

00383

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS UNAM, JURQUILLA**



**RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA ERUPTIVA DE LA "PÓMEZ
CITLALTÉPETL" (VOLCÁN PICO DE ORIZABA)**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

P R E S E N T A

A N D R E A R O S S O T T I

CIUDAD UNIVERSITARIA, MAYO 2005

m343262



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Gea

AGRADECIMIENTOS

Quiero antes que todo felicitar a todos aquellos amigos, compañeros y colegas de trabajo que lograron aguantar mis dudas y mis quejas durante los tres años y tres meses de mi estancia en México, durante mis estudios de Doctorado. Espero algún día poder decir que utilicé este tiempo para entender mejor la mágica esencia de este país, y así poder vivir más a gusto.

Deseo expresar mi grandísimo agradecimiento a mi tutor, guía y amigo Dr. Gerardo Carrasco-Núñez, quién con su esfuerzo y seriedad nunca dejó de creer en mí y por quedarse a mi lado. Una gran ayuda técnica me fue proporcionada también por los técnicos y trabajadores del Centro de Geociencias, Campus UNAM Juriquilla, en particular el Sr. Bartolo Rodríguez, quién tamizó decenas de muestras de pómez, la Lic. Dora María Martínez que, con paciencia infinita, me enseñó a preparar las muestras pulverizadas para los análisis químicos, la Lic. Carolina Muñoz quién efectuó los análisis granulométricos de las porciones finas, utilizando el nuevo foto-sedimentógrafo FRITSCH que llegó al laboratorio de vulcanología. Agradezco también al Ing. Juan Manuel López y al Ing. Emilio Nava por todos los problemas de Internet que resolvieron durante mi estancia en el Centro y a la Lic. Teresa Soledad Medina, responsable de la biblioteca, por su increíble capacidad en conseguirme toda la bibliografía que he necesitado. Agradezco también al Lic. Dionisio León por su ayuda logística, y a la recién llegada Lic. Marta Pereda, por su insustituible esfuerzo como enlace entre los estudiantes y el Posgrado en C.U.

Agradezco no solo por la indispensable ayuda técnica en la elaboración de los análisis químicos, sino también por la amabilidad con la que siempre me recibieron en C.U.: al Químico Rufino Lozano (responsable del LUGIS), a la Química Patricia Girón García, a la Química Sonia Ángeles García y a la M. en C. Margarita Reyes (responsable del SEM).

Agradezco al Dr. Gerardo Aguirre Díaz y al Dr. Jorge Aranda Gómez (miembros de mi Comité de Examen Interanual, junto con mi tutor,) por sus útiles sugerencias y correcciones durante los exámenes. Así como también a los doctores José Luis Macías, Sergio Raúl Rodríguez Elizarrarás, Claus Siebe, José Luis Arce y Víctor Hugo Garduño por sus atinadas revisiones y múltiples sugerencias, que finalmente me permitieron culminar este trabajo.

Un especial agradecimiento al Dr. Mauro Rosi, Dr. Andrea Di Muro, Dra. Patrizia Landi, Dr. Simone Arrighi y a la Dr.a Laura Pioli de la Universidad de Pisa, (Italia) por su activa colaboración en campo y en los análisis durante el Proyecto Bilateral CONACyT-CNR con autorización No. J200/336/04.

Igualmente le agradezco al M. en C. Martín Hernández, por su preciosa y necesaria ayuda en la traducción y revisión gramatical de este trabajo, desde el original idioma Inglés al Español.

Con la preparación de mi Tesis de Doctorado no solamente he ampliado mis conocimientos técnicos y académicos, sino también he aprendido mucho sobre el desarrollado sistema burocrático mexicano. Por lo tanto, no puedo dejar de agradecer a las miles de personas que, con su experiencia, capacidad y, a veces, errores y malentendimientos, me han enseñado a salir adelante en este complejo mundo. En particular me da mucho gusto agradecer al Abogado Fidel Martínez, a la Lic. Sonia Leyla Juárez, a la Sra. Margarita Segura y a la Srita. Patricia Burgos, del Depto. Jurídico del Campus UNAM Juriquilla, sin cuya ayuda hubiera ya sido expulsado del país desde hace mucho tiempo a causa de los malentendidos entre papeleos para la beca y para la visa. Agradezco también al Lic. Jesús Sánchez Martínez, Jefe de la Oficina de la UPA, Campus Juriquilla y a sus colegas en C.U. Julia Flores, Lic. Yolanda Morales y Dra. Rosaura Ruiz, quienes en algunas ocasiones lograron clarificar asuntos relativos al cobro de mi beca.

ÍNDICE

ABSTRACT.....	vii
RESUMEN.....	viii
CAPÍTULO I. GENERALIDADES.....	1
1. Objetivos del trabajo.....	1
2. Localización del volcán Citlaltépetl.....	2
3. Marco geológico.....	4
4. Antecedentes.....	6
5. Evolución geológica del Citlaltépetl.....	9
5.1 Basamento.....	9
5.2 Etapas de formación del volcán Citlaltépetl.....	9
5.3 Actividad histórica.....	20
CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS DE LA PÓMEZ CITLALTÉPETL.....	21
1. Definición de la pómez Citlaltépetl.....	21
2. Metodología de campo.....	22
3. Estratigrafía.....	25
4. Edad y correlación estratigráfica.....	40
5. Correlación estratigráfica de los flujos piroclásticos.....	44
6. Granulometría y análisis de componentes.....	46
6.1 Métodos.....	46
6.2 Resultados.....	46
7. Petrografía.....	49
7.1 Métodos.....	49
7.2 Resultados.....	52
8. Geoquímica.....	64
8.1 Métodos.....	64
8.2 Resultados.....	65
CAPÍTULO III. DINÁMICA ERUPTIVA.....	68
1. Parámetros físicos de los depósitos.....	68
1.1 Distribución.....	68
1.2 Volumen.....	77
1.3 Densidad global de la capa.....	84
1.4 Densidad de la pómez.....	85
1.5 Vesicularidad.....	85
1.6 Componentes.....	86
1.7 Masa del depósito (magnitud).....	86
2. Parámetros de la columna eruptiva.....	88
2.1 Tasa de descarga de masa.....	88
2.2 Duración de la erupción.....	88
2.3 Velocidad en la boca.....	89
2.4 Radio del cráter.....	92
2.5 Altura de la columna.....	93

CAPÍTULO IV. INTERPRETACIÓN	104
1. Reconstrucción de la historia eruptiva	104
2. Transición del régimen eruptivo dominante y mecanismos de disparo	112
3. Erupción ¿subpliniana o pliniana?	114
CAPÍTULO V. IMPLICACIONES DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO VOLCÁNICO	119
1. Diferencia entre peligro y riesgo volcánico	120
2. Evaluación del peligro en el Citlaltépetl	122
2.1 Introducción.....	122
2.2 Peligro asociado a la caída de pómez y balísticos.....	123
2.3 Peligro asociado a los flujos piroclásticos.....	126
2.4 Probabilidad de recurrencia de eventos explosivos del Citlaltépetl.....	129
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES	130
REFERENCIAS	133
ANEXO I	1
A1. Cálculo de los volúmenes	1
A1.1. La regla del trapecoide (<i>trapezoidal rule</i>)	1
A1.2. Líneas rectas en una gráfica log espesor versus área ^{1/2}	2
A1.3. Método indirecto de la vesiculación.....	5
A2. Consideraciones y límites del método de fechamiento por radiocarbono	6
A2.1. Contaminación o alteración natural.....	7
A2.2. Contaminación inducida.....	7
A2.3. Otras causas de error.....	9
A2.4. La calibración del método.....	9
A2.5. El significado del valor " $\delta^{13}\text{C}$ "	15
ANEXO II	17
A2 Secciones estratigráficas adicionales	17
ANEXO III	20
A3. Calculos de la densidad de la pómez	20
A3.1. Método de calibración.....	20

A3.2 Método de la película de plástico.....	20
A3.3. Método del mercurio.....	22
A3.4. Método de la parafina.....	22
A3.5. Restricciones de los métodos.....	22

ABSTRACT

Pico de Orizaba (Citlaltépetl) is Mexico's highest (5685 m a.s.l.) active volcano. It is situated at the easternmost end of the Mexican Volcanic Belt. Presently, it is in a state of dormancy, but during the past centuries tens of eruptive fumarolic events were recorded. Its last eruptive event, a minor ash deposition, occurred in 1846. Between 9.0 and 8.5 Ky. ago, an explosive eruptive event occurred at Citlaltépetl that produced a thick sequence of pumiceous fallouts and scoria-and-pumice flows. This study focuses on fallout deposits exposed mainly on the eastern and southeastern flanks of the crater. This sequence is here named the "Citlaltépetl Pumice" (C.P.). The C.P. sequence records one of the most catastrophic explosive eruptions of Citlaltépetl's recent geologic history. A detailed stratigraphy was obtained from 107 measured sections. In addition, correlation of the pyroclastic layers was made with the aid of new radiocarbon dates. Granulometric, petrographic, geochemical, and componentry analyses were performed on samples of each C.P. layer in order to determine their physical and chemical characteristics.

The analysis of field and laboratory data allowed the reconstruction of the eruption dynamics involved in this sequence. The Citlaltépetl Pumice was produced by a total of eight main eruptions with four major plinian episodes and four vulcanian phases associated to the formation of pyroclastic flows. The volcanic activity started with a phreatic eruption that soon developed into a vulcanian phase with the production of dense scoria flows and with the emplacement of a small dome. Subsequently, the first plinian phase formed an eruptive column 23 km in height (layer A) followed by a second plinian phase associated to a 25 km high column (layer C). At the end of the second plinian phase, a thin black horizon suggests a volcanic repose, followed by the formation and destruction of a lava dome and by the third plinian phase associated to the formation of a 28 km high pyroclastic column (layer F). Afterwards, few vulcanian eruptions produced new scoria flows before the fourth plinian phase, formed a 26 km high pyroclastic column (layer H). The Citlaltépetl volcanic activity ended with the production of a scoria flow generated during the transition from plinian to vulcanian activity.

This reconstruction can be used to propose a worst-case scenario in case of a future volcanic crisis and further volcanic hazard assessments.

RESUMEN

El Pico de Orizaba (Citlaltépetl) es el volcán activo más alto (5685 m s.n.m.) perteneciente a la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Actualmente se encuentra en estado de reposo; sin embargo, durante los siglos pasados, han sido registrados decenas de eventos menores. El último evento ocurrió en el año de 1846 y produjo pequeñas cantidades de ceniza. Entre 9.0 y 8.5 Ka, ocurrió el evento más explosivo de la historia holocénica del Citlaltépetl, el cual produjo una secuencia piroclástica compuesta tanto por depósitos de caída de pómez, como por flujos de escoria y ceniza. Este trabajo se enfoca en el estudio de los productos de caída, depositados alrededor del cono, que se encuentran principalmente en sus laderas Este y Sureste. Esta secuencia de productos es llamada en este trabajo “Pómez Citlaltépetl” y es de gran importancia para entender una de las secuencias eruptivas explosivas más catastróficas de la historia geológica reciente del Citlaltépetl. La estratigrafía en detalle de 107 secciones verticales y la correlación de sus capas piroclásticas fueron con nuevos fechamientos radiométricos. Además se realizaron análisis granulométricos, petrográficos, geoquímicos y de componentes en muestras de cada una de las capas de la secuencia a fin de poder diferenciar las características físicas y químicas de cada capa.

El análisis de los datos de campo y de laboratorio permitió realizar la reconstrucción y la interpretación de la dinámica eruptiva involucrada en esta secuencia. La Pómez Citlaltépetl comprende un total de ocho erupciones principales que incluyen cuatro episodios plinianos mayores, y cuatro fases vulcanianas asociadas a la formación de flujos piroclásticos. La actividad volcánica inició con una erupción freática que pronto evolucionó a una fase vulcaniana con la producción de flujos de escorias densos y el emplazamiento de un pequeño domo. Posteriormente se produjo la primera fase pliniana, con la formación de una columna eruptiva de 23 km de alto (capa A), seguida por una segunda fase pliniana que creó una columna de 25 km de altura (capa C). Un horizonte delgado, de color negro, marcó un reposo que fue seguido por la formación y destrucción de un domo de lava y por la tercera fase pliniana asociada a la formación de una columna de 28 km de altura (capa F). Posteriormente, ocurrieron erupciones vulcanianas que produjeron nuevos flujos de escorias. Una cuarta fase pliniana condujo a la formación de una columna de 26 km de altura (capa H). La actividad volcánica del Citlaltépetl terminó

con la producción de un flujo de escorias generado en la transición de fase pliniana a vulcaniana.

Esta reconstrucción puede ser usada para un estudio más detallado sobre la evaluación del riesgo volcánico en el futuro.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1. Objetivos del trabajo

El objetivo principal de este trabajo es la reconstrucción de las diferentes fases eruptivas que produjeron la “Pómez Citlaltépetl”, una secuencia piroclástica dominada por depósitos de caída, que aflora ampliamente en los alrededores del volcán Citlaltépetl y se encuentra intercalada con una serie de flujos piroclásticos, reportados previamente como la “Ignimbrita Citlaltépetl” (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Esta secuencia eruptiva explosiva es seguramente una de las más importantes y puede considerarse como representativa de la evolución holocénica de este volcán.

Para llevar a cabo este objetivo fue necesario establecer una serie de objetivos más específicos que comprendieron: el establecimiento de una estratigrafía detallada de las distintas erupciones y la correlación de las mismas, apoyándose en nuevos fechamientos de radiocarbono. La caracterización de cada uno de los depósitos piroclásticos se basó en análisis granulométricos, análisis de componentes y estudios petrográficos y geoquímicos, además de las descripciones detalladas de campo.

Estos estudios lograron reforzar las relaciones estratigráficas observadas y apoyar las relaciones cronoestratigráficas de la secuencia de caída con respecto a los flujos piroclásticos intercalados. Finalmente, se realizó la reconstrucción de la dinámica eruptiva y la reconstrucción de un escenario eruptivo catastrófico, que debe ser considerado en la evaluación del riesgo volcánico, ya que la recurrencia de una actividad similar en el futuro podría afectar a decenas de comunidades y ciudades que se encuentran asentadas sobre o muy cerca de los depósitos en estudio.

El análisis del comportamiento variable del volcán Citlaltépetl a principios del Holoceno es interesante desde un punto de vista científico, particularmente en lo que se refiere a la transición de regímenes eruptivos contrastantes que evolucionan desde una actividad inicial que podría clasificarse como de tipo vulcaniano, asociada al depósito de flujo de escorias densas, hasta una actividad explosiva pliniana, asociada a su vez al depósito de material de caída ampliamente distribuido.

2. Localización del volcán Citlaltépetl

El Pico de Orizaba es conocido también como “Citlaltépetl” que en Náhuatl significa “Montaña de la Estrella”. Este nombre es utilizado solamente por los habitantes de la costa veracruzana debido a la particularidad de que, en algunos periodos del año, un observador ubicado al Oriente del volcán, notaría que el planeta Venus (“estrella” más brillante del cielo) aparece exactamente arriba del cono durante los atardeceres.

No obstante, es interesante notar que en otros periodos del año, un observador ubicado en el lado occidental puede también distinguir, por las madrugadas, el resplandor del “Planeta Azul” arriba del cono. Tal parece que los habitantes del interior del país no tuvieron la misma visión que los costeros (Crausaz, 1994).

El Pico de Orizaba es un estratocono volcánico de composición andesítica, con una altura de 5685 m s.n.m. (Fig. 1.1). Dicha altura lo coloca como el pico más alto de la República

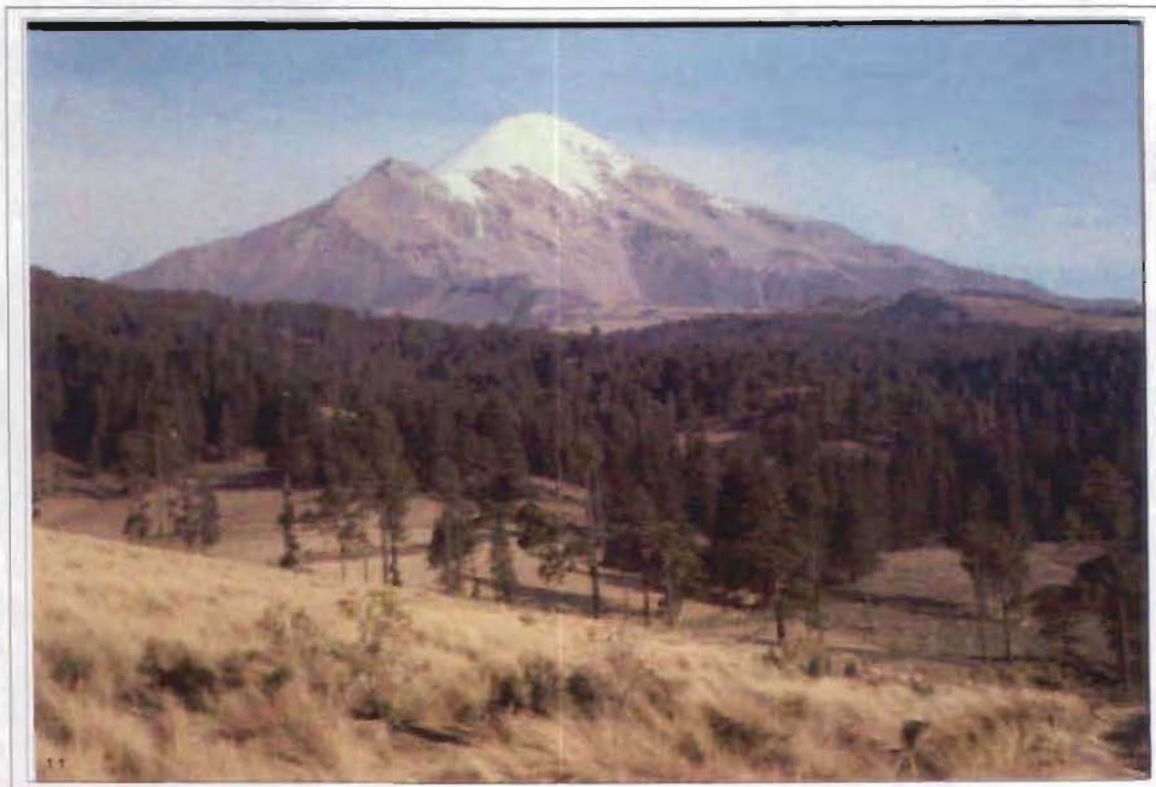


Figura 1.1: Fotografía mostrando una vista del flanco occidental del Volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba. El pico a la izquierda de la cumbre es el Espolón de Oro y representa los restos de un volcán ancestral cuya actividad inició hace 0.2 Ma (Carrasco-Núñez y Rose, 2000).

Mexicana y el tercero de Norteamérica, después del Monte McKinley, en Alaska (6195 m s.n.m.) y del Monte Logan (5950 m s.n.m.), en Canadá.

Se ubica en el frente volcánico de la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (Fig. 1.2), entre los Estados de Puebla y Veracruz (W 97° 16' y N 19° 02'). Este volcán

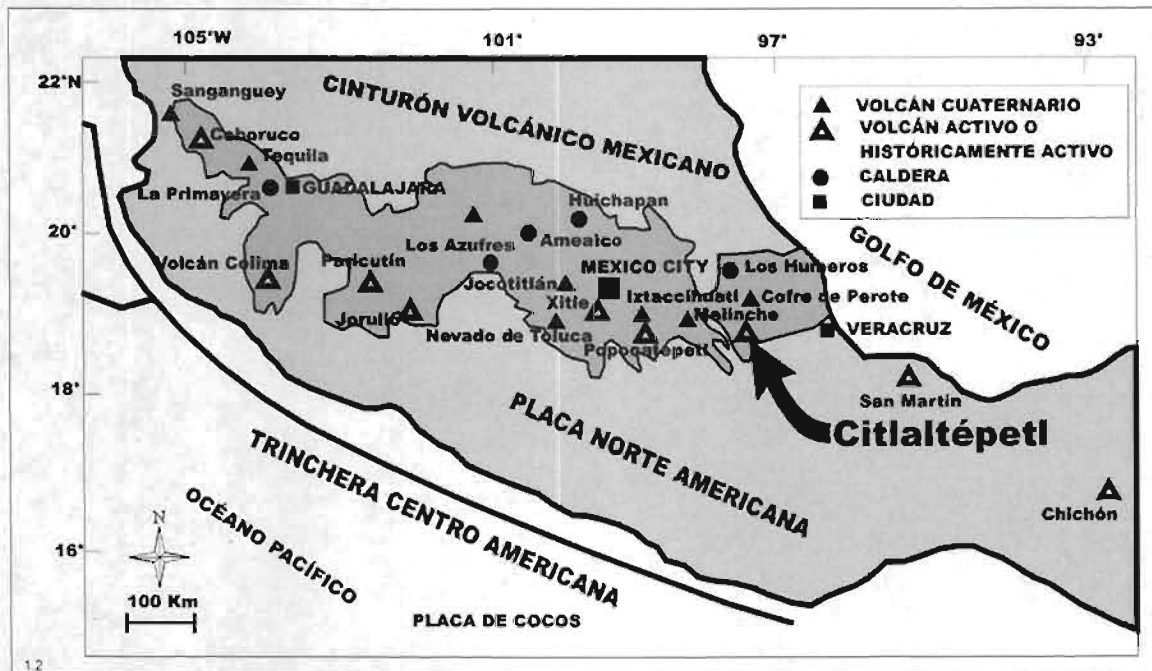


Figura 1.2: Localización del volcán Citlaltépetl. En gris oscuro se señalan los límites del Cinturón Volcánico Mexicano.

se encuentra sobreyaciendo a las potentes secuencias carbonatadas del Mesozoico de la Sierra Madre Oriental. La base del cono tiene un área mayor a 800 km². El volcán está activo, aunque en estado de reposo y desde tiempos históricos, ha producido varios derrames de lava (Mooser et al., 1958) como el observado en el flanco sur, cuya fecha de emisión es probablemente de 1566 A.D. (Waitz, 1910; Mooser et al, 1958) (Fig. 1.3). Visto desde el Occidente, el cono se eleva solamente 2700 m sobre las planicies que lo rodean, mientras que hacia el Oriente, tiene un desnivel de más de 4000 m. Por lo tanto, su tamaño, junto con su posición geográfica, representa una barrera fisiográfica de notable importancia, que divide el altiplano central semiárido de la planicie costera del Golfo que, en contraste, es una región muy húmeda.



Figura 1.3: Fotografía de la cara sur del Citlaltépetl. Foto tomada desde la cumbre del volcán Sierra Negra (4600 m s.n.m.). En primer plano aparece un derrame de lava histórico (1566 A.D., Robin y Cantagrel, 1982) y a mano derecha los restos del volcán ancestral Torrecillas.

3. Marco geológico

El vulcanismo relacionado a la subducción Cenozoica de las placas oceánicas del Pacífico, debajo del continente Norteamericano, ha producido dos arcos volcánicos principales a lo largo del continente: la provincia silícica de la Sierra Madre Occidental, que se desarrolla entre el Triásico y el Cretácico Superior (McDowell y Clabaugh, 1979; Campos y Garduño, 1987, Aguirre y McDowell, 1993; Aguirre et al., 1997) con rumbo NNO-SSE y, a partir de hace 14 Ma, el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Negendank et al., 1985; Besch et al., 1988; Sedlock et al., 1993; Ferrari et al., 1999; García-Palomo et al., 2002), que se extiende por más de 1000 km a lo largo de la región central de México, entre las latitudes 19° N y 21° N (Fig. 1.2). El CVM es un arco magmático calco-alcalino-alcalino (Besch et al., 1988; Nelson et al., 1995) que se desarrolló sobre las rocas que constituyen la Sierra Madre Occidental, los cuales descansan en orden estratigráfico sobre granitos, granodioritas y esquistos verdes

mesozoicos (246 \pm 7; 181 \pm 5 y 207 \pm 7 Ma) (Campos y Garduño, 1987); depósitos sedimentarios continentales del Triásico Tardío; secuencias terrigenas-carbonatadas del Jurásico Inferior y depósitos de sedimentos marinos del Cretácico (Campos y Garduño, 1987). Esta secuencia fue deformada y plegada en el Terciario, antes de ser cubierta por las secuencias volcánicas Plio-holocénicas. El CVM se relaciona específicamente con la subducción Eocénica de la placa de Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Urrutia y Del Castillo, 1977; Nixon, 1982; Nixon et al., 1987; Ferrari et al., 1994a). De acuerdo con Ferrari et al. (1999), durante el Oligoceno (38-25 Ma) el magmatismo en la parte central de México tuvo una dirección preferencial con rumbo N150° con la producción de potentes espesores de ignimbritas, desde Zacatecas hasta Oaxaca (Ferrusquía-Villafranca et al., 1988). A partir del Mioceno (25-17 Ma) los centros de emisión volcánica se alinearon con un rumbo de alrededor de N120°, produciéndose ignimbritas de composición silicica que afloran especialmente en el sector occidental de la República Mexicana (Hausback, 1984). A partir del Mioceno Medio (17-12 Ma) los productos volcánicos llegan hasta el Golfo de México, incluyendo los estados de Puebla y Veracruz (López-Infanzón, 1990). En el Mioceno Tardío (12-7 Ma), el CVM rotó nuevamente en sentido contrario a las manecillas del reloj hasta alcanzar un rumbo WNW-ESE, al tiempo que se producían mesetas (*plateaux*) de lavas basálticas, desde Guadalajara hasta la Ciudad de México (Ferrari et al., 1994b) y lavas andesíticas en el norte de Puebla (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). A partir del Mioceno Medio hasta la fecha (7-0 Ma), la dirección del CVM no ha tenido variaciones, y los productos dominantes en la parte oriental son andesitas.

Pasquaré et al. (1996) dividen el CVM en tres sectores distintos: el sector occidental, que va desde Colima, hasta el lago de Chapala, y que está caracterizado por fallas extensionales regionales orientadas NW-SE; el sector central que llega hasta la Ciudad de México, y que está caracterizado por fallas extensionales de orientación E-W y, el sector oriental, que abarca desde la Ciudad de México hasta el Golfo del México, y que se caracteriza por estar afectado por fallas transcurrentes y por incluir alineamientos de volcanes en la dirección N-S (Delgado, 1992 y referencias citadas). Cerca de la ciudad de Orizaba, las facies de plataforma continental están fuertemente plegadas e imbricadas y cortadas por un lineamiento mesozoico, con rumbo NW-SE (Robin y Cantagrel, 1982).

El volcán Citlaltépetl se ubica en el extremo suroriental del sector oriental del CVM y representa la parte más meridional del alineamiento volcánico cuaternario Cofre de Perote-Las Cumbres-Citlaltépetl.

4. Antecedentes

Las primeras observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba fueron hechas por Waitz (1910). Sin embargo, no es sino hasta 70 años después cuando se publica un trabajo en donde se describe la estructura general del volcán (Robin y Cantagrel, 1982). Höskuldsson et al. (1990) sugieren la existencia de cuatro grandes depósitos de avalancha de escombros del volcán. Carrasco-Núñez et al. (1993) publican un trabajo detallado sobre un depósito de lahar inducido por una avalancha, y exploran sus implicaciones para la evaluación del riesgo volcánico. Siebe et al. (1993) describen un depósito de bloques y ceniza en el sector occidental del volcán, ocurrido hace 4,800-4,600 años (este depósito había ya sido descrito por Höskuldsson y Robin (1993) como el “Episodio de Ávalos” (en original: “*Avalos Episode*” según Höskuldsson y Robin, 1993). Este depósito fue posteriormente correlacionado por Carrasco-Núñez (1999) con un depósito similar encontrado al Sureste del cono, llamado por este autor como *La Perla Block and Ash Flow Deposit*. Höskuldsson y Robin (1993) describen la historia evolutiva del volcán desde el Pleistoceno Tardío hasta el Reciente, descripción que posteriormente es analizada en el trabajo de Höskuldsson y Cantagrel (1994), el cual se enfoca principalmente al riesgo volcánico en los alrededores del cono. Carrasco-Núñez y Ban (1994) publican el primer mapa geológico del volcán y posteriormente Carrasco-Núñez y Rose (1995), publican un trabajo sobre la “Ignimbrita Citlaltépetl”. En el trabajo de Parrilla y Zamorano (1996) se realiza el estudio de un flujo de escombros (*debris flow*) en la ladera norte del Pico de Orizaba y, posteriormente, Carrasco-Núñez (1997) publica otro trabajo sobre el estudio de las lavas recientes del volcán. En ese trabajo se analizan las relaciones estratigráficas y diferencias morfológicas entre los distintos flujos holocénicos dacíticos. Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (1999) proponen un modelo sobre los mecanismos de fragmentación, transporte y depositación de la Ignimbrita Citlaltépetl, ya estudiada por Carrasco-Núñez y Rose (1995). Más adelante, Carrasco-Núñez (2000) publica un trabajo que resume la evolución geológica y la estratigrafía

general del volcán, así como sus características petrográficas y químicas. De la Cruz y Carrasco-Núñez (2002) realizan un análisis probabilístico sobre los tiempos de recurrencia de diferentes escenarios eruptivos y el peligro de una erupción futura. Los trabajos más recientes sobre el volcán Citlaltépetl incluyen un estudio sobre la determinación de zonas de peligro de flujos piroclásticos en el Citlaltépetl (Sheridan et al., 2004) y un estudio sobre la estabilidad de los flancos del cono (Zimbelman et al., 2004). La Fig. 1.4 representa una síntesis cronológica de los trabajos más importantes realizados sobre el volcán. Las barras gruesas representan las etapas propuestas por Carrasco-Núñez y Rose (1995), mientras que las barras más delgadas representan las secuencias eruptivas propuestas por Höskuldsson y Robin (1993).

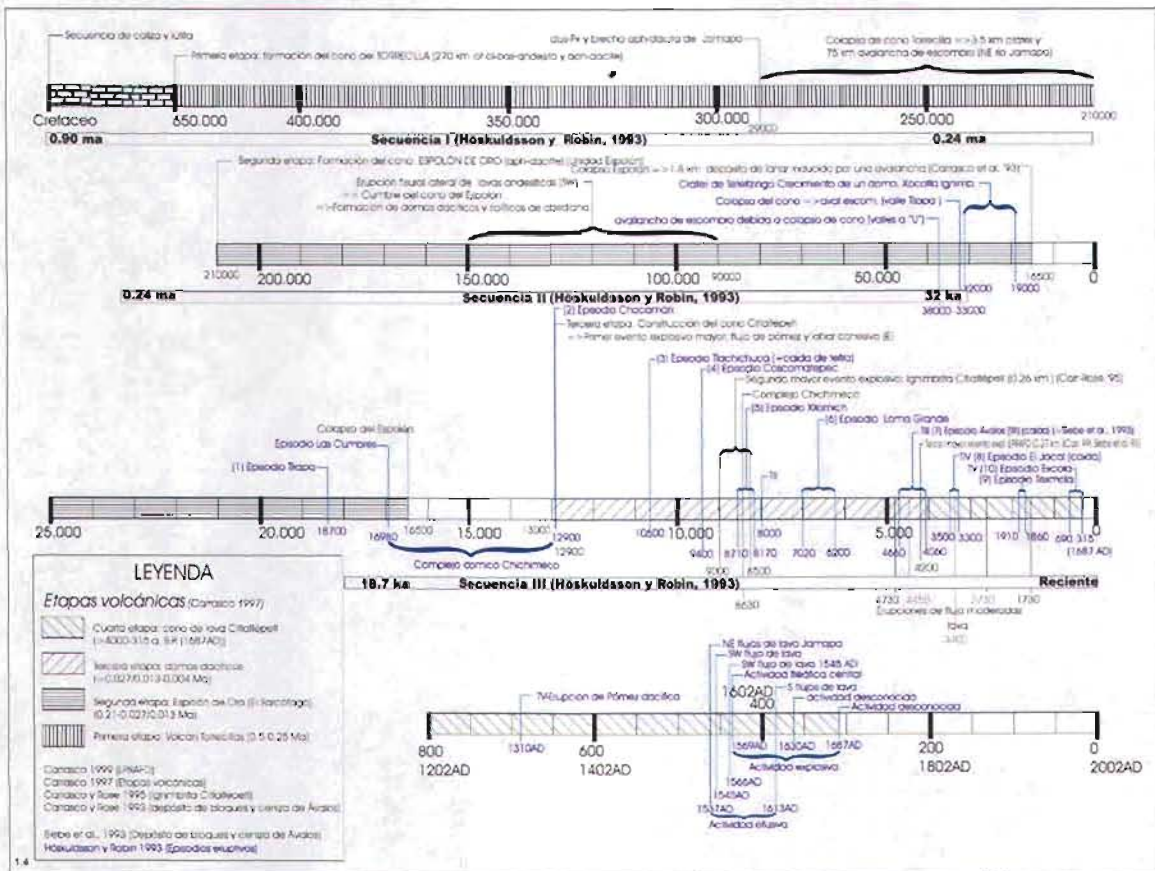


Figura 1.4: Síntesis de la cronología de eventos eruptivos que comprenden la evolución geológica del volcán Citlaltépetl.

