden recalentarse. También los granos de los agregados pueden romperse por la expansión diferencial de las caras de los cristales orientadas al azar, durante la descompresión rápida del magma en explosión. Es posible que estos mecanismos pudieran haber ocasionado estas roturas de los cristales contenidos en la *Pómez Ocre* según lo observado y experimentado por Best y Christiansen (1997).

### V.3. Química de roca total

Los resultados geoquímicos obtenidos del análisis de la *Pómez Ocre* se presentan de acuerdo a las variaciones verticales de la secuencia estratigráfica. Se observa una variación de la cima a la base de  $\text{SiO}_2$  de 61 a 63 % (en porcentaje de peso), mientras que los álcalis totales varían en un rango estrecho de 6.36 a 6.66 %, en cálculos realizados en base anhidra representados en el diagrama TAS de álcalis totales contra sílice (*Total Alkalies vs. Silica*, por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986), (Tabla 4, Fig. 23). Por otro lado, se graficaron también en el diagrama TAS los datos de la composición del vidrio de los diferentes niveles estratigráficos, que fueron obtenidos por medio de la microsonda electrónica.

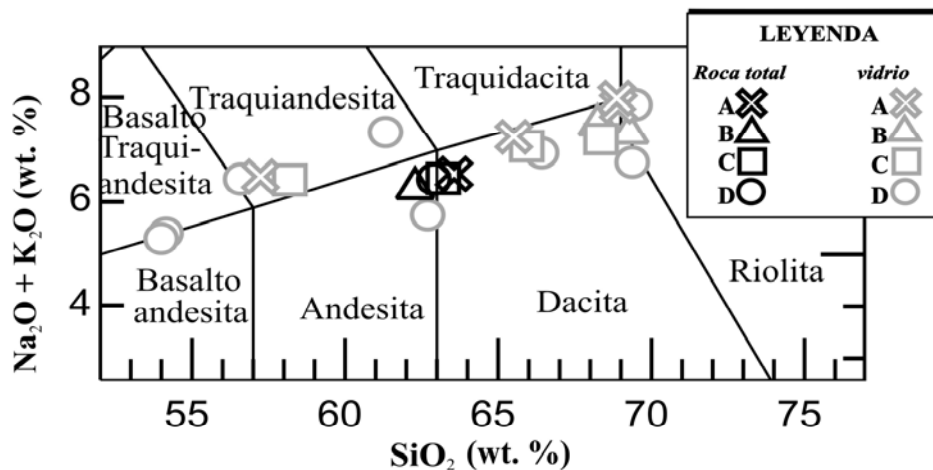


Figura 23: Diagrama de Álcalis Total ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs. Sílice ( $\text{SiO}_2$ ) de Le Bas et al. (1986) para la composición química de roca total y de la matriz vítrea de las muestras de fragmentos de pómez de la PO recolectados en la localidad Po-95112.

### V.3.1. Variación de elementos mayores

En este mismo diagrama binario, la *Pómez Ocre* se ubica en el campo composicional de andesitas a dacitas de la serie calco-alkalina. Mientras que el vidrio que constituye a la matriz de las pómez tiene un amplio rango composicional que varía desde basalto-andesita hasta riolita (54 a 69 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ) (Tabla 4).

Al graficar los elementos mayores contra su posición estratigráfica en la *Pómez Ocre*, se observan de la base hacia la cima del depósito tendencias de enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y enriquecimiento parcial en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ . Por otro lado, se observan patrones de empobrecimiento en óxidos mayores como el  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ . En óxidos mayores como el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  no parece existir una tendencia bien definida (Fig. 24).

En el caso de los diagramas de elementos traza se observa un enriquecimiento en Zr, Cr, Ba y Th y una disminución en Sr y Ni. Por otro lado, el número de magnesio (#Mg) tiene un comportamiento variable con valores relativamente altos en los niveles A y C (56.07 y 56.85) y valores más bajos en B y D (51.9 y 54.8).

Estos valores aparentemente no se correlacionan bien con la composición mineralógica y la química total. Aunque debe considerarse que los valores del número de magnesio en promedio son bajos y reflejan valores de un magma en evolución, ya que los productos más evolucionados se encuentran en la cima y los más primitivos en la base del depósito.

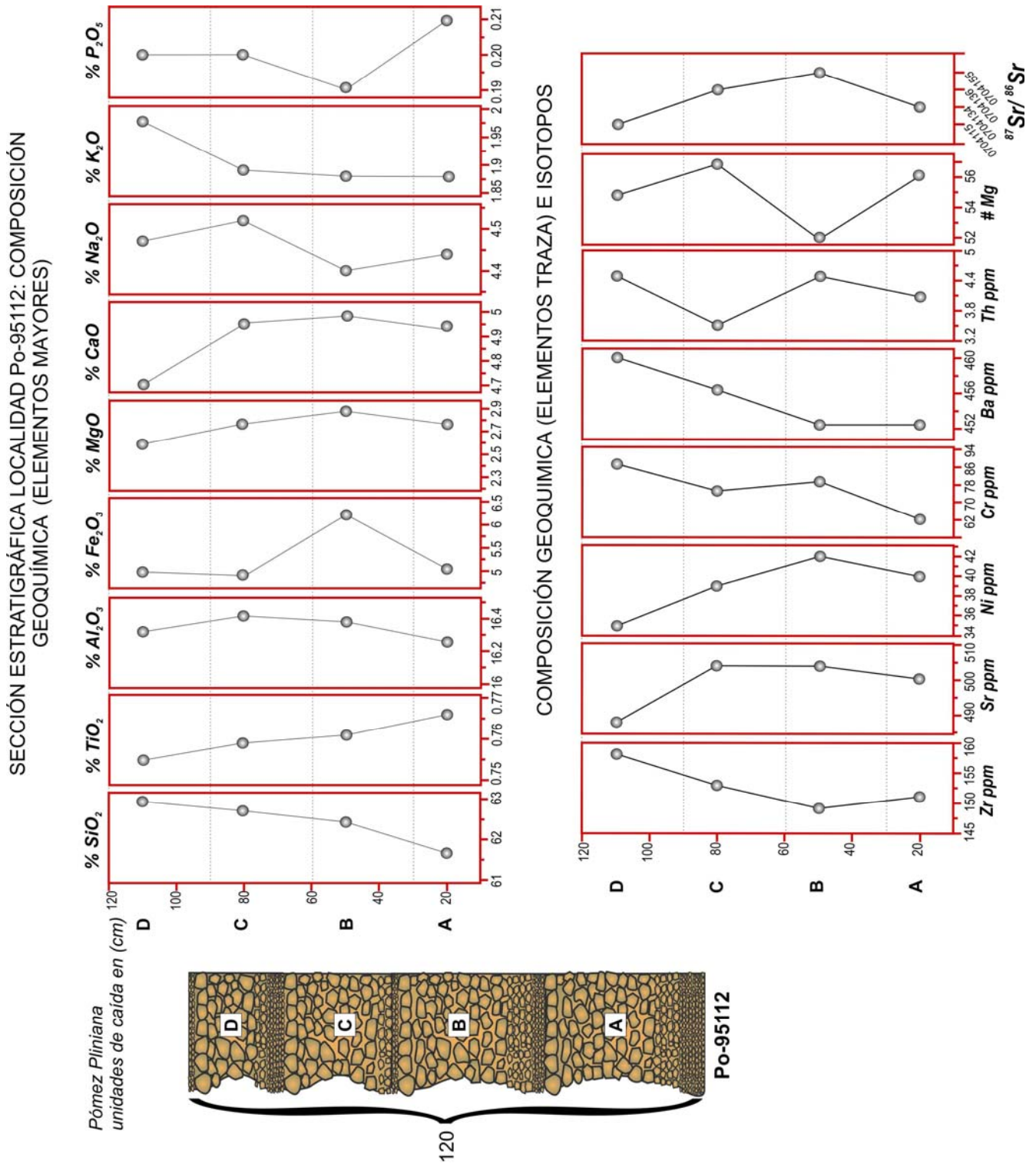


Figura 24: Variaciones de los óxidos mayores, elementos traza e isótopos de Sr en las diferentes capas de caída de la PO en la localidad Po-95112.



La Tabla 4 muestra los resultados de los análisis químicos de roca total del Volcán Popocatepetl. Se incluyen para comparación e interpretación los datos de 7 muestras del depósito pliniano *Pómez Blanca* (PB) emplazada hace aprox. 22,000 años (Siebe y Macías, 2006), su composición es diferente, lo que hace suponer que ha sufrido procesos genéticos distintos durante cierto intervalo de tiempo. En los diagramas Harker de variación química de elementos mayores (Fig. 25), se observa un rango estrecho en el contenido de sílice en el caso de las PO y un rango más amplio para la PB. Por otro lado, se pueden observar tendencias negativas pronunciadas para los óxidos  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Mn}$ , además de patrones negativos no tan definidos para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  y también patrones positivos no muy claros en el caso de  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ . Una característica que indica la evolución de magmas por fraccionamiento del olivino y de los piroxenos es el patrón de tendencia negativa de óxidos como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ . El patrón negativo del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se puede deber al fraccionamiento de la plagioclasa. Además, la tendencia negativa de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se debe al fraccionamiento de óxidos como la magnetita y la tendencia negativa del  $\text{P}_2\text{O}_5$  puede responder al fraccionamiento de la apatita. Finalmente, la tendencia positiva de óxidos como  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  con respecto a la sílice, se debe a que estos elementos son retenidos en la matriz vítrea de las pómez (Wilson, 1989). Resumiendo estos comportamientos semi-lineares indican procesos de cristalización fraccionada. Sin embargo, este proceso no explica la heterogeneidad encontrada en la PO.



Tabla 4. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm), de la *Pómez Ocre* del Volcán Popocatepetl.

Elemento	Límite de Detección	PO-95112-A	PO-95112-B	PO-95112-C	PO-95112-D
<b>%</b>					
SiO <sub>2</sub>	0.01	61.66	62.43	62.72	62.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	16.26	16.38	16.42	16.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0.01	5.04	6.22	4.9	4.98
MnO	0.001	0.078	0.08	0.075	0.075
MgO	0.01	2.76	2.88	2.77	2.59
CaO	0.01	4.94	5	4.97	4.72
Na <sub>2</sub> O	0.01	4.44	4.4	4.52	4.47
K <sub>2</sub> O	0.01	1.88	1.88	1.89	1.98
TiO <sub>2</sub>	0.001	0.766	0.761	0.759	0.755
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.21	0.19	0.2	0.2
LOI	0.01	2.11	1.98	1.41	1.79
Total	0.01	100.1	> 101.5	100.6	100.9
<b>ppm</b>					
Sc	0.01	9.21	12.2	10.4	13.2
Be	1	1	1	1	1
V	5	105	103	102	101
Cr	0.5	62.4	80.2	76.1	87.9
Co	0.1	11	15.5	12.3	16.8
Ni	1	40	42	39	35
Cu	1	19	16	8	10
Zn	1	66	67	64	64
Rb	10	40	60	30	50
Sr	2	500	504	504	488
Y	1	17	17	15	16
Zr	2	151	149	153	158
Nb	1	14	13	12	13
Sb	0.1	< 0.1	0.2	0.2	< 0.1
Cs	0.2	2.7	3	2.9	3.5
Ba	1	453	453	457	460
La	0.05	14.6	18.3	15.2	18.9
Ce	1	28	35	31	38
Nd	1	15	18	15	19
Sm	0.01	3.52	4.37	3.6	4.58
Eu	0.05	1.07	1.36	1.05	1.4
Tb	0.1	0.5	0.7	0.5	0.7
Yb	0.05	1.21	1.52	1.3	1.66
Lu	0.01	0.18	0.23	0.19	0.25
Hf	0.2	4	5.1	4	5.1
Ta	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Pb	5	< 5	< 5	6	< 5
Th	0.1	4	4.6	3.6	4.6
U	0.1	1.4	2	1.5	1.4