Una comparación más precisa entre las dos propuestas se puede observar en la Fig. 1.5.

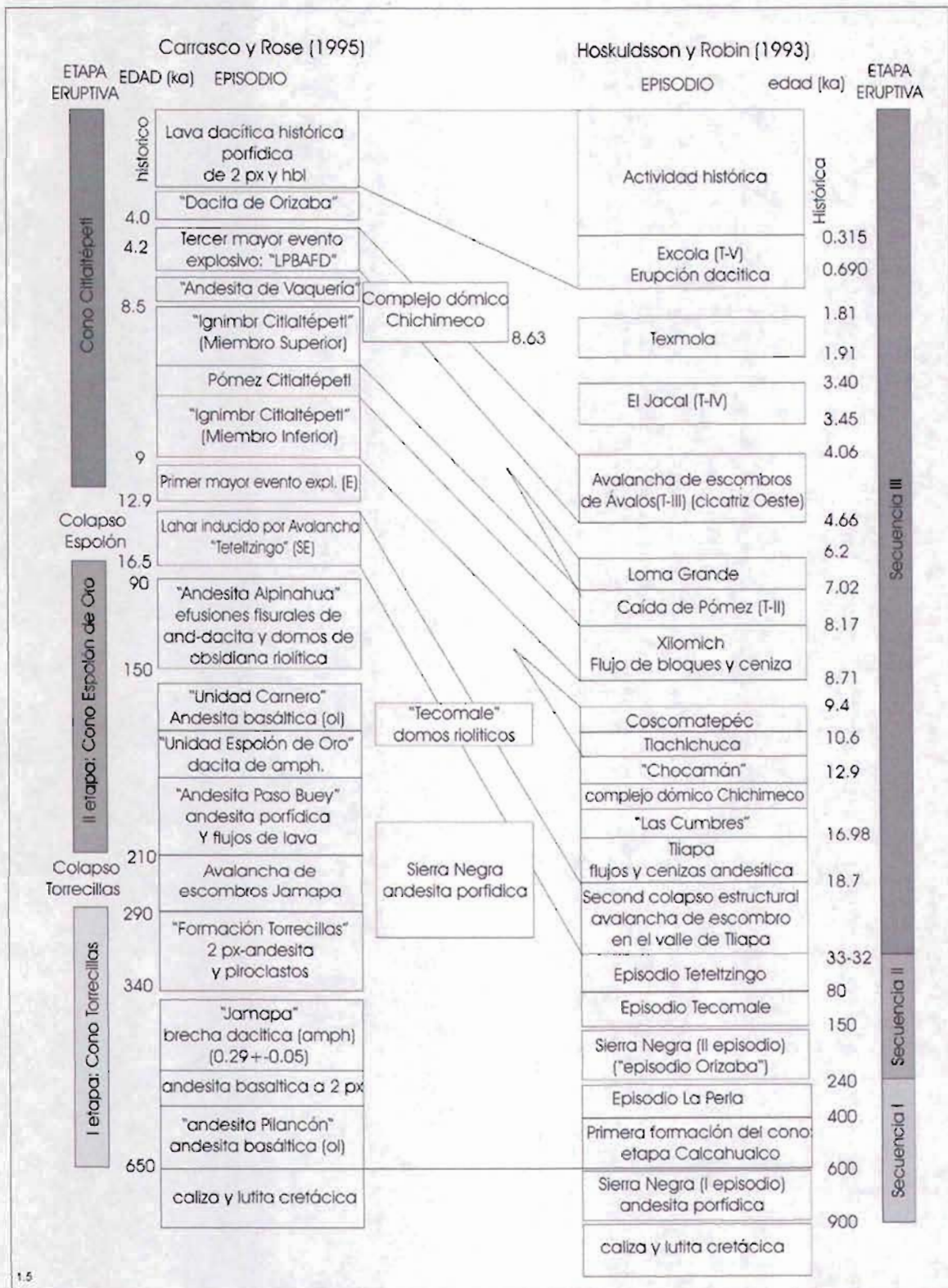


Figura 1.5: Columnas estratigráficas comparativas entre la evolución propuesta por Carrasco-Núñez y Rose (1995) (izquierda) en comparación con la propuesta por Höskuldsson y Robin (1993) (derecha). Ver texto para mayores detalles.

5. Evolución geológica del Citlaltépetl

Aunque el Citlaltépetl no tenga actividad evidente desde hace poco más de 150 años (1846 A.D.) (Crausaz, 1994), es considerado como un volcán activo en fase de reposo. Por lo tanto, el estudio de los eventos eruptivos antiguos resulta de vital importancia para el entendimiento de su comportamiento futuro.

5.1 Basamento

El basamento regional está constituido por una potente secuencia de rocas calcáreas y compactas, que alterna con algunas capas delgadas de lutitas. Esta secuencia se originó en la Era Mesozoica (Cretácico en su mayoría), de acuerdo a evidencias paleontológicas observadas en los abundantes afloramientos que se encuentran, en su mayoría, al sur del cono hasta los 2500 m s.n.m. (Carrasco-Núñez, 2000).

Las capas sedimentarias se encuentran intensamente deformadas, formando plegamientos de gran envergadura, cuyos ejes están orientados en la dirección NW-SE. Además, están afectadas por diversas fallas distensivas con la misma orientación (Delgado, 1992; Crausaz, 1994; Ferrari et al., 1994a; Carrasco-Núñez, 2000).

5.2 Etapas de formación del volcán Citlaltépetl

El Citlaltépetl es un volcán compuesto, constituido por la superposición de tres grandes conos que representan tres etapas (en inglés: "*stages*"). El término ha sido utilizado de acuerdo a Carrasco-Núñez, 2000) principales de construcción del volcán:

1) Cono Torrecillas, 2) Cono Espolón de Oro y 3) Cono Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Carrasco-Núñez, 2000).

La fotografía aérea (Fig. 1.6) muestra claramente los remanentes de los volcanes ancestrales Torrecillas y Espolón de Oro, así como al actual cono Citlaltépetl, construido sobre los anteriores. El mapa geológico sintetizado del Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 2000) (Fig. 1.7) muestra la distribución de las principales unidades de roca, que se describirán a continuación.



Figura 1.6: Fotografía aérea del volcán Citlaltépetl visto desde el Noreste. 1=resto del volcán Torrecillas; 2=remanentes del volcán Espolón de Oro; 3=volcán Citlaltépetl. (Foto: Carrasco-Núñez).

5.2.1 Primera etapa: Volcán Torrecillas (~650 Ka- ~210 Ka)

Durante esta prolongada etapa se formó un cono de alrededor de 10 km de radio de base y de aproximadamente 2300 metros de altura, que cubrió de manera irregular las calizas Cretácicas del basamento, con un volumen de aproximadamente 240 km³ (Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Carrasco-Núñez, 2000).

En esta primera etapa se emitieron inicialmente andesitas basálticas con olivino (“Andesita de Pilancón”) cubiertas por las andesitas con dos piroxenos y brechas de dacita de anfíboles (“Jamapa”, 290± 5 Ka) (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Posteriormente fueron emitidas andesitas con dos piroxenos de la “Formación Torrecillas”, junto con diversos depósitos piroclásticos. De manera casi contemporánea fueron emitidas andesitas porfídicas procedentes del volcán Sierra Negra.

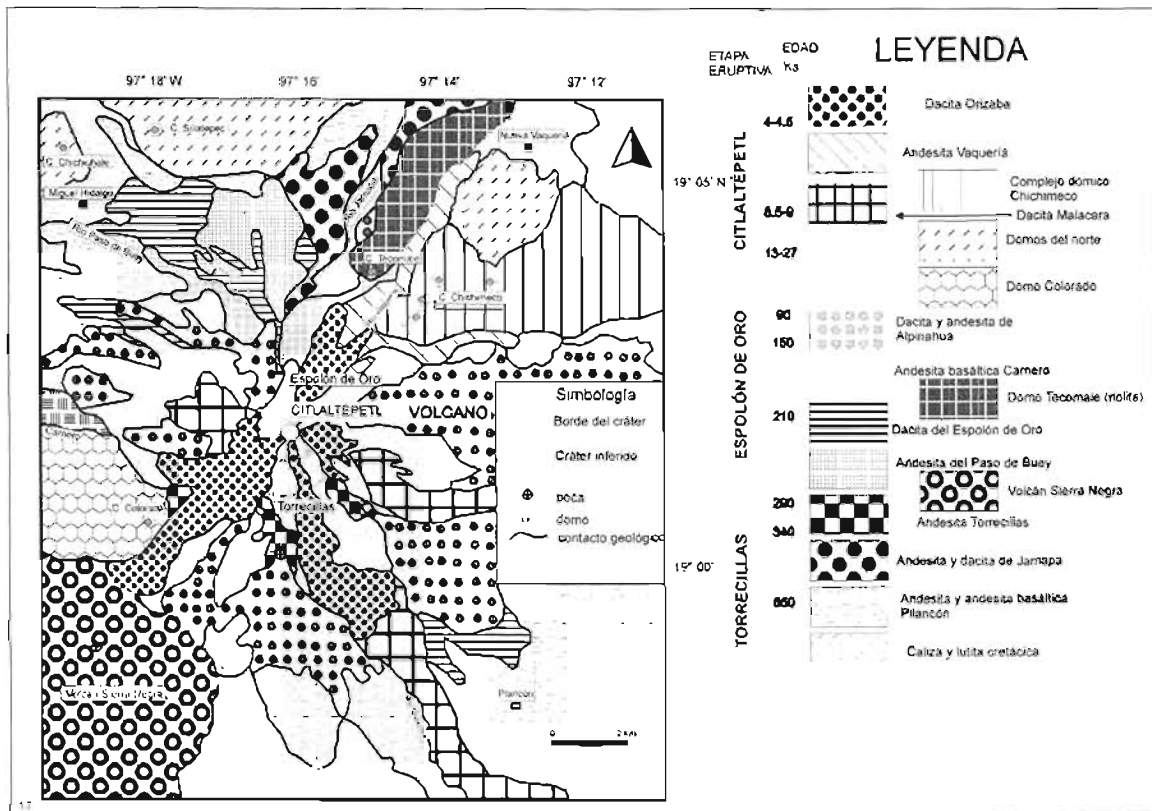


Figura 1.7: Mapa geológico del volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 2000).

Entre 290 Ka y 210 Ka, la estructura cónica del Torrecillas se colapsó creando una avalancha de escombros, cuyo depósito se encuentra emplazado principalmente a lo largo del Río Jamapa, donde alcanza una distancia de 75 km hacia el Golfo de México. Las dos peñas que se pueden distinguir en la cara Sur-Sureste y parte del Este del cono actual son los restos del gran colapso del cono Torrecillas (Fig. 1.6) (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Höskuldsson y Robin (1993) afirman que a partir de 600 Ka y hasta los 400 Ka, el episodio Calchualco (en Inglés: “*episode*”, término utilizado según Höskuldsson y Robin, 1993) define la formación de la primera etapa de construcción del primer edificio volcánico (cono Torrecillas”, según Carrasco-Núñez y Rose, 1995). El desarrollo del edificio volcánico continúa con el episodio La Perla (400-240 Ka). Los dos episodios citados y la primera construcción del volcán Sierra Negra (900-600 Ka) pertenecen a la Secuencia I (en Inglés: “*Sequence*”, termino utilizado según Höskuldsson y Robin, 1993) que se compara en la Fig. 1.5 con las etapas descritas por Carrasco-Núñez y Rose (1995) y mostrados en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1: Secuencias representativas para el volcán Citlaltépetl (modificada de Höskuldsson y Robin, 1993).

Sec.	Episodio	Edad	Volumen total (km ³)	Tasa de erupción (km ³ /100 años)	Comparación con Carrasco y Rose (1995)
Sec. III		< 32 ka A.P.	70	0.22	Formación del cono Citlaltépetl
Sec. II	Teteltzingo	0.08-0.032 ma	100		Formación del cono Espolón de Oro
	Tecomale	0.15-0.08 ma		0.05	
	Orizaba	0.24-0.15 ma	8 (S. Negra)		
Sec. I	La Perla	0.40-0.24 ma	200		Formación del cono Torrecillas
	Calchualco	0.60-0.40 ma		0.04	
	Metlac	0.90-0.60 ma	16 (S. Negra)		

5.2.2 Segunda etapa: Cono Espolón de Oro (210 Ka-16.5 Ka)

En la ladera NW de la estructura colapsada del volcán Torrecillas se construyó el Volcán Espolón de Oro (210±40 Ka) (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Es una estructura irregular con un cráter de 450 m de diámetro, con una altura estimada de ~800 m y un volumen de aproximadamente 55 km³ (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Durante su primera fase de construcción se produjeron flujos de lava andesíticos (“Andesita de Paso del Buey”), seguidos por una dacita con anfíboles (“Espolón de Oro”) y una andesita basáltica de olivino (“Carnero”). Entre 150 Ka y 90 Ka, en la cara SW, se produjeron erupciones fisurales de lava andesítica (“Andesita Alpinahua”), además de domos de obsidiana riolítica y dacítica, que se instalaron al norte de la etapa Espolón de Oro (Fig. 1.7). Esta etapa termina con el colapso de la estructura que provoca el lahar de Teteltzingo (Carrasco-Núñez et al., 1993), el cual fue inducido por una avalancha de escombros (*debris avalanche-induced lahar*). Este depósito tiene un volumen calculado en 1.8 km³, ocupa un área de 143 km² y alcanzó una distancia de 85 km hacia el SE, pasando por Coscomatepec, con dirección hacia Córdoba, a lo largo del drenaje seguido por los ríos Tliapa y Seco. La característica principal del depósito es su alto porcentaje de arcilla y el alto grado de alteración hidrotermal, el cuál se relaciona con el debilitamiento de la estructura original del cono y que, posiblemente fue la causa que disparó el colapso. La edad del depósito, inicialmente estimada alrededor de 20,000 años A.P. (Carrasco-Núñez et al., 1993), fue precisada recientemente con un fechamiento de radiocarbono, en 16,500 años A.P. (Sheridan, com. personal).

Las causas del desarrollo de la intensa alteración hidrotermal de baja temperatura que se observa en el depósito, pueden atribuirse a una desgasificación y ascenso de gases como H₂S, CO₂, H₂O, SO₂ y Cl que se combinaron con agua meteórica y oxígeno atmosférico para formar ácido sulfúrico superficial. Tales ácidos percolan a profundidad para formar minerales arcillosos, sílice, y minerales sulfurosos (“*Acid-sulfate leaching*”) (Frank, 1983) que debilitan la roca y aceleran el proceso de desestabilización de ladera. El depósito, masivo y mal seleccionado, aflora en las cercanías de Teteltzingo. Está constituido por bloques, en su mayoría de andesita porfídica, andesita basáltica y dacita con hornblenda, embebidos en una abundante matriz de arcilla y limos. Lo que queda hoy de la estructura es un remanente de lavas extremadamente alteradas de algunos cientos de metros de altura en la cara NNW (El Sarcófago o Espolón de Oro) a 4800 m s.n.m. (Fig. 1.6).

5.2.3 Tercera etapa: Cono Citlaltépetl (16.5 Ka –Reciente)

Posterior al colapso del Espolón de Oro, se inició la construcción del actual cono durante el Pleistoceno Tardío. El cono Citlaltépetl fue construido por una alternancia de eventos efusivos y explosivos, iniciando con el emplazamiento de lavas dacíticas de anfíboles y piroxenos, sobre lo que quedó del Espolón de Oro (Fig. 1.6). Los eventos explosivos constituyen, al parecer, los eventos de mayor intensidad en toda la historia eruptiva del volcán. Hace 12,900 años A.P. (Robin y Cantagrel, 1982; Carrasco-Núñez, 1993) se produjo una secuencia de ignimbritas de composición riolítica, cuya distribución fue restringida sólo hacia el sector oriental del volcán. Se infiere que esta secuencia fue originada a partir de una fuente más cercana, distinta al conducto principal (Carrasco-Núñez, 1993).

Durante el desarrollo de esta tercera etapa, una serie de episodios (“*episodes*” de acuerdo a la definición original de Carrasco-Núñez y Rose, 1995) explosivos formaron la “Ignimbrita Citlaltépetl” (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Estos son considerados como los episodios explosivos recientes más importantes de la historia del volcán. Los flujos piroclásticos asociados a esta actividad alcanzaron distancias de hasta 30 km del cráter y se distribuyeron en todas las direcciones, ocupando un volumen de 0.37 km³. El depósito se encuentra en su mayoría confinado en arroyos y valles alrededor del cono principal, lo

cual indica el control topográfico de los flujos piroclásticos. La secuencia está constituida por flujos piroclásticos de composición andesítica, emplazados de manera sucesiva. Carrasco-Núñez y Rose (1995) dividen el cuerpo ignimbrítico en dos unidades distintas: “*Upper Member*” (Miembro Superior) y “*Lower Member*” (Miembro Inferior), las cuales están separadas por un depósito de caída en la parte intermedia. El Miembro Inferior está constituido por unidades múltiples de flujo de escoria y pómez, y un depósito de lahar intercalado (Fig. 1.8). La sección tipo (C-02-5) se encuentra expuesta en una cantera cerca del pueblo de Excola (Lat: N 19° 08.1'; Long: W 97° 08.2'). Este miembro muestra un flujo piroclástico basal (capa 9) con escorias de color gris oscuro, fragmentos de pómez a menudo bandeadas y clastos líticos redondeados, de composición andesítica principalmente. Le sobreyace en contacto planar un segundo depósito de escoria y pómez que está más consolidado. El tamaño de los clastos es menor y presenta una capa característica de clastos líticos de hasta 6 cm de diámetro en su parte basal (capa 8). Esta capa está cubierta por un depósito de lahar y fluvial, de algunos centímetros de espesor (capa 7) en cuya parte superior se observa el desarrollo de un suelo. En discontinuidad estratigráfica no muy marcada, sobreyace otro depósito de flujo piroclástico, constituido en su mayoría por pómez, escorias y abundantes fragmentos de carbón, fechados en $8,860 \pm 60$ años A.P. (Carrasco-Núñez y Rose, 1995) (capa 6). Este último depósito de flujo piroclástico está cubierto por una capa de caída pliniana de pómez, de espesor variable (capa 5) que representa el primer episodio perteneciente a la unidad superior según Carrasco-Núñez y Rose (1995). Sobreyaciendo al depósito de caída se encuentra la unidad de flujo piroclástico superior (Miembro Superior), que corresponde probablemente a la secuencia T-II de Höskuldsson y Robin (1993). Esta unidad está compuesta por una capa de escorias y pómez redondeadas y poco vesiculadas, con abundante matriz (capas 4, 3 y 1). De acuerdo con la columna ignimbrítica “típica” propuesta por Sparks et al. (1973), la mayoría de los clastos líticos se encuentran acumulados en la parte inferior del flujo (capa 4), junto con una gran cantidad de fragmentos de carbón fechados en 8660 ± 80 años A.P. (Sección #101 Loma Grande Lat: N 18° 55.2'; Long: W 97° 14.9') (Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

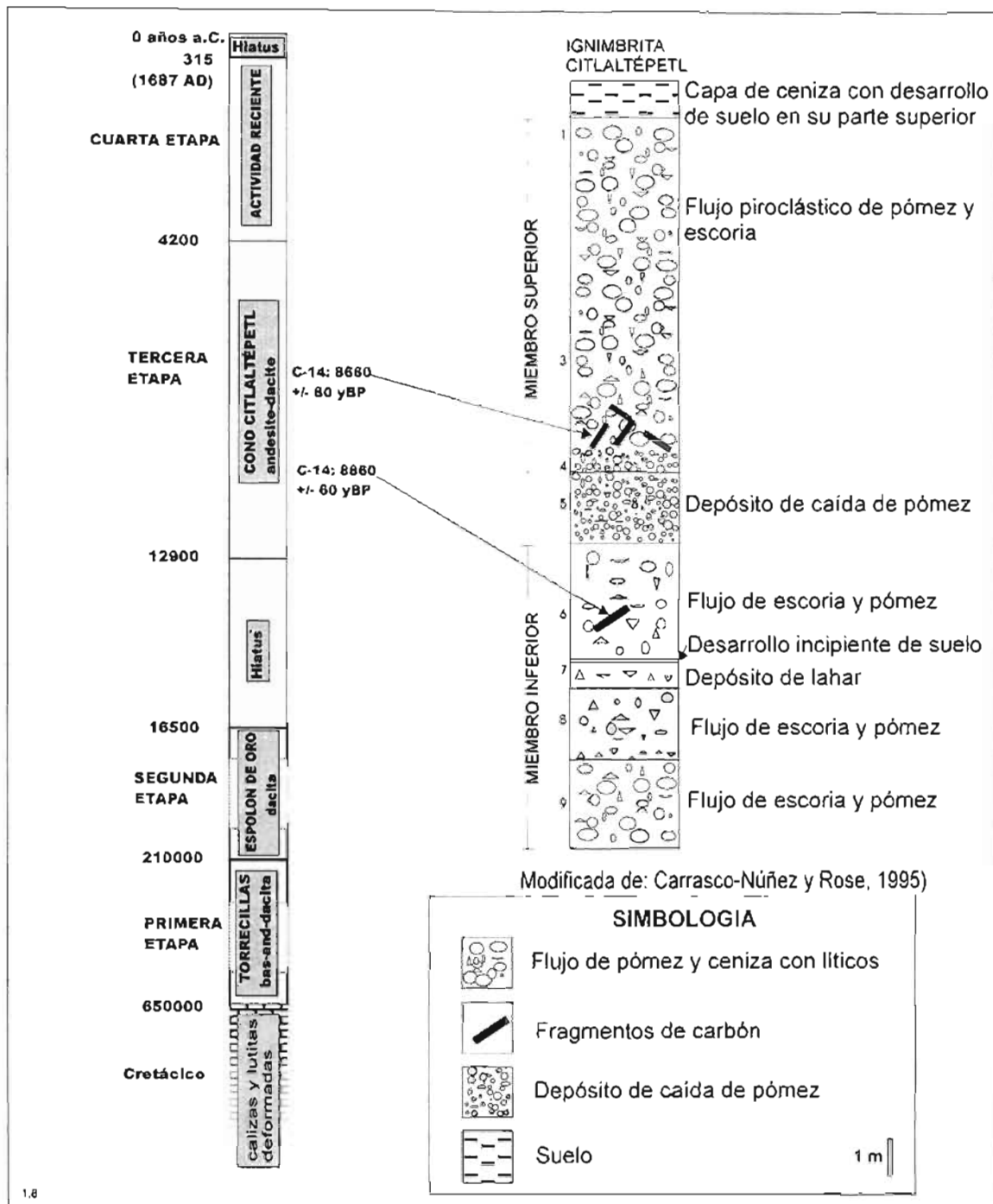


Figura 1.8: Secuencia de depósitos piroclásticos que integran la Ignimbrita Citlaltépetl (derecha) comparada con la cronología completa de eventos volcánicos del Citlaltépetl (izquierda). Las edades de las distintas etapas fueron propuestas por Carrasco-Núñez y Rose (1995). Ver el texto para mayores detalles.

Además de la morfología y litología típicas de un flujo piroclástico de alta densidad, ambos miembros (Superior e Inferior) se caracterizan por su abundante contenido de

fragmentos escoriáceos-densos de lava andesítica de color gris oscuro, que contienen en su interior pequeños fragmentos de magma leucocrático dacítico. Según Carrasco-Núñez y Rose (1995), con excepción de la capa “5” que divide a ambos miembros, los dos flujos no están asociados a capas relevantes de material de caída y tampoco contienen clastos de caliza del basamento que podrían reflejar la presencia de una cámara magmática profunda. Por lo tanto, los autores proponen la hipótesis del colapso instantáneo del material emitido sin la formación de una columna eruptiva, es decir, una erupción tipo “*boiling over*”, disparado por la inyección de un magma más caliente sobre una cámara superficial, y que quedó registrado en fragmentos de pómez bandeada. Tal mecanismo ha sido ya observado en 1980 durante la erupción del Monte St. Helens (Rowley et al., 1981), y en otras erupciones como la del Monte Lamington en Papua, 1951 (Taylor, 1958) o la del Cotopaxi, en Ecuador (Wolf, 1878).

La Tercera etapa descrita anteriormente coincide a grandes rasgos con la Secuencia III, ya propuesta por Höskuldsson y Robin (1993) (Tabla 1.1 y Fig. 1.5), que empieza con el colapso del Espolón de Oro ocurrido, según estos autores, entre 33,000 años A.P. y 18,700 años A.P. (episodio Tliapa). El resultado del colapso del cono es la formación de una avalancha de escombros que se extiende hasta 85 km hacia el este, en los Valles de Tliapa, Tlacóhuatl y Córdoba. Sin embargo, un fechamiento reciente de esa avalancha (Sheridan, com. pers. a Carrasco-Núñez) arrojó una edad de aproximadamente 16,500 años A.P. La Secuencia III (Pleistoceno tardío-Holoceno) está dividida en 10 episodios (en original: “*episodes*” según Höskuldsson y Robin, 1993) distintos, los cuales se mencionan a continuación (Fig. 1.9):

- 1) Episodio “Tliapa” (18,700 años A.P.). Su sección tipo está ubicada cerca del Pueblo de Chocamán y corresponde a un depósito de flujo de ceniza andesítica, el cual es seguido por el complejo dómico “Chichimeco” (16,980 años A.P.-12,900 años A.P.), que comprende el episodio de “Las Cumbres” (16,980 años A.P.), el cual corresponde a un depósito de caída de pómez riolítica (Höskuldsson, 1993).
- 2) Episodio “Chocamán” (12,900 años A.P.). Corresponde a una secuencia de flujos de ceniza y escoria que coincide con el inicio de la construcción del cono Citlaltépetl (tercera etapa de Carrasco-Núñez).

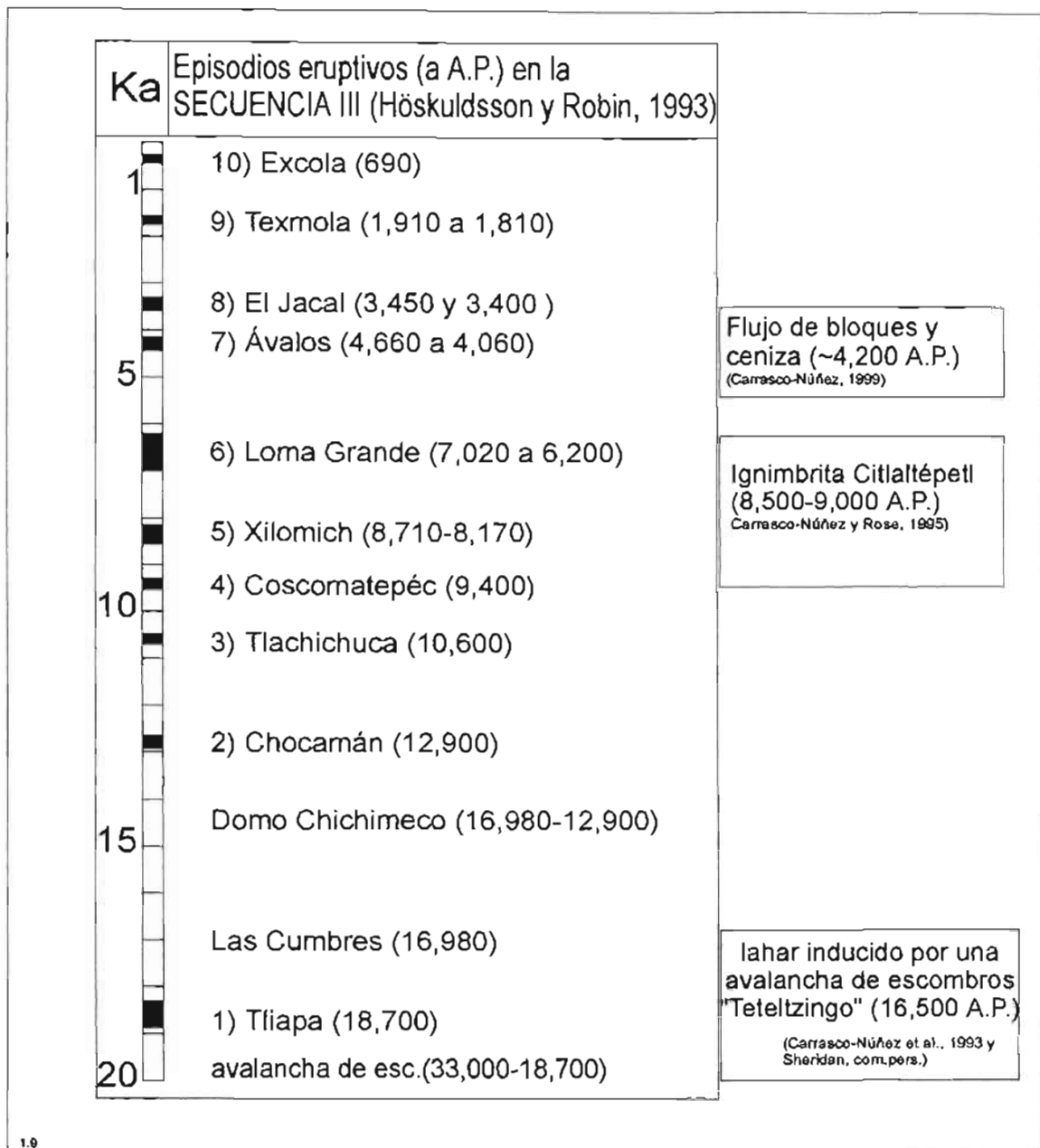


Figura 1.9: Cronología de los episodios eruptivos de la Secuencia III de Höskuldsson y Robin (1993) (columna izquierda) y los eventos eruptivos más importantes (columna derecha)

3) Episodio "Tlachichuca" (10,600 años A.P.). Es una capa índice de caída que coincide con el contacto inferior de los depósitos de La Perla.

4) Episodio “Coscomatepec” (9,400 años A.P.). Es un depósito de flujo de ceniza y escoria que cubre a depósitos del episodio Tlachichuca y podría corresponder con el episodio que formó la Ignimbrita Citlaltépetl, al igual que el episodio Xilomich.

5) Episodio “Xilomich” (8,710 años A.P.-8,170 años A.P.). Es una secuencia de flujos de bloques y ceniza.

Sobreyaciendo a los depósitos del episodio Xilomich, se encuentra un depósito de caída de pómez llamado T-II que, según la interpretación de Carrasco-Núñez y Rose (1995), coincide con la capa “5” de la Ignimbrita Citlaltépetl y corresponde a la P.C.

6) Episodio “Loma Grande” (7,020 años A.P.; 6,640 años A.P.; 6,200 años A.P.) es una secuencia compuesta por cinco unidades de flujo de escoria y ceniza, muy similar a la de Chocamán.

La secuencia del Episodio “Loma Grande” se divide en dos depósitos: el de 7,020 años A.P. que se encuentra en el valle de Tliapa, y el depósito de flujo de bloques y ceniza, fechado en 6,640 años A.P. y 6,200 años A.P., que se depositó en el valle de Metlac.

La Tabla 1.2 muestra una comparación de los resultados de fechamientos de radiocarbono propuestos para la “Ignimbrita Citlaltépetl”. En ella se puede observar que los fechamientos reportados por Carrasco-Núñez y Rose (1995) coinciden con los reportados por Heine (comunicación escrita); sin embargo, contrastan con los reportados por Höskuldsson y Cantagrel (1994) y Cantagrel et al. (1984).

Tabla 1.2: Comparación de fechamientos C^{14} (en años A.P.) de depósitos de flujos piroclásticos en los alrededores del volcán Citlaltépetl (modificado de Carrasco y Rose, 1995).

Muestra	Localidad	Cantagrel et al. (1994)	Heine com. escrita	Carrasco y Rose (1995)
101c	Loma Grande (Metlac)	6200±120	-	8660±80
27	Loma Grande (Tliapa)	7020±120	8455±90	8580±80
133	Coscomatepec	9400±170	8495±85	8630±90

En este caso, es probable que los sitios de fechamiento no fueron los mismos a causa de la falta de referencias topográficas precisas en el trabajo de Höskuldsson (com. pers.). Por lo tanto, Carrasco-Núñez y Rose (1995) proponen una única secuencia eruptiva explosiva de aproximadamente 9,000 años A.P.-8,500 años A.P., que comprende los episodios 4, 5

y 6. Esta secuencia única corresponde entonces a la formación de la Ignimbrita Citlaltépetl, perteneciente a la tercera gran etapa (Citlaltépetl).

7) Episodio “Ávalos” (T-III) (4,660 años A.P.; 4,060 años A.P.). Está compuesto por un depósito de flujo de lava dacítica de 10 metros de espesor, fechado en 4,660 años A.P., un depósito pliniano de caída de pómez dacítica de 4,060 años A.P., que corresponde a la Secuencia T-III, y un depósito de bloques y ceniza que también fue descrito por Siebe et al. (1993) en la parte occidental del volcán, el cual fue posteriormente correlacionado con un depósito similar reportado en el sector SE del volcán (*La Perla Block and Ash Flow Deposit* (LPBAFD), Carrasco-Núñez, 1999).

8) Episodio “El Jacal” (T-IV) (3,450 años A.P.-3,400 años A.P.). Corresponde a un depósito de pómez de caída dacítica originado por una erupción pliniana (3,450 años A.P.).

9) Episodio “Texmola” (1,910 años A.P.-1,810 años A.P.). Son depósitos de bloques y ceniza (1,910 años A.P. y 1,860 años A.P.) cubiertos por una capa de ceniza fina (1,810 A.P.).

10) Episodio “Excola” (690 años A.P. =1260 A.D.) (T-V). Depósito de pómez de caída dacítica producido por una erupción pliniana (1260 A.D.) que corresponde al episodio explosivo T-V.

Las lavas holocénicas del Citlaltépetl fueron divididas, según sus características morfológicas y estratigráficas, en cuatro episodios principales (Carrasco-Núñez, 1997). Las lavas pertenecientes a los episodios más antiguos (I) presentan características de menor viscosidad (más distancia y mayor control topográfico) con respecto a las lavas más recientes (II-III-IV), que alcanzaron una distancia menor del centro volcánico. Su textura es porfídica y su composición predominantemente dacítica, y contiene fenocristales de hornblenda y plagioclasa, cuya abundancia aumenta en los derrames más jóvenes.

Posterior al episodio que produjo LPBAFD, se reporta una serie de episodios de caída de pómez pertenecientes a la Secuencia III (Höskuldsson y Robin, 1993): Episodio El Jacal (3,450 años A.P.-3,400 años A.P.); Episodio Texmola (1,910 años A.P.-1,810 años A.P.) y Episodio Excola (690 años A.P. =1260 A.D.).

5.3 Actividad histórica

Desde el año 1157 hasta la fecha, han sido reportados por lo menos 15 eventos eruptivos diversos que incluyen: actividad fumarólica, erupción de cenizas y derrames de lava (De la Cruz y Carrasco-Núñez, 2002).

Crausaz (1994) reporta una erupción ocurrida en el año de el 987 o 1175 A.D. que coincide con el inicio del imperio Tolteca. Melgarejo (1980) reporta cuatro erupciones descritas en el Códice Vindobonensis (o Códice Viena "*Codex Vienna*") de naturaleza desconocida, entre 1157 y 1351 (en: Crausaz, 1994). Jeroglíficos encontrados en el Códice Teller (Von Humboldt, 1810) indican una serie de erupciones posibles y emisiones de humo (la "estrella Venus" que humea) en los años 1533, 1534, 1535, 1537 y 1539. Sahagún (1950-1969) reporta una erupción mayor en 1545; Yarza (1971) reporta la erupción de 1559; Böse (1899) reporta la erupción de 1566; Sartorius (1961) reporta una serie de erupciones que duran 20 años sin interrupción, desde 1569 hasta 1589. Posteriormente continúa la erupción de 1613 (Böse, 1899), de 1687 (Ordoñez, 1894) y de 1846 (Heller, 1853). A partir del 1850 se reportan muchos ruidos, temblores y emisiones de humo y vapor; así como ruido en 1851 (Sartorius, 1961); temblor y ruido en 1864 (Camacho, 1922); temblores en 1866 (Sartorius, 1866); humo en 1867 (Alpine Journal, 1867); erupción en 1895 (Revue Scientifique, 1895); temblor y flujos de lodo en 1920 (Camacho, 1922); sonidos en 1921 (Friedlaender, 1930); temblor y "fuego" en 1937 (Marden, 1940); actividad fumarólica y olor de azufre en la cumbre hasta la fecha (observación personal, 1996, 1998).

CAPÍTULO II. CARACTERÍSTICAS DE LA PÓMEZ CITLALTÉPETL

1. Definición de la Pómez Citlaltépetl

La “Pómez Citlaltépetl” se define como una secuencia alternante de depósitos de pómez de caída y flujos piroclásticos de espesor que varía desde centímetros hasta metros. La parte correspondiente a los depósitos de caída está compuesta por pómez del tamaño de lapilli y ceniza, intercalada con algunas capas de ceniza fina. Utilizando la definición de facies propuesta por Fisher y Schmincke (1984), los depósitos estudiados se ubicaron en tres diferentes facies: proximal (“*Near-Source Facies*”), intermedia (“*Intermediate-Source Facies*”), y distal (“*Distant-Source Facies*”). La facies proximal (de 0 a 10 km del cráter) presenta, además de las capas de caída de tamaño de lapilli, algunos horizontes intercalados delgados con laminación cruzada. Estos horizontes delgados desaparecen, o bien, su espesor se hace muy reducido en la facies intermedia (alrededor de 10-15 km de distancia de la boca eruptiva), en donde los materiales de caída son más continuos. En la facies distal (más allá de 20 km de la boca eruptiva) se pueden distinguir sólo las capas de caída más importantes. Los depósitos de pómez afloran en varias localidades alrededor de la boca eruptiva, desde una distancia menor de 5 km (e.g. C-02-4 o C-02-9 cerca de Rancho Nuevo) (facies proximal), hasta una distancia de 24.6 km del cráter (e.g. C-02-40 en el pueblo de Chocamán) (facies distal), y sus distribución principal se concentra en los sectores E y SE del volcán (Fig. 2.1).

En las zonas topográficamente altas, la secuencia piroclástica está dominada por depósitos de caída (“Pómez Citlaltépetl” *sensu strictu*); sin embargo, en áreas más bajas, los depósitos de flujo piroclástico que corresponden a la Ignimbrita Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Rose, 1995), se encuentran intercalados en diferentes niveles con los depósitos de caída (facies de caída + flujo). En este trabajo se sugiere que ambos depósitos piroclásticos son correlacionables y forman parte de una secuencia de gran importancia en la historia reciente del volcán Citlaltépetl.

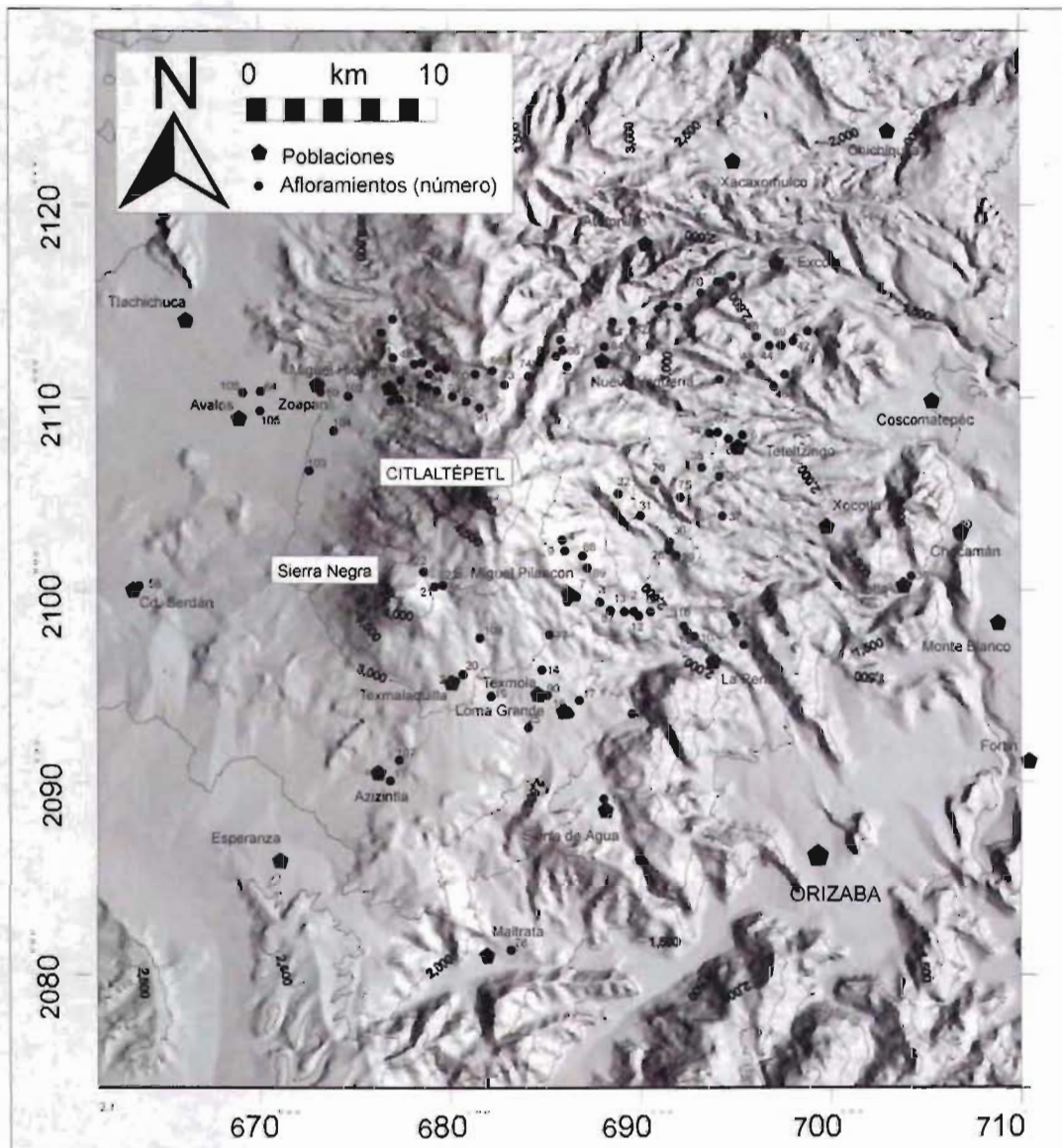


Figura 2.1: Localización de las 107 secciones estratigráficas verticales utilizadas en este trabajo. Los números de los afloramientos en esta figura se refieren a los últimos dos dígitos del nombre de casa sección estratigráfica (e.g. 46= C.P. 2-02-46). Coordenadas geográficas en UTM, NAD 27 Mex.

2. Metodología de campo

Alrededor de 250 muestras de pómez de caída y depósitos de flujos piroclásticos fueron recolectadas en 107 sitios, en los alrededores del volcán Citlaltépetl, desde una distancia mínima de 5 km (C-02-4) hasta una distancia máxima de 24.6 km (C-02-40) (Tabla 2.1) y Fig. 2.1).

Tabla 2.1: Relación de los 107 afloramientos estudiados en este trabajo, ordenados por cuadrante y distancia (km) con respecto al centro de emisión. Las coordenadas están en sistema UTM, Datum GPS: NAD 1973 Mex.

Cuadr.	Dist cráter (km)	Sitio	LONG	LAT	Altitud (m a.s.l.)	Localidad
			(14 Q UTM)			
N	4.6	C-02- 91	681584	2109499	4005	N Hut
	5.1	C-02- 92	680805	2109654	3980	N Pico
	5.5	C-02- 93	680199	2109689	3937	N Pico
	5.8	C-02- 73	683136	2110761	3900	Nueva Vaquería W
	6.4	C-02- 98	681371	2110803	3734	N Pico
	6.5	C-02- 99	681986	2111178	3809	N Pico
	6.8	C-02- 74b	684653	2111210	3435	Pico NE
	7.0	C-02- 100	679386	2110951	3715	N Pico
	7.2	C-02- 97	679111	2110960	3668	N Pico
NE	8.0	C-02- 72	686308	2111707	3279	Nueva Vaquería W
	8.2	C-02- 85	685972	2112436	3262	W Nueva Vaquería
	8.6	C-02- 86	686044	2112958	3169	W Nueva Vaquería
	9.1	C-02- 55	686054	2113103	3130	El Jacal
	9.2	C-02- 51	688203	2111888	3058	Nueva Vaquería
	10.0	C-02- 84	688266	2112886	2941	N Nueva Vaquería
	11.1	C-02- 54	688764	2114188	2800	Tlacotiopa
	12.0	C-02- 52	689777	2114260	2680	Palo Gacho
	13.3	C-02- 53	691345	2114909	2550	Dos Caminos
	13.6	C-02- 83	691389	2114710	2544	Dos Caminos
	13.6	C-02- 49	694464	2111041	2350	Malacatepec
	14.1	C-02- 71	692273	2114694	2411	Tlacotiopa
	15.4	C-02- 43	695968	2111766	2450	S Ayahualulco
	15.5	C-02- 70	693481	2115550	2227	Tecoanapa
	16.4	C-02- 46	696391	2113143	2310	Ayahualulco
	16.5	C-02- 50	694366	2116102	2140	Excola
	16.6	C-02- 50b	694419	2116146	2149	Excola
	16.8	C-02- 44	697098	2112838	2250	Ayahualulco E
	17.2	C-02- 5	695073	2116319	2150	Excola
17.4	C-02- 69	697621	2112761	2190	Ayahualulco E	
17.9	C-02- 57	693304	2118828	2080	NW Excola	
18.1	C-02- 42	698201	2113010	2040	Ayahualulco E	
19.0	C-02- 41	698981	2113453	1860	Ayahualulco E	
E	6.8	C-02- 32	689086	2105062	3133	La Paloma
	8.2	C-02- 31	690268	2103874	2880	La Mata
	8.8	C-02- 76	690993	2105743	3061	Cuyachapa SW
	9.7	C-02- 28	691670	2102107	2524	Naranjillos W
	9.8	C-02- 30	691805	2102565	2600	Naranjillos N
	10.0	C-02- 75	692304	2104837	2874	Cuyachapa W
	10.5	C-02- 29	692075	2101779	2549	Naranjillos
	11.2	C-02- 35	693442	2106424	2570	Cuiyachapa E
	12.0	C-02- 34	693900	2108169	2490	El Potrerillo
	12.2	C-02- 36	694475	2105950	2519	Teteltzingo S
	12.3	C-02- 37	694536	2103953	2280	Tenixtepec
	12.5	C-02- 66	694297	2108319	2440	Teteltzingo-Cuyachap
	12.8	C-02- 67	694887	2107919	2395	Teteltzingo-Cuyachap
	13.8	C-02- 6	695619	2108064	2390	Teteltzingo

	16.2	C-02-48	697308	2110618	2140	Ayahualulco S
	16.9	C-02-47	697868	2111458	2100	Ayahualulco S
	22.8	C-02-39	704352	2100656	1530	Tetla
	24.8	C-02-40	706946	2102743	1370	Chocamán
SE	4.8	C-02-4	686664	2102381	3610	Rancho Nuevo W
	5.6	C-02-9	686203	2102024	3410	Rancho Nuevo W
	6.0	C-02-88	687297	2100857	3234	Chinela
	6.5	C-02-89	687689	2101777	3364	SE Pico
	6.5	C-02-8	686317	2099453	3251	Pilancón SE
	6.8	C-02-7	686842	2099723	3228	Pilancón
	7.9	C-02-3	688086	2099391	2997	Pilancón E
	8.0	C-02-77	685310	2097608	2971	Texmola N
	8.8	C-02-87	688732	2098854	2858	S Chinela
	9.2	C-02-13	689327	2098937	2742	Agua Escondida
	9.4	C-02-2	689822	2098937	2682	Agua Escondida E
	9.9	C-02-12	690093	2098744	1196	Xometla
	10.4	C-02-65	690714	2098971	2610	Xometla
	11.8	C-02-17	686885	2094235	2660	Loma Grande
	12.2	C-02-11b	692496	2098096	2417	El Lindero N
	12.6	C-02-11	692587	2097922	2379	El Lindero N
	13.1	C-02-10	693097	2097601	2260	El Lindero S
	13.4	C-02-18	689766	2093572	2550	San Isidro Berro
	14.4	C-02-26	695014	2098607	2160	Cumbre del Español
	14.8	C-02-27	633266	2099575	2180	Cumbre del Español
	15.4	C-02-33	695631	2097170	2533	El Zapote
S	7.6	C-02-108	681594	2097417	3302	N Texmalaquilla
	9.5	C-02-20	680840	2095627	3200	Texmalaquilla
	9.6	C-02-14	685009	2095884	2915	Texmola N
	10.0	C-02-24	680395	2095274	3100	Texmalaquilla
	10.6	C-02-19				
	11.0	C-02-90	685140	2094861	2845	Texmola
	11.8	C-02-16	686401	2093543	2690	Loma Grande
	12.3	C-02-25	684281	2092812	2708	Paso Carretas
	14.8	C-02-107	677734	2091127	2752	Texmalaquilla
	16.0	C-02-1	676918	2090266	2680	Atzitzintla
	16.8	C-02-15	688292	2089056	2240	Sierra de Agua
	24.0	C-02-78	686643	2081608	1500	Maltrata
SW	5.1	C-02-23	679900	2100325	3950	Sierra Negra
	5.2	C-02-22	678817	2100923	4030	Sierra Negra
	5.3	C-02-21	679382	2100187	3960	Sierra Negra
W	8.9	C-02-104	674139	2108385	3097	Llano Grande
	9.5	C-02-103	673076	2106762	3051	Llano Grande
	12.8	C-02-105	670239	2108944	2871	S.M. El Aserradero
	14.0	C-02-106	669353	2110112	2813	Avalos
	18.5	C-02-58	664525	2099811	2600	Cd. Serdán
NW	6.1	C-02-82	679598	2110022	3908	E Miguel Hidalgo
	6.5	C-02-81	679400	2110459	3842	E Miguel Hidalgo
	6.8	C-02-80	678684	2110702	3840	E Miguel Hidalgo
	6.9	C-02-61	677659	2110039	3400	Miguel Hidalgo
	7.1	C-02-94	678708	2110945	3720	N Pico
	7.1	C-02-60	677135	2109882	3383	Miguel Hidalgo
	7.2	C-02-63	677285	2110304	3430	Miguel Hidalgo
	7.6	C-02-62	677642	2110987	3518	Miguel Hidalgo
	7.8	C-02-96	678418	2111448	3617	N Pico

	7.9	C-02-	95	678352	2111403	3639	N Pico
	8.8	C-02-	101	677670	2111719	3582	NE Miguel Hidalgo
	9.0	C-02-	102	675131	2109875	3171	Zoapan
	10.1	C-02-	78	676597	2113487	3236	Puerto Nacional
	10.2	C-02-	59	673406	2110357	2981	Zoapan
	10.4	C-02-	79	677230	2114149	3157	N Cajon
	13.0	C-02-	64	670344	2110491	2799	Tlachichuca

Cada afloramiento fue debidamente limpiado para eliminar cualquier alteración superficial. A menudo esta superficie de alteración se encuentra muy desarrollada, debido al clima húmedo-tropical que domina la región, particularmente en el flanco oriental del volcán.

Las técnicas y las precauciones adoptadas en la recolección de las muestras se apegaron a los métodos estándar de muestreo para los depósitos de pómez de caída (Scandone y Giacomelli, 1998; Rosi, com. pers.).

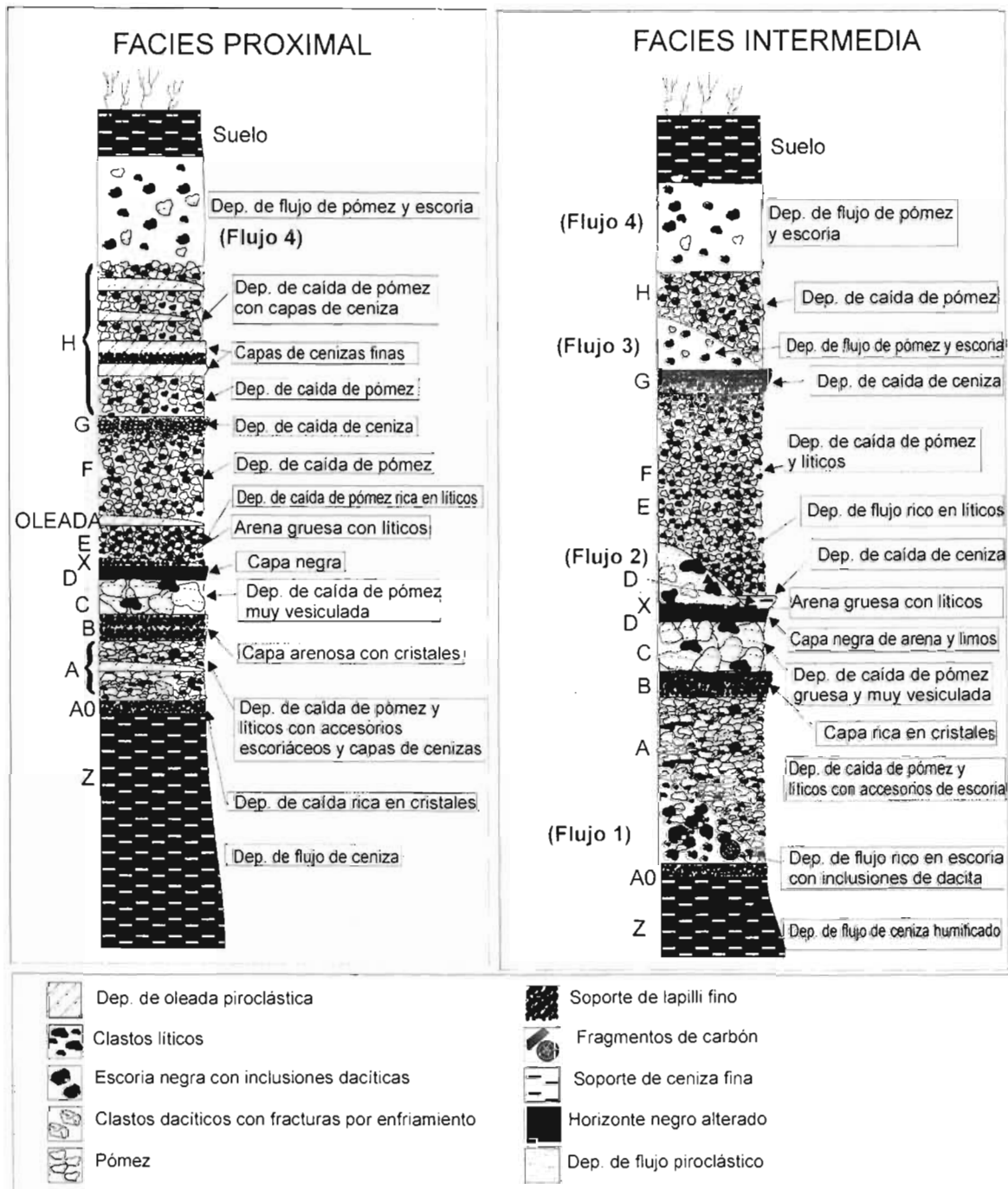
Inicialmente se llevó a cabo una campaña de muestreo, la cual fue necesaria para identificar las zonas clave y las direcciones preferenciales de depósito, que permitieron orientar las subsecuentes campañas de campo.

3. Estratigrafía

Las dos secciones verticales compuestas presentadas en la Fig. 2.2 representan la integración de diferentes secciones correlacionadas de la facies mediana (C-02-3, C-02-75, C-02-25 y C-02-67) y facies proximal (C-02-85, C-02-89, C-02-4, C-02-9) (ver ubicación de las secciones en la Fig. 2.1). Sin embargo, debido a la variabilidad de estas facies no fue posible mantener en el texto un estricto orden estratigráfico, como el que se presenta en la Fig. 2.2. A continuación se presenta una descripción detallada de las principales capas que integran a la Pómez Citlaltépetl (Tabla 2.2).

Capa Z

Es un depósito de ceniza fina de color gris oscuro, aunque localmente puede ser negro. Tiene un espesor que alcanza hasta los 3 metros y contiene en su parte media y superior abundantes fragmentos pequeños de carbón.



22

Figura 2.2: Sección estratigráfica compuesta para la facies intermedia (derecha) y proximal (izquierda). Ver texto para la descripción de detalle de cada capa.

Tabla 2.2: Resumen de las principales características de las capas pertenecientes a la P.C. Fl=flujo, Lp=lapilli, Ce=ceniza, Pm=pómez, Sc=escoria, Lt=líticos, Cr=cristales

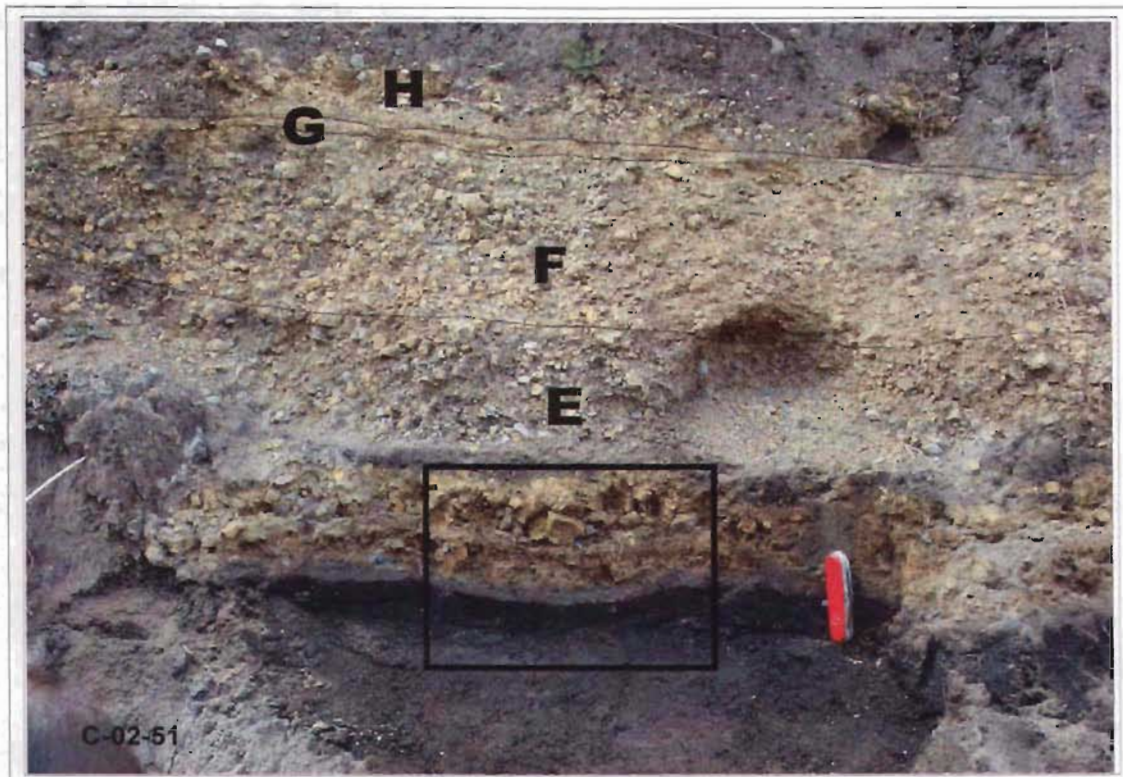
CAP	comp.	tamaño	color	espesor	observaciones	contacto superior
A	mayor	clastos	capa	max		
Z	Pm	Ce	gris obs	3 metros	con carbón	erosional con A0
A0	Cr	Ce	gris	~3 cm		gradacional hacia A
Fl 1	Sc	-	gris obs	~2 metros	corteza de pan	erosional
A	Pm	-	amarilla	25 cm		erosional con B
B	Pm	Ce gruesa	amarilla	5 cm	Alterada	brusco
C	Pm	Lp grueso	amarilla	12 cm		brusco con D low
D _{low}	Pm	Ce gruesa	negro	5 cm	muy alterado	erosional con X o E
X	Cr	Lp fino	gris	5 cm	Discontinuo	brusco con flujo 2 o E
Fl 2	Lt	Lp grueso	pardo	~3 metros	Carbón	erosional
D _{up}	Pm	Lp fino	gris	5 cm	Alterada	brusco con E
E	Pm -Lt	Lp grueso	gris-rojo	11 cm	capa índice	gradual con F
F	Pm	Lp grueso	amarilla	42 cm		eros. con G o flujo 3
G	Pm	Ce gruesa	café	6 cm	Alterada	brusco con H
Fl 3	Pm	Lp grueso	café obs	~2 m		erosional con H
H	Pm	Lp grueso	amarilla	20 cm		gradual suelo
Fl 4	Pm-Sc	Lp grueso	pardo	dm		gradual suelo

Capa A0

Es un depósito suelto de ceniza de color gris, rico en cristales, con un espesor de ~3 cm. Está en contacto erosional con la capa Z y muestra una gradación hacia la capa A, en su parte superior. Está compuesta enteramente por cristales altamente fragmentados y sub-angulares de piroxeno (~60 % Vol.), plagioclasa (~30 % Vol.), clastos líticos fragmentados y alterados (~5 % Vol.), esquirlas de vidrio transparente, escoria vítrea (~4 % Vol.) y pómez (~1 % Vol.). El depósito muestra una buena clasificación y cierta gradación hacia la parte superior. La capa A0 siempre se encuentra en la base del flujo inferior de escoria (flujo 1) y es más difícil de identificar en los altos topográficos, en donde aparece como una capa discontinua, subyaciendo a la capa A (Figs. 2.3 y 2.4).

Flujo de escoria 1

Es un depósito rico en escoria, de color gris oscuro, no gradado, masivo y con un espesor máximo de ~2 metros, que descansa en contacto directo sobre la capa A0. La mayoría de sus clastos juveniles son grandes (mayores a 30 cm de diámetro), densos (con



23

Figura 2.3: Fotografías mostrando las capas presentes en el afloramiento C-02-51 (arriba) y el detalle de las capas delgadas inferiores (abajo). Como escala está una navaja suiza de 10 cm de longitud.