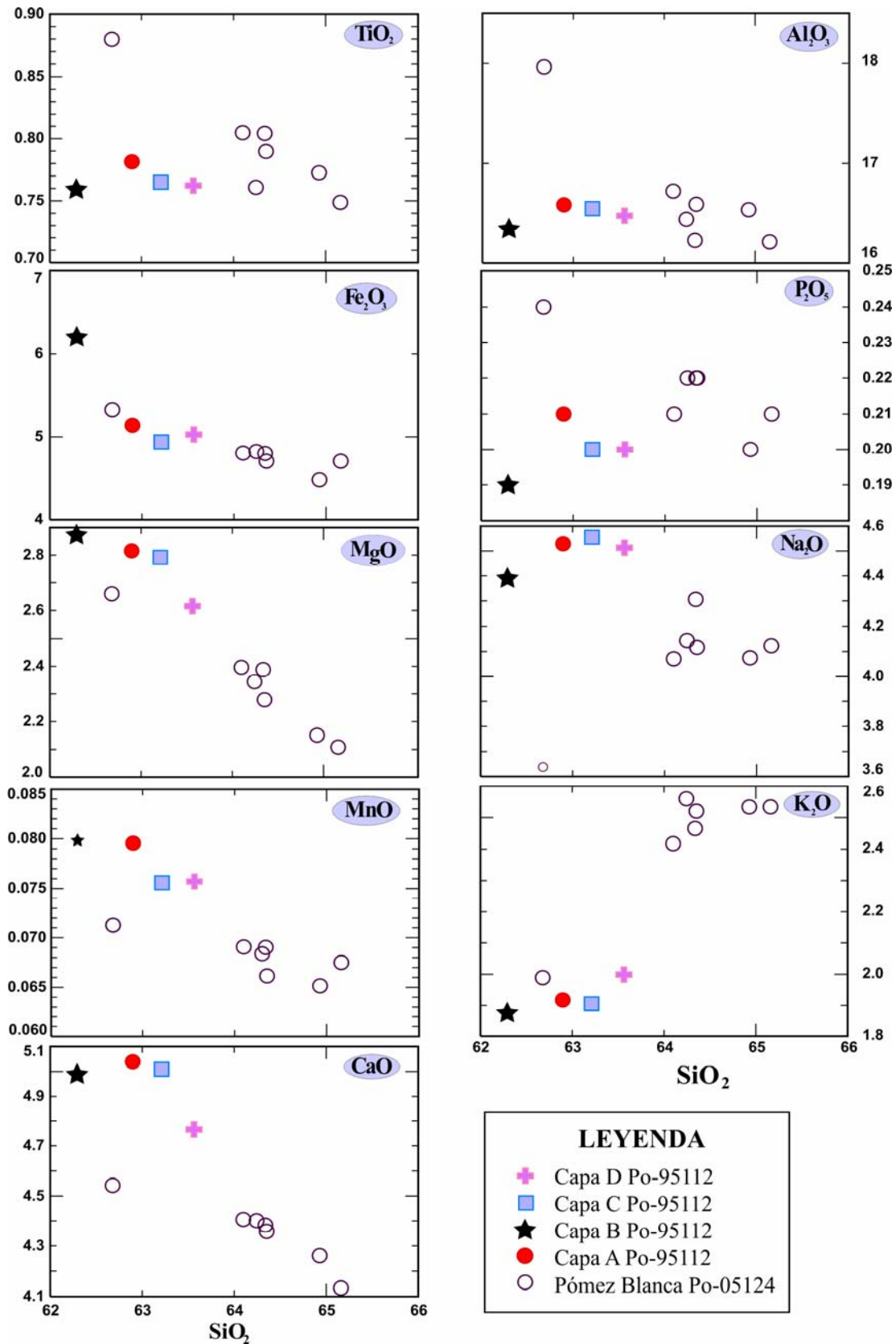


Figura 25: Diagramas de Harker de elementos traza vs. sílice de las muestra de la Pómez Ocre (este estudio) y Pómez Blanca (Claus Siebe, comunicación personal) del Volcán Popocatepetl.

### V.3.2. Variación de elementos de Tierras Raras (REE)

En el diagrama multi-elementos (tipo araña) normalizados con los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989), se observa enriquecimiento en elementos incompatibles tales como el Rb, Ba, U y K (Fig. 26A). Asimismo, se observan anomalías negativas de Th, Nb, La y Ce. Además, en el caso de los elementos compatibles como el Ti, Dy, Y, Yb y Lu, se manifiesta inmovilidad en la capa D, mientras que en el resto de las capas se observa un ligero decremento en Yb y Lu. Llama la atención la anomalía positiva de Pb que no es muy pronunciada y las anomalías positivas de Nd y Zr, mientras que el Eu tiene una incipiente anomalía negativa.

En los valores graficados en los diagramas de REE (Elementos de Tierras Raras, por sus siglas en inglés *Rare Earth Elements*) normalizados con los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) se observa un comportamiento de fuerte enriquecimiento de los *LREE* (de Tierras Raras ligeras por sus siglas en inglés, *Light Rare Earth Elements*), además de un menor enriquecimiento de los *HREE* (Tierras Raras pesadas por sus siglas en inglés, *Heavy Rare Earth Elements*). Esto sugiere que los LREE se quedan en la fase residual, de manera preferencial, lo cual es un comportamiento característico de magmas de zona de subducción. Se puede observar que la concentración de estos elementos en las capas B y D es más elevada que en las capas A y C (Fig. 26B). Por último, el

comportamiento del Eu no es claro y se puede deber al fraccionamiento tardío de la plagioclasa.

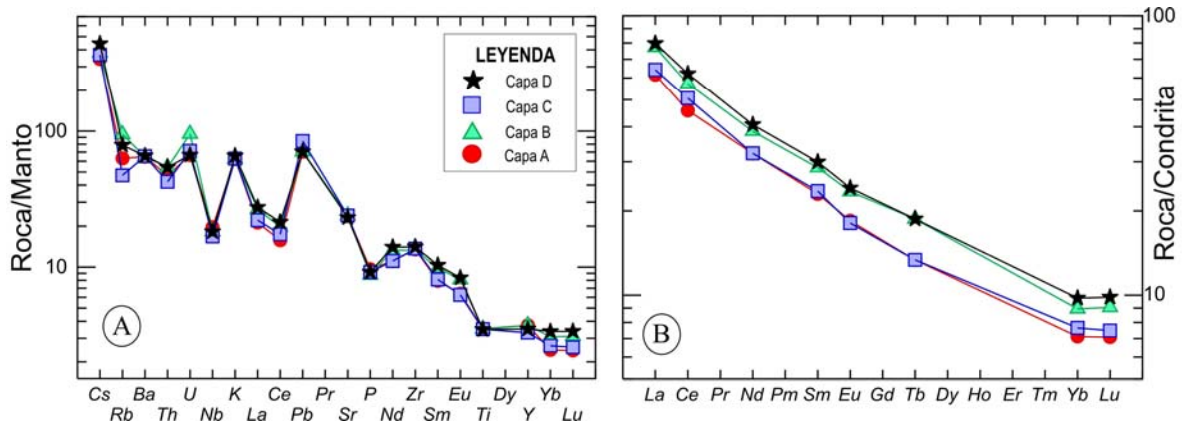


Figura 26: A) Diagrama de distribución multi-elementos normalizados a valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para cuatro capas de la PO del volcán Popocatepetl (Po-95112A, Po-95112B, Po-95112C, Po-95112D). B) Diagramas para elementos de Tierras Raras (*Rare Earth Elements, REE*) normalizados a valores de condrita (Sun y McDonough, 1989), para las mismas muestras de la PO.

### V.3.3. Composición isotópica (Sr, Nd y Pb)

Se hicieron 4 análisis isotópicos de la *Pómez Ocre* cuyos resultados se reportan en la Tabla 5. La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , fue medida en pómez representativas de cada sub-horizonte del sitio Po-95112 y se obtuvo un rango muy estrecho en la variación vertical (Fig. 24) con un ligero decremento hacia la cima.

La *Pómez Ocre*, tiene valores similares a otras rocas del volcán Popocatepetl que caen en el campo definido por Schaaf et al. (2001) y Siebe (2004b) de la figura 27c. El Popocatepetl presenta los valores más altos radiogénicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704115 - 0.704155$ ) con respecto a los volcanes

de la Sierra Chichinautzin, así como del Nevado de Toluca. Este comportamiento se puede interpretar como el resultado de contaminación por procesos de AFC (Assimilation and Fraccional Crystallization) que operan a lo largo de la vida de grandes cámaras magmáticas (e.g. Faure, 2001). Estos tres grupos caen en el campo definido por el arreglo del manto.

Tabla 5. Composición isotópica de Sr, Nd y Pb de muestras de la *Pómez Ocre*.

Muestra	Tipo de roca	% SiO <sub>2</sub>	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	± 1s <sub>abs</sub>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	± 1s <sub>abs</sub>	eNd	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	± 1s <sub>rel</sub>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	± 1s <sub>rel</sub>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	± 1s <sub>rel</sub>
PO95112A	andesita	62.90	0.704134	34	0.512850	17	4.14	18.6201	0.034	15.5615	0.045	38.3198	0.058
PO95112B	andesita	62.29	0.704155	40	0.512850	19	4.14	18.6373	0.035	15.5807	0.047	38.3839	0.059
PO95112C	andesita	63.21	0.704136	39	0.512849	17	4.12	18.6599	0.030	15.6116	0.041	38.4855	0.051
PO95112D	andesita	63.56	0.704115	36	0.512850	14	4.14	18.6317	0.029	15.5753	0.034	38.3671	0.043

Los valores (±1s<sub>abs</sub>) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dígitos. 2 (SEM)= 2σ abs/raíz n. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización de <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr = 0.1194 y <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219. Los valores utilizados en los estándares de LUGIS son los siguientes: La Jolla (Nd), <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511871 ± 23 (± 1s<sub>rel</sub>, n=182), NBS 987 (Sr), <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr= 0.710237± 23 (± 1s<sub>rel</sub>, n=360), NBS 981 (Pb): <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 16.9 ± 0.05%, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.49 ± 0.08%, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 36.72 ± 0.10%, (± 1s<sub>rel</sub>, n=89).

Se distinguen valores bajos de <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (18.6201-18.6599) coincidentes con las muestras del Popocatépetl obtenidas por Schaaf et al. (2005), mientras que la muestra “C” cae dentro del campo de sedimentos del océano pacífico (Fig. 27a). Con respecto a la relación de <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, los valores fluctúan dentro del campo de las muestras del Popocatépetl, pero repitiendo el mismo patrón que en el gráfico “a” de la figura 27, donde la

muestra de la capa "C" se ubica en las proximidades del campo definido para el Popocatépetl y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