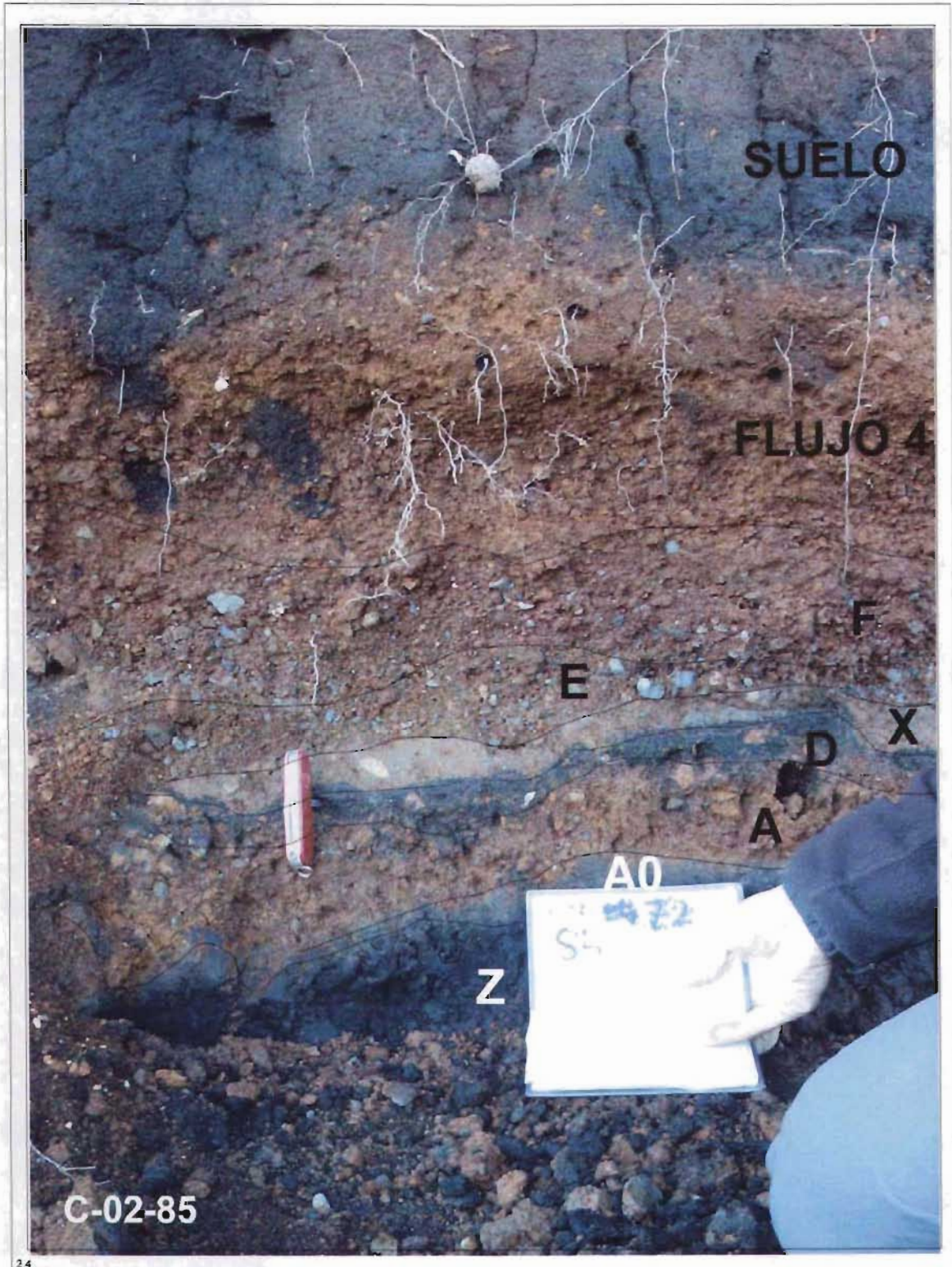


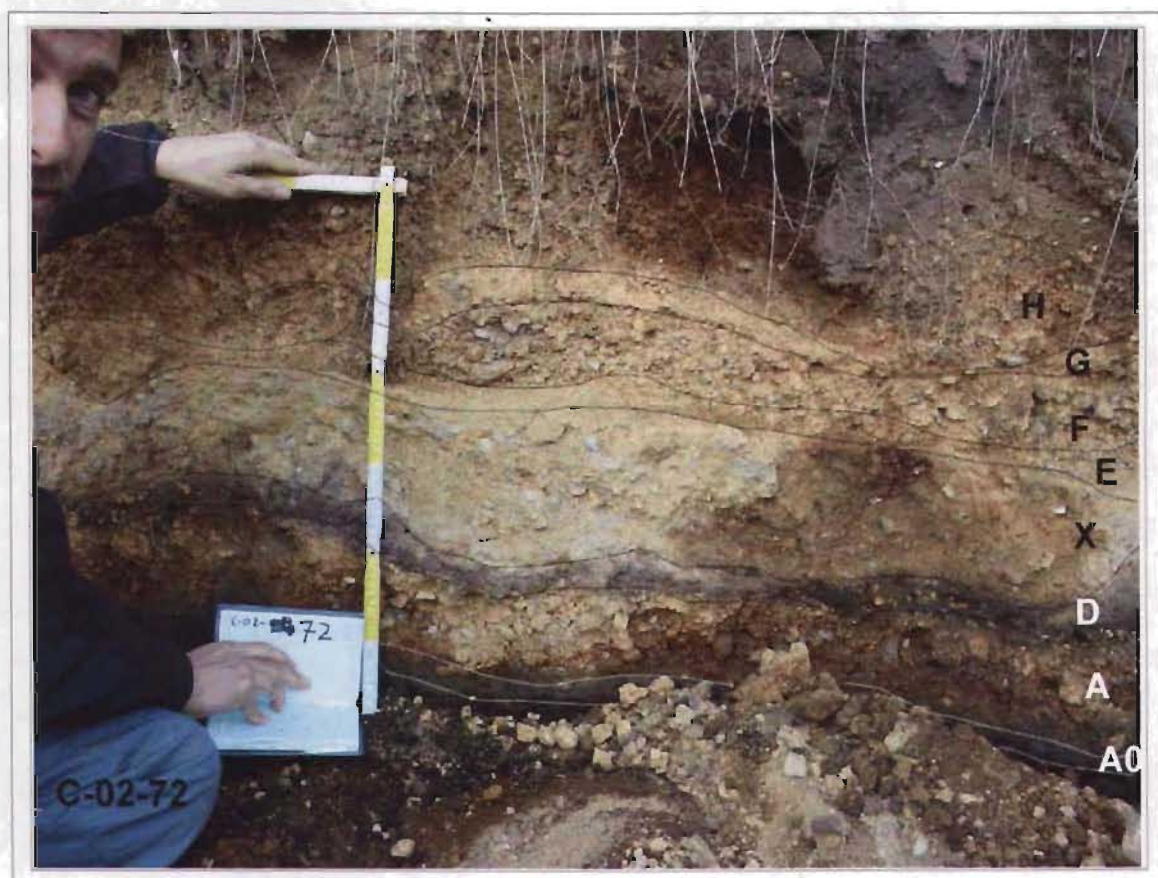
Figura 2.4: Fotografía de las capas presentes en el afloramiento C-02-85. Como escala está una navaja suiza de 10 cm de longitud.

pequeñas vesículas), de composición andesítica y muestran superficies características de “corteza de pan” así como paredes grandes intra-vesiculares. Una característica diagnóstica de esta capa es la abundancia de inclusiones blancas de composición dacítica dentro de los clastos de escoria oscura. El depósito contiene algunos clastos de pómez de color gris claro, mientras que los clastos líticos son raros. En la base de este flujo se encuentran troncos grandes y ramas carbonizadas en perfecto estado de preservación. En la parte superior de estos troncos y ramas se observaron abundantes estructuras (tubos) de desgasificación (*pipes*). El depósito, en algunas localidades como en Paso Carretas (sitio C-02-25), está parcialmente cubierto por un depósito de lahar y por otro depósito de flujo de escoria similar.

Capa A

Es una capa de caída con gradación que va de inversa a normal, con soporte de clastos, bien clasificada y rica en pómez (~66 % en peso). Contiene clastos de pómez subangulares, bandeados, de color gris y con inclusiones blancas, muy distintivos de esta capa. En la mayoría de las secciones, la capa A presenta gradación inversa con variación ascendente del tamaño del grano, desde lapilli medio en la base a grueso en el centro y fino en la parte superior (gradación normal). La característica más importante de esta capa es la presencia de tres tipos de pómez, las cuales en orden de abundancia son: de color gris-amarillo, gris oscuro y bandeadas. La pómez muestra paredes delgadas de las burbujas y vesículas elongadas y fibrosas. La pómez de color gris oscuro es rica en cristales de anfíbol. La pómez bandeada es más escoriácea y tiene vesículas normalmente más grandes y redondeadas en las bandas oscuras, aunque no se encuentra una variación clara en la vesicularidad entre las bandas de color gris oscuro y las claras. El análisis de componentes del depósito indica que alrededor del 34 % en peso de los clastos son de lava andesítica de color gris que, en general, son de menor tamaño con respecto a la pómez asociada a los clastos líticos. El depósito muestra una densidad global de 620 kg/m³. Basándose principalmente en sus características granulométricas, la capa A se divide en tres partes: parte inferior (20 cm de espesor máximo), en general más fina que el resto de la capa, con diámetro medio de clasto de -1.96Φ y clasificación de 1.26. Se

encuentra localmente alterada en su parte inferior debido al brusco contacto erosional con la capa Z. La parte media muestra un espesor máximo de 15 cm, es generalmente la parte de grano más grueso en toda la capa ($Md = -3.02 \Phi$), y muestra una clasificación de 1.55. La parte superior tiene un espesor que varía de 5 a 10 cm, con un diámetro medio de clastos de -2.52Φ y una clasificación de 1.63. Su contacto inferior es claramente transicional (Fig. 2.5), mientras que en su contacto superior es brusco debido principalmente a diferencias físicas y granulométricas con respecto a la parte inferior de la capa B (Fig. 2.3).



25

Figura 2.5: Fotografía de las capas de pómez de caída presentes en el afloramiento C-02-72 (Foto cortesía de Mauro Rosi, Feb. 2004).

Capa B

Es un depósito delgado (2 a 5 cm) de ceniza gruesa, rico en pómez, de color rojo-pardo. Esta capa contiene un promedio de 82 % en peso de pómez, 18 % en peso de clastos

líticos y algunos clastos de pómez del tamaño de lapilli, parecidos a los encontrados en la parte superior de la capa A. Ambos clastos de pómez y líticos tienen un diámetro máximo de 0.3 cm, con un buen redondeamiento (la pómez está mucho más redondeada con respecto a la porción lítica) y muestra una fuerte alteración local, especialmente en su parte superior, la cual consiste de una capa laminar arcillosa de coloración que varía de amarillenta a rojiza; aunque el contacto entre las partes superior e inferior de esta capa no es claro. Esta alteración podría ser indicativa de un período de exposición ligeramente mayor a los agentes externos, y sugerir un breve tiempo de reposo eruptivo. Sin embargo, algunas veces es posible distinguir la parte inferior de la superior, dado que la parte inferior está ligeramente menos alterada y, además, presenta una clasificación de 2.12 y un diámetro medio de -1.0Φ , mientras que la parte superior muestra una clasificación ligeramente mejor (1.89) y un tamaño de clasto más grueso ($Md=-1.3 \Phi$). El contacto superior con la capa C es bastante brusco debido a las diferencias composicionales y granulométricas entre las dos capas (Figs. 2.3 y 2.6).

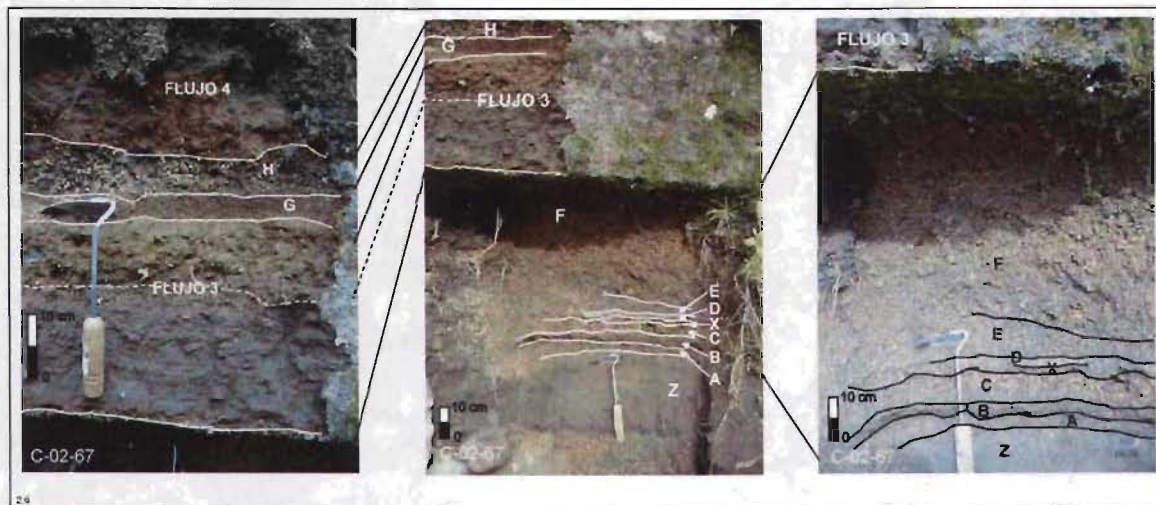


Figura 2.6: Fotografías que muestran la correlación de las diferentes capas piroclásticas en la sección C-02-67, en el área de Teteltzingo. Ver Fig. 2.1 para la ubicación de esta sección.

Capa C

Es un depósito de caída de pómez, del tamaño de lapilli grueso ($Md=-3.21 \Phi$), de espesor centimétrico (de 5 a 12 cm), y con un promedio de 66 % en peso de pómez y 34 % en peso de clastos líticos (Fig. 2.3). Contiene comúnmente clastos de pómez, los cuales

algunas veces son incluso más grandes que el espesor promedio de la capa. El color diagnóstico de estos clastos es blanco rosáceo. Esta capa tiene una clasificación de 1.96 y sus clastos son ligeramente más gruesos en su parte central. Los clastos de pómez de esta capa C se encuentran comúnmente fracturados y alterados a un color rosa fuerte. Los cambios en los contactos de esta capa se deben principalmente a diferencias granulométricas en comparación con las capas adyacentes. Si en el afloramiento aparecen las capas B y D, sus contactos inferior y superior son relativamente bruscos, de lo contrario la capa C se podría confundir con la capa A, a simple vista.

Capa D_{low}

Es un depósito delgado (5 cm) de color gris oscuro-negro, compuesto de pómez extremadamente alterada, cuyo tamaño varía de ceniza gruesa ($Md = 0.75 \Phi$) a ceniza fina (arcilla), lo que le confiere en muchas ocasiones un aspecto equivalente al desarrollo incipiente de un suelo. La capa D_{low} está bien clasificada (1.82) y no está gradada (Figs. 2.4, 2.5, 2.6, 2.7 y 2.8). Se considera que el color negro de esta capa es debido a la fuerte alteración de las cenizas volcánicas y sugiere la progresiva degradación de la ceniza volcánica original, que con dificultad puede aún ser reconocida; aunque eso también se podría atribuir al desarrollo incipiente de materia orgánica en el depósito. Además, la posición estratigráfica de esta capa, permite correlacionarla con un horizonte que fue interpretado como un suelo en la localidad de Excola, el cual se desarrolló sobre un horizonte de lahar (Carrasco-Núñez y Rose, 1995).

Por otra parte, la capa D_{low} es parecida a la parte superior de la capa B (aunque mucho más alterada) y también incluye algunos clastos de pómez pertenecientes a la capa C. La pómez, subredondeada y alterada (promedio 60 % en peso), es de composición andesítica basáltica y está mezclada con líticos subangulares alterados de composición andesítica (promedio 40 % en peso). Un posible proceso de retrabajo pudo haber actuado para crear el ligero redondeamiento de los clastos. Asimismo, el contacto superior de la capa D_{low} con la capa X es en muchos casos fuertemente erosional (Figs. 2.4, 2.5, 2.7 y 2.8) y muestran cambio brusco marcado por cambios de color que van de color gris oscuro a gris claro. Todas estas evidencias apoyan la existencia de un periodo de reposo, aunque debe reconocerse que es difícil precisar su duración.

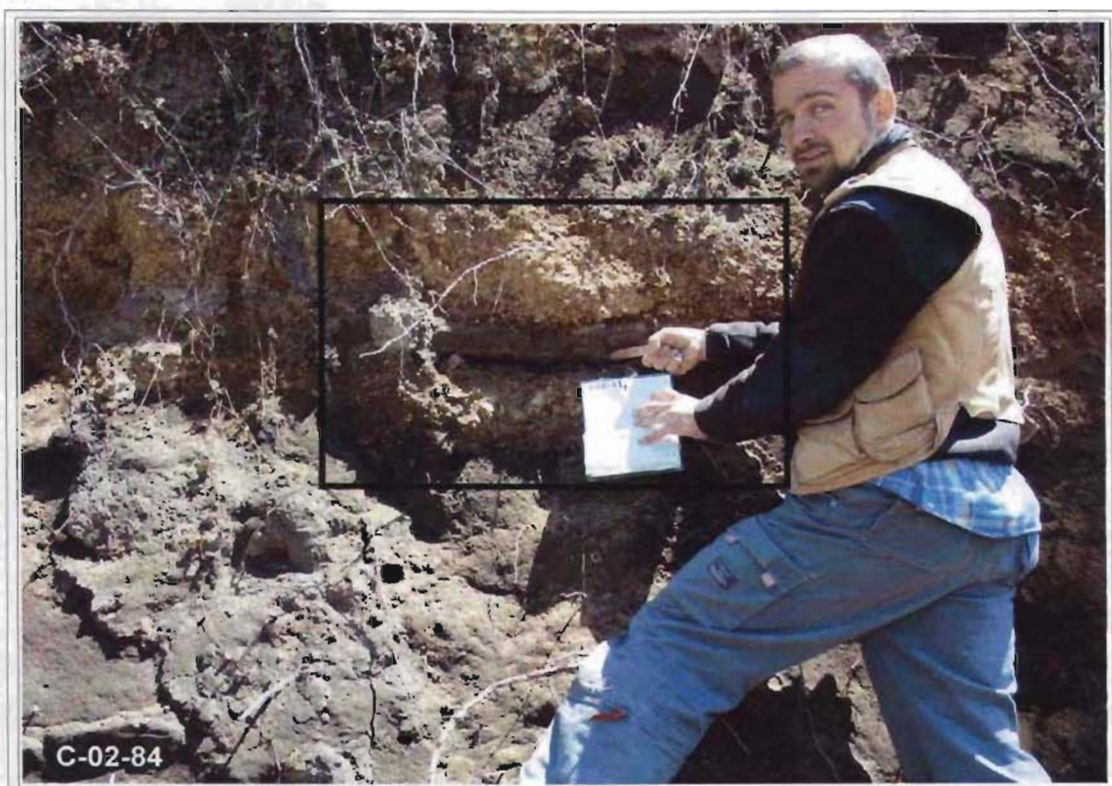


27

Figura 2.7: Fotografía mostrando las capas de pómez de caída presentes en el afloramiento C-02-86 (fotografía cortesía de Mauro Rosi, 2004). Ver Fig. 2.1 para su ubicación

Capa X

Es un horizonte discontinuo, delgado (< 5 cm de espesor), de color gris, rico en cristales (Figs. 2.4, 2.5, 2.6, 2.7 y 2.8). Es masivo y está soportado por granos del tamaño de la ceniza. Está constituido por ~50 % en peso de clastos de pómez subangulares y alterados, ~35 % en peso de clastos líticos andesíticos subangulares, que muestran una fuerte alteración hidrotermal, ~5 % en peso de cristales de anfíbol y plagioclasa, y ~10 % en peso de clastos líticos claros. Los contactos de la capa X son bruscos y fáciles de detectar gracias a la diferencia de color y tamaño de grano. Sobreyace a la capa D_{low} y subyace a la capa E (Fig. 2.7 y 2.8), aunque localmente puede aparecer un depósito de flujo piroclástico.



²⁸ Figura 2.8: Fotografía que muestra las capas de pómez de caída presentes en el afloramiento C-02-84 (arriba) y el detalle de las capas indicadas (abajo). Ver localización en Fig 2.1 (fotografía cortesía de Mauro Rosi, 2004).

Flujo rico en líticos 2

En algunas localidades topográficamente bajas como el sitio C-02-25 (ver ubicación en Fig. 2.1), descansa un depósito de flujo piroclástico rico en clastos líticos y de espesor métrico (máx. 3 metros) en contacto erosional sobre la capa X. El depósito presenta una abundante matriz de color gris a rosa y sus clastos líticos son predominantemente andesíticos. Debido a la abundante presencia de troncos carbonizados en la parte inferior de este flujo y debido a la oxidación rosácea, se sugiere una temperatura mínima de emplazamiento de 300°C (Papale y Rosi, 1993).

Capa D_{up}

Es un depósito delgado (2 a 5 cm) de color gris, del tamaño de lapilli fino ($Md=0.0 \Phi$), con mala clasificación (2.36) sin gradación alguna. Esta capa está compuesta por 65 % en peso de clastos y ~35 % en peso de matriz. El análisis de componentes al microscopio estereoscópico muestra ~44 % en peso de agregados de pómez ricos en cristales, ~32 % en peso de plagioclasa, ~11 % en peso de clastos líticos, ~10 % en peso de cristales ferromagnesianos y ~3 % en peso de esquirlas de vidrio. Dichos componentes (principalmente pómez y líticos andesíticos) presentan un diámetro máximo de 0.3 cm y muestran una forma claramente subangular y un grado de alteración bajo. El cambio en el contacto superior de la capa D_{up} es bastante brusco, debido a la fuerte diferencia de composición y de tamaño con respecto a la capa E (Fig. 2.6). La capa D_{up} comúnmente contiene algunos clastos de pómez del tamaño de lapilli grueso (Fig. 2.6).

Capa E

Aunque las capas E y F son parte de un depósito continuo, éstas se separaron en dos capas distintas debido a su marcada diferencia en composición y granulometría. La capa E es una capa de pómez de caída, rica en líticos, bien clasificada (1.80), soportada por lapilli grueso ($Md=-1.91 \Phi$), y con un color rojo oscuro. Esta muestra ligera gradación inversa en la parte superior debido a la transición con la capa F. Además de su abundancia de líticos, la capa E tiene un marcado espesor constante (~10 cm) que varía muy poco con la distancia. La capa E se caracteriza por un alto porcentaje de clastos líticos andesíticos grises (promedio 56 % en peso), con una típica oxidación rojiza.

Gracias a estas características únicas, la capa E ha sido utilizada como un marcador estratigráfico en la secuencia. El contacto inferior es brusco debido a los contrastes composicionales y granulométricos con la capa D_{up}, aunque en algunas localidades (por ejemplo, C-02-75), el contacto inferior de la capa E presenta un cambio brusco con el flujo piroclástico inferior, descrito anteriormente. Por otro lado, el cambio en el contacto superior es siempre gradual con la capa F (Figs. 2.3, 2.4, 2.6, 2.7 y 2.8).

Capas de ceniza intercaladas (solamente en la facies proximal)

En los sitios proximales (e.g. C-02-4, C-02-9 y C-02-89), algunos horizontes milimétricos de lapilli fino están intercalados con las capas A y H y se encuentran en la interfase entre las capas E y F (Figs. 2.2 y 2.9). Estos horizontes muestran una buena clasificación, no tienen matriz, poca alteración y estratificación milimétrica laminar y cruzada.

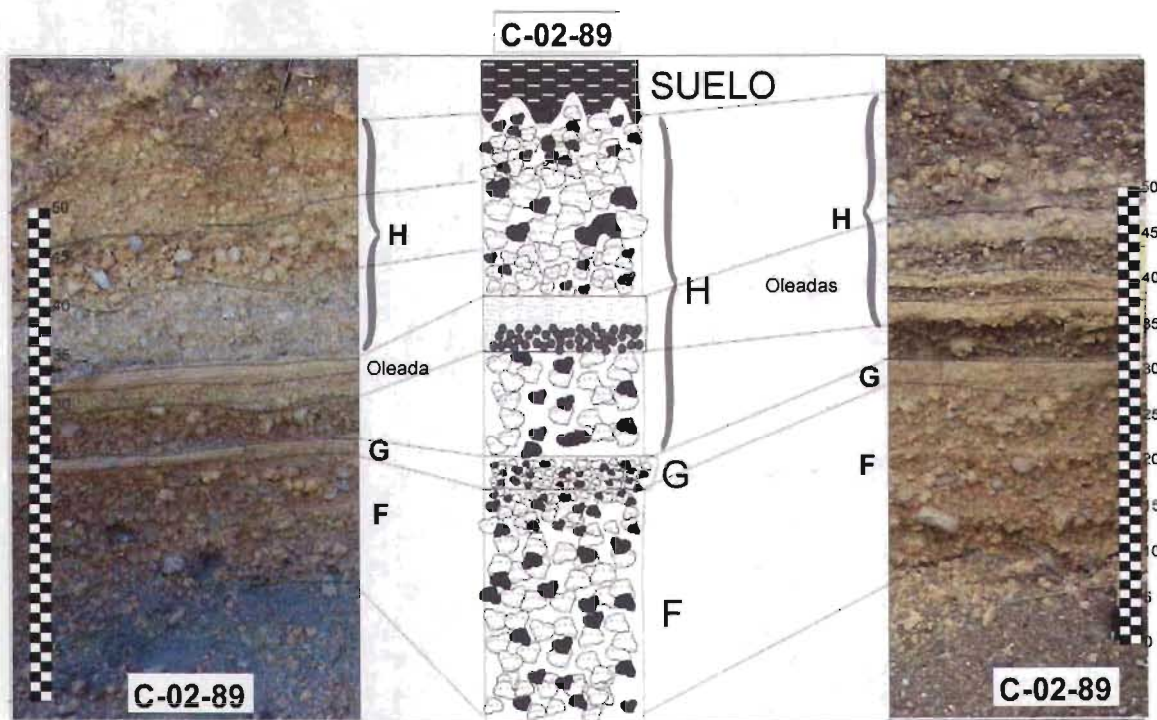


Figura 2.9: Fotografías y columna estratigráfica de dos detalles (separados a 15 metros en el campo) del afloramiento C-02-89 al Norte de Pilancón, a 6.5 km de distancia de la fuente. Los depósitos de oleadas piroclásticas se encuentran solamente en la facies proximal. Ver también la Fig. 2.2. La simbología es la misma que la de Fig. 2.11.

Capa F

Es una capa de caída rica en pómez de lapilli grueso (promedio 71 % en peso), soportada grano a grano, con una gradación que va de inversa a normal. Muestra una continuidad lateral de espesor en la mayoría de los afloramientos estudiados. Su espesor con la distancia del centro eruptivo varía de 42 cm, 37 cm, 35 cm, 35 cm y > 30 cm en sus secciones representativas C-02-7 (6.8 km), C-02-3 (7.9 km), C-02-30 (9.8 km), C-02-75 (10.0 km) y C-02-67 (12.8 km), respectivamente. En la mayoría de las secciones, la capa F presenta una variación del tamaño de grano que va desde lapilli grueso en la base ($Md=-2.05 \Phi$) al tamaño de lapilli fino en la parte superior ($Md=-1.05 \Phi$), aunque la clasificación permanece casi constante a lo largo de la capa (2.16 en la parte inferior y 1.96 en la parte superior). La capa F es muy similar a la capa A, sin embargo, no muestra ni pómez de color gris oscuro, ni tampoco pómez bandeada. El análisis de componentes del depósito proporciona un promedio de 29 % en peso de clastos líticos andesíticos angulares de color gris que, en general, son más pequeños que los clastos de pómez de esa misma capa. El contacto superior cambia de manera brusca con la capa G, sin embargo en algunos bajos topográficos como en el área de Teteltzingo (C-02-67) (ver localización en la Fig. 2.1), el contacto superior de la capa F está en contacto con la base del flujo piroclástico 3 (Fig. 2.6). La capa F, junto con la capa E, ha sido correlacionada con la capa de caída "5" de Carrasco-Núñez y Rose (1995) y con la Secuencia T-II propuesta por Höskuldsson y Robin (1993).

Flujo piroclástico 3

En un pequeño cañón cerca del área de Teteltzingo (C-02-67) se encuentra un depósito de flujo piroclástico de espesor decimétrico, en contacto erosional con la parte superior de la capa F (Fig. 2.6). La parte inferior del flujo piroclástico está constituida por un horizonte de color gris-pardo de 15 centímetros de espesor, con algunos clastos de pómez y líticos soportados en su matriz limo-arenosa. Sin embargo, su espesor alcanza hasta 2 metros en algunas depresiones topográficas locales.

La parte superior de este flujo tiene un espesor decimétrico y presenta pómez del tamaño de lapilli fino, dentro de una abundante matriz de ceniza de color gris-parda. Su parte inferior se distingue de la parte superior, principalmente por el aumento relativo de la

alteración de la matriz. Este flujo se encuentra entre las capas F y H en la sección C-02-67 (Fig. 2.6).

Capa G

Es una capa delgada, rica en pómez (~71 % en peso), bien clasificada (1.72) del tamaño de ceniza gruesa ($Md=0.54 \Phi$). Se caracteriza por estar mucho más endurecida y su tamaño de grano es más fino en comparación con las capas adyacentes F y H. Por lo tanto, sus contactos inferior y superior presentan cambios bruscos y fáciles de seguir. El espesor de la capa G (aumentando la distancia desde el cráter) es de 3 cm, 6 cm, 6 cm, 6 cm y 6 cm en sus secciones representativas C-02-7 (6.8 km), C-02-3 (7.9 km), C-02-30 (9.8 km), C-02-75 (10.0 km) y C-02-67 (12.8 km), respectivamente. La capa G muestra comúnmente en su parte superior partículas finas (arcillosas) y más alteradas que en su parte inferior (Fig. 2.9), lo cual sugiere un probable periodo breve de reposo (meses-años?).

Capa H

Es un depósito de caída de color gris-amarillo, que normalmente tiene una estructura masiva, aunque en ocasiones está ligeramente estratificado. Es rico en pómez (~64 % en peso) y está soportado por lapilli grueso ($Md=-2.71 \Phi$). Muestra un espesor variable (desde 5 hasta 20 cm) con una clasificación mala (2.06) y una gradación normal, que es más visible en su parte superior. Su espesor (aumentando la distancia desde el cráter) es de 25 cm, >18 cm, >20 cm, >15 cm y >5 cm en sus secciones representativas C-02-7 (6.8 km), C-02-3 (7.9 km), C-02-30 (9.8 km), C-02-75 (10.0 km) y C-02-67 (12.8 km), respectivamente. Debido a su posición estratigráfica, la parte superior de la capa H está comúnmente erosionada, por lo tanto, no permite una medición completa de su espesor original.

Este depósito es similar en composición y diámetro de clastos al de la capa F: contiene pómez escoriácea gruesa (64.4 % en peso), algunas veces fibrosa e intercalada con clastos líticos (promedio 35.6 % en peso) de composición andesítica. Su contacto inferior con la capa G es brusco (Figs. 2.3 y 2.6), mientras que en el contacto superior es transicional, variando gradualmente con el depósito superior (flujo 4) que corresponde a

la Ignimbrita Citlaltépetl Superior (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). En la facies proximal, la capa H muestra una discontinuidad en su depositación, debido a la presencia del horizonte delgado de ceniza gruesa (Fig. 2.9), descrito anteriormente como “capa de ceniza intercalada”.

Flujo piroclástico 4

En algunas localidades (por ejemplo, C-02-67 ó C-02-35), un flujo piroclástico masivo de espesor decimétrico sobreyace a la capa H (Fig. 2.6). Esta capa es un horizonte pardo soportado por matriz, con abundantes clastos de pómez (~20 % en peso) redondeados y parcialmente alterados, de hasta 10 cm de diámetro. La capa tiene pocos clastos andesíticos y éstos son desde subredondeados hasta subangulares, y son similares a los clastos de la capa H. La parte inferior del flujo se encuentra en contacto con la capa H, mientras que la parte superior cambia gradualmente a un horizonte fuertemente alterado, el cual puede ser confundido con la parte superior alterada de la capa H, en ausencia del flujo piroclástico.

4. Edad y correlación estratigráfica

Con el fin de reforzar los datos de la correlación estratigráfica, se analizaron 6 nuevas muestras de carbón por métodos de fechamiento de radiocarbono convencionales, en el Laboratorio de Radiocarbono de la Universidad de Tucson, Arizona (Tabla 2.3).

Algunos de los fechamientos reportados previamente en la literatura (Höskuldsson y Robin, 1993) coinciden, de manera general, con el rango de edades de los fechamientos de este trabajo para la misma secuencia; sin embargo no es posible verificar la estratigrafía detallada en campo debido a que estos autores no ofrecen una localización geográfica precisa (Höskuldsson, com. pers.). Por lo tanto, y para evitar mayores confusiones, estos fechamientos no fueron incluidos en este estudio. Los fechamientos reportados para la secuencia de flujos piroclásticos que integran a la Ignimbrita Citlaltépetl (PO78, PO145, PO101B', PO133', PO101C y PO133) (Carrasco-Núñez y Rose, 1995), así como los reportados por Heine (comunic. escrita a Carrasco-Núñez, 1992) y el reportado por Siebe et al. (1993) se encuentran agrupados en el rango entre

Tabla 2.3: Fechamientos radiométricos de carbono 14 de los depósitos de caída y de flujo de la "Pómez Citlaltépetl". Coordenadas geográficas en grados y décimos de minutos y en UTM con datum NAD 27 Mexico (*). **=método de espectrografía de masa (AMS). Referencias: 1= este trabajo; 2=Siebe et al., 1993; 3=Heine, comm. Pers. (1992); 4=Carrasco y Rose, 1995.

Muestra #	Lab #	C-14 (A.P.)	VEI	delta 13C	rangos de edad A.D. calibrada con 1 sigma	Depósito	Localidad	Posición en capa	Long.	Lat	Altitud	Ref.
9006	-	8470±160	-	-25.0	-	Fl pirocl	-	-	-	-	-	2
Heine1	-	8544±90	-	-	-	Fl pirocl	-	-	-	-	-	3
Heine2	-	8595±85	-	-	-	Fl pirocl	-	-	-	-	-	3
PO-133	-	8630±90	4	-	-	Fl. de es y pm	Teteltzingo	Inferior	695341	2119314	-	4
PO-101C	-	8660±80	4	-	-	Fl. de es y pm	Loma Grande	Inferior	684312	2092773	-	4
6c	12352	8505±50	4	-29.1	7580-7536	Caída	Teteltzingo	Vertical in G	695553*	2108242*	2390	1
8 d-d'	12354	8825±55	4	-25.9	8201-8039; 8025-7751	Caída	Pilancon W	Interface d-d'	686214*	2099672*	3251	1
8z	12349	8640±50**	4	-24.3	7728-7719; 7713-7698; 7680-7591	Caída	S. Miguel Pilancón	Top Z	686214*	2099672*	3251	1
PO-133'	-	8690±50	4	-	-	Fl. de es y pm	Teteltzingo	Inferior	695463	2107715	-	4
PO-101B'	-	8760±70	4	-	-	Fl. de es y pm	Loma Grande	Inferior	684312	2092773	-	4
13a	12355	8785±70	4	-23.3	8159-8134; 8076-8074; 8056-8054; 7968-7729; 7696-7681	Caída	Agua escondida	Top Z	689300*	2099153*	2742	1
PO-145	-	8860±60	4	-	-	Fl. de es y pm	Excola	Inferior	695451	2116810	-	4
PO-78	-	8980±80	4	-	-	Fl. de es y pm	Mallrata	Inferior	686142	2081563	-	4
4z	12348	9475±160	4	-26.1	9138-8987; 8956-8952; 8940-8606; 8566-8564	Caída	S. Miguel Chinela (N)	Top Z	686664*	2102381*	3610	1

9,000 y 8,500 años A.P. y se correlacionan bien con los fechamientos que aquí se reportan para las diferentes capas que conforman la Pómez Citlaltépetl, particularmente en lo que se refiere a la información encontrada en las secciones estratigráficas C-02-4, C-02-8, C-02-13 y C-02-6. Los fragmentos de carbón recolectados en la capa G de la sección estratigráfica C-02-6 (6c) arroja una edad de 8,505±/50, que es compatible con su posición estratigráfica y relaciones de campo, en la parte superior de la columna, y puede compararse con edades que se encuentran en el rango de 8,470 a 8,630 años A.P. (Tabla 2.3 y Fig. 2.10). La muestra 4z fue recolectada en la base de la capa Z de la sección C-02-4, 5 km al SE del cráter principal y fue fechada en 9,475 ±160 años A.P., siendo considerada un poco más antigua que los demás fechamientos pertenecientes al

mismo nivel estratigráfico. Algunos pedazos de carbón (13a) fueron colectados a 9.2 km de la boca eruptiva, en la parte central de la capa Z, arrojando una edad de $8,785 \pm 70$ años A.P. En la sección estratigráfica C-02-8 (cerca de San Miguel Pilancón) fueron recolectadas dos muestras: la primera en la parte superior de la capa Z (8z) y la segunda entre la capas D_{low} y D_{up} (8d-d'). La primera muestra arrojó una edad de $8,640 \pm 50$ años A.P., y la segunda una edad de $8,825 \pm 155$ años A.P. Algunos fragmentos adicionales de carbón fueron recolectados en la capa G de la sección estratigráfica vertical C-02-6, a 1 km al NE del pueblo de Teteltzingo (6c). Los fechamientos de éstos fragmentos arrojaron una edad de $8,505 \pm 50$ años A.P.

Los fechamientos de radiocarbono, junto con los datos de la literatura mencionados anteriormente, confirman las relaciones estratigráficas observadas en el campo que indican que la secuencia de caída (P.C. *sensu strictu*) y la secuencia dominada por flujos piroclásticos (I.C.) están estrechamente relacionados en tiempo, encontrándose en general dentro de un rango de 9,000 a 8,500 años A.P. Las correlaciones entre la secuencia de caída de la Pómez Citlaltépetl y la Ignimbrita Citlaltépetl (Carrasco-Núñez y Rose, 1995) se facilitaron gracias a la identificación de capas índice como las capas E-F, D_{low} y A0. En algunas localidades, los flujos piroclásticos intercalados en la secuencia de la Pómez Citlaltépetl fueron la prueba contundente para confirmar las correlaciones estratigráficas (Fig. 2.10). Una inspección general de los fechamientos de radiocarbono de las muestras pertenecientes a la Pómez Citlaltépetl (Tabla 2.3) parecería indicar que la época eruptiva que dio lugar a la formación de esta secuencia eruptiva tuvo una duración prolongada, que abarcó un rango de aproximadamente 500 años (ca. 8,470-ca. 8,980 años). Sin embargo, considerando solamente los errores de los fechamientos más jóvenes y más antiguos, dicho rango podría reducirse hasta un intervalo de tan solo 270 años.

Por otra parte, la evidencia geológica (capas arcillosas con alteración atribuida a procesos de intemperismo intenso: parte superior de las capas B y G; y coloración negruzca de material limo-arcilloso alterado, atribuida a procesos de degradación prolongada y posible presencia de materia orgánica: capa D_{low} ; ver más detalles en la sección anterior) muestra la posible existencia de al menos 3 diferentes periodos de reposo, de los cuales debe reconocerse que se tienen pocas evidencias sobre su duración en tiempo. Es posible que para las capas B y G, las interrupciones pudieron ser breves, del orden de meses a

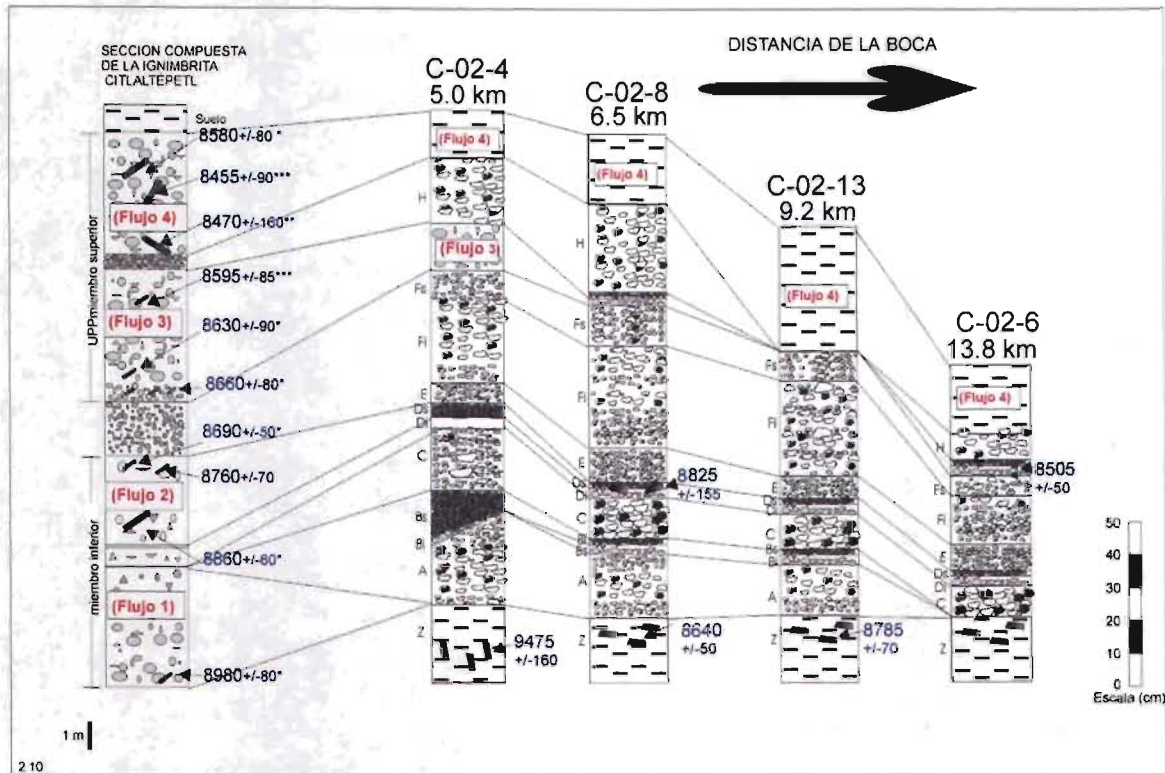


Figura 2.10: Correlación estratigráfica de las secciones que incluyen muestras fechadas por el método de ^{14}C , y comparación con una sección compuesta modificada del trabajo de Carrasco-Núñez y Rose (1995) (izquierda). Todas las fechas son en años A.P. Ver texto para mayores detalles. Simbología igual que en la Fig 2.11. Fechamientos: * = Carrasco-Núñez y Rose (1995); ** = Siebe et al. (1993); *** = Heine, comm. pers. (1992); + = Carrasco-Núñez et al. (1993).

algunos años, en tanto que para la capa Dlow, el periodo de reposo podría ser más largo, del orden de años o, quizás hasta decenas de años, a juzgar por la correlación de esa capa con un horizonte de lahar que presenta en su parte superior el desarrollo de material arcilloso, lo cual fue considerado por Carrasco-Núñez y Rose (1995) como la indicación de un desarrollo incipiente de suelo. A pesar de todo ello, debe reconocerse que no existen discordancias erosionales de gran envergadura que apoyen la idea de que esos periodos de reposo fueron de larga duración (decenas a centenas de años). Esto permite considerar, de manera alternativa, la posibilidad de que el total de eventos eruptivos que dieron lugar a la secuencia que conforma la Pómez Citlaltépetl, pudo ocurrir en un periodo de tiempo mas corto al que puede deducirse considerando solamente los números proporcionados por los fechamientos de radiocarbono. En este sentido, debe entonces considerarse la posibilidad de que las discrepancias de los fechamientos obtenidos

pueden ser el resultado de varios factores, entre los cuales pueden incluirse la contaminación del material carbonizado utilizado, lo cual puede ocurrir tanto de forma natural (atribuible a la naturaleza de los fragmentos de carbón y los procesos de decaimiento y carbonización), como de manera inducida, durante la recolección y manejo de la muestra. Alguno de estos factores o una combinación de ellos, aunada a las complicaciones intrínsecas del método de radiocarbono (para mayores detalles, consultar el anexo 1, sección A.2) podrían explicar las variaciones observadas en los resultados que aquí se presentan para los diferentes depósitos de la Pómez Citlaltépetl. Discrepancias entre fechamientos de radiocarbono de un mismo depósito han sido reportadas en otros volcanes en México, como es el caso del campo volcanico de la Sierra de Chichinautzin (Siebe et al., 2004).

5. Correlación estratigráfica de los flujos piroclásticos

En un estudio detallado de los afloramientos C-02-25, C-02-67, C-02-34 y C-02-78, cerca de las localidades de Paso Carretas, Teteltzingo, Cuyachapa y Maltrata, respectivamente, se realizó una correlación estratigráfica entre los depósitos intercalados de caída y los de flujo piroclástico (Fig. 2.11).

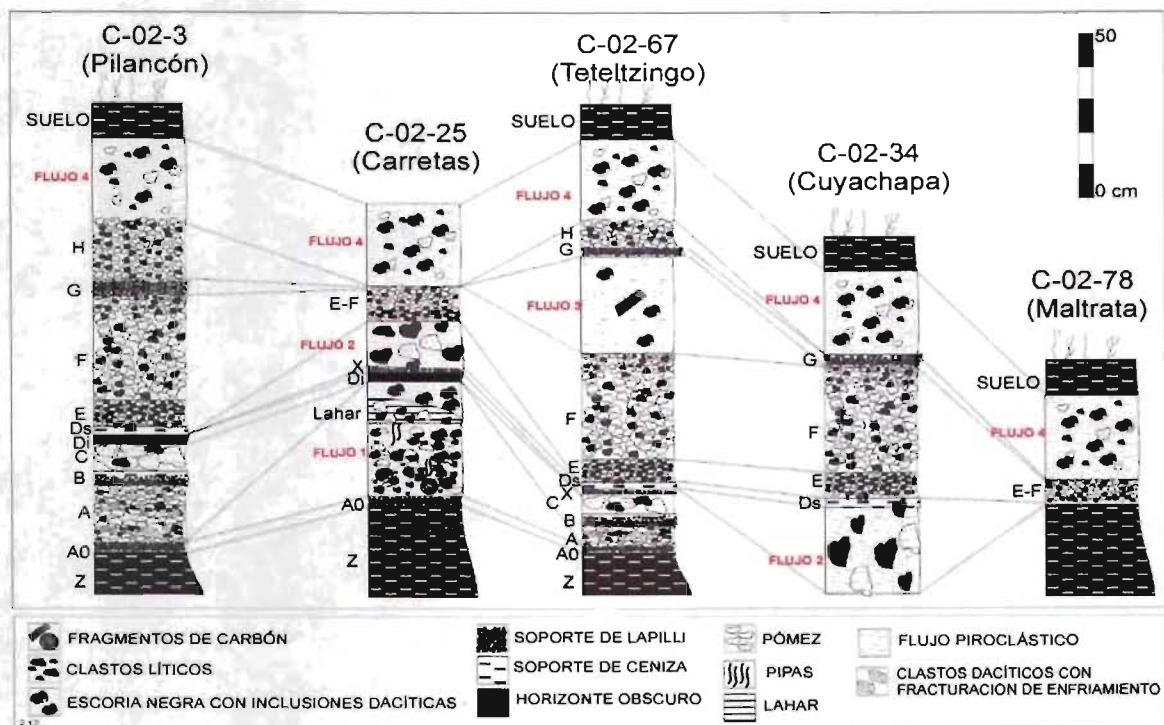


Figura 2.11: Correlación de los depósitos de caída con los depósitos de flujo piroclástico. Ver texto para mayores detalles.

Se observa que el flujo de escoria 1 intercalado junto con un lahar en la cantera de Paso Carretas (C-02-25), está sobreyaciendo directamente a la capa A0 y es sobreyacido por las capas $D_{low} + X$, las cuales también se encuentran en los afloramientos de Teteltzingo (C-02-67) y en muchas otras localidades (e.g. C-02-3). La capa A contiene abundantes clastos escoriáceos con inclusiones dacíticas las cuales tienen la misma composición que las escorias e inclusiones estudiadas en el flujo de escoria 1. Este flujo 1 se correlaciona con el flujo 4 en la base del miembro inferior de la Ignimbrita Citlaltépetl descrita por Carrasco-Núñez y Rose (1995) (Fig. 2.10). Por lo tanto, se sugiere que el flujo piroclástico 1 rico en escorias fue emplazado después de la primera explosión del conducto (A0), pero antes de la depositación de la capa A.

En la misma localidad, en la parte superior de la capa " $D_{low} + X$ ", aparece un depósito de flujo rico en líticos con tonalidades púrpuras (Flujo 2) que se encuentra en contacto directo por debajo de la capa E+ F (Fig. 2.11). El mismo flujo se observa en la base de la secuencia Cuyachapa (C-02-34), cubierto por D_{up} . Por lo tanto, se sugiere que este flujo rico en líticos fue emplazado justo antes de que la segunda columna pliniana depositara la caída E+F, pero después del periodo de reposo sugerido por la capa alterada D_{low} . Este flujo se correlaciona con el flujo 2 en la parte alta del miembro inferior de la Ignimbrita Citlaltépetl descrita por Carrasco-Núñez y Rose (1995) (Fig. 2.10), ya que dicho depósito subyace a una capa de caída que se correlaciona con la capa E+F y sobreyace a un depósito retrabajado, cuya parte superior presenta el desarrollo incipiente de un suelo. Esta capa se correlaciona con la capa D_{low} y en ambos lados se infiere un período de reposo eruptivo. En el área de Teteltzingo (C-02-67), un flujo decimétrico de ceniza (Flujo 3) yace en contacto erosivo con la parte superior de la capa F y se encuentra cubierto por la capa G. Por lo tanto el flujo se produjo cuando la columna eruptiva que emplazó la capa F era aún alta. Este tercer flujo ha sido correlacionado con el flujo 3 de la parte inferior del miembro superior de la Ignimbrita Citlaltépetl descrita en Carrasco-Núñez y Rose (1995) (Fig. 2.10). Un flujo piroclástico rico en pómez, cuya parte superior gradúa de manera transicional a un suelo (Flujo 4), fue utilizado para correlacionar la parte más alta de la secuencia, con la parte alta del miembro superior de la Ignimbrita Citlaltépetl descrita en Carrasco-Núñez y Rose (1995) (Fig. 2.10).

6. Granulometría y análisis de componentes

6.1 Métodos

Un total de setenta y seis muestras fueron seleccionadas para ser analizadas granulométricamente. Las muestras fueron secadas en un horno eléctrico a 80 °C durante 48 horas y después tamizadas empleando un tamizador eléctrico tipo Roto-TAP, a intervalos de 1 Φ desde un diámetro de -6 Φ (64 mm) hasta 4 Φ (62.5 μ m). Para los diámetros menores a 4 Φ y hasta 10 Φ , se utilizó un foto-sedimentógrafo FRITSCH Analyst 20. Posteriormente, cada rango obtenido (desde -5 Φ hasta 1 Φ) fue pesado para obtener el porcentaje relativo de cada clase granulométrica. Cada clase fue dividida en principio en tres subclases constituidas por pómez de color gris claro, pómez de color gris oscuro y líticas. Cada subclase fue pesada y las fracciones líticas fueron subdivididas en 10 subclases, a saber: andesita; lava alterada, basalto, toba, cristales, caliza, riolita, escoria, brecha y rocas intrusivas. Los análisis de componentes fueron llevados a cabo solamente en un intervalo de clase -5 Φ a -1 Φ (2 mm) a simple vista o con un microscopio binocular, como fue sugerido por Walker y Croasdale (1970). Los parámetros de Inman (1952), el índice de selección (clasificación) y los histogramas de frecuencia fueron obtenidos utilizando una versión adaptada de la aplicación SFT (Wohletz, con permiso), de acuerdo con la teoría del “*Sequential Fragmentation Transport*” (Wohletz, 1983; Wohletz et al., 1989).

6.2 Resultados

A continuación se describen los resultados de los análisis granulométricos completos de componentes, de una de las secciones más representativas de la P.C. (sección C-02-3), localizada cerca del pueblo de Pilancón, a 7.9 km de la fuente eruptiva (ver localización en la Fig. 2.1). La capa A muestra un comportamiento unimodal, con valores centrados en -2 Φ (Fig. 2.12) y un sesgo (*skewness*) positivo (cola de finos). Los componentes son principalmente pómez gris clara, clastos líticos andesíticos y, en menor proporción, pómez oscuras y escorias. Las pómez bandeadas son muy escasas, por lo tanto no fueron consideradas en el análisis de componentes como una categoría independiente. La capa B muestra un patrón cuasi-bimodal con un diámetro modal principal de 1 Φ y un pico menor centrado en -2 Φ . Sus componentes son pómez y clastos líticos andesíticos

únicamente. La capa C presenta un comportamiento fuertemente unimodal con diámetro modal centrado en -1Φ .

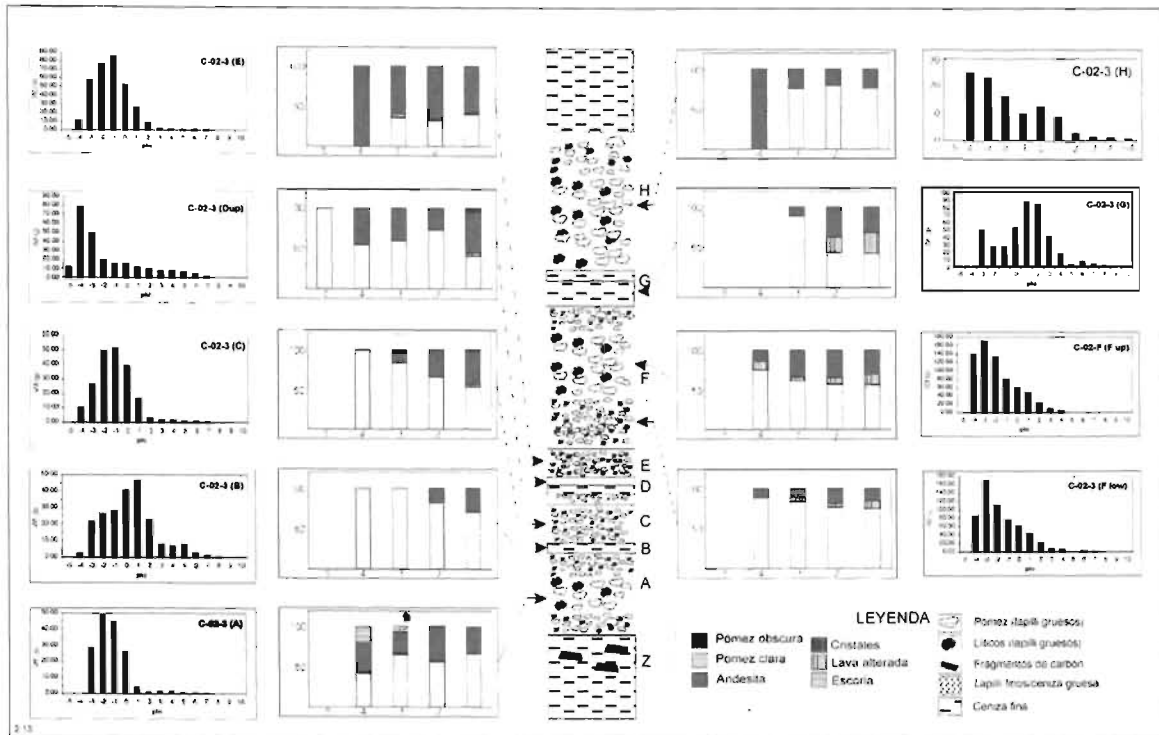


Figura 2.12: Histogramas de tamaño de grano (en escala Φ) y diagramas de barra mostrando las proporciones (normalizadas al 100 %) de las capas más importantes de la sección clave C-02-3 (Este de Pilancón). Eje X=diámetro en Φ ; eje Y=% wt. Los símbolos son, a grandes rasgos, proporcionales a los valores del tamaño de los clastos. Ver texto para mayores detalles.

El sesgo es ligeramente positivo y el depósito resulta compuesto en su mayoría por pómez y clastos líticos andesíticos. La capa D presenta un patrón unimodal con una moda centrada en -4Φ y un sesgo fuertemente positivo. El análisis de componentes muestra una cantidad alta de líticos andesíticos y cristales sueltos, además de la pómez. En la capa E se muestra un valor unimodal centrado en -1Φ y un sesgo positivo ligeramente, probablemente debido al porcentaje alto de clastos líticos mostrado en el análisis de componentes. Debido a su espesor, y a sus diferencias en el tamaño de partícula, la capa F fue dividida en inferior y superior. Ambas muestras son relativamente unimodales, con valores de media centrados en -3Φ y un sesgo ligeramente positivo. La única diferencia entre F_{sup} y F_{low} , es que en la primera se encuentran valores de -4Φ mayores con respecto a la segunda. Ambas sub-capas presentan altos valores de *kurtosis* (platocúrtica), al igual

que en la capa E, pero su cantidad de clastos líticos es notablemente inferior a la de la capa E. Además presenta una cantidad notable de clastos de lava alterada. La capa G muestra características físicas similares a B. Esta capa presenta un comportamiento bimodal, con modas centradas en 1Φ y -3Φ (Fig. 2.12). Los componentes principales son pómez gris claro, clastos de andesita y fragmentos de lava alterada. La capa H muestra una distribución ligeramente bimodal con centros en -4Φ y un pico secundario en 0Φ . En esta capa se observa un incremento de clastos líticos en las fracciones de tamaño mayor (-4Φ).

En la Fig. 2.13 se muestra la sección C-02-3 con el contenido total en clastos líticos, el diámetro máximo de los clastos de pómez y líticos, el diámetro medio y la selección granulométrica de las muestras. Es interesante notar como el contenido total en líticos disminuye regularmente desde la capa A hasta la capa B, para aumentar otra vez hasta la capa E donde alcanza el máximo, con más del 50% con respecto a la pómez. Los diámetros máximos de los clastos líticos y de la pómez siguen un patrón similar y bastante regular, con picos en las capas C y F_{low} . El diámetro medio ($Md \Phi$), por el contrario, presenta una notoria variación en la sección vertical: se notan tres picos respectivamente en el centro de la capa A, en la capa D y en la capa H, mientras que las capas B y G son más finas. La selección granulométrica resulta bastante constante a lo largo de la sección vertical, variando desde valores de 2σ en la capa D hasta 1σ en la capa A.

Los datos de selección y diámetro medio se ubican en el campo de caídas de 1 % y 4 % (Walker, 1971), de acuerdo con los datos granulométricos (unimodales) y con las observaciones de campo (Fig. 2.14).

Las muestras que se ubican dentro de los depósitos de caída y de flujo pertenecen casi en su totalidad a las capas de ceniza D y G. Un análisis detallado de componentes llevado a cabo en más de 80 muestras, muestra una gran mayoría de clastos accesorios andesíticos entre la población no pumítica.

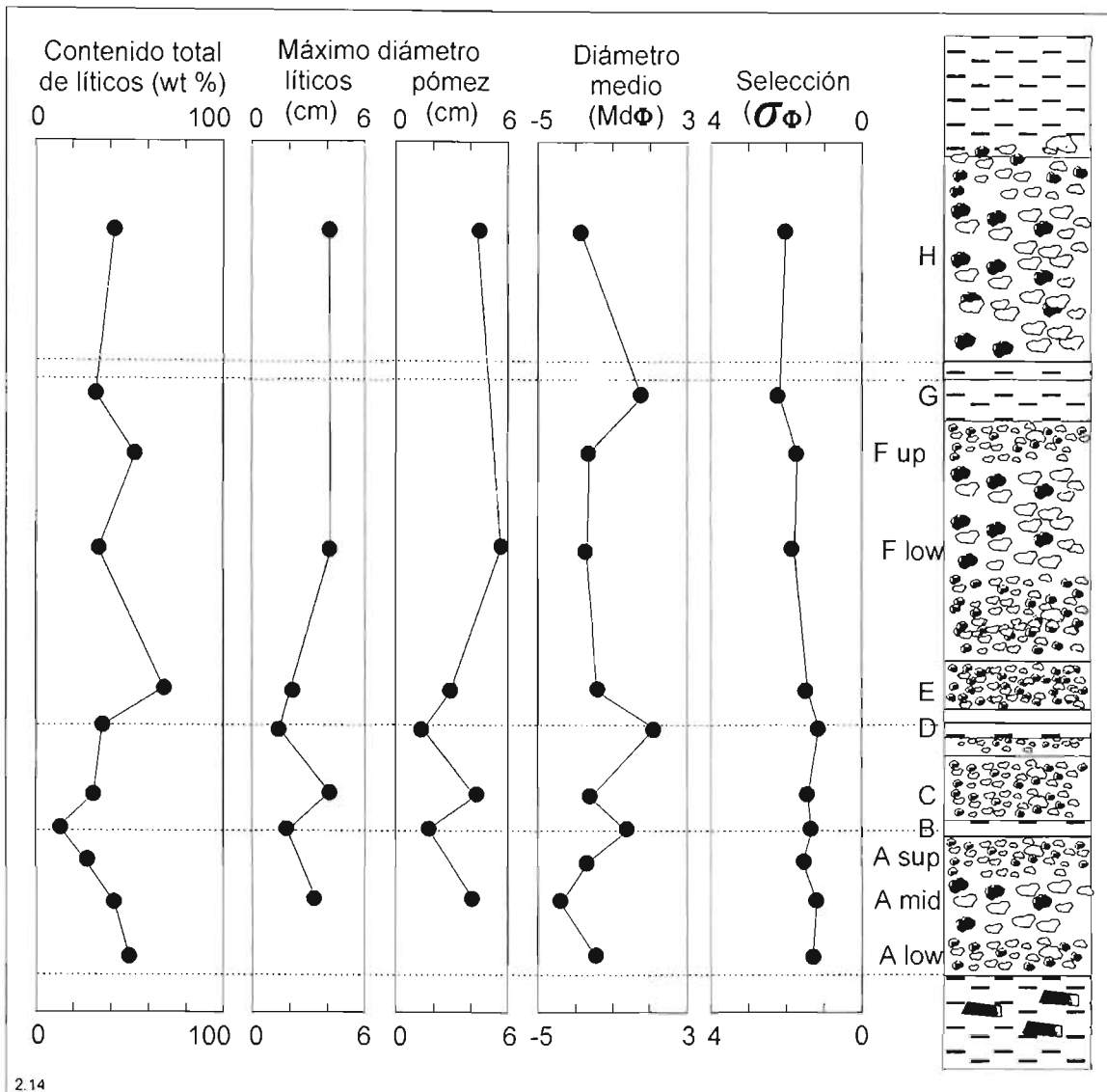


Figura 2.13: Columnas que muestran la variación vertical de: contenido total de líticos, diámetro máximo de líticos y pómez, diámetro medio y selección de la sección estratigráfica clave C-02-3. Simbología como en la Fig. 2.11.

7. Petrografía

7.1 Métodos

Para realizar el análisis petrográfico se analizaron 30 láminas delgadas de pómez y líticos obtenidos de las capas más representativas. Para el análisis modal (volumen relativo %) se seleccionaron áreas de $\sim 66 \text{ mm}^2$. Estas áreas fueron divididas en una cuadrícula de 500 puntos para formar subáreas de 0.33 por 0.40 mm ($132 \mu\text{m}^2$), mismas que fueron

exploradas bajo el microscopio petrográfico. Los minerales, el vidrio y las vesículas encontrados en cada cuadrícula fueron registrados con un contador de puntos para

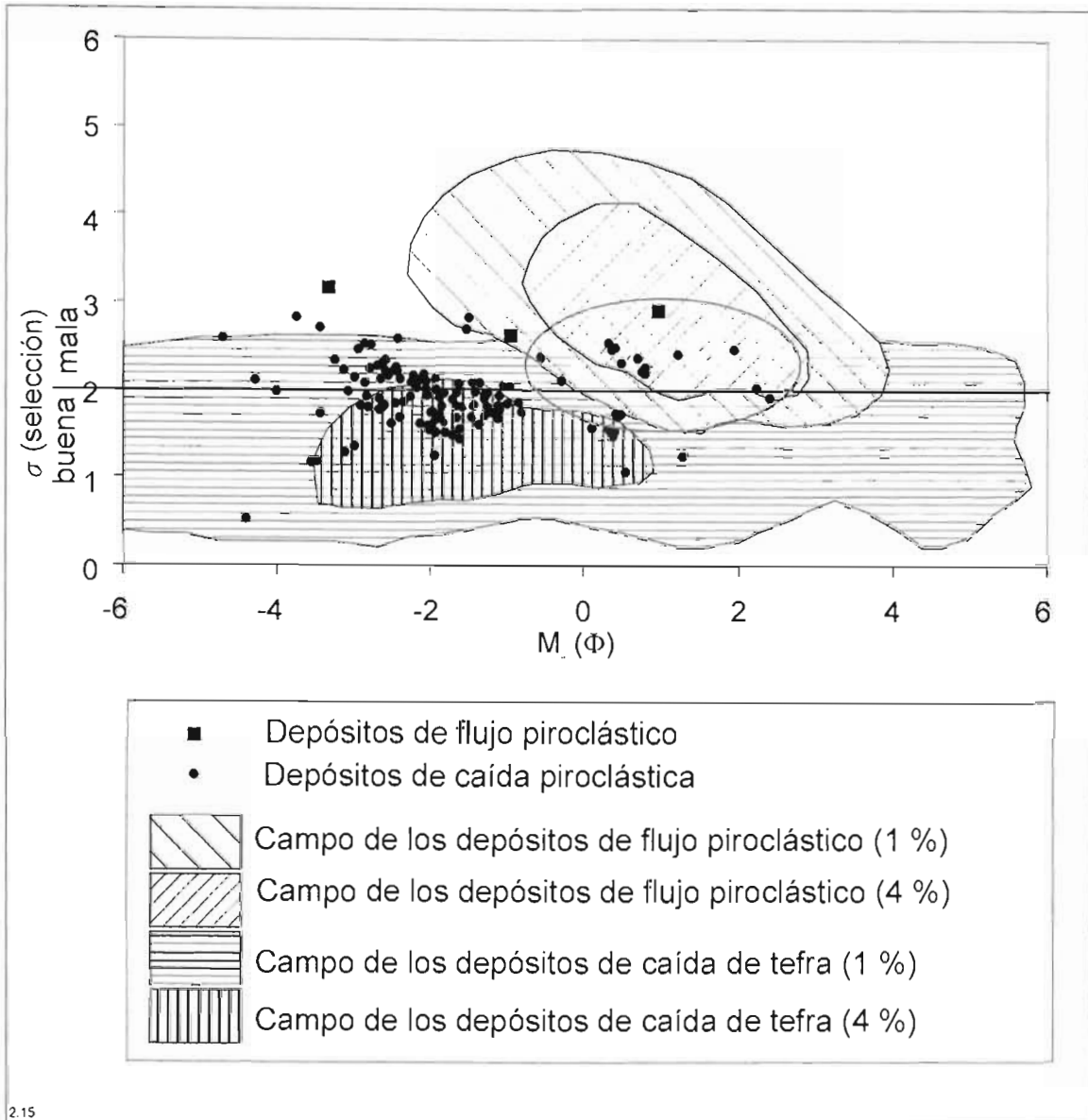


Figura 2.14: Gráfica del diámetro promedio (Md_{ϕ} contra la selección (sorting σ) de 127 muestras de tefra y flujo piroclástico de este trabajo (Walker, 1971). Las áreas marcadas 1% y 4% respectivamente, corresponden a los campos de los depósitos piroclásticos de caída entre 99% y 96%. La línea horizontal corresponde a $\sigma=2$ y es una división arbitraria entre selección buena y mala. La mayoría de las muestras dentro del óvalo central pertenece a las capas B, D y G. Ver descripción estratigráfica para los detalles y explicaciones.

determinar el volumen relativo en % de cada fase mineral. Con la proporción de vesículas determinadas en las láminas delgadas se obtuvo la vesicularidad directa (Vd). Los valores

de vesicularidad (V_i) fueron también obtenidos indirectamente a través de la densidad de la pómez, los resultados de ambas pueden compararse con V_d en la Tabla 2.4. Se nota como los valores V_i son sistemáticamente más altos que los valores V_d . Esto se debe a que el método utilizado por el cálculo de la densidad, proporciona valores sistemática y ligeramente más bajos que los valores recabados en teoría con el cubo de referencia. Por lo tanto los valores de vesicularidad indirecta son ligeramente mayores que los valores medidos directamente.