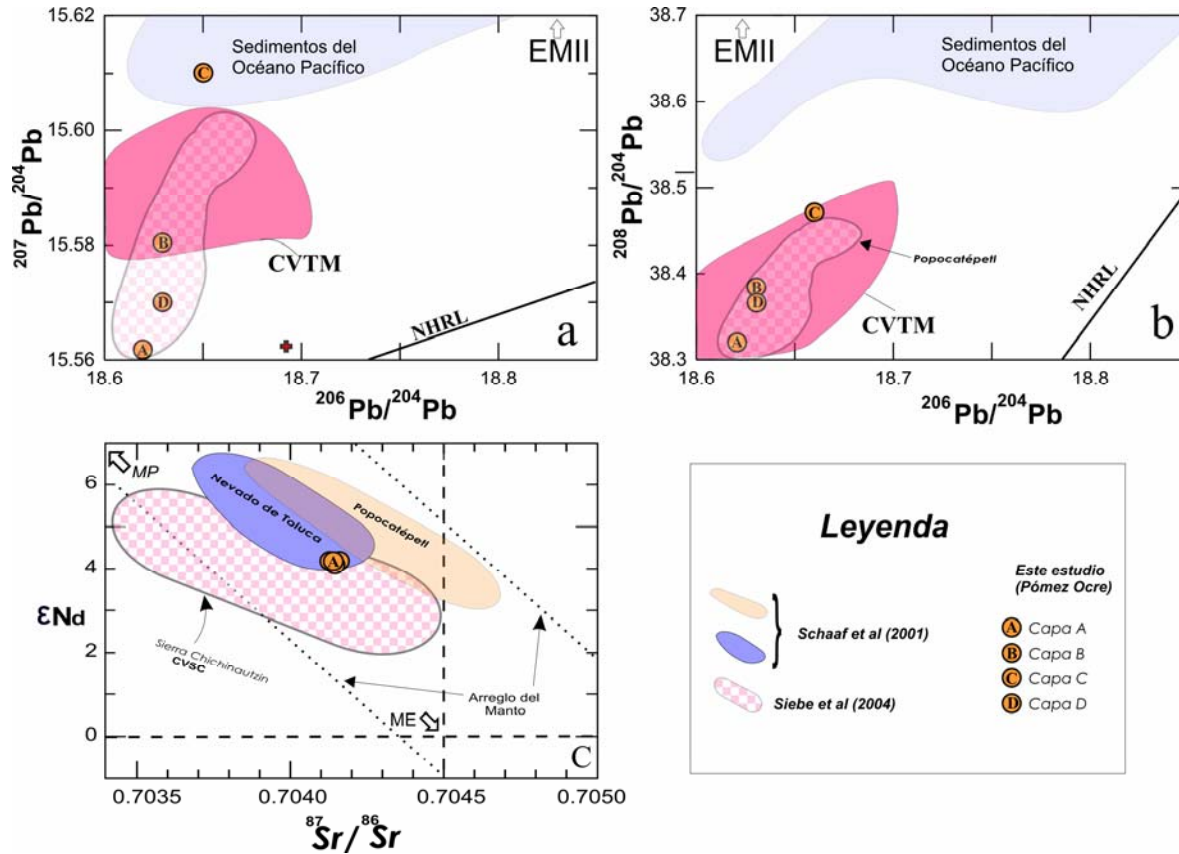


Figura 27: Diagramas de pares isotópicos a)  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , b)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de muestras de la Pómez Ocre del Volcán Popocatépetl y c) diagrama de Nd vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  modificado de Arana-Salinas (2004). Además de los datos de la PO para su composición se usaran datos que definen rocas del Popocatépetl y del Nevado de Toluca, tomados de Schaaf et al. (2001) y del Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), tomadas de Siebe et al. (2004b). Abreviaciones: NHRL = Línea de referencia del hemisferio norte (Hart, 1984); CVTM rocas calco-alcálicas (Luhr et al., 1989. Luhr 1997); sedimentos oceánicos del Pacífico de Church y Tatsumoto (1975) y Plank y Langmuir (1998); EMI = Manto enriquecido tipo II; ME = Manto enriquecido, MP = Manto empobrecido.

## *Capítulo VI*

### Dinámica eruptiva (parámetros físicos)

---

#### VI.1. Parámetros físicos del depósito

Para discernir sobre los procesos físicos de la erupción me he apoyado en modelos propuestos por diversos autores que estudiaron erupciones caracterizadas por tener conductos centrales y de forma circular. Estas características juegan un papel importante en la determinación de la altura de la columna eruptiva y parámetros como la velocidad inicial y final de los piroclastos, que permiten obtener información sobre la intensidad y magnitud de una erupción pliniana. Entre los trabajos utilizados que destacan se encuentran los realizados por Pyle (1989, 1995), Sparks (1986), Carey y Sparks, (1986), Fierstein y Nathenson (1992), Bursik (1993), Carey et al. (1995). En la aplicación de estos modelos es necesario tener conocimientos de la estratigrafía y sedimentología, así como de las características granulométricas y modales de los depósitos, para determinar los patrones de distribución.

Los depósitos de la PO fueron erosionados en la porción NE por lahares. Por lo tanto, actualmente se aprecian sólo relictos de los depósitos originales. Debido a esta razón, se hizo la reconstrucción de la distribución espacial del depósito utilizando las secciones que considero las más

completas. Para un total de 150 secciones estratigráficas se midieron los máximos espesores y máximos líticos de cada sitio. Con estos datos fueron contruidos los mapas de isopacas e isopletas (Figs. 28 y 29). Los datos confirman que el eje de dispersión para la PO tiene una tendencia inicial en dirección N 68° E coincidiendo con lo publicado por Siebe et al. (1996). Pero además, se corroboró que la pluma volcánica fue desviada posteriormente en dirección N 80° E como se puede deducir en base a la distribución de sus depósitos en campo.

## VI.2. Mapa de isopacas

Los mapas de isopacas son aquellos en los que las líneas unen puntos de igual espesor de estratos o unidades de roca. En el presente estudio la medición de áreas dentro de cada uno de los contornos de las isopacas se realizó usando un planímetro digital electrónico (PLACOM KP90N). El área medida para la isopaca de espesor de 6 cm con este instrumento es de ~300 km<sup>2</sup>.

Para realizar el cálculo del volumen de material emitido (tefra), se utilizaron los métodos propuestos por Pyle (1989, 1995) y por Fierstein y Nathenson (1992). Estos métodos resuelven el problema derivado de la dispersión entre isopacas y se aplican a casos donde se cuenta con algunos datos de áreas distales. Los métodos se fundamentan en la observación de que los espesores de los depósitos de caída decaen exponencialmente con la distancia del cráter de emisión. Otro método utilizado es el planteado por Carey et al. (1995), que incluye modificaciones del método propuesto por Pyle (1989). Los autores observaron que el volumen estimado por el procedimiento de Pyle (1989) representa sólo el 6% del volumen total, por lo que su método sugiere conveniente estimar el volumen en zonas distales.



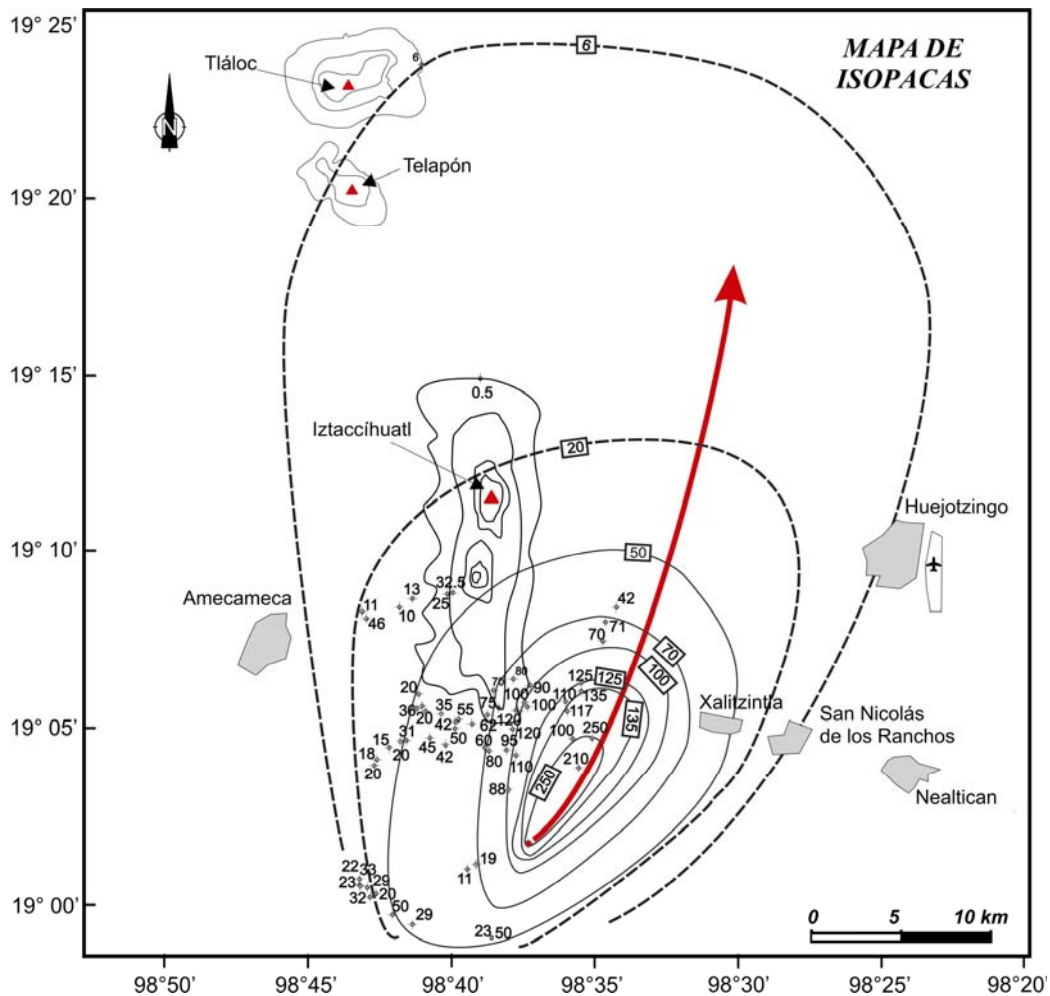


Figura 28: Mapa de isopacas de la PO. La flecha indica la dirección de dispersión de la caída pliniana (los números en el rectángulo son los espesores expresados en cm).

Además del volumen, el mapa de isopacas nos proporciona la dirección dominante del paleoviento al momento de la depositación de la PO, que en este caso fue hacia el NNE como lo indica la figura 28.

### VI.3. Mapa de isopletras

El mapa de isopletras (Fig. 29) también consta de isolíneas que conectan puntos con mismos valores de diámetros de clastos. En el estudio los datos vertidos en este mapa nos permiten calcular diferentes tipos de parámetros físicos (como se verá más adelante), de ahí la importancia de la elaboración de estos mapas en la reconstrucción de la historia eruptiva de un volcán. Por tal motivo se ha utilizado este tipo de mapas para graficar las isopletras del máximo lítico juvenil, del cual se obtiene el valor correspondiente al alcance de la pluma en dirección del viento (*maximum downwind range, MDR*) y el alcance perpendicular a la dirección del viento (*crosswind range, CWR*).

Haciendo una comparación entre los mapas de isopacas e isopletras (Figs. 28 y 29) la dirección sugerida en el mapa de isopacas del paleoviento es hacia el NNE, mientras que las isopletras muestran una ligera diferencia indicando dos direcciones con respecto a la isopaca. Sin embargo, es posible que la falta de datos hacia el NW nos esté proporcionando un patrón errado, mostrando una dispersión bifurcada hacia el NW y NE donde se observa un hueco de datos hacia la parte norte. Esto puede deberse a dos posibilidades: una es que la dirección del viento fue variable durante la depositación, mientras que la segunda suposición, la más probable, es que los depósitos estén incompletos o alterados debido a que el material fue retrabajado y movilizado fácilmente por haberse depositado en altos topográficos y laderas pronunciadas, que debido a la influencia

del viento y la acción de pequeños afluentes en la temporada de lluvia formaron lahares que arrastraron los depósitos.

A partir de este mismo mapa de isoplefas se obtuvo la isocurva del lítico mayor para calcular la tasa de descarga de la masa, también denominada “intensidad” de la erupción (se explica más adelante).

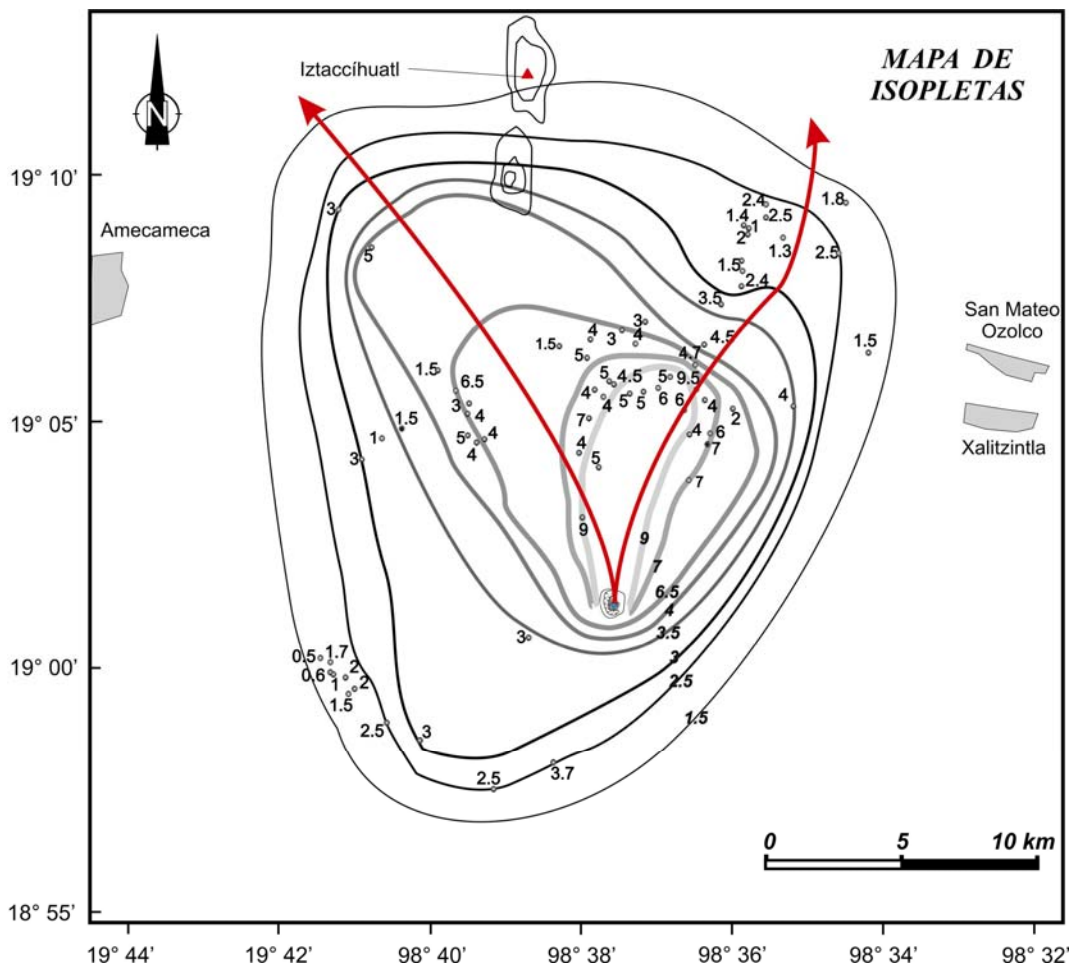


Figura 29: Mapa de isoplefas (máximo lítico juvenil) de la PO. Las flechas indican la dirección de dispersión de la caída pliniana y los números el diámetro mayor de líticos, observados en los afloramientos (unidades expresadas en cm).

#### VI.4. Área y volumen de los depósitos y altura de la columna eruptiva

Carey y Sparks (1986) proponen un modelo para la caída de clastos desde una columna eruptiva y la dispersión de los fragmentos que es influenciada por la altura de la columna y la intensidad del viento. Con este modelo se estimó una altura de la pluma eruptiva de 37 y 39.4 km, con velocidades de vientos entre ~10 y 15 m/s, utilizando la isopletras de líticos juveniles para un diámetro de 3 y 1.6 cm respectivamente. Las alturas obtenidas por este modelo corresponden a una erupción pliniana (Fig. 30).

Por otro lado y siguiendo lo sugerido por Carey et al. (1995), se calculó un volumen mínimo de 4.9 km<sup>3</sup> para los depósitos de caída y de 0.1 km<sup>3</sup> para los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas. Con un volumen total de material descargado (90% de pómez y 10% en su mayoría de líticos juveniles), se estimó un total de ~5 km<sup>3</sup> de tefra. Asumiendo un promedio de densidad para la tefra de composición andesítica de 900 kg/m<sup>3</sup> y una densidad teórica de magma (sin vesículas) de 2,600 kg/m<sup>3</sup>, se estimó un volumen de magma eruptado (RDE) de 1.92 km<sup>3</sup> (~2 km<sup>3</sup>).

La densidad global de la capa (*bulk density*) fue medida con un método empírico propuesto por Rodríguez et al. (2002), el cual propone el muestreo por medio de un contenedor de PVC de volumen conocido y después en laboratorio se mide su peso libre de humedad. Es así como se obtuvo una densidad global para la *Pómez Ocre* de 593.96 kg/m<sup>3</sup>, en el afloramiento Po-95112 (Tabla 6).

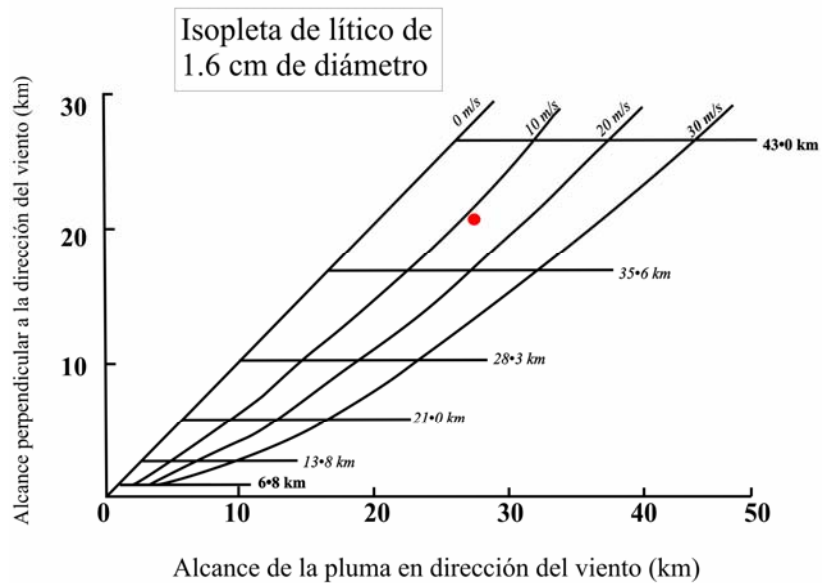
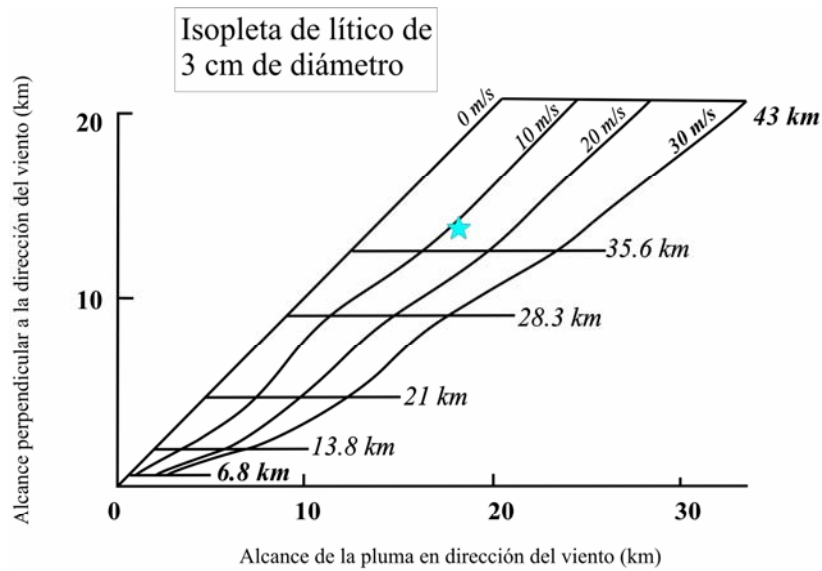


Figura 30: Gráfica de la altura de la columna ( $h$ ), donde la altura se estima usando el método de dispersión de piroclastos propuesto por Carey y Sparks (1986) y donde se relaciona la densidad de las partículas con el alcance perpendicular a la dirección del viento (*crosswind range*) vs. alcance de la pluma en dirección del viento (*maximum downwind range*). En este estudio se utilizaron las isopletas de clasto de lítico de 3.0 y 1.6 cm de diámetro, respectivamente. Las líneas diagonales representan las velocidades del viento.

El volumen de roca densa equivalente (VRDE) se graficó vs. la altura de la columna para comparar la erupción PO con otras erupciones plinianas de México, que ocurrieron durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, como las del volcán Chichón, incluyendo la ocurrida hace 550 años A.P. (Macías et al., 2003) y la sucedida en 1982 (Carey y Sigurdsson., 1986). En la Fig. 31 se puede apreciar que la PO se encuentra en la segunda posición de las erupciones con mayor magnitud.

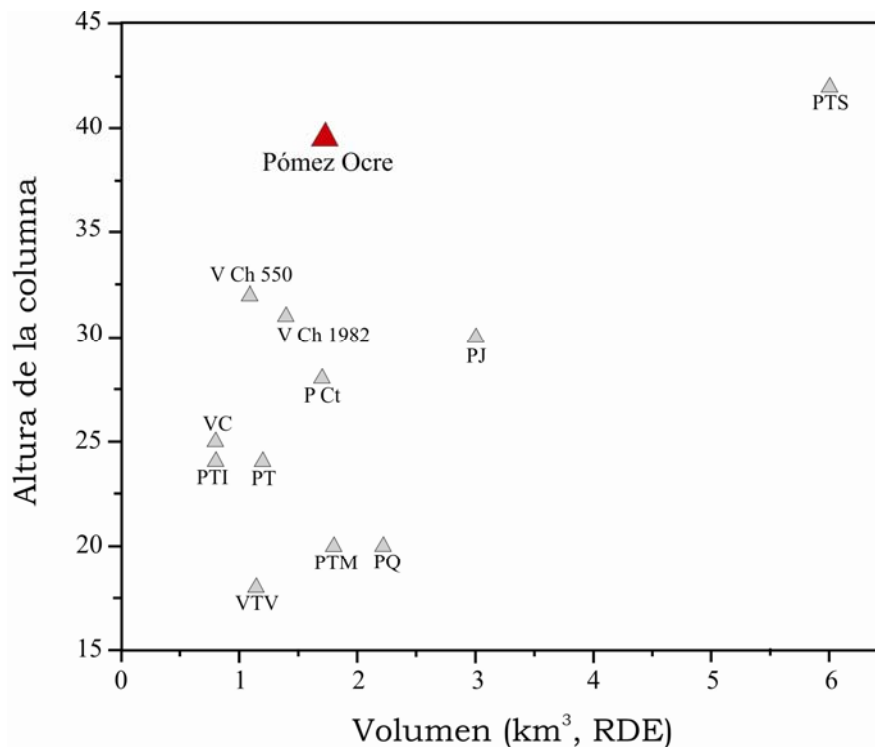


Figura 31: Comparación del volumen de roca densa equivalente VRDE (*DRE, dense rock equivalent*) vs. la altura de la columna de la erupción de la *Pómez Ocre* comparada con otras erupciones plinianas de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno. Volcán Chichón = VCh1982 (AD 1982) y VCh550 (550 años A.P) (Carey y Sigurdsson, 1986; Macías et al., 2003); Volcán de Colima = VC (d.C. 1913, Macías, comunicación personal); *Pómez Jala* = PJ (1060±55 años A.P, Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008); *Pómez Ocre* = PO (4965 años A.P., este trabajo); Volcán Tres Vírgenes = VTV (6500 años A.P., Capra et al., 1998); *Pómez Citlaltépetl* = PCt (8500–9000 años A.P., Rossotti y Carrasco-Nuñez, 2004); *Pómez Toluca Superior* = PTS (10,500 años a.C., Arce et al., 2003); *Pómez Tepic* = PT (14,770±480 años A.P., Luhr, 2000); *Pómez Toluca Intermedia* =PTM (12,100 años A.P., Cervantes de la Cruz, K.E., 2001; Arce et al., 2005); *Pómez Toluca Inferior* = PTI (21,700 años A.P., Capra et al., 2006); *Pómez Quetzalapa* = PQ (~ 23,000 años A.P., Rodríguez-Elizarrarás et al., 2002).

Se calculó la tasa de descarga del volumen de la PO (Fig. 32) utilizando el método de extrapolación gráfica propuesto por Sparks (1986), donde la masa expresada en *kg* es arrojada a través del cráter durante una unidad de tiempo (s). Por medio de este método (de extrapolación) asentamos los datos obtenidos en campo sobre la gráfica de la tasa de descarga de masa vs. tasa de descarga de volumen y de esta manera se obtuvieron los valores reportados (Fig. 33, Tabla 7). Las alturas de columna obtenidas para la PO de 37 y 39.4 km, se relacionan con el gasto mediante la siguiente fórmula  $H=2.6Q^{1/4}$  (Morton et al., 1956; L. Wilson et al., 1978), ecuación que integra la altura total de la columna ( $H_T$ ) y la temperatura de erupción del magma (1000 °C), dado que la mayoría de los accesorios son líticos de composición andesítica.