Para distinguir a los feldespatos potásicos y plagioclasas, de las esquiras de vidrio y cristales de cuarzo presentes en las capas finas, una porción de la muestra fue lavada en ultrasonido y luego sumergida en ácido fluorhídrico (HF) al 10% Vol. durante tres minutos, para producir rugosidad en las caras de los feldespatos y plagioclasas. Luego la muestra fue sumergida durante cinco minutos en una solución acuosa de nitrito de cobalto sódico ($\text{Na}_3\text{Co}(\text{NO}_2)_6$). Este proceso produce un color amarillo en los feldespatos y plagioclasas, mientras que las esquiras y los cristales de cuarzo quedan incoloros. Finalmente los cristales fueron separados y contados a través de un microscopio binocular.

Tabla 2.4: Comparación entre valores de vesicularidad medida con el análisis modal (V_d) y la vesicularidad obtenida a partir de la densidad (V_i). (ver texto para los detalles de los métodos).

Capa	V_d (microscopio)	V_i (densidad)
Pómez (fujo 4)	25.2	31.47
Escoria (fujo 4)	14.6	
H (Pómez blanca)	42.90	47.24
Pómez (fujo 3)	16.8	
Escoria (fujo 3)	24.8	
F (Pómez blanca)	36.40	37.55
E (Pómez blanca)	36.40	33.97
C (Pómez blanca)	51.30	57.87
A (Pómez negra)	44.00	48.98
A (Pómez blanca)	42.50	43.33
Escoria (fujo 2)	11.4	

7.2 Resultados

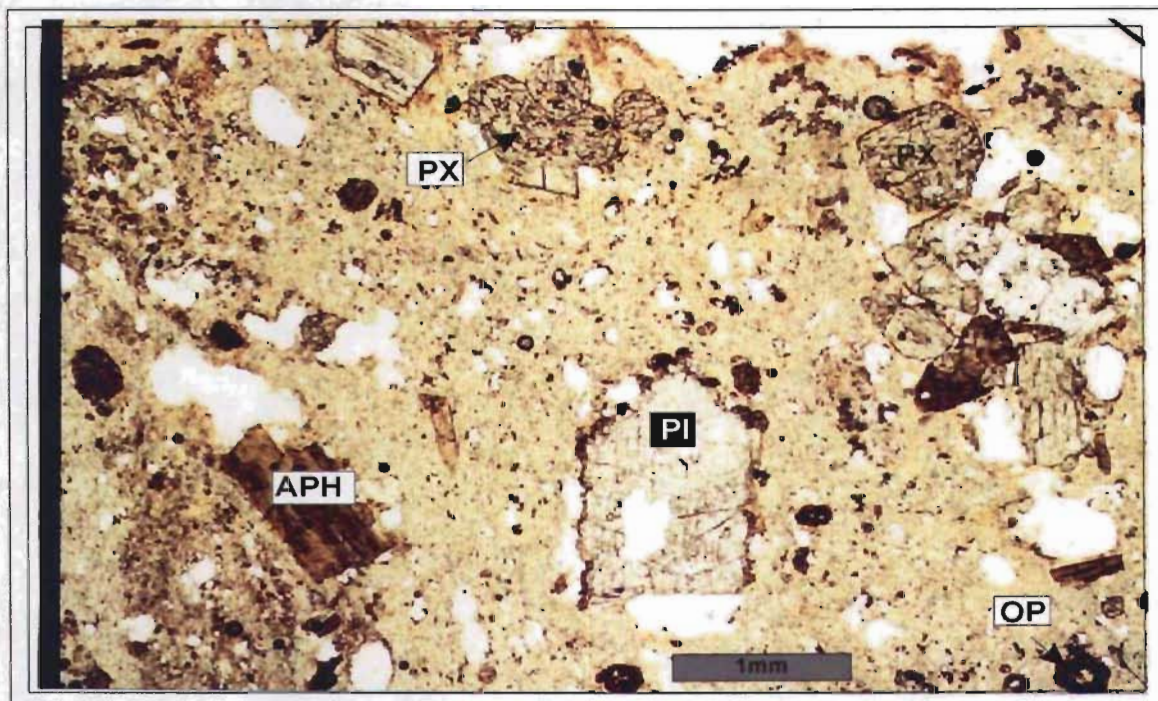
Pómez en los depósitos de caída

Capa A

La capa A contiene tres tipos diferentes de pómez, fácilmente distinguibles por sus diferencias en color: gris claro, gris oscuro y bandeada. Estos tres tipos de pómez tienen la misma textura y composición mineralógica. La pómez de color gris claro y gris oscuro fue incluida en la misma descripción. La pómez de color gris claro presenta las mismas características mineralógicas que la pómez de color gris claro encontrada en las capas F y H, mientras que la pómez de color gris oscuro se encuentra solamente en la capa A. Dicha pómez contiene en su interior clastos de pómez muy clara y alterada, lo que se considera como un rasgo diagnóstico de esta capa.

Pómez de color gris claro

La pómez de color gris claro es, en general, hipohialina, afanítica y leucocrática (<1 mm), con fenocristales subhedrales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y opacos (13.1 % Vol.) dispersos en la matriz de vidrio microcristalino (44.5 % Vol.) (Fig. 2.15).



2.16

Figura 2.15: Fotomicrografía a nicolas paralelos de una muestra de pómez clara (C-02-3a, capa A). Se notan aglomerados (*clots*) de piroxeno (PX) y fenocristales ocasionales de anfíbol (APH) así como algunos opacos (OP).

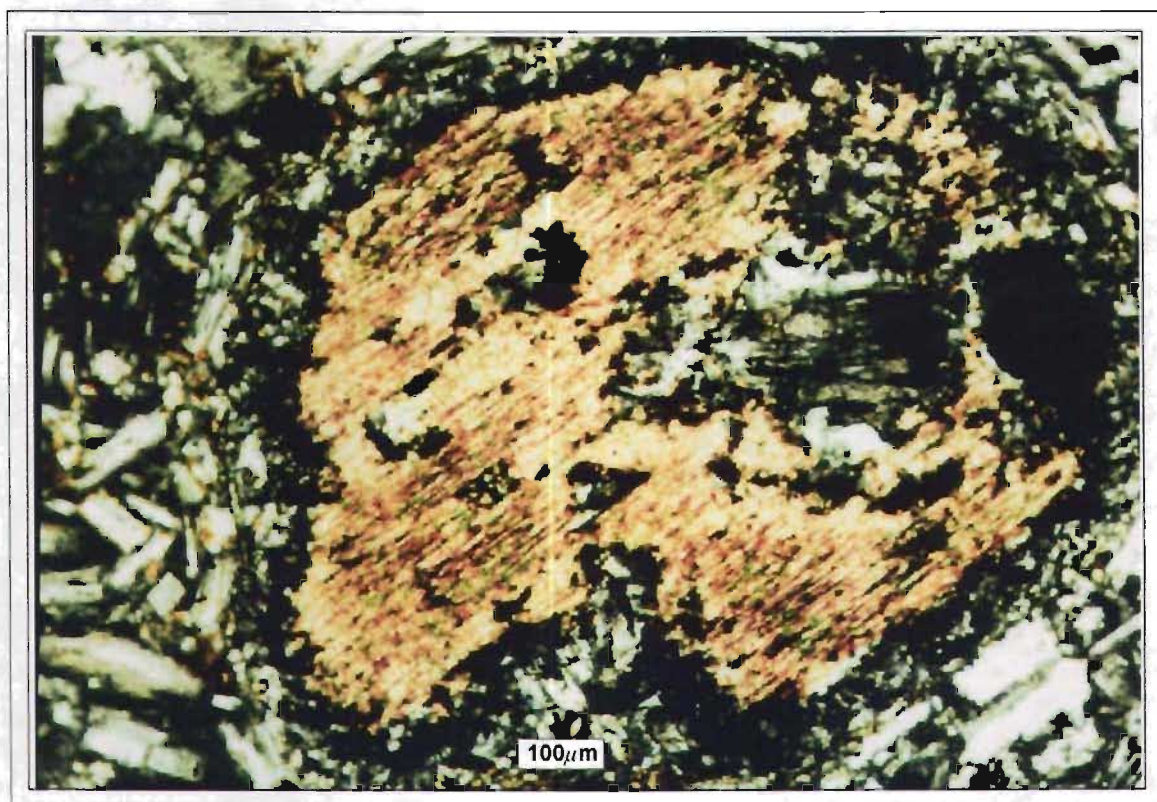
La textura es ligeramente glomeroporfidica y comúnmente micro-seriada. El valor de vesicularidad calculado con el análisis modal resultó 42.5 % Vol. (Tabla 2.5).

Tabla 2.5: Análisis modal de 30 muestras de pómez pertenecientes a los depósitos de caída en estudio y de flujo piroclástico. Se contaron 500 puntos en cada sección. Ver texto para los detalles del método. BPM=pómez negra; WPM=pómez blanca; Px=piroxeno; Aph=anfíbol; Pl= plagioclasa; Vd= vesicularidad medida al microscopio.

CAPA	Número muestra	Px (% Vol.)	Aph (hbl) (% Vol.)	opacos (% Vol.)	Pl (% Vol.)	Tot fenocr (% Vol.)	Matriz (glass %)	Tot (% Vol.)	Vd (% Vol.)
A	C-02-32a	6.3	0.2	0.0	3.0	9.6	48.0	57.6	42.4
A	C-02-51y	5.3	0.3	0.0	13.6	19.2	44.8	64.0	36.0
A	C-02-33b	7.1	0.3	0.2	2.8	10.4	40.6	51.0	49.0
A (WPM)	promed %	6.2	0.3	0.1	6.5	13.1	44.5	57.5	42.5
A	C-02-2b	1.7	12.5	0.2	8.6	23.0	10.2	33.2	66.8
A	C-02-30a	6.5	11.7	0.0	2.2	20.4	20.6	41.0	59.0
A	C-02-3a (2)	4.2	7.6	0.0	5.6	17.4	49.6	67.0	33.0
A	C-02-4a'	1.8	7.8	0.6	7.8	18.0	44.8	62.8	37.2
A	C-02-3a (1)	3.1	11.1	0.0	3.4	17.6	58.4	76.0	24.0
A (BPM)	promed %	3.5	10.1	0.2	5.5	19.3	36.7	56.0	44.0
C	C-02-7c	4.7	0.1	0.0	25.8	30.6	36.0	66.6	33.4
C	C-02-3c	3.1	0.1	0.0	42.4	45.6	-2.0	43.6	56.4
C	C-02-4c'	8.6	1.8	1.6	11.4	23.4	12.6	36.0	64.0
C	promed %	5.5	0.7	0.5	26.5	33.2	15.5	48.7	51.3
E	C-02-6a	3.4	2.2	0.0	18.0	23.6	31.0	54.6	45.4
E	C-02-51a	5.2	1.4	0.0	14.6	21.2	48.2	69.4	30.6
E	C-02-34a	5.1	1.7	0.0	4.8	11.6	65.0	76.6	23.4
E	C-02-66c	8.8	2.8	0.0	8.8	20.4	33.6	54.0	46.0
E	promed %	5.6	2.0	0.0	11.6	19.2	44.5	63.7	36.4
F	C-02-51b	5.4	0.0	0.0	14.2	19.6	34.0	53.6	46.4
F	C-02-29c	14.6	2.6	1.4	7.2	25.8	34.4	60.2	39.8
F	C-02-16a	7.4	1.4	1.2	6.6	16.6	50.2	66.8	33.2
F	C-02-2c	12.1	0.1	1.0	14.4	27.6	31.4	59.0	41.0
F	C-02-6b	12.0	0.0	1.2	14.0	27.2	51.2	78.4	21.6
F	promed %	10.3	0.8	1.0	11.3	23.4	40.2	63.6	36.4
H	C-02-3h	13.6	0.0	1.8	13.2	28.6	48.2	76.8	23.2
H	C-02-51d	7.2	0.2	0.6	8.4	16.4	20.2	36.6	63.4
H	C-02-7h	10.4	0.2	2.8	9.6	23.0	34.8	57.8	42.2
H	promed %	10.4	0.1	1.7	10.4	22.7	34.4	57.1	42.9
Pm (fl 4)	C-02-35	7.8	2.1	0.3	17.5	27.7	21.1	74.4	25.6
Pm (fl 4)	C-02-67	7.6	2.8	0.6	26.2	37.2	23.2	80.2	19.8
Pm (fl 4)	C-02-67	8.8	1.4	0.2	12.8	23.2	16.4	69.8	30.2
Pm (fl 3)	C-02-67	11.3	4.0	0.1	26.0	41.4	25.0	83.2	16.8
Fl de PM	promed %	8.9	2.6	0.3	20.6	32.4	21.4	76.9	23.1
Sc (fl 4)	C-02-67	12.8	2.0	0.8	15.4	31.0	39.8	85.4	14.6
Sc (fl 3)	C-02-67	10.8	5.0	1.0	15.6	32.4	18.0	75.2	24.8
Sc (fl 2)	C-02-78	8.0	0.8	1.0	19.0	28.8	48.4	88.6	11.4
Fl de Sc	promed %	10.5	2.6	0.9	16.7	30.7	35.4	83.1	16.9

mientras que el valor calculado indirectamente con los métodos de densidad y DRE fue de 43.33 % Vol. Algunos microfenocristales “fantasmas” de plagioclasa (6.5 % Vol.), se presentan en raras ocasiones muy alterados y con forma subhedral o anhedral, y presentan maclas polisintéticas ocasionales, con o sin inclusiones vítreas en su interior.

Los fenocristales de augita (6.2 % Vol.) tienen forma subhedral y anhedral, están alterados y se encuentran dispersos en el material vítreo y rara vez se concentran en pequeños grupos (Fig. 2.15). Algunos micro-fenocristales de hornblenda presentan una forma subhedral. Son extremadamente raros (0.3 % Vol.), están alterados y fueron encontrados en xenolitos andesítico-dacíticos (Fig. 2.16). Los minerales opacos son muy raros (0.1 % Vol.).



2.17

Figura 2.16: Fotomicrografía de una muestra de pómez clara (C-02-7a, capa A) con nicoles cruzados. Se reconoce un fenocristal de anfíbol alterado con bordes de desequilibrio.

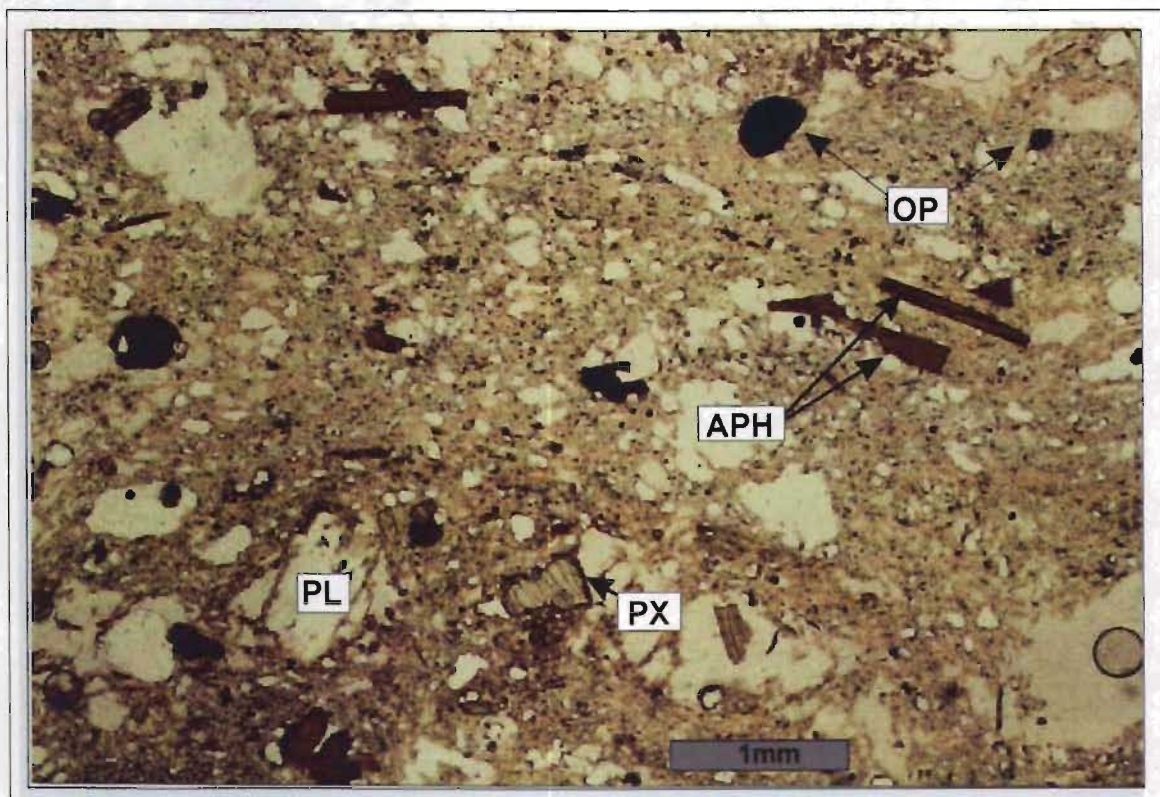
Pómez de color gris oscuro

La pómez de color gris oscuro es hipohialina, melanocrática y afanítica (con cristales <1 mm), con microfenocristales (> 1 mm) subhedrales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y opacos (19.3 % Vol.), dispersos en matriz vítrea (36.7 % Vol.). Su textura es ligeramente glomeroporfídica y comúnmente microseriada.

El valor de la vesicularidad calculada mediante el análisis modal fue de 44.0 % Vol., mientras el valor calculado con los métodos de densidad y DRE resultó de 48.98 % Vol.

Los microfenocristales de plagioclasa son abundantes (5.5 % Vol.), de forma subhedral, con maclas polisintéticas y zoneamiento. Algunas plagioclasas están fracturadas, ligeramente alteradas y muestran coronas de alteración. Además es común encontrar abundantes inclusiones vítreas en sus núcleos.

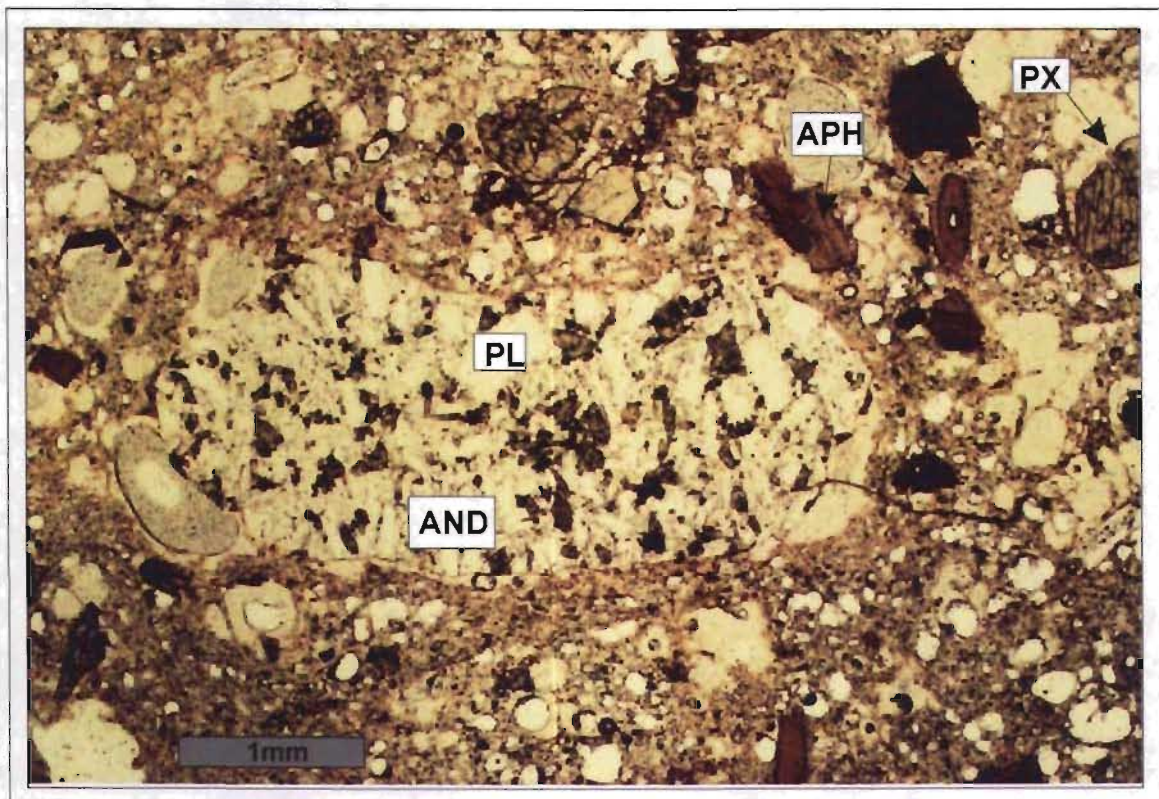
Unos cuantos microfenocristales de piroxeno (3.5 % Vol.), de forma subhedral o anhedral, están dispersos en la matriz (Fig. 2.17),



2 18

Figura 2.17: Fotomicrografía de pómez negra (C-02-4a', capa A), con nicoles paralelos, mostrando cristales de anfíbol (APH), piroxenos (PX), plagioclasa (PL) y cristales de hematita (OP).

mientras que es común encontrar una gran cantidad (10.1 % Vol.) de microfenocristales de anfíbol de forma subhedral, y glomeroporfidítica. De manera mucho menos frecuente, en algunas secciones se observaron micro fenocristales opacos (0.2 % Vol.), así como líticos gruesos (mayores a 6 mm) de andesita, incrustados en el material vítreo (Fig. 2.18). La pómez bandeada es una mezcla entre la pómez de color gris claro y oscuro.

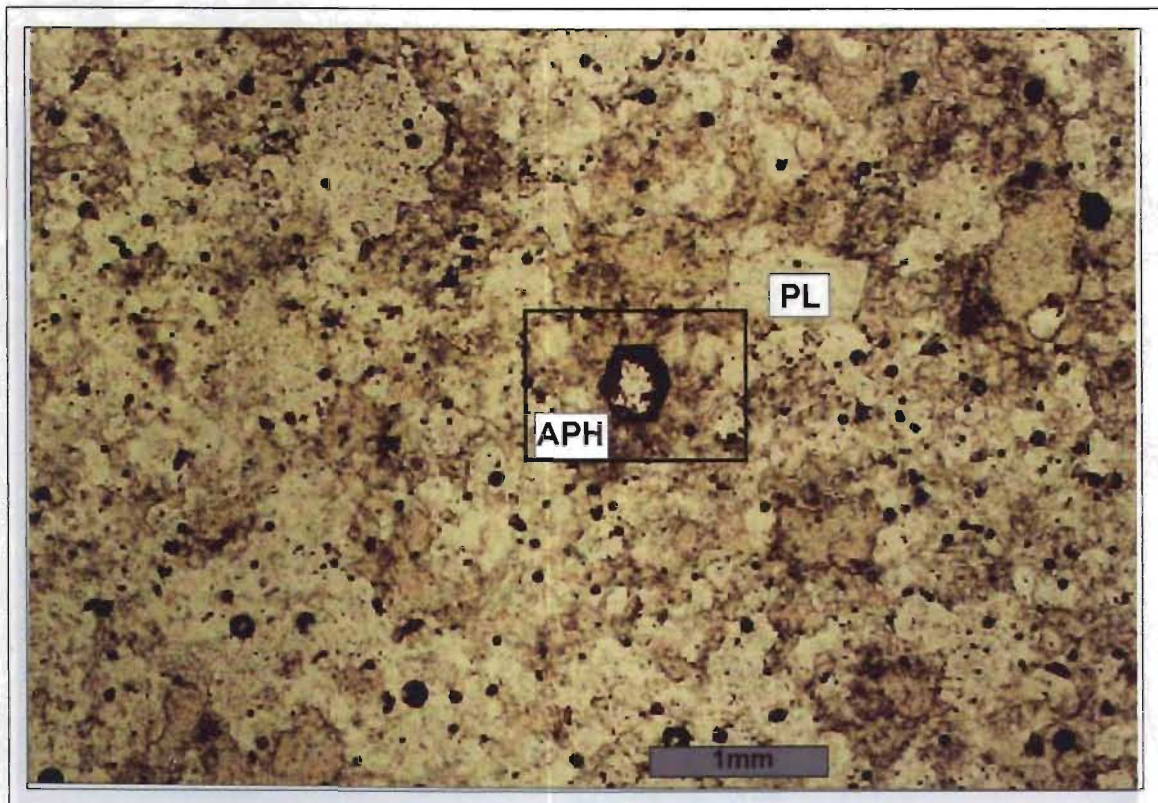


2.19

Figura 2.18: Fotomicrografía con nicóles paralelos mostrando un xenolito de andesita (AND) en la pómez negra (muestra C-02-3a, capa A). También se ven algunos anfíboles (APH), piroxenos (PX) y plagioclasa (PL).

Capa C

La pómez de color gris-rosáceo de la capa C tiene una textura hipohialina-microcristalina (Fig. 2.19)



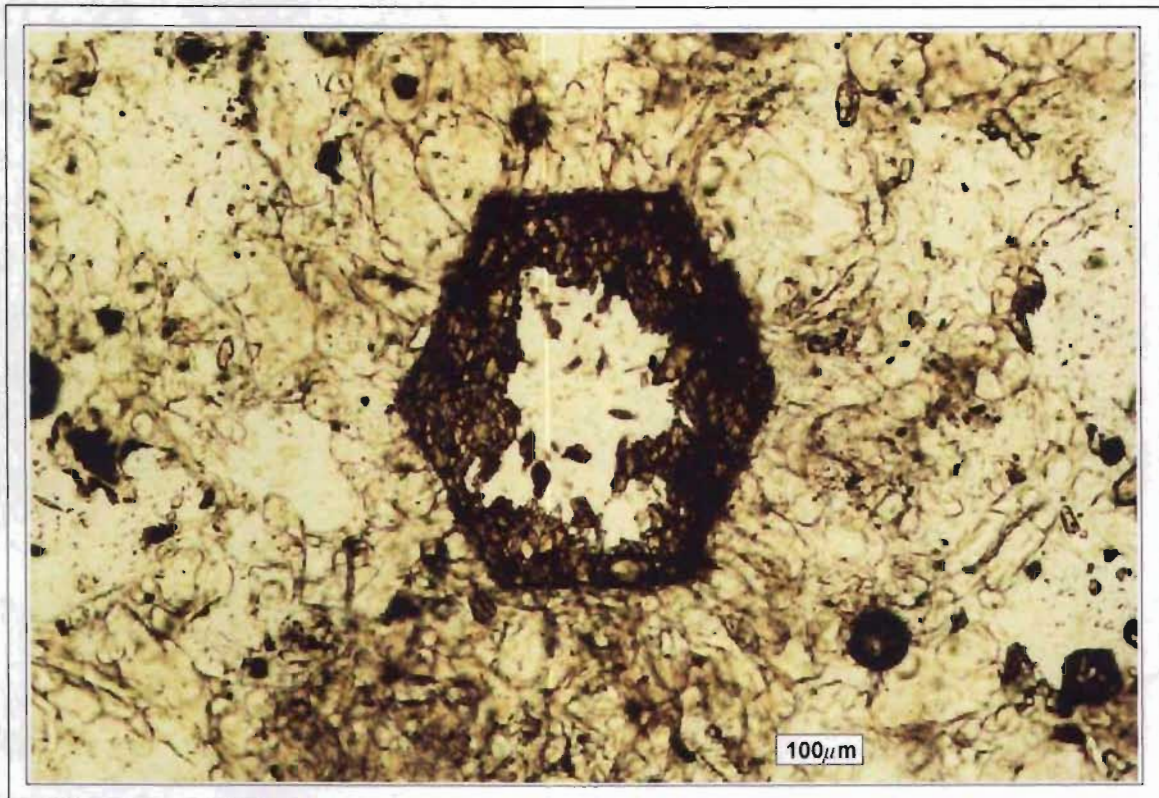
2.20

Figura 2.19: Fotomicrografía con nicoles paralelos de una pómez clara (C-02-7c, capa C) mostrando una textura hipohialina con algunas plagioclasas (PL) y un cristal de anfíbol (APH). El recuadro se muestra en la Fig. 2.20.

(<1 mm), con microfenocristales de forma subhedral (33.2 % Vol.), los cuales se encuentran dispersos en una matriz microlítica vítrea (15.5 % Vol.). Su textura es, en general, micro-seriada. La vesicularidad calculada con el análisis modal, resultó de 51.3 % Vol., mientras que su valor calculado con el método de la densidad y DRE, resultó de 57.87 % Vol.

La mayoría de los microfenocristales de plagioclasa presentan una forma subhedral y euhedral (26.5 % Vol.), y se encuentran en equilibrio, aunque algunos cuantos se encuentran alterados. Estos microfenocristales muestran un maclado polisintético con abundantes inclusiones vítreas en su interior. Los microfenocristales de piroxeno y hornblenda son de forma subhedral tienen 5.5 % Vol. y 0.7 % Vol., respectivamente; se encuentran alterados y dispersos en la matriz vítrea (Fig. 2.20).

En la matriz vítrea se encuentran raras inclusiones líticas de tamaño milimétrico (0.5 % Vol.).