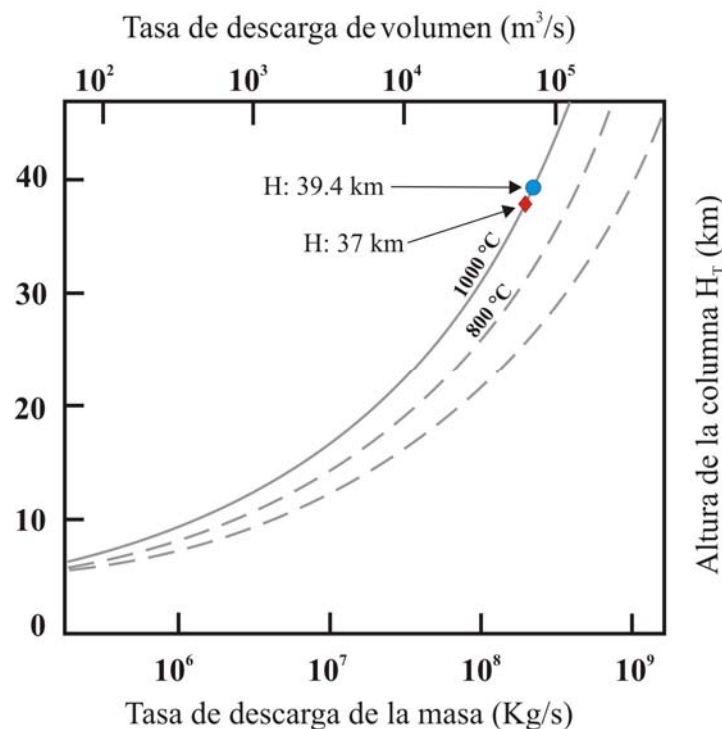


Figura 32: Diagrama que representa el modelo de la atmósfera en regiones tropicales y templadas desarrollado por Sparks (1986) para plumas volcánicas. Se muestra la altura total de la columna ( $H_T$ ) vs. la tasa de volumen y masa descargada, modificada para incluir los datos de la PO. Asumiendo un promedio de temperaturas de 1000 °C para el magma de la Pómez Ocre (andesítico) y una altura de columna de 37 y 39.4 km, fue calculada una tasa de velocidad de descarga de volumen de  $8 \times 10^4$  y  $8.5 \times 10^4$  ( $m^3/s$ ) y una tasa de descarga de masa de  $3 \times 10^8$  y  $3.5 \times 10^8$  ( $kg/s$ ), respectivamente.

Con este modelo se obtuvo una intensidad de la erupción (tasa de descarga de masa) para alturas de columna de 37 y 39.4 km de  $3 \times 10^8$  y  $3.5 \times 10^8$  kg/s y una tasa de descarga de volumen de  $8 \times 10^4$  y  $8.5 \times 10^4$  km<sup>3</sup>/s respectivamente (Tabla 7).

El tiempo estimado para esta eyección de material fue determinado utilizando el modelo de Wilson et al. (1976), con la fórmula  $T_e = m_T/m$ , donde  $m_T$  = masa total arrojada y  $m$  = tasa de descarga. De esta manera se calculó un tiempo mínimo de 5 hrs y un tiempo máximo 9.5 hrs, para una columna de 37 km y un tiempo mínimo de 4 hrs y un tiempo máximo de 8 hrs, para una columna de 39 km de duración de la fase pliniana. Debe hacerse énfasis en que estos valores son una aproximación burda y sólo representan valores para el intervalo de la fase pliniana (caídas de pómez) y no de las fases interplinianas.

La velocidad de los fragmentos al salir del cráter (*muzzle velocity*) es otro parámetro importante que caracteriza la explosividad de una erupción. Esta velocidad se puede calcular a partir de la medición del tamaño máximo de los líticos, utilizando la ecuación de Wilson et al. (1976) y Wilson et al. (1978):  $\rho_0 u_0^2 = 8g r_0 \sigma_0 / 3C$ .

Donde:

La densidad de las partículas más grandes es  $\sigma_0$  (2,600 kg/m<sup>3</sup> para líticos),

$g$  es la aceleración de la gravedad (9.81 m/s<sup>2</sup>),

$r_0$  es el promedio del radio en la zona de la ventilación del conducto,

$\rho_0$  es la densidad efectiva del gas volcánico en el conducto (0.325 kg/m<sup>3</sup> para una mezcla de polvo y gas),

$C$  es el coeficiente de arrastre (~1 m/s para velocidades plinianas).

Utilizando los valores anteriores, se obtuvo una velocidad inicial de 164.94 m/s.



Para obtener el tamaño del radio del cráter durante la erupción se utilizó la fórmula de flujo de masa ( $M$ ) propuesta Wilson et al. (1976; 1978). En esta fórmula ( $r^2 = M / \rho_0 u_0 \pi$ ),  $\rho_0$  es el promedio de la densidad de la mezcla de gas y polvo en la región de empuje ( $0.325 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $u$  es la velocidad de salida y  $r$  el radio del conducto. Con esta fórmula obtenemos un valor de 422 m (H= 37) y 455 m (H= 39), para el posible radio del cráter durante la erupción.

Los datos obtenidos en este trabajo (Tabla 6) son muy semejantes a los que fueron reportados anteriormente en el trabajo de Arana-Salinas et al. (2010). Sin embargo, en el trabajo de estos autores la altura de la columna eruptiva de la PO se estima en 40 km, también utilizando el diagrama de Carey et al. (1995), pero modificado y no propio para las partículas de 2.5 cm de diámetro. De cualquier forma, los resultados que se obtuvieron son muy similares en ambos casos.

El cálculo del volumen de tetras producido durante una erupción volcánica es importante para poder definir la magnitud. Para medir esta magnitud se utiliza el Índice de Explosividad Volcánica o IEV (en inglés, *Volcanic Explosivity Index*, VEI), propuesto por Newhall y Self (1982): Este índice tiene una escala de 0 a 8, un aumento de 1 indica una erupción 10 veces más potente. Este índice es el producto de la combinación de varios factores medibles, se considera el volumen total de los productos expulsados por el volcán (gases y tefra volcánica), la altura alcanzada por la nube eruptiva, duración de la erupción, inyección a la tropósfera y estratósfera de los productos expulsados que son factores que permiten conocer el vigor de la erupción. De acuerdo a los parámetros obtenidos en el presente estudio para el caso de la Pómez Ocre se le asigna un valor de VEI de 5, considerada dentro de las erupciones muy grandes.

Tabla 6. Parámetros físicos de la erupción pliniana *Pómez Ocre* del volcán Popocatepetl.

<b>Parámetro</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Formula</b>	<b>Resultado</b>	<b>Referencia</b>
Espesor máximo de capa	$T_{max}$	medición en el campo	2.5 m	Este trabajo
Volumen de material eyectado (caídas)	$V_{if}$	$V_p=2T_o/k^2 +$ $V_d= 2(Tb/kb^2) =V_{if}$	4.9 km <sup>3</sup>	Pyle (1989, 1992) Carey et al. (1995)
Volumen de material eyectado (flujos)	$V_f$	$V=A(km^2)*esp(km)$	0.1 km <sup>3</sup>	Este trabajo
Volumen de material eyectado (surges)	$V_s$	$V=A(km^2)*esp(km)$	0.0015 km <sup>3</sup>	Este trabajo
Volumen total	$V_t$	$V_t= V_{if} + V_f + V_s$	5 km <sup>3</sup>	Este trabajo
Densidad de magma andesítico	$D_m$	Valores para un magma andesítico	2600 kg/m <sup>3</sup>	Cas y Wright (1987)
Volumen de magma eruptado (densa roca equivalente)	$DRE$	$V=masa$ total/densidad de magma 2600 kg/m <sup>3</sup>	2 km <sup>3</sup>	Este trabajo
Magnitud (peso del depósito)	$M_t$	$M_t=V*D_t$	$2.96 \times 10^{12}$ kg	Sparks (1986)
Densidad total de la capa	$D_t$	medida en campo	593.96 kg/m <sup>3</sup>	Este trabajo
Altura de la columna	$H_T$	Por extrapolación	37 a 39 km	Carey et al. (1995).
Tasa de la masa eruptiva (intensidad, flujo de masa)	$M$	Por extrapolación	$(H_t=37)3 \times 10^8$ kg/s $(H_t=39)3.5 \times 10^8$ kg/s	Sparks (1986)
Tasa del volumen eruptado	$VDRE$	Por extrapolación	$(H_t=37)8 \times 10^4$ m <sup>3</sup> /s $(H_t=39)8.5 \times 10^4$ m <sup>3</sup> /s	Sparks (1986)
Tasa eruptiva (tiempo)	$Ed$	$tiempo= M_t/M$	$(H_t=37)5$ a $9.5$ hrs $(H_t=39)4$ a $8$ hrs	Wilson et al. (1976) Morton et al. (1956) Wilson et al. (1978)
Velocidad inicial	$u_0^2$	$(8g\tau_0\sigma_0)/3C\rho_0$	164.94 m/s	Wilson et al. (1976) Wilson et al. (1978)
Radio del conducto durante la fase pliniana	$b$	$\sqrt{b\mu\pi/M}$	428.28 m	Wilson y Walker (1987)

## *Capítulo VII*

### Discusión

---

#### VII.1. Significado de las variaciones composicionales durante la erupción

Algunos autores coinciden en que las erupciones volcánicas pueden ser desencadenadas por la inyección de magma máfico en un reservorio silíceo poco profundo. Este proceso es conocido como “recarga máfica” (Eichelberger, 1975; Anderson, 1976; Sparks et al., 1977; Robin, et al., 1991; Nakamura, 1995; Pallister et al., 1996; Feeley y Sharp, 1996). Los datos químicos y petrológicos sugieren que la recarga máfica es un proceso recurrente en el Popocatépetl (e.g. Nixon y Pearce, 1987; Boudal y Robin, 1988; Kolisnik, 1990; Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Schaaf et al., 2005). Aparentemente, este proceso también desencadenó la erupción explosiva que produjo la PO.

Las siguientes evidencias permiten inferir que la actividad explosiva del Volcán Popocatépetl se originó a partir de un proceso de mezcla de

magma, precedido por la inyección de magma máfico en una cámara de magma silícico: (1) La gran variación de la composición del vidrio en la *Pómez Ocre* (54 a 72% SiO<sub>2</sub>, Fig. 20). (2) La presencia de olivino forsterítico y vidrio máfico como inclusiones en plagioclasa. (3) La existencia de fenocristales con diversos tipos de texturas de desequilibrio como tamiz, celular y texturas de *bubble-wall* en los cristales. (4) Zoneamiento invertido y oscilatorio en fenocristales de plagioclasa. (5) Dos tipos de poblaciones claramente definidas en todas las fases minerales. (6) La presencia de pómez bandeada en el depósito de caída piroclástica. (7) La determinación de valores isotópicos de la PO más radiogénicos. (8) La existencia de bombas volcánicas de composición diferente.

Por otra parte, las variaciones químicas verticales de la PO incluyen: La capa B muestra el valor más alto de MgO (2.88 % en peso), así como el más alto contenido de Ni y Cr, que se correlacionan con la ocurrencia de las mayores cantidades de cristales de olivino. Paradójicamente, la capa B también tiene las concentraciones más elevadas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, así como el menor #Mg. El Sr radiogénico sugiere la presencia de material de la corteza y/o mezcla de magma más radiogénico, o además, la presencia de líticos accidentales, algunos de origen sedimentario como las calizas cretácicas del basamento local que fueron probablemente ingeridas por la cámara magmática (Goff et al., 2001). En contraste, el #Mg bajo parece ser el resultado de los altos valores en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>Total</sup>.

A pesar de que todas las subunidades de la PO muestran patrones similares de REE, las subunidades B y D son sistemáticamente más enriquecidas en los REE. Se pueden atribuir estas características a la aparición de fases minerales particulares, capaces de reunir los elementos de REE. Sin embargo, la hornblenda está ausente en los productos de la PO y por otro lado la apatita no es una candidata probable, ya que la subunidad B tiene los contenidos más bajos en el  $P_2O_5$ .

Así, de manera resumida se puede concluir que entre los procesos que ocurrieron en la cámara magmática, se incluye la cristalización fraccionada, la asimilación cortical y la mezcla de magmas entre los más evidentes e importantes.

## VII.2. Interacción agua-magma

Las partículas en los depósitos de oleadas piroclásticas presentan características que normalmente se forman por la interacción entre el magma y el agua. En particular, se observan fragmentos con vesículas curvi-planas, formas de bloque (*blocky shapes*), fracturas escalonadas (*stepped fractures*) y fracturas de deshidratación que sugieren que la deformación sufrida por el magma silicatado fue tan fuerte que la relajación de la tensión de líquido no fue posible debido al enfriamiento súbito (Büttner et al., 1999).

El rompimiento frágil es evidencia de *Molten Fuel-Coolant Interaction* (MFCI) (Wohletz, 1983; Zimanowski y Wohletz, 2000), proceso que desencadena explosiones de vapor. Tales fenómenos han sido estudiados por ingenieros científicos (Board y Hall, 1975; Corradini, 1981; Henry y Fauske, 1981; Theofanous, 1995). Otras evidencias que apuntan hacia la interacción de agua y magma son la presencia de partículas con corteza de pan y películas de vidrio en la superficie. Estas partículas generalmente tienen una morfología angulosa y baja vesicularidad. También ocurren bombas con textura de coliflor (Heiken, 2006). De acuerdo con Schmincke (2006), tales características son comunes en erupciones donde el agua está presente.

Otra textura muy común en partículas de oleadas piroclásticas es la *bubble-wall*, que consiste en una película de vidrio donde se observan burbujas truncadas en la superficie de cristales individuales como las plagioclasas y piroxenos. Esta textura fue reportada por primera vez por Heiken y Eichelberger (1980) en *Chaos Craggs*, en *Lassen Volcanic National Park*, en California y la definen como una vesiculación radial o una película delgada de vidrio. Esta película de vidrio se forma durante una vesiculación rápida y cuando la diferencia de temperatura entre el líquido magmático y el cristal es suficiente para concentrar el vapor cerca del contacto de los cristales. Las vesículas se forman cuando se produce la ebullición en la superficie mineral y esta situación generalmente se

conserva durante el ascenso del magma hacia la superficie (Tong, 1972; Heiken y Eichelberger, 1980).

Otra textura es la de los bordes astillados (*chipped edges*): consiste de fracturas cóncavas delgadas (en forma de disco, en forma de V o irregulares), que se concentran a lo largo de bordes angulares en la superficie de los piroclastos (Fig. 12). Esta característica está presente cuando los granos angulares son redondeados por procesos de abrasión durante su transporte. Grietas (*cracks*) se originan por procesos mecánicos (fragmentación y percusión) y por procesos químicos (alteración).

### VII.3. Fases eruptivas

Los últimos 14,000 años de historia eruptiva del Popocatepetl se caracterizan por la ocurrencia de varias erupciones plinianas (Siebe et al., 1996a). La SPO se formó hace ~4,950 años, como resultado de cuatro fases eruptivas diferentes: Pre-Pliniana, Pliniana 1, Pliniana 2, y Post-Pliniana (Fig. 33). La distinción de estas fases se basa en el reconocimiento de diferentes estilos de erupción conocidos como vulcaniano, freato-magmático y pliniano.

Las principales fases eruptivas del Popocatepetl fueron precedidas por una fase pre-pliniana caracterizada por pequeñas erupciones de tipo vulcaniano. Esta actividad produjo flujos piroclásticos por colapso de pequeñas columnas eruptivas. Por otro lado, los flujos de bloques y

cenizas fueron emplazados por el colapso de domos (Fig. 33). Estos depósitos sólo se encuentran en facies proximales. La presencia de un suelo delgado e incipiente (15-20 cm) entre los depósitos vulcanianos y la siguiente fase pliniana indica un periodo de quietud en la actividad del Popocatepetl, previo a la erupción cataclísmica.

La erupción que dio origen a la SPO inicia con precursores que consisten en explosiones freato-magmáticas (Pliniana 1), desencadenadas por la interacción de agua y magma y que produjeron al menos 7 depósitos de oleada piroclástica cuyos depósitos se distribuyen a distancias de 5 y 7 km desde el cráter en forma semiradial pero predominantemente en dirección NNW.

Los depósitos tienen espesores que varían de mm a cm y presentan laminación cruzada similar a la descrita por Allen (1984) y Carey et al. (1990). Esta fase estuvo caracterizada por altos niveles de fragmentación que produjo partículas con una pobre vesiculación y de tamaños de cenizas finas. Estos fragmentos representan un material juvenil denso que obstruyó el conducto magmático antes de la explosión. Estos rasgos son típicos de episodios freatomagmáticos según lo han descrito Walker y Croasdale (1971). En este caso, las partículas se presentan en formas de bloque (*blocky shape*), con superficies curvi-planares (*curvilinear surfaces*) y adherencias de polvo (*adhering dust*), así como algunas grietas de hidratación que fueron formadas por abrasión durante el transporte (Heiken y Wohletz, 1992).



La siguiente fase (Pliniana 2) inició inmediatamente después de la actividad de la fase Pliniana 1. Esta conclusión se soporta en la ausencia de suelo o depósitos retrabajados entre los depósitos de oleadas piroclásticas y los depósitos de caída (Fig. 33). La vigorosa fase Pliniana 2 produjo una columna eruptiva sostenida que alcanzó más de 40 km de altura.

El volumen total de material eruptado durante esta fase se calculó en 2 km<sup>3</sup> de RDE, que fue emitido durante un tiempo estimado de 4 a 9 horas cuando los vientos predominantes soplaban en dirección NNE. Sin embargo, dentro de la secuencia Pliniana 2 es posible distinguir capas delgadas que subdividen el depósito de caída de pómez en cuatro unidades (A, B, C y D).

Esto sugiere que la altura de la columna, la dirección del viento, y/o la tasa de descarga del magma cambiaron durante la erupción, posiblemente debido a la disminución del suministro en la tasa de descarga desde la cámara magmática y que fue inducido por la mengua del contenido de volátiles (Bursik, 1993). La última posibilidad es la más probable, aunque el depósito de la PO presenta características poco comunes tales como (1) bombas con textura de corteza de pan y en forma de coliflor, texturas que son típicas de procesos donde ocurre ebullición por la interacción de agua y magma, (2) amplios rangos de vesicularidad (69.4 a 84.3 % vol.) y (3) líticos accidentales con costras externas de oxidación. De acuerdo con Macedonio et al. (1994), tales características

pueden estar ligadas a la abrasión de las paredes del reservorio magmático y/o de los conductos debido a cambios en la presión de la columna y el consecuente posterior colapso.

La última fase de la erupción (post-pliniana) se caracterizó por la disminución de la altura de la columna y su colapso causada probablemente por la caída de la presión dentro de la cámara magmática. Durante los siguientes años, la actividad volcánica fue lo suficientemente fuerte como para producir pequeños flujos de ceniza (post-pliniana). Esta fase se caracterizó por explosiones vulcanianas con colapsos de las columnas eruptivas que dieron origen a pequeños flujos piroclásticos depositados alrededor del cráter.

Esta secuencia fue seguida por un episodio de tipo Peleano que consistió en la extrusión de magma hacia la superficie del cráter que formó un domo en su interior. Posteriormente este domo colapsó produciendo depósitos de flujo de bloques y cenizas (Fig. 33). Generalmente estos depósitos son monolitológicos y más voluminosos que los de tipo vulcaniano que viajaron a distancias mayores de 12 km desde el cráter y se emplazaron en dirección preferencial hacia el NE. La mayoría de todos estos depósitos piroclásticos cubrieron el drenaje existente, especialmente en el sector NNE del Volcán Popocatepetl y en la vertiente oriental del Iztaccíhuatl. Por esta razón, especialmente durante la temporada de lluvias, la secuencia piroclástica fue erosionada por lahares que drenaban

hacia el Valle de Puebla donde inundaron vastas zonas (Siebe et al., 1996a; Siebe y Macías, 2006).

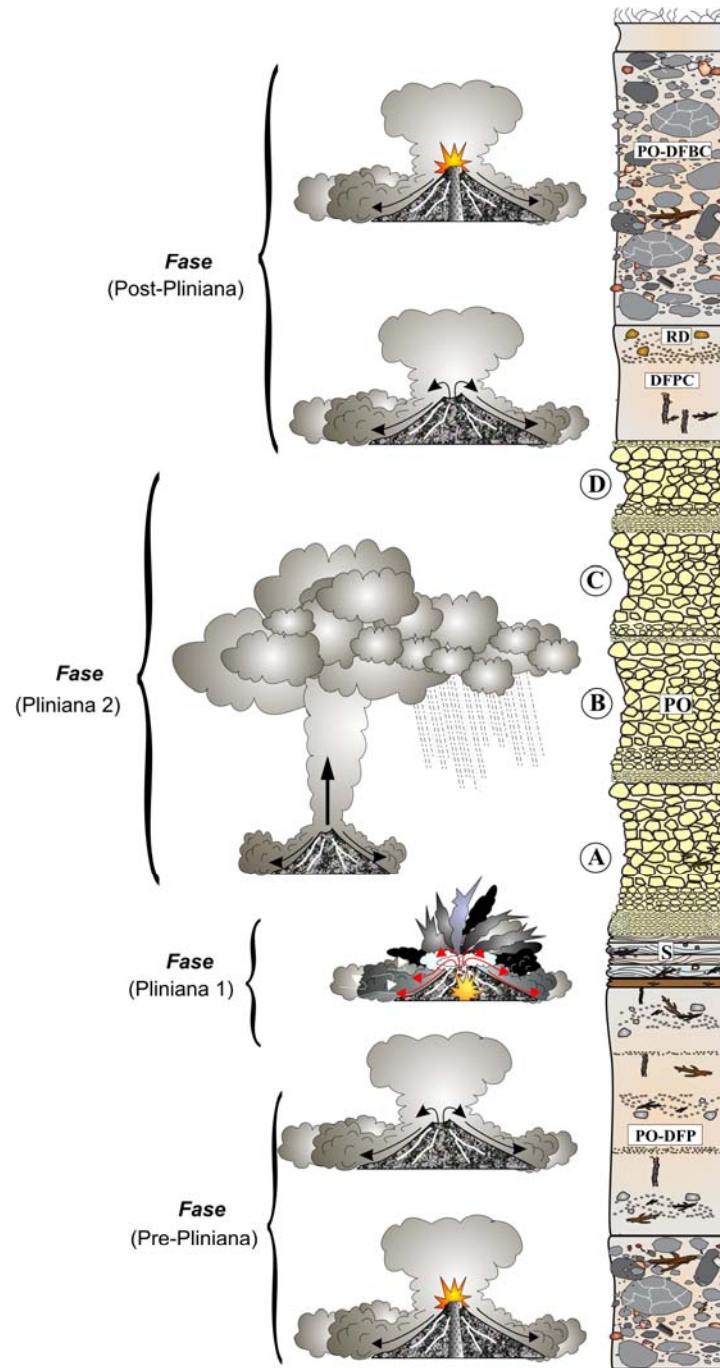


Figura 33: Esquema que muestra los principales tipos de actividad durante las fases pre-SPO, explosiva freato-magmática, fase principal pliniana, y post-SPO. La cronología de las fases se discute en el texto.

## *Capítulo VIII*

### Conclusiones

---

La Secuencia Pómez Ocre (SPO) es producto de una erupción pliniana que ocurrió hace ca.  $\sim 4,950 \pm 65$  años  $^{14}\text{C}$  AP en el volcán Popocatepetl y produjo una compleja secuencia de flujos piroclásticos y depósitos de caída. La altura de la columna durante la fase paroxismal se estimó entre 37 y 41 km, donde inyectó gran cantidad de partículas a la estratósfera que fueron dispersadas por el viento en dirección NNE.

Los depósitos de caída cubren un área de  $300 \text{ km}^2$  con  $>6$  cm de espesor de ceniza y pómez sobre los volcanes de La Sierra Nevada. El volumen de magma eruptado se estimó en  $\sim 2$  (RDE), con una tasa de masa descargada de  $3.03 \times 10^8 \text{ kg/s}$  y una tasa de volumen descargado de  $9.42 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Por otro lado, los flujos piroclásticos producidos por el colapso de la columna eruptiva se distribuyeron alrededor del cráter en los flancos del volcán. Las partículas piroclásticas de los depósitos de la PO sufrieron al menos dos tipos de fragmentación: expansión del gas juvenil y freato-magmátismo. El proceso de exsolución debido a la expansión de gas juvenil en la cámara magmática y durante el ascenso fue el factor desencadenante de la erupción de la PO.