2.21

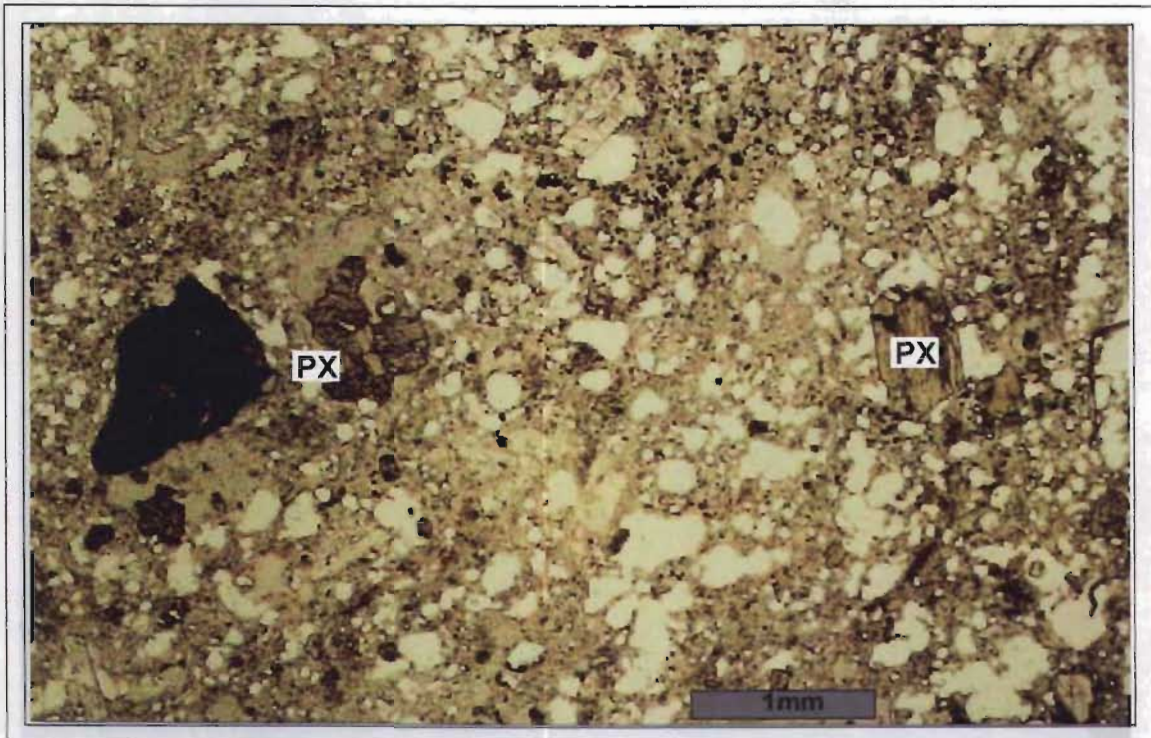
Figura 2.20: Detalle de la fotomicrografía con nicoles paralelos mostrada en la Fig. 2.19. Sección basal (001) de un anfíbol en equilibrio con la matriz de vidrio, pero mostrando su núcleo corroído.

Capa E

La pómez de color gris claro de la capa E tiene una textura hipohialina con microfenocristales (>1 mm) de forma subhedral (19.2 % Vol.), los cuales se encuentran dispersos en una matriz microlítica vítrea (44.5 % Vol.). Su textura es generalmente porfídica (Fig. 2.21). La vesicularidad obtenida con el análisis modal, resultó de 36.4 % Vol., y la calculada de 33.97 % Vol.

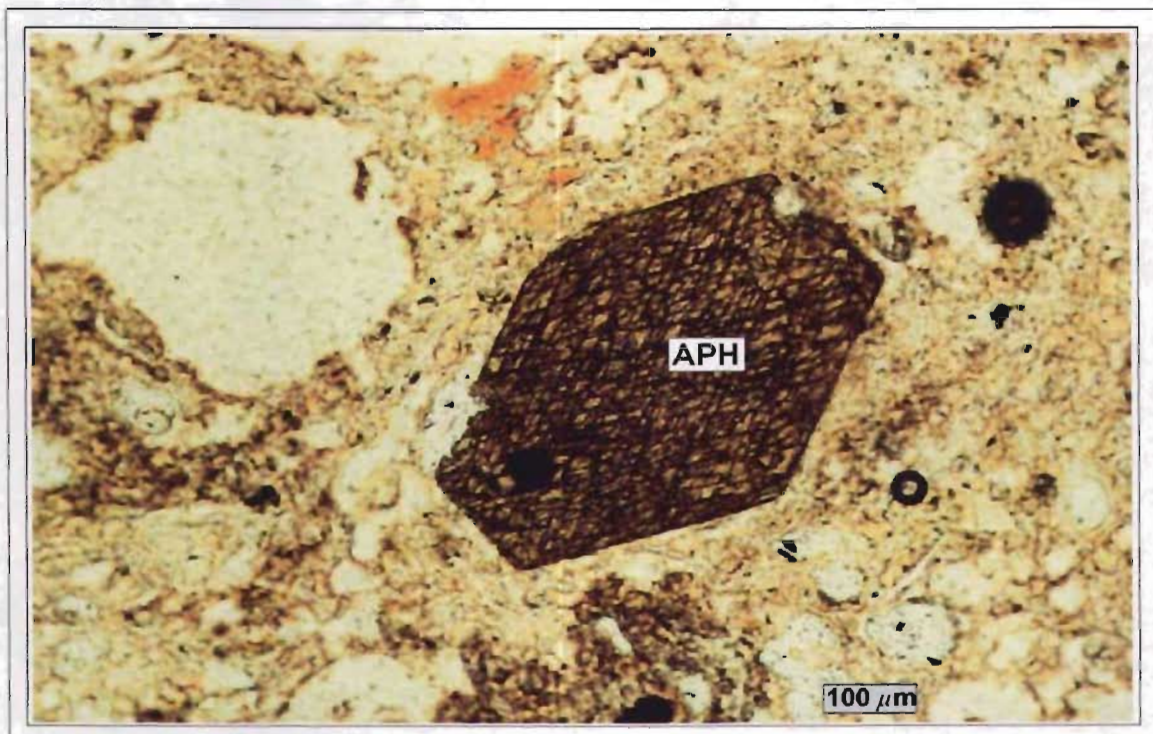
La mayoría de los microfenocristales de plagioclasa son subhedrales y euhedrales (11.6 % Vol.) y muestran un maclado polisintético con inclusiones vítreas en su interior.

Algunas plagioclasas se encuentran fracturadas. Los fenocristales de piroxeno suelen estar alterados y son de forma anhedral y subhedral, y son relativamente abundantes (5.6 % Vol.) y en ocasiones están agrupados como glomeropórfidos, mientras que los microfenocristales de hornblenda están dispersos en la matriz en menor proporción (2.0 % Vol.) (Fig. 2.22).



2.22

Figura 2.21: Fotomicrografía de una pómez clara (C-02-66c, capa E), con luz natural, mostrando abundantes fenocristales de piroxeno (PX) en una matriz vítrea.

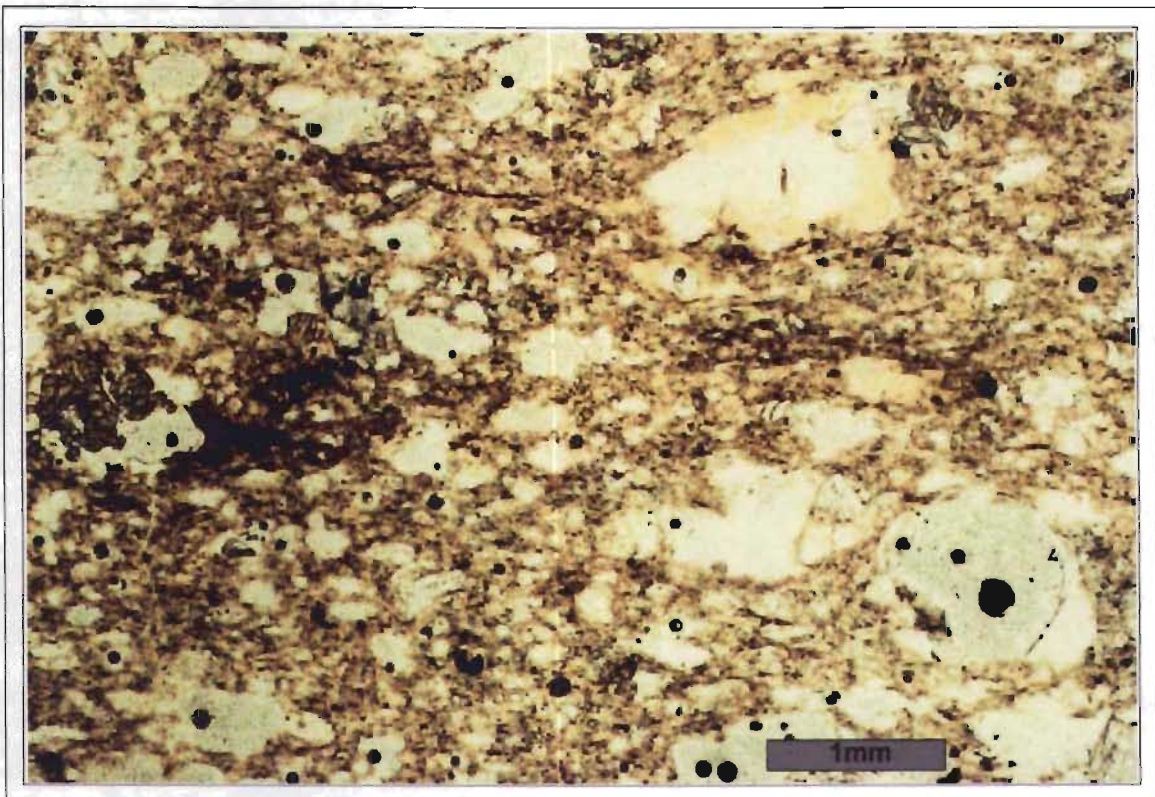


2.23

Figura 2.22: Fotomicrografía de una pómez clara (C-02-51a, capa E) con luz natural, mostrando un fenocristal de anfíbol (APH) en la sección basal (001) en equilibrio con la matriz.

Capa F

La pómez de color gris claro de la capa F tiene una textura hipohialina con microfenocristales de forma subhedral (23.4 % Vol.), los cuales se encuentran dispersos en una abundante matriz microlítica y vítrea (40.2 % Vol.). Su textura es microseriada, su vesicularidad, en la moda resultó de 36.4 % Vol. (Tabla 2.5), y la calculada de 37.55 % Vol. (Fig. 2.23).



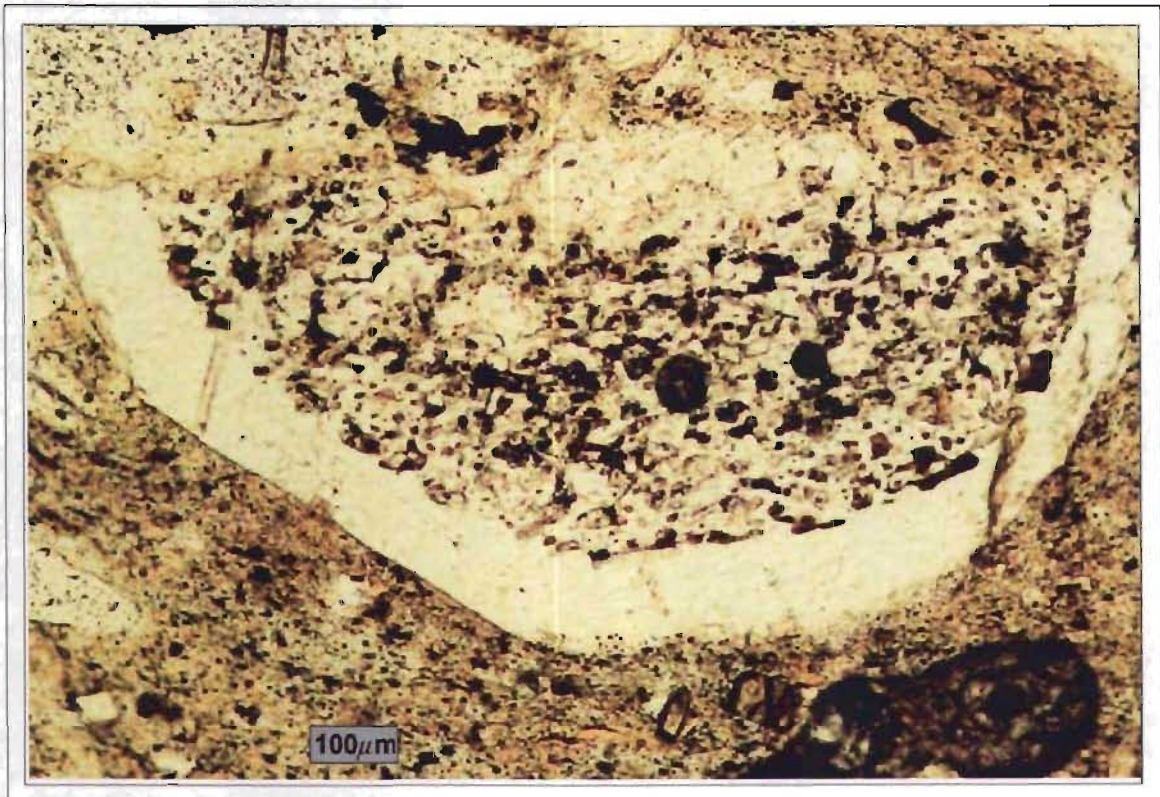
224

Figura 2.23: Detalle de la pómez clara de la muestra C-02-29c (capa F) con vesicularidad ligeramente orientada (33.8 % Vol.). Nícoles paralelos.

La mayoría de los microfenocristales de plagioclasa tienen forma subhedral y euhedral (11.3 % Vol.) y exhiben un maclado polisintético, así como inclusiones vítreas en su interior. Algunas veces muestran fracturas y están más comúnmente alterados en su parte central (Fig. 2.24)

Los microfenocristales de piroxeno (10.3 % Vol.) y los microfenocristales de hornblenda (0.8 % Vol.) están dispersos en la matriz. Unas cuantas secciones muestran la rara

presencia de fragmentos líticos de andesita incrustados en el material vítreo. También se encuentran minerales opacos (1.0 % Vol.).



2.25

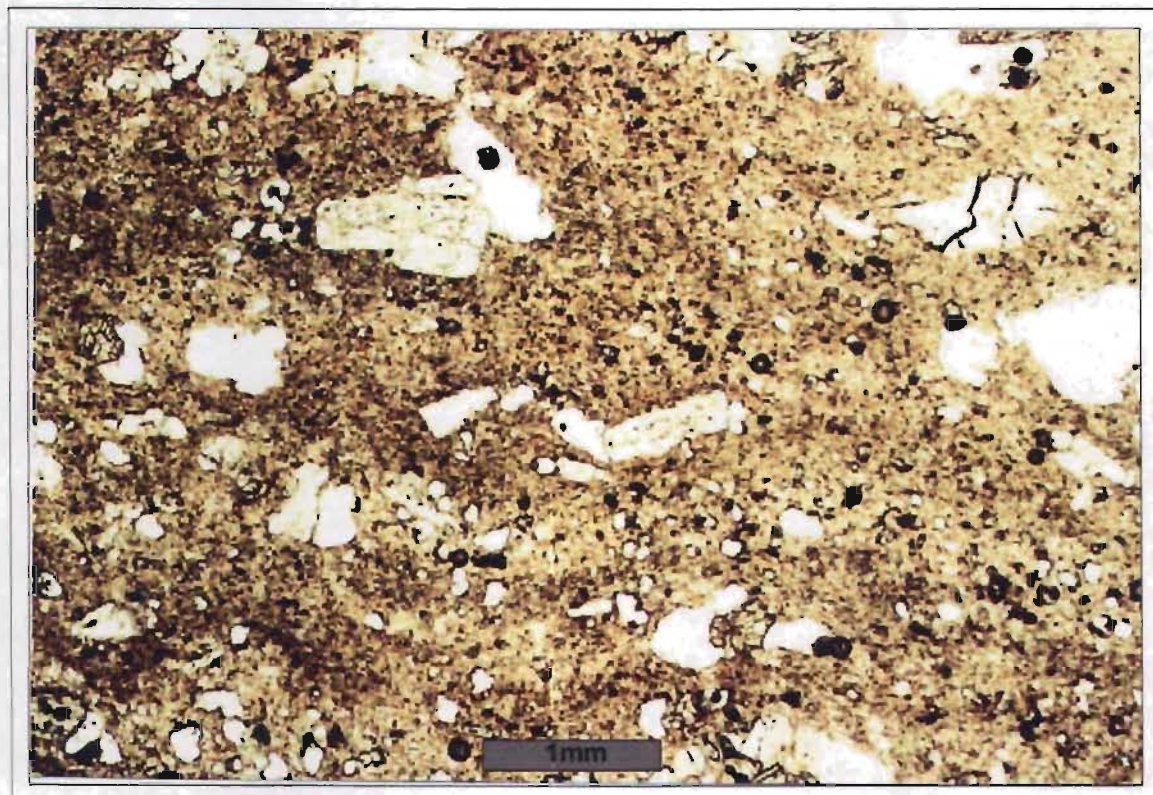
Figura 2.24: Detalle de la muestra C-02-29. Fenocristal de plagioclasa fracturado y rellenado con vidrio en su parte central. Nícoles paralelos.

Capa H

La pómez de color gris claro de la capa H tiene una textura hipohialina con microfenocristales (<1 mm) de forma subhedral (22.7 % Vol.), los cuales se encuentran dispersos en una matriz vítrea (34.4 % Vol.). Su textura es, en general, microseriada (Fig. 2.25). La vesicularidad con el análisis modal, resultó de 42.9 % Vol. (Tabla 2.5), y una calculada de 47.24 % Vol.

La mayoría de los microfenocristales de plagioclasa presentan una forma subhedral y euhedral (10.4 % Vol.), tienen un maclado polisintético y vidrio en sus núcleos. Algunas veces muestran fracturas y alteración. Los microfenocristales de piroxeno son

relativamente abundantes (10.4 % Vol.), de forma subhedral y euhedral, y se encuentran dispersos o están agrupados (Fig. 2.26). Por otro lado, los microfenocristales de



rr

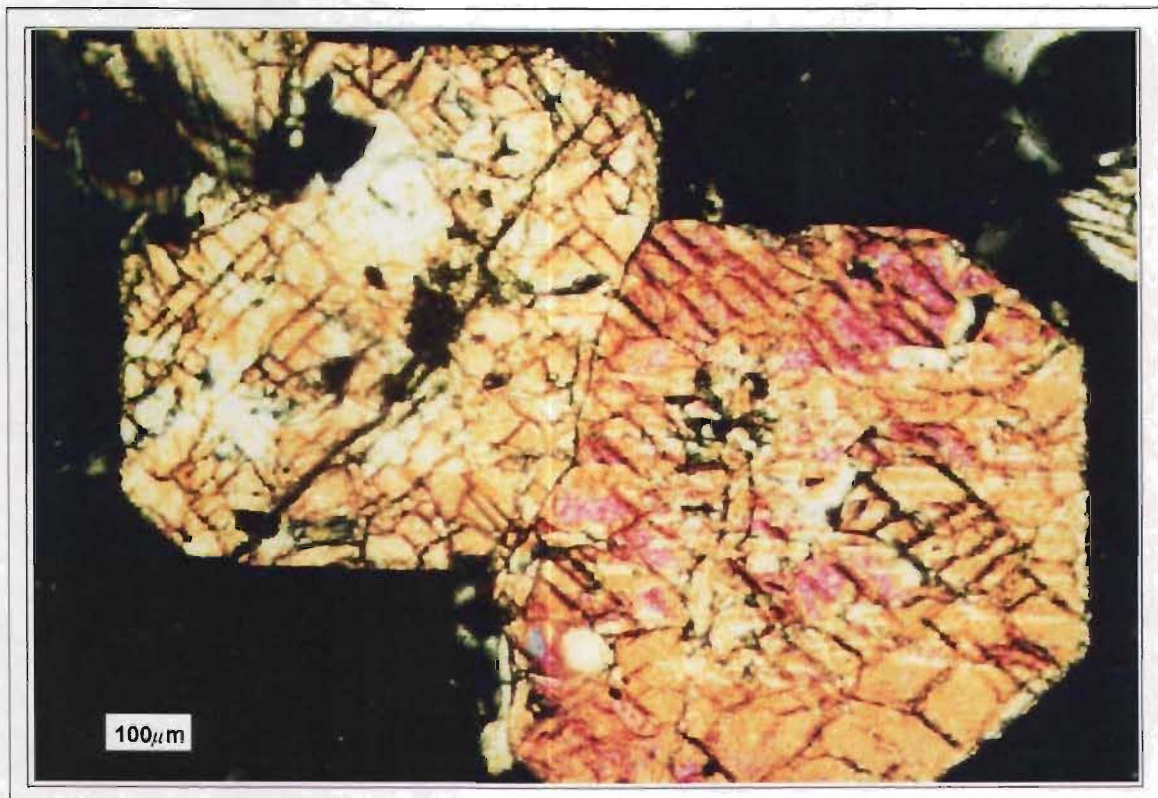
Figura 2.25: Fotomicrografía a de una pómez clara (C-02-7h, capa H) con luz natural, mostrando textura hipohialina y una vesicularidad ligeramente orientada (42.2 % Vol.).

hornblenda son subhedrales y muy raros (0.1 % Vol.); por ello fue difícil reconocerlos. Se identificaron pocos minerales opacos (1.7 % Vol.).

Pómez en los depósitos de flujos piroclásticos (Flujos 3 y 4)

Las 4 muestras de pómez recolectadas en los Flujos 3 y 4 son de la misma composición y por ello serán descritas en conjunto (ver el análisis modal para los valores de cada muestra en Tabla 2.5). La pómez amarilla-gris (Flujo 3 y 4) presenta una estructura hipohialina, con microfenocristales subhedrales (32.4 % Vol.) dispersos en una matriz vítrea (21.4 % Vol.). El valor de vesicularidad obtenido del análisis modal es de 23.1 %

Vol. La mayoría de los cristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales (20.6 % Vol.) y muestran un maclado polisintético. Microfenocristales pequeños de piroxeno subhedral (8.9 % Vol.) y de hornblenda (2.6 % Vol.) se encuentran dispersos en la matriz. Se detectaron escasos minerales opacos (0.3 % Vol.).



? ? ?

Figura 2.26: Fotomicrografía (nicoles cruzados) de una pómez clara (C-02-3h, capa H) mostrando una sección basal (001) de dos piroxenos (augita) en equilibrio con la matriz de vidrio (obscura).

Escoria negra en los depósitos de flujos piroclásticos (Flujos 2, 3 y 4)

Al igual que las muestras de pómez, las tres muestras de escoria de los flujos 2, 3 y 4 muestran características similares (ver Tabla 2.5 para los valores de cada muestra).

La escoria negra es hipohialina con microfenocristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y opacos (30.7 % Vol.), de hábito subhedral y matriz vítrea (35.4 % Vol.).

Los valores de vesicularidad obtenidos del análisis modal resultaron de 16.9 % Vol. Los microfenocristales de plagioclasa son abundantes (16.7 % Vol.) y presentan un maclado

zoneado y un hábito subhedral, y se encontraron fracturados u ocasionalmente, con una corona de alteración. Los microfenocristales subhedral y euhedral de piroxeno (10.5 % Vol.), de hornblenda (2.6 % Vol.) y raros opacos (0.9 % Vol.) se encontraron dispersos en la matriz. En las muestras se observaron también algunos fragmentos líticos gruesos de dacita de color blanco.

8. Geoquímica

Para determinar la composición química de las muestras se utilizó el método de fluorescencia de rayos X, con un espectrómetro secuencial (Marca Siemens, modelo SRS 3000), en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México). Se procesaron las muestras representativas de pómez, escoria (cuando estaba presente) y líticos para las capas principales de caída (A, C, E-F, H).

8.1 Métodos

Las muestras fueron primeramente lavadas, limpiadas y analizadas bajo un microscopio binocular, con el fin de detectar posibles alteraciones, inclusiones secundarias y oxidación reciente (especialmente en la pómez). Todas las impurezas fueron cuidadosamente removidas. Las muestras pretratadas fueron primero fragmentadas a mano y después pulverizadas mecánicamente utilizando un disco de alúmina en una pulverizadora, hasta que alcanzaron un diámetro menor a 4Φ (0.088 mm).

Debido a las limitaciones técnicas del mecanismo, y con el fin de que los fragmentos de las muestras pasaran a través de la malla # 200 ASTM (~ 0.070 mm), se llevó a cabo una tercera fase de pulverización manual utilizando un mortero de ágata.

Para el análisis de elementos mayores, 0.9 g del mismo polvo de la muestra fue mezclado con 4.5 g de metaborato de litio (LiBO_2) y 4.5 g de tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). A esa mezcla se le añadieron 250 g/l (2 gotas) de bromuro de litio (LiBr), para evitar que parte de la solución permaneciera pegada al crisol de Pt:Au (95:5). Las muestras fueron después diluidas al 90 % Mol., con el fin de evitar que el efecto de la matriz pudiera alterar el análisis de los elementos traza en el espectrómetro. La solución fue calentada a 1000°C durante 10 minutos para crear una tableta vítrea (Lozano Santa Cruz et al., 1995).

Después, seis gramos de polvo fueron mezclados con 0.6 g de aglutinante “Hoechst Wax-C” y luego comprimidos a 20 ton/cm² durante 30 segundos, para obtener una pastilla seca de 4 cm de diámetro y 3 mm de espesor. Esta tableta fue analizada bajo el espectrómetro para determinar el contenido de elementos traza. Con el fin de mejorar la línea de intensidad analítica en cada medición, las condiciones fueron arregladas siguiendo los parámetros sugeridos por Verma et al. (1996). Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 2.6.

Tabla 2.6: Análisis químicos de elementos mayores y traza de las pómez clara, oscura, clastos líticos y escoria de los depósitos de caída y de flujo piroclástico intercalados. LOI="Loss of Ignition" o pérdida por calcinación.

	Depósitos de caída														Depósitos de flujo						
	Pómez oscura				Pómez clara				Andesita						Pómez			Escoria negra			
	3a	30a	67a	75a	3a	3b	75a	75c	75e	75f	75h	75c	75e	75h	3a	35 (fl4)	67 (fl 4)	67 (fl 4)	78 (fl 2)	67 (fl 3)	67 (fl 4)
SIO2	55.5	56.0	55.1	57.7	54.7	59.7	51.8	54.1	54.4	52.5	52.8	62.7	61.4	61.6	59.6	54.71	58.19	58.78	58.98	59.81	58.31
TIO2	1.02	0.99	1.02	0.76	1.04	0.69	1.11	0.96	0.88	0.91	0.87	0.64	0.70	0.67	0.68	0.81	0.75	0.77	0.79	0.77	0.79
AL2O3	17.6	18.0	17.9	17.9	18.5	18.2	19.0	19.2	18.8	19.6	19.7	17.6	17.3	17.5	17.6	19.18	17.92	16.97	16.55	16.76	17.13
FE2O3	7.64	7.47	7.68	6.70	7.90	5.60	8.33	7.33	7.63	7.96	7.29	4.96	5.63	5.55	5.84	6.63	6.14	6.28	6.92	6.33	6.56
MNO	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.09	0.08	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10
MGO	3.99	3.43	3.72	3.83	3.87	2.53	3.90	3.81	4.06	4.11	3.85	2.42	2.76	2.52	3.25	3.48	3.35	3.60	3.82	3.76	3.95
CAO	6.50	6.06	6.26	6.70	6.14	5.33	6.35	6.08	6.86	6.26	6.24	5.26	5.40	5.15	5.87	5.59	5.49	6.07	6.72	6.56	6.58
NA2O	3.59	3.77	3.59	3.90	3.46	4.26	3.27	3.24	3.35	2.98	3.19	4.36	4.32	4.59	4.63	3.54	3.70	3.74	4.08	4.09	3.87
K2O	1.85	1.96	1.85	1.48	1.69	1.65	1.27	1.54	1.14	1.17	1.20	1.84	1.94	1.69	1.63	1.51	1.71	1.75	1.78	1.82	1.67
P2O5	0.31	0.33	0.33	0.23	0.33	0.23	0.35	0.34	0.22	0.23	0.23	0.18	0.16	0.15	0.19	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.19
LOI	1.13	2.01	2.09	1.2	2.33	1.77	4.69	3.75	2.62	4.32	4.8	0.34	0.41	0.34	-0.01	4.22	2.64	1.35	0.29	0.16	1.12
SUM	99.3	100.1	99.6	100.5	100.1	100.1	100.2	100.5	100.1	100.1	100.3	100.4	100.2	99.9	99.4	100.0	100.5	99.6	100.2	100.34	100.25
sum-loi	98.1	98.1	97.5	99.3	97.8	98.3	95.5	96.7	97.5	95.8	95.5	100.0	99.8	99.6	99.4	95.8	97.9	98.3	99.9	100.2	99.1
Tot. alcalis	5.44	5.73	5.44	5.38	5.15	5.92	4.54	4.78	4.49	4.15	4.39	6.20	6.28	6.28	6.26	5.06	5.40	5.49	5.85	5.91	5.55
Valores normalizados (utilizados en las gráficas)																					
	Depósitos de caída														Depósitos de flujo						
	Pómez oscura				Pómez clara				Andesita						Pómez			Escoria negra			
	3a	30a	67a	75a	3a	3b	75a	75c	75e	75f	75h	75c	75e	75h	3a	35 (fl4)	67 (fl 4)	67 (fl 4)	78 (fl 2)	67 (fl 3)	67 (fl 4)
SIO2	56.6	57.1	56.4	58.1	56.0	60.8	54.3	56.0	55.8	54.8	55.3	62.7	61.6	61.9	60.0	57.12	59.45	59.81	59.03	59.71	58.82
TIO2	1.04	1.01	1.05	0.77	1.07	0.70	1.16	1.00	0.90	0.95	0.91	0.64	0.70	0.7	0.7	0.85	0.76	0.78	0.79	0.77	0.80
AL2O3	17.9	18.4	18.4	18.1	18.9	18.5	19.9	19.8	19.3	20.4	20.7	17.6	17.4	17.6	17.7	20.03	18.31	17.27	16.56	16.73	17.28
FE2O3	7.79	7.62	7.87	6.75	8.08	5.70	8.71	7.58	7.83	8.31	7.64	4.96	5.64	5.57	5.88	6.92	6.27	6.39	6.93	6.32	6.62
MNO	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.08	0.09	0.08	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10
MG	4.07	3.50	3.81	3.86	3.96	2.57	4.08	3.94	4.17	4.29	4.03	2.42	2.77	2.54	3.27	3.63	3.42	3.67	3.83	3.75	3.99
CAO	6.62	6.18	6.42	6.75	6.28	5.42	6.65	6.29	7.04	6.53	6.54	5.26	5.41	5.17	5.90	5.83	5.61	6.18	6.73	6.55	6.63
NA2O	3.66	3.84	3.68	3.93	3.54	4.34	3.42	3.35	3.43	3.11	3.34	4.36	4.33	4.61	4.66	3.70	3.78	3.80	4.08	4.08	3.91
K2O	1.88	2.00	1.90	1.49	1.73	1.68	1.33	1.59	1.17	1.22	1.26	1.84	1.95	1.69	1.64	1.58	1.75	1.78	1.78	1.82	1.69
P2O5	0.31	0.34	0.33	0.23	0.34	0.23	0.36	0.35	0.23	0.24	0.24	0.18	0.16	0.15	0.19	0.24	0.21	0.22	0.20	0.19	0.19
SUM	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Tot. alcalis	5.54	5.84	5.57	5.42	5.27	6.02	4.75	4.95	4.61	4.33	4.60	6.20	6.27	6.31	6.30	5.28	5.52	5.59	5.86	5.90	5.60
Depósitos de caída																					
	Depósitos de caída														Depósitos de flujo						
	Pómez oscura				Pómez clara				Andesita						Pómez			Escoria negra			
	ppm	3a	30a	67a	75a	3a	3b	75a	75c	75e	75f	75h	75c	75e	75h	3a	35 (fl4)	67 (fl 4)	67 (fl 4)	78 (fl 2)	67 (fl 3)
Rb	50	51	52	34	45	40	32	40	27	28	29	39	47	37	31	37	42	42	41	42	38
Sr	521	535	542	588	491	600	527	508	560	472	517	620	572	600	617	541	538	528	557	538	537
Ba	622	650	671	603	590	678	528	602	477	430	483	689	691	644	635	571	614	601	561	560	549
Y	24	22	22	16	22	16	22	18	18	19	17	14	14	13	13	16	17	17	17	17	17
Zr	220	247	246	163	229	183	241	241	166	190	194	168	183	154	145	236	212	189	164	173	173
Nb	8	9	9	5	8	7	9	9	5	6	6	4	5	5	4	6	6	6	4	5	5
V	158	159	157	140	162	105	167	151	166	166	171	83	110	100	97	137	125	134	167	147	148
Cr	90	77	55	64	87	38	91	86	39	50	34	17	29	20	35	41	36	42	46	33	33
Co	23	22	22	24	22	16	23	19	21	22	20	17	21	17	18	24	20	21	24	23	22
Ni	30	25	19	28	31	14	33	30	22	23	20	10	13	10	13	20	18	20	24	20	18
Cu	36	38	34	43	35	26	43	34	39	42	40	14	24	13	21	110	49	68	107	60	68
Zn	71	71	71	70	64	58	58	61	65	59	62	61	65	60	63	108	76	85	102	84	83
Th	6	7	7	3	8	6	6	7	4	7	6	<3	<3	5	5	8	8	8	5	6	7
Pb	10	15	13	12	13	13	13	15	13	16	9	13	15	10	7	13	15	11	9	9	9