Además, la interacción agua-magma, precedió a la fase principal pliniana y produjo depósitos de oleada piroclástica. Estos estilos diferentes de fragmentación son fácilmente reconocibles por su diferente posición estratigráfica y también mediante observaciones de los clastos bajo el microscopio electrónico de barrido (*SEM*).

La presencia de fenocristales de plagioclasa y piroxeno con zoneamiento composicional invertido y oscilatorio y la notoriedad de dos poblaciones de fenocristales Tipo I y Tipo II en plagioclasas y piroxenos con texturas que indican disequilibrio en el sistema como las texturas de tamiz cercana a los bordes y en los centros del cristal, así como también relictos de olivino en la andesita PO, sugieren la ocurrencia de procesos de mezcla en el reservorio antes de la erupción del magma.

Por otro lado, la ocurrencia de líticos accidentales y la variación de composiciones isotópicas de Sr y Nd en las diferentes capas que conforman la PO apunta hacia la asimilación de rocas del basamento.

A la erupción SPO se le puede asignar un *volcanic explosivity index* (VEI) de 5 (Newhall y Self, 1982). Por lo consiguiente se trata de una de las erupciones más violentas ocurridas en México durante el Holoceno. La recurrencia de este tipo de erupción tendría efectos catastróficos, ya que cerca de 15 millones de personas que actualmente viven en los alrededores (incluyendo las ciudades de México, Puebla, Atlixco, Cuautla, etc.) sufrirían daños severos sobre todo en la infraestructura de estas ciudades.

## *Agradecimientos*

*A mi alma máter, la Universidad Nacional Autónoma de México y al Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica.*

*A mi asesor de proyecto de tesis, Dr. Claus Siebe.*

*A los técnicos e investigadores responsables de los siguientes laboratorios: Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, Laboratorio de Sedimentología y Laboratorio Universitario de Petrología.*

*Al personal de servicio al alumnado del Posgrado en Ciencias de la Tierra, del departamento de Cómputo y al de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra.*

*A los miembros de mi comité asesor, Doctores Peter Schaaf y Lorenzo Vázquez por la supervisión durante la duración del proyecto.*

*Al jurado examinador, los Doctores Gerardo Aguirre, Claus Siebe, Lorenzo Vázquez, Ignacio Torres y Gabriel Valdés.*

*A mi familia.*

*A todos mis amigos y amigas.*

*La autora agradece en especial a la UNAM y al CONACYT por los apoyos y la beca otorgados durante la realización del doctorado. Los proyectos DGAPA-UNAM-IN1010063 y CONACYT-50677-F, otorgados al Dr. Claus Siebe, director de la tesis financiaron los gastos de laboratorio y trabajo de campo del proyecto de tesis.*

## Referencias

- Aguilera, J. G., Buelna, R., Ordóñez, E., 1896. Bosquejo geológico de México. México, D.F., Oficina Tipográfica de la Secretaría de Fomento: Instituto Geológico de México, Boletines Número 4, 5 y 6.
- Aguilera, J. G., Ordóñez, E., 1895. Expedición científica al Popocatepetl. México, Oficina de la Secretaría de Fomento: Comisión Geológica Mexicana, 48 pp.
- Allen, J. R. L., 1984. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30. Amsterdam and New York, Elsevier, 663 pp.
- Anderson, A. T., 1976. Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1, 3–33.
- Arana-Salinas, L., 2004. Geología de los volcanes monogenéticos Tláloc, Teuhtli, Tlacotenco, Cuauhtzin y Ocusacayo en la Sierra Chichinautzin al sur de la Ciudad de México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría, 116 pp.
- Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J. L., 2010. Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 212-231.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 Ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, México: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 230-248.
- Arce, J. L., Cervantes, K. E., Macías, J. L., Mora, J. C., 2005. The 12.1 Ka middle Toluca pumice: a dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 125-143.
- Athanasopoulos, P., 1997. The origin and ascent history of the 1996 dacitic dome, Volcán Popocatepetl, Mexico. B. Sc. Thesis, University of Manitoba, Winnipeg, Canadá, 105 pp.
- Atl, 1939. Volcanes de México, La Actividad del Popocatepetl vol. I, Editorial Polis, México, 67 pp.



Atlas, Z. D., Dixon, J. E., Sen, G., Finny, M., Martin-Del Pozzo, A. L., 2006. Melt inclusions from Volcán Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico; melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153, 221–240.

Belkin, H. E., McGee, J. J., Tilling, R. I., 1984. Plagioclase zonation as an indicator of the magmatic history of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 16, 442.

Best, M. G., Christiansen, E. H., 1997. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 109, (1), 63-73.

Board, S. J., Hall, R. W., 1975. Detonation of fuel-coolant explosions. *Nature*, 245, 319-321.

Boudal, C., 1985. Petrologie d'un grand volcan andésitique mexicain: le Popo—le rôle de mélanges de magmas dans les dynamismes de l'activité. D. Sc. thesis, Université de Clermont-Ferrand II, Centre de Recherches Volcanologiques, 140 pp.

Boudal, C., Robin, C., 1988. Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatepetl. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 955–971.

Boudal, C., Robin, C., 1989, Volcan Popocatepetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions, en Latter, J.H. (ed.), *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology*: Berlin, Springer Verlag, 1, 110-128.

Bowen, N. L., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, 332 p.

Brinkley, S. R. J., Kirkwood, J. G., Lapson, C. W., Revelle, R., Smith, A. L., 1950. Shock from underwater and underground blast. In: L. A. N. Laboratory (Editor), *The effects of atomic weapons*. U. S. Printing Office, Los Alamos, New Mexico, 83-113.

Bursik, M., 1993. Subplinian eruption mechanisms inferred from volatile and clast dispersal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57(1-2), 57-70.

Büttner, R., Dellino, P., Zimanowski, B., 1999. Identifying modes of magma/water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, 401, 688-690.

- Camacho, H., 1925. Resultados de la visita al cráter del Popocatepetl el 9 de marzo de 1922. *Anales del Instituto Geológico de México* 2, 64–66.
- Campos-Enríquez, J. O., Sánchez-Zamora, O., 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 479-489.
- Cantagrel, J. M., Gourgaud, A., Robin, C., 1984. Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 47-4 (1), 735–748.
- Capra, L., Macías, J. L., Espíndola, J. M., Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(3-4), 239-266.
- Capra, L., Poblete M. A., Alvarado, R., 2003. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351–369.
- Capra, L., Carreras, L., Arce, J. L., Macías, J. L., 2006. The Lower Toluca Pumice: a ~21,700 yr. B.P, Plinian eruption at Nevado de Toluca volcano, México. *Geological Society of America, Special Paper*, 402, 155-173.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 1986. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. *Bulletin of Volcanology*, 48, 127-141.
- Carey, S. N., Sparks, R. S. J., 1986. Quantitative models of fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48, 109-125.
- Carey, S., Sigurdsson, H., 1987. Temporal variation in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesubio. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 303-314.
- Carey, S. N., Sigurdsson, H., Gardner, C.A., Criswell, W., 1990. Variations in column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 99-112.
- Carey, S. N., Gardner, J. E., Sigurdsson, H., 1995. The intensity and magnitude of Holocene Plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 185-202.

Carrasco-Núñez, G., 1985. Estudio geológico del Volcán Popocatepetl: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 138 pp.

Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1987. Volcanic Successions (Modern and Ancient), Second Impression, Allen and Unwyn, London, 528 pp.

Cervantes de la Cruz, K. E., 2001. La Pómez Blanca Intermedia: depósito producido por una erupción Pliniana-Subpliniana del Volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, México, D.F, 86 pp.

Church, S., Tatsumoto, M., 1975. Lead isotopic relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda ridge area, NE Pacific Ocean. Contributions to Mineralogy and Petrology, 53, 253-279.

Corradini, M. L., 1981. Analysis and modelling of steam explosion experiments. Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM, NUREG/CR2072, SAND 80-2131.

De la Cruz, S., Quezada, J. L., Peña, C., Zepeda O., Sánchez, T., 1995. Historia de la actividad del Popocatepetl (1354–1995), Volcán Popocatepetl: Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995, CENAPRED, México, D.F., 3–22.

Delgado, H., Nieto-Obregón, J., Silva-Romo, G., Mendoza- Rosales, C., Arellano-Gil, J., Lermo-Samaniego, J. F., Rodríguez-González, M., 1995. La Pera detachment fault system: Active faulting south of Mexico City (II): Geological evidence. GEOS, Boletín Informativo Unión Geofísica Mexicana, II 15, 64.

Demant, A., 1978. El Eje Neovolcánico Transmexicano; sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México. Revista del Instituto de Geología, 2, 172-187.

Eichelberger, J. C., 1975. Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes. Geological Society of America Bulletin, 86(10), 1381-1391.

Eichelberger, J. C., 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs: Nature, 288, 446-450.

Espinasa-Pereña, R., Martín-del Pozzo, A. L., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. En: Siebe, C., Macías, J. L., Aguirre-Díaz, G. (eds.), Neogene-Quaternary continental margin volcanism:

a perspective from México: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 402, 115-137.

Faure, G., 2001. Origin of igneous rocks: The isotopic evidence. Springer, 496 pp.

Feeley, T. C., Sharp, Z. D., 1996. Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers. *Geology*, 24(11), 1021-1024.

Felix, J., Lenk, H., 1890. Beitrage zur Geologie und Palaeontologie Mexiko's. Leipzig: A. Felix; Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagshandlung, 142 pp.

Fierstein, J., Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, 54, 156-167.

Fisher, R. V., Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 465 pp.

Fix, J. E., 1975. The crust and upper mantle of central Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 453-499.

Friedländer, I., 1921. La erupción del Popocatepetl, *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 40, 219-227.

Fries, C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM*, 60, 236 pp.

Fries, C., 1962. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. 20th Int. Geol. Congr., Mexico, 1956, Fieldtrip guide No. C-9. UNAM, México, 17-53.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Garduño, V. H., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central México. *Tectonophysics*, 318, 281-302.

García-Tovar, G. P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. UNAM, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 118 pp.

Gardner, J. E., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 62, 20-33.

Gardner, C. A., Cashman, K. V., Neal, C. A., 1998. Tephra-fall deposits from the 1992 eruption of Crater Peak, Alaska: implications of clast textures for eruptive processes. *Bulletin of Volcanology*, 59 (6), 537-555. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 1995. Rock color chart with genuine Munsell color chips.

Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390 pp.

Global Volcanism Network Bulletin, 1994. Popocatépetl (México): Small eruption on 21 December ends decades-long slumber: Washington, D.C., Smithsonian Institution, v. 19-11, p. 2-4.

Goff, F., Love, S. P., Warren, R., Counce, D., Obenholzner, J., Siebe, C., Schmidt, S. C., 2001. Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO<sub>2</sub> emissions at Popocatépetl volcano, Mexico. *Chemical Geology*, 177, 133-156.

Grupo de Sismología UNAM-CENAPRED, 1995. Milpa Alta earthquake of January 21, 1995. *Geofísica Internacional*, 34, 355-362.

Hart, S. R., 1984. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309, 753-757.

Heiken, G., 2006. *Tuffs: their properties, use, hydrology, and resources*, Heiken, G. (Editor). Geological Society of America Special Publication, 408, 127 pp.

Heiken, G., Eichelberger, J. C., 1980. Eruptions at Chaos Crags, Lassen Volcanic National Park, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 443-481.

Heiken, G., Wohletz, K., 1992. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, California, 246 pp.

Heine, K., 1978. Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsin-zeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28, 139-147.

Heine, K., Heide-Weise, M., 1973. Jungquartaere Foerderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung fuer die Glazialgeologie, Palaeoklimatologie und Archäologie (Upper Quaternary sequences of the Malinche volcano and from Popocatepetl, Sierra Nevada, Mexico, and its importance in glacial geology, paleoclimatology, and archaeology). *Muenstersche Forschungen zur Geologie und Paleontologie*, 31-32, 303-322.

Henry, R. E., Fauske, H. K., 1981. Required initial conditions for energetic steam explosions, in Fuel-Coolant Interactions. Rep. HTD-V19, American Society of Mechanical Engineering, New York, 42 pp.

Hoblitt, R. P., Harmon, R. S., 1993. Bimodal density distribution of cryptodome dacite from the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Bulletin of Volcanology*, 55 (6), 421-437.

Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., 1989. A vesicularity index for the pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 451-462.

Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Fierstein, J., Hildreth, W., 2004. Complex proximal deposition during the Plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 66, 95-133.

Inman, D. L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 125-145.

Jurado-Chichay, Z., Walker, G. P. L., 2001. The intensity and magnitude of the Mangaone Subgroup Plinian eruptions from Okataina Volcanic Centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 219-237.

Klug, C., Cashman, K. V., 1994. Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma. *Geology*, 22, 468-472.

Klug, C., Cashman, K. V., Bacon, C. R., 2002. Structure and physical characteristics of pumice from the climactic eruption of Mount Mazama (Crater Lake), Oregon. *Bulletin of Volcanology*, 64, 486-501.

Kolisnik, A. M. E., 1990. Phenocryst zoning and heterogeneity in andesites and dacites of Volcán Popocatepetl, Mexico. M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 245 p.

Lambert, P. W., Valastro, S., 1976. Stratigraphy and age of Upper Quaternary tephra on the northwest side of Popocatepetl Volcano, Mexico. Fourth Biennial Meeting of the American Quaternary Association, Tempe, Arizona, Abstract, 143.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., Hinderer, M., 2010. Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of

the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72, 817–832.

Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., Walker, G. P. L., 1973. Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. *Geological Society of American Bulletin*, 84, 759-772.

Luhr, J. F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist*, 35, 473-500.

Luhr, J. F., 2000. The geology and petrology of Volcan San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 95, 109-156.

Luhr, J. F. and Carmichael, I. S. E., 1985. Jorullo Volcano, Michoacán, Mexico (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 142–161.

Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., Nelson, S., Asean, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt: *Journal of Geophysical Research*, 94(4), 4515-4530.

Macedonio, G., Dobran, F., Neri, A., 1994. Erosion processes in volcanic conduits and an application to the AD 79 eruption of Vesuvius. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 137–152.

Macías J. L., Carrasco, G., Delgado, H., Martin Del Pozzo, A. L., Siebe, C., Hoblitt, R., Sheridan, M. F., Tilling, R. I., 1995. Mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl, *Publicación Especial del Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.*

Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Espíndola, J. M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003. A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir. *Journal of Geophysical Research*, 108, No. B12, 2569.

Macías, J. L., Siebe, C., 2005. Popocatepetl's crater filled to the brim: significance for hazard evaluation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 321-330.

McGee, J. J., Tilling, R. I., Duffield, W. A., 1987. Petrologic characteristics of the 1982 and pre-1982 eruptive products of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Geofísica Internacional*, 26, 85-10.

Miehlich, G., 1984. Chronosequenzen und anthropogene Veränderungen andesitischer Vulkanascheböden eines randtropischen Gebirges (Sierra Nevada, México), Hamburg, Germany, Universität Hamburg, Tesis doctoral, 417 p.

Moore, J. G., Nakamura, K., Alcaraz, A., 1966. The eruption of Taal volcano. *Science*, 151, 955-960.

Mooser, F., 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia, México*. 30: 12-15.

Mooser, F., Meyer-Abich, H., McBirney, A. R., 1958. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfara fields. Part VI Central America: Napoli, International Volcanology Association, p.1-36.

Morton, B., Taylor, G. I., Turner, J. S., 1956. Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proceedings of the Royal Society of London*, A234, 1-23.

Myers, N. R., Gardner, J. E., Siebe, C., 2011. (en revisión). Vesiculation and fragmentation of dacite magma during the White Pumice Plinian eruption of Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Nakamura, M., 1995. Continuous mixing of crystal mush and replenished magma in the ongoing Unzen eruption. *Geology*, 23(9), 807-810.

Newhall, C. G., Self, S., 1982. The Volcanic Explosivity Index (VEI). An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2), 1231-1238.

Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 514-523.

Nixon, G. T., 1988a. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico, 1. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, 29, 213-264.

Nixon, G. T., 1988b. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, 2. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx. *Journal of Petrology*, 29, 265-303.



Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. Geological Society of America Special Paper, 219, 45 p.

Nixon, G. T., Pearce, T. H., 1987. Laser interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72, 1141-1162.

Ochoterena, H., 1978. Origen y edad del Tepozteco. *Boletín del Instituto de Geografía. UNAM, México*, 8, 41-54.

Ordóñez, E., 1894. Nota acerca de los ventisqueros del Iztaccíhuatl: *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 8, 31-42.

Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Newhall, C. G., Knight, R. J., Siems, D. F., 1996. Magma mixing at Pinatubo volcano: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In: C.G. Newhall, Punongbayan, R.S. (Editors), *Fire and Mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. PHIVOLCS, University of Washington Press., Quezon City, Seattle, 687-731.

Panfil, M. S., Gardner, T. W., Hirth, K. G., 1999. Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 204-218.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México; seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.

Pescatore, T., Sparks, R. S. J., Brazier, S., 1987. Reverse grading in the Avellino plinian deposit of Vesuvius. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 106, 667-672.

Plank, T., Langmuir, C., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.

Plunket, P., Uruñuela, G., 2005. Recent research in Puebla prehistory: *Journal of Archaeological Research*, 13, 89-127.

Polacci, M., Papale, P., Rosi, M., 2001. Textural heterogeneities in pumices from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 June 1991, and implications for magma ascent dynamics. *Bulletin of Volcanology*, 63, 83-97.

Pyle, D. M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 1-15.

Pyle, D. M., 1995. Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 379-382.

Robin, C., 1984. Le Volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin Volcanologique*, 47(1): 1-23.

Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 115-130.

Robin, C., Camus, G., Gourgaud, A., 1991. Eruptive and magmatic cycles at Fuego de Colima volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45(3-4), 209-225.

Rodríguez-Elizarráras, S. R., Siebe, C., Komorowski, J. C., Abrams, M., 2002. The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 177-212.

Rolandi, G., Barrilla, A. M., Borrelli, A., 1993. The 1631 eruption of Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 183-201.

Rosi, M., Landi, P., Polacci, M., Di Muro, A., Zandomenighi, D., 2004. Role of conduit shear on ascent of the crystal-rich magma feeding the 800-year-B.P. Plinian eruption of Quilotoa Volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 66, 307-321.

Rossotti, A., Carrasco-Nuñez, G., 2004. Stratigraphy of the 8.5-9.0 k yr. BP. Citlaltépetl Pumice fallout sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (3), 353-370.

Schaaf, P., Martínez, R., Solís, G., Hernández, M. S., Morales, J., Hernández, T., Siebe, C., Carrasco, G., 2001. Los volcanes Popocatepetl, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba: Datos isotópicos de Sr, Nd y Pb y modelos genéticos (abstract). *GEOS* 21, 234.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in products from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes. *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.

Schmincke, H. U., 2006. *Volcanism*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 324 pp.

- Seele, E., 1973. Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtican, Puebla. *Comunicaciones*, 7, 77–86.
- Sheridan, M. F., Hubbard, B., Bursik, M. I., Abrams, M., Siebe, C., Macías J. L., Delgado, H., 2001. Gauging short-term volcanic hazard at Popocatepetl, EOS, *Transactions-American Geophysical Union*, 82, 187–188.
- Siebe, C., 2000. Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., 1995a. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. En: *Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados durante la crisis de 1994-1995*, Centro Nacional de Prevención de Desastres, 26 pp.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez-Elizarrarás, R. S., Castro, R., Delgado, H., 1995b. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East-Central México: Implications for future hazards. *Geological Society of America, Fieldtrip guide*, 1, 1-48.
- Siebe, C., Komorowski, J. C., Navarro, C., McHone, J. F, Delgado, H., Cortés, A., 1995c. Submarine eruption near Socorro Island, México: geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68, 239-272.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., Obenholzner, J., 1996a. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, 24, 399-402.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias*, 41, 36-45.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., 1997. Catastrophic eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán–Oriental Basin, East–Central Mexico. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, fieldtrip-guide*, 88 pp.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004a. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones,

south of Mexico-City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004b. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 197-226.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlálloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225-243.

Siebe, C., Macías, J. L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field: In Siebe, C., Macías, J. L., and Aguirre, G. (Editors), *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism. A perspective from Mexico*. Geological Society of America Special Publication, 402, 253-329.

Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 241-264.

Singh, S. K., Pardo, M., 1993. Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in central México. *Geophysical Research Letters*, 20, 1483-1486.

Sparks, R. S. J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 49, 3-15.

Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H. Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.

Straub, S. M., Martin-Del Pozzo, A. L., 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 487-510.

Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Radiocarbon Calibration Program Calib Rev 5.0.1. webpage: <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/calib.html>.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.

Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J. C., 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic belt, Mexico. In: Walawender, M. J., Hanan, B. B. (Eds.), *Geological Excursions in Southern California and Mexico*. Guidebook for the 1991 Annual Meeting of the Geological Society of America, San Diego, CA, 224-243.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C. A., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.

Takeuchi, S., Nakamura, M., 2001. Role of precursory less-viscous mixed magma in the eruption of phenocryst-rich magma: evidence from the Hokkaido-Komagatake 1929 eruption. *Bulletin of Volcanology*, 63, 365-376.

Tatsumi, Y., Ishizaka, K., 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics, *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 293-304.

Theofanous, T. G., 1995. The study of steam explosion in nuclear systems. *Nuclear Engineering and Design*, 155, 1-26.

Tong, L. S., 1972. Boiling crisis and critical heat flux. U. S. Atomic Energy Commission Critical Review Service, TD-25897: 82 pp.

Torres-Alvarado, I. S., Smith, A. D., Castillo-Román, J., 2009. Sr, Nd and Pb isotopic and geochemical constraints for the origin of magmas in Popocatepetl volcano (central Mexico) and their relationship with the adjacent volcanic fields. *International Geology Review*, 53 (1), 84-115.

Turner., M. B., Cronin, S. J., Smith, I. E., Stewart, R. B., Neal, V. E., 2008. Eruption episodes and magma recharge events in andesitic systems: Mt Taranaki, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177-4, 1063-1076.

Valdés, C. M., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsley, C. E., Lewis, B. T. R., Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Seismological Society America Bulletin*, 76, 547-563.

- Waitz, P. 1921. Popocatépetl again in activity. *American Journal of Science* 1, 81-87.
- Walker, G. P. L., 1971. Grain size characteristics of pyroclastic flows. *Journal of Geology*, 79, 696-714.
- Walker, G. P. L., 1981. Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology* 44, 223-240.
- Walker, G., Croasdale, R., 1971. Two Plinian-type eruptions in the Azores. *Journal of the Geological Society of London*, 27, 17-55.
- Wallace, P. J., Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of México: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.
- Weitzberg, F., 1922. El Ventisquero del Popocatépetl: *Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 41, 65-90.
- Wilcox, R. E., 1954. Petrology of Paricutin volcano, México. *US Geological Survey Bulletin*, 965C, p. 281-353.
- Williams, S. N., Self, S., 1983. The October 1902 Plinian eruption of Santa María Volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16, 33-56.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman Ltd, Londres, 466 pp.
- Wilson, L. S., Sparks, R. S. J., Walker, G. P. L., 1976. Explosive volcanic eruptions-III: Plinian eruption column. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45, 543-556.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., Watkins, N. D., 1978. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 83, 1829-1836.
- Wilson, L. S., Sparks, R. S. J., Walker, G. P. L., 1980. Explosive Volcanic Eruptions - IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 117-148.
- Wilson, L., Walker, G. P. L., 1987. Explosive volcanic eruptions: IV. Ejecta dispersal in plinian eruptions. The control of eruption conditions and

atmospheric properties. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89, 657-679.

Wilson, L., Parfitt, E. A., Head, J. W., 1995. Explosive volcanic eruptions: VIII. The role of magma recycling in controlling the behaviour of Hawaiian-style lava fountains. *Geophysical Journal International*, 121, 215-225.

Witter J. B., Kress, V. C., Newhall, C. G., 2005. Volcán Popocatépetl, Mexico. Petrology, magma mixing, and immediate sources of volatiles for the 1994–Present eruption. *Journal of Petrology*, 46, 2337-2366.

Wohletz, K. H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 31-64.

Zimanowski, B., Wohletz., K. H., 2000. Physics of Phreatomagmatism-I. International Maar Conference, Daun, Germany. *Terra Nostra*, 6, 515-523.