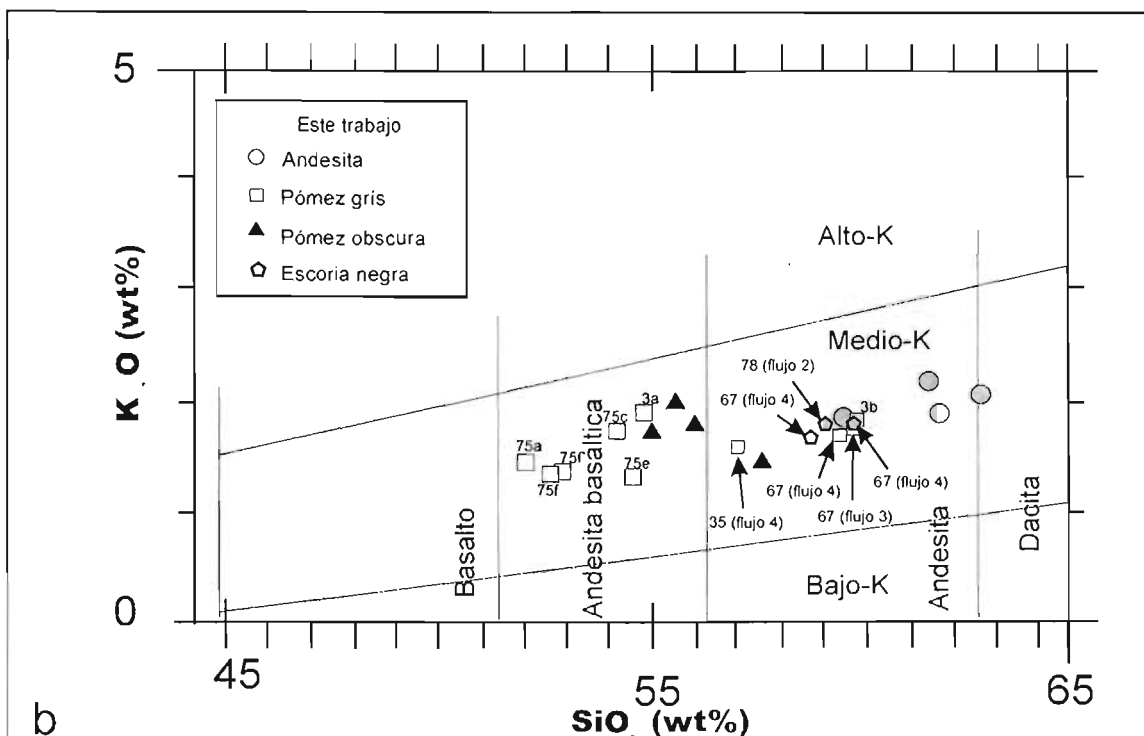
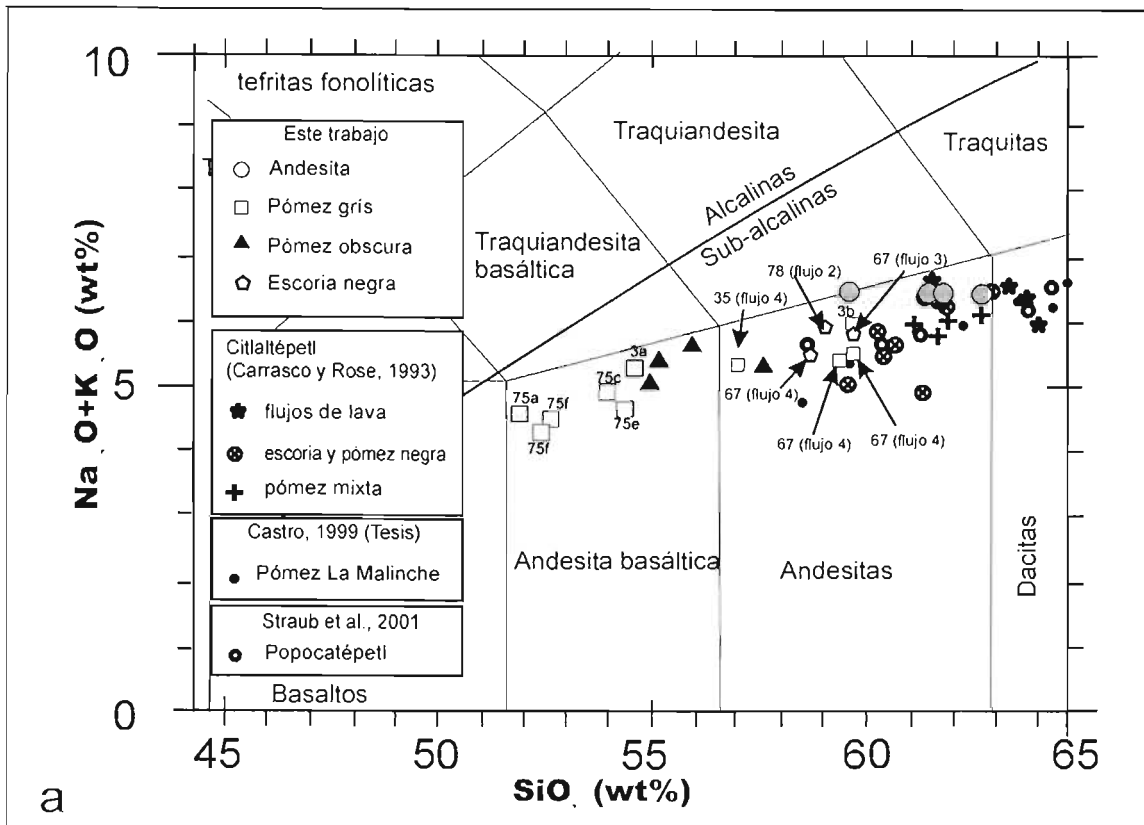
8.2 Resultados

La gráfica de álcalis contra sílice (TAS) (Fig. 2.27a) (Le Maitre, 1989) muestra una composición basáltico-andesítica, con SiO_2 fluctuando entre 54.3 (C-02-75a) y 56.0 % en peso) para las muestras de pómez de color gris claro (con excepción de la muestra C-02-3b: 60.8 % en peso).

La composición de los clastos líticos en todas las capas es andesita: con $\text{SiO}_2 > 56$ % en peso y muestra una cantidad constante de álcalis, de alrededor de 6 % en peso. El contenido de sílice en la pómez del flujo superior (C-02-67 flujo 4) varía desde 57.1 % en peso (C-02-35) hasta 58.8 % en peso (C-02-67), mientras que la escoria negra del mismo flujo tiene 58.8 % en peso (C-02-67). La escoria negra del flujo 3 posee 59.7 % en peso (C-02-67) de sílice, y la escoria del flujo 2 tiene 59.0 % en peso (C-02-78).

En un diagrama K_2O contra SiO_2 , las muestras caen en el campo de medio-K (Le Maitre, 1989). Las muestras de pómez muestran un contenido de potasio que fluctúa entre 1.14 % en peso y 1.85 % en peso, mientras que el contenido de potasio en los líticos accesorios tiene menos variaciones (1.63 % en peso a 1.94 % en peso, Fig. 2.27b). Todas las muestras en este trabajo caen dentro del campo de las rocas subalcalinas según los límites propuestos por Irvine y Baragar (1971). Los datos de la Pómez Citlaltépetl son comparados con muestras del mismo volcán (Ignimbrita Citlaltépetl) (Carrasco-Núñez y Rose, 1995), así como con otros estratovolcanes como el Volcán La Malinche (Castro, 1999) y el Popocatepetl (Straub y Martín-del Pozzo, 2001) (Fig. 2.27a).

Tal gráfica muestra un aumento en sílice desde andesita basáltica (pómez gris del Citlaltépetl), hasta dacita (pómez de la Malinche, flujos de lava del Citlaltépetl y del Popocatepetl). Mientras la mayoría de los productos a comparación caen en una composición andesítica alta en álcalis (pómez oscura del Citlaltépetl, líticos accesorios del Citlaltépetl, escoria y pómez negra de la Ignimbrita Citlaltépetl).



2.28

Figura 2.27: a) Diagrama *Total-Alcali-Silica* (de acuerdo con Le Maitre, 1989) que muestra las rocas de este estudio y su comparación con los valores de otros volcanes. b) Silíce contra potasio (de acuerdo con Le Maitre, 1989).

CAPÍTULO III. DINÁMICA ERUPTIVA

1. Parámetros físicos de los depósitos

1.1 Distribución

Los depósitos de caída se forman por la acumulación de material piroclástico que es transportado por el viento a partir de una columna eruptiva cuya altura depende del tipo y de la intensidad de la erupción. Las columnas bajas están asociadas comúnmente a erupciones estrombolianas, las columnas intermedias a erupciones vulcanianas y las columnas altas a erupciones de tipo sub-pliniano, pliniano o ultrapliniano. La geometría, espesor, granulometría y dispersión de los depósitos depende principalmente del tipo de evento que los formó. Por lo tanto un depósito de caída está fuertemente sujeto a las condiciones atmosféricas y a los vientos que influyen sobre la forma de la columna eruptiva (Wilson y Houghton, 2000). Una erupción en una atmósfera sin movimiento produciría un depósito de caída con una dispersión simétrica y circular, con isopacas concéntricas alrededor del punto de emisión. Sin embargo, es común que el viento sople normalmente en una dirección preferencial, confiriéndole al depósito una dispersión elíptica cuyo eje mayor es paralelo a la dirección principal del viento (Ej.: el Cotopaxi, Barberi et al., 1995; el Fogo, Walker y Croasdale, 1970 y Bursik et al., 1992b; la caldera Pululanga, Papale y Rosi, 1993). Un depósito de caída de pómez tapiza la topografía, siguiendo las leyes físicas de manera similar a las que sigue una capa de nieve recién caída (Cas y Wright, 1987; Wilson y Houghton, 2000). Su estructura podrá ser masiva o estratificada según la dinámica de la erupción: si esta fue continua y formó una columna sostenida, el depósito será menos estratificado que aquel asociado a una erupción con explosiones intermitentes y colapsos periódicos de columna. En ambos casos, el depósito tendrá una buena selección granulométrica (*sorting*) ($\sigma_{\phi} < 2.0$), ya que la fricción del aire junto con la fuerza de gravedad actuarán como un tamiz natural.

El análisis estratigráfico que se llevó a cabo en este trabajo, permitió distinguir claramente a los depósitos asociados a la “Pómez Citlaltépetl” (P.C.), de depósitos pertenecientes a erupciones más antiguas (e.g. la Pómez Quetzalapa, Rodríguez et al., 2002), o la Pómez Hidalgo (PH). Como se verá más adelante en los mapas de isopacas e isopletras obtenidos para la P.C., es posible notar claramente cómo éstos se depositaron

básicamente sólo en los cuadrantes orientales, mientras que en el Oeste tienen poco espesor, y están incompletos (Ej. C-02-80, C-20-81, C-02-82, etc.) (ver la posición geográfica en la Fig. 2.1 y las coordenadas en la Tabla 2.1). Esta observación indica que el viento dominante durante la erupción tenía una dirección hacia el ESE (como se explicará más adelante) (Rossotti y Carrasco-Núñez, 2004a).

1.1.1 *Isopacas*

Para la medición del espesor máximo de cada capa de la P.C., se promediaron los tres valores mayores encontrados en cada afloramiento obteniendo su espesor máximo promedio (MMT). Junto con las coordenadas y otros datos, los valores de MMT fueron incorporados a un sistema de información geográfica (Arc View GIS) y procesados en un modelo de elevación digital (DEM), utilizando la aplicación *Surfer*. La forma de las isopacas indica la dirección dominante del paleoviento, al momento de la depositación de las capas. En la Tabla 3.1 se enlistan los datos de diámetro máximo de los clastos líticos y de pómez de todos los afloramientos estudiados en este trabajo y en la Fig. 3.1 se presentan las curvas de isopacas para las capas A, C, E, F que han sido consideradas como las capas principales de la secuencia P.C. (La capa H no ha sido medida a causa de la erosión diferencial que se observa en su parte superior, que altera su espesor original).

1.1.2 *Isopletras*

Para cada sección clave se realizaron excavaciones horizontales de 0.5 m² (normalmente 100 x 50 cm) en cada capa y los 5 clastos de pómez y líticos más grandes fueron colectados (Sigurdsson et al. (1985); Carey y Sigurdsson (1986); Barberi et al. (1990); Papale y Rosi (1993); Barberi et al. (1995); Carey et al. (1995) y Rosi et al. (1999)). Los ejes mayores de cada uno de los 5 clastos fueron registrados y promediados para obtener la media del diámetro máximo de la pómez (MPD) así como la media del diámetro máximo de los líticos (MLD). Al igual que el valor MMT, los valores MPD y MLD se estimaron para las capas A, C, E, F y H. Los datos obtenidos fueron graficados con las mismas aplicaciones digitales, para comparar las isopacas e isopletras (Tabla 3.1 y Figs. 3.2 y 3.3).

Tabla 3.1: Relación de espesores y diámetros máximos para cada capa de todos los afloramientos medidos, y ordenados por sectores y distancia. Las coordenadas son en UTM, Datum NAD 27 Mex.

	Dist	Sección #	Espesor (cm)							Máximo diámetro promedio										X LONG	Y LAT	Alt	Localidad
			A	C	E	F	E+F	H	tot	Pómez					Líticos								
										A	C	E	F	H	A	C	E	F	H				
N	4.6	C-02-91	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	681584	2109499	4005	N Hut
	5.1	C-02-92	0	0	<4	<8	<12	0	<12	0.0	0.0	2.0	3.0	0.0	0.0	0.0	3.2	4.6	0.0	680805	2109654	3980	N Pico
	5.5	C-02-93	0	0	3	7	10	0	10	0.0	0.0	2.1	2.0	0.0	0.0	0.0	3.2	4.5	0.0	680199	2109689	3937	N Pico
	5.8	C-02-73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	683136	2110761	3900	Vaqueria W
	6.4	C-02-98	0	0	7	20	27	0	27	0.0	2.2	3.2	0.0	0.0	0.0	2.8	4.4	0.0	681371	2110803	3734	N Pico	
	6.5	C-02-99	0	<6	8	15	23	0	<29	0.0	4.2	2.2	3.5	0.0	0.0	3.5	2.5	4.2	0.0	681986	2111178	3809	N Pico
	6.8	C-02-74b	0	10	9	22	31	>30	>71	0.0	5.4	2.7	5.2	4.1	0.0	4.2	3.2	4.2	3.2	684653	2111210	3435	Pico NE
	7.0	C-02-100	0	0	5	10	15	0	15	0.0	0.0	2.0	3.0	0.0	0.0	0.0	3.2	4.4	0.0	679386	2110951	3715	N Pico
	7.2	C-02-97	0	0	<4	<6	<10	0	<10	0.0	0.0	1.5	2.0	0.0	0.0	0.0	3.1	4.2	0.0	679111	2110960	3668	N Pico
NE	8.0	C-02-72	9	9	9	20	29	>20	>67	0.0	5.2	2.9	4.0	3.3	0.0	4.1	2.6	3.6	3.0	686308	2111707	3279	Vaqueria W
	8.2	C-02-85	9	9	8	20	28	0	46	0.0	5.2	3.0	4.0	0.0	0.0	4.3	2.8	3.5	0.0	685972	2112436	3262	W Vaquería
	8.6	C-02-86	9	9	8	20	28	0	46	0.0	4.6	2.5	3.9	0.0	0.0	3.8	2.6	3.8	0.0	686044	2112958	3169	W Vaquería
	9.1	C-02-55	9	9	8	20	28	>5	>51	0.0	4.4	2.6	4.1	2.8	0.0	3.2	2.7	3.6	2.2	686054	2113103	3130	El Jacal
	9.2	C-02-51	8	8	8	20	28	>5	>49	2.8	4.2	2.5	3.9	3.1	2.6	2.8	2.4	3.6	2.2	688203	2111888	3058	Vaqueria
	10.0	C-02-84	8	8	8	19	27	0	43	0.0	4.1	3.3	3.8	0.0	0.0	3.2	4.0	3.5	0.0	688266	2112886	2941	W Vaquería
	11.1	C-02-54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	688764	2114188	2800	Tlacotiopa
	12.0	C-02-52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	689777	2114260	2680	Palo Gacho
	13.3	C-02-53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	691345	2114909	2550	Dos caminos
	13.6	C-02-83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	691389	2114710	2544	Dos caminos
	13.6	C-02-49	0	0	8	16	24	>5	>29	0.0	0.0	2.1	3.4	2.9	0.0	0.0	1.2	1.4	1.9	694464	2111041	2350	Malacatepec
	14.1	C-02-71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	692273	2114694	2411	Tlacotiopa
	15.4	C-02-43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	695968	2111766	2450	Ayahualulco
	15.5	C-02-70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	693481	2115550	2227	Tecoanapa
	16.4	C-02-46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	696391	2113143	2310	Ayahualulco
	16.5	C-02-50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	694366	2116102	2140	Excola
	16.6	C-02-50b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	694419	2116146	2149	Excola
	16.8	C-02-44	0	0	8	12	20	0	20	0.0	0.0	0.7	1.4	0.0	0.0	0.0	0.4	0.4	0.0	697098	2112838	2250	Ayahualulco
	17.2	C-02-5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	695073	2116319	2150	Excola
	17.4	C-02-69	0	0	8	11	19	0	19	0.0	0.0	0.6	1.7	0.0	0.0	0.0	0.5	0.4	0.0	697621	2112761	2190	Ayahualulco
	17.9	C-02-57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	693304	2118828	2080	NW Excola
	18.1	C-02-42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	698201	2113010	2040	Ayahualulco
	19.0	C-02-41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	698981	2113453	1860	Ayahualulco
E	6.8	C-02-32	10	12	15	42	57	>15	>94	5.2	6.2	3.1	6.2	5.7	4.4	4.5	3.2	4.6	5.2	689086	2105062	3133	La Paloma
	8.2	C-02-31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	690268	2103874	2880	La Mata
	8.8	C-02-76	9	8	11	35	46	>15	>78	4.2	5.1	2.9	5.1	4.7	3.9	4.2	2.4	4.2	5.0	690993	2105743	3061	Cuyachapa
	9.7	C-02-28	0	0	12	35	47	>20	>87	0.0	0.0	3.1	4.2	3.5	0.0	0.0	2.5	3.6	4.1	691670	2102107	2524	Naranjillos
	9.8	C-02-30	9	6	10	35	45	>20	>60	3.4	4.6	2.9	4.1	3.4	3.0	4.0	2.4	3.6	4.1	691805	2102565	2600	Naranjillos N
	10.0	C-02-75	9	8	9	34	43	>10	>70	3.4	4.7	2.7	4.2	3.6	3.2	4.1	2.2	3.7	3.2	692304	2104837	2874	Cuyachapa
	10.5	C-02-29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	692075	2101779	2549	Naranjillos
	11.2	C-02-35	8	6	8	25	33	>20	>67	3.1	4.1	2.6	3.6	3.3	1.9	3.2	2.2	3.5	3.2	693442	2106424	2570	Cuyachapa
	12.0	C-02-34	0	0	8	21	29	0	29	0.0	0.0	2.4	3.5	0.0	0.0	0.0	2.3	3.2	0.0	693900	2108169	2490	El Potrerillo
	12.2	C-02-36	0	0	8	>22	>30	0	>30	0.0	0.0	2.5	3.6	0.0	0.0	0.0	1.9	3.2	0.0	694475	2105950	2519	Teteltzingo
	12.3	C-02-37	0	0	8	25	33	0	33	0.0	0.0	2.7	3.7	0.0	0.0	0.0	1.8	3.1	0.0	694536	2103953	2280	Tenixtepec
	12.5	C-02-66	0	0	9	20	29	0	29	0.0	0.0	2.5	3.5	0.0	0.0	0.0	2.1	3.2	0.0	694297	2108319	2440	Cuyachapa
	12.8	C-02-67	3	5	9	20	29	>5	>42	2.4	3.4	2.7	3.3	3.4	1.4	2.8	1.4	3.1	2.4	694887	2107919	2395	Cuyachapa
	13.8	C-02-6	0	5	8	18	26	>4	>35	0.0	3.5	1.6	3.4	3.3	0.0	2.8	0.8	2.6	2.0	695619	2108064	2390	Teteltzingo
	16.2	C-02-48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	697308	2110618	2140	Ayahualulco
	16.9	C-02-47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	697868	2111458	2100	Ayahualulco
	22.8	C-02-39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	704352	2100656	1530	Tetla
	24.8	C-02-40	0	0	<2	<10	<12	0	<12	0.0	0.0	0.4	0.8	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	0.0	706946	2102743	1370	Chocamán
SE	4.8	C-02-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	686664	2102381	3610	R. Nuevo W
	5.6	C-02-9	23	>4	9	45	54	>20	>101	5.3	6.2	3.7	6.8	5.7	4.7	4.7	4.1	4.7	5.3	686203	2102024	3410	R. Nuevo W
	6.0	C-02-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	687297	2100857	3234	Chinela
	6.5	C-02-89	17	11	12	42	54	>30	>110	4.6	5.6	3.0	6.3	5.2	4.3	4.3	2.7	4.3	4.6	687689	2101777	3364	SE Pico
	6.5	C-02-8	19	12	9	42	51	>30	>112	4.6	5.1	2.8	6.2	5.2	4.2	4.2	2.4	4.2	4.7	686317	2099453	3251	Pilancón SE
	6.8	C-02-7	19	12	10	42	52	25	108	4.4	5.2	2.8	6.2	5.1	4.2	4.3	2.4	4.2	4.6	686842	2099723	3228	Pilancón
	7.9	C-02-3	18	10	9	37	46	>18	>92	4.2	5.2	3.0	5.9	4.5	3.5	4.1	2.2	4.0	4.2	688086	2099391	2997	Pilancón E
	8.0	C-02-77	0	8	10	28	38	>55	>101	0.0	4.2	3.1	6.2	4.4	0.0	3.1	3.2	3.9	3.2	685310	2097608	2971	Texmola N

	8.8	C-02-	87	15	8	9	>35	>44	>27	>94	3.8	4.5	2.8	5.3	4.2	2.2	3.3	2.4	3.7	2.4	688732	2098854	2858	S Chinela
	9.2	C-02-	13	15	9	9	>35	>44	0	>68	3.5	4.3	2.2	5.2	0.0	2.1	2.8	2.0	3.6	0.0	689327	2098937	2742	Agua Esc
	9.4	C-02-	2	13	9	9	>35	>44	0	>66	3.6	4.3	2.2	4.2	0.0	2.1	2.2	1.9	3.6	0.0	689822	2098937	2682	Agua Esc
	9.9	C-02-	12	0	9	?	?	?	?	0	0.0	4.0	?	?	0.0	0.0	2.2	?	?	0.0	690093	2098744	1196	Xometla
	10.4	C-02-	65	0	8	8	32	40	0	48	0.0	4.1	1.9	4.2	0.0	0.0	2.2	2.1	3.5	0.0	690714	2098971	2610	Xometla
	11.8	C-02-	17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	686885	2094235	2660	LomGrande
	12.2	C-02-	11b	0	0	8	>30	>38	0	>38	0.0	0.0	3.0	3.8	0.0	0.0	0.0	1.8	3.2	0.0	692496	2098096	2417	El Lindero N
	12.6	C-02-	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	692587	2097922	2379	El Lindero N
	13.1	C-02-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	693097	2097601	2260	El Lindero S
	13.4	C-02-	18	0	0	9	>15	>24	0	>24	0.0	0.0	3.0	3.7	0.0	0.0	0.0	2.8	3.0	0.0	689766	2093572	2550	San Isidro
	14.4	C-02-	26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	695014	2098607	2160	Cumbre
	14.8	C-02-	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	633266	2099575	2180	Cumbre
	15.4	C-02-	33	0	0	9	21	30	>10	>40	0.0	0.0	2.2	2.6	2.9	0.0	0.0	0.8	2.7	1.9	695631	2097170	2533	El Zapote
S	7.6	C-02-	108	0	0	>4	>9	>13	0	>13	0.0	0.0	5.5	5.8	0.0	0.0	0.0	4.6	3.8	0.0	681594	2097417	3302	Texmalaquill
	9.5	C-02-	20	0	0	>5	>15	>20	0	>20	0.0	0.0	2.9	4.7	0.0	0.0	0.0	2.8	3.0	0.0	680840	2095627	3200	Texmalaquill
	9.6	C-02-	14	0	5	8	25	33	>15	>53	0.0	3.8	3.0	4.8	4.2	0.0	1.8	3.0	3.7	1.9	685009	2095884	2915	Texmola N
	10.0	C-02-	24	0	0	11	22	33	21	54	0.0	0.0	2.7	4.2	1.8	0.0	0.0	2.6	2.8	1.6	680395	2095274	3100	Texmalaquill
	10.6	C-02-	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
	11.0	C-02-	90	2	0	9	>12	>21	0	>23	0.0	0.0	3.0	4.5	0.0	0.0	0.0	2.9	3.5	0.0	685140	2094861	2845	Texmola
	11.8	C-02-	16	0	0	9	>15	>24	0	>24	0.0	0.0	2.9	4.2	0.0	0.0	0.0	2.8	3.1	0.0	686401	2093543	2690	Lom Grande
	12.3	C-02-	25	0	0	?	?	?	?	?	0.0	0.0	2.7	4.3	0.0	0.0	0.0	2.8	2.8	0.0	684281	2092812	2708	P.Carretas
	14.8	C-02-	107	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677734	2091127	2752	Texmalaquill
	16.0	C-02-	1	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	676918	2090266	2680	Atzitzintla
	16.8	C-02-	15	0	0	8	20	28	0	28	0.0	0.0	2.1	3.4	0.0	0.0	0.0	1.8	1.9	0.0	688292	2089056	2240	S. de Agua
	24.0	C-02-	78	0	0	0	2	2	0	2	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	686643	2081608	1500	Maltrata
SW	5.1	C-02-	23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	679900	2100325	3950	Sierra Negra
	5.2	C-02-	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	678817	2100923	4030	Sierra Negra
	5.3	C-02-	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	679382	2100187	3960	Sierra Negra
W	8.9	C-02-	104	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	674139	2108385	3097	LlanoGrande
	9.5	C-02-	103	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	673076	2106762	3051	LlanoGrande
	12.8	C-02-	105	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	670239	2108944	2871	Aserradero
	14.0	C-02-	106	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	669353	2110112	2813	Ávalos
	18.5	C-02-	58	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	664525	2099811	2600	Cd Serdán
NW	6.1	C-02-	82	0	0	10	15	25	0	25	0.0	0.0	2.1	5.2	0.0	0.0	0.0	3.3	4.3	0.0	679598	2110022	3908	M. Hidalgo
	6.5	C-02-	81	0	<6	9	14	23	0	<29	0.0	3.2	1.7	5.3	0.0	0.0	3.4	3.1	4.2	0.0	679400	2110459	3842	M. Hidalgo
	6.8	C-02-	80	0	0	8	0	8	0	8	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0	678684	2110702	3840	M. Hidalgo
	6.9	C-02-	61	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677659	2110039	3400	M. Hidalgo
	7.1	C-02-	94	0	0	<5	<6	<11	0	<11	0.0	0.0	1.6	3.0	0.0	0.0	0.0	3.1	4.0	0.0	678708	2110945	3720	N Pico
	7.1	C-02-	60	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677135	2109882	3383	M. Hidalgo
	7.2	C-02-	63	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677285	2110304	3430	M. Hidalgo
	7.6	C-02-	62	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677642	2110987	3518	M. Hidalgo
	7.8	C-02-	96	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	678418	2111448	3617	N Pico
	7.9	C-02-	95	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	678352	2111403	3639	N Pico
	8.8	C-02-	101	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677670	2111719	3582	M. Hidalgo
	9.0	C-02-	102	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	675131	2109875	3171	Zoapan
	10.1	C-02-	78	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	676597	2113487	3236	P. Nacional
	10.2	C-02-	59	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	673406	2110357	2981	Zoapan
	10.4	C-02-	79	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	677230	2114149	3157	N Cajón
	13.0	C-02-	64	0	0	0	0	0	0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	670344	2110491	2799	Tlachichuca

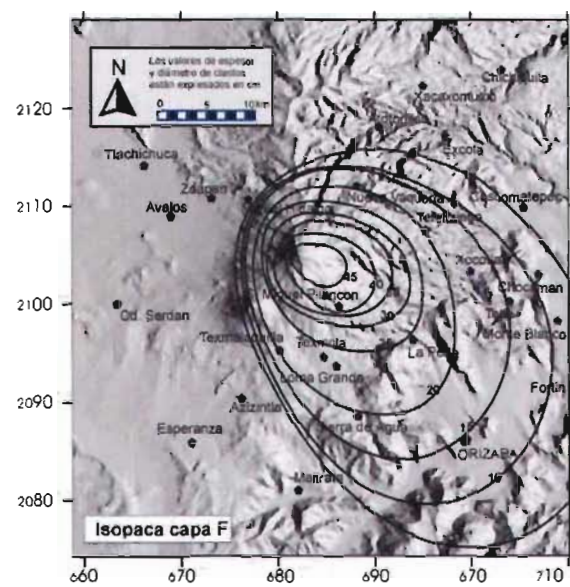
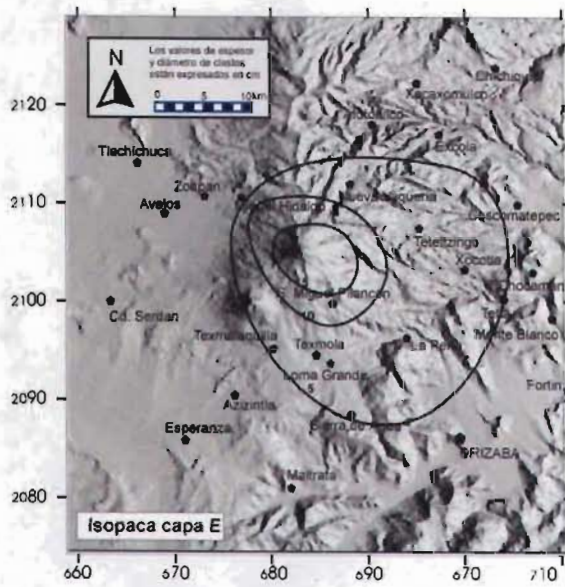
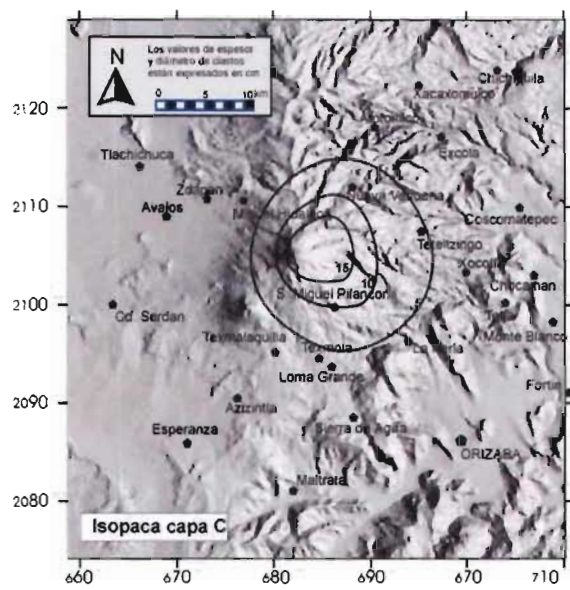
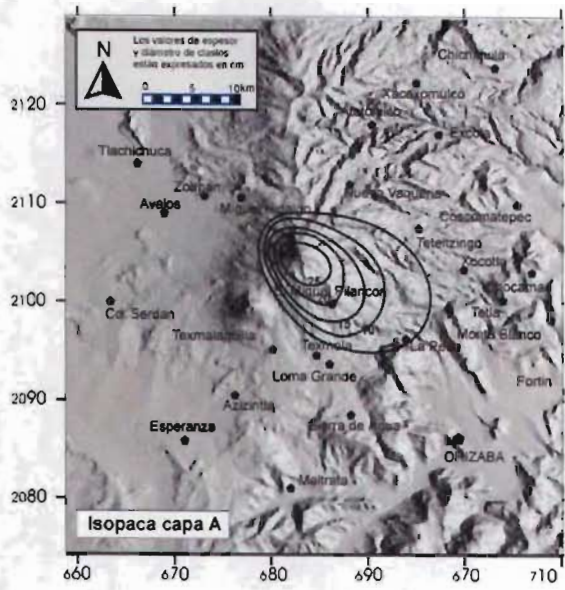


Figura 3.1: Isopacas de los depósitos de caída de las capas A, C, E y F.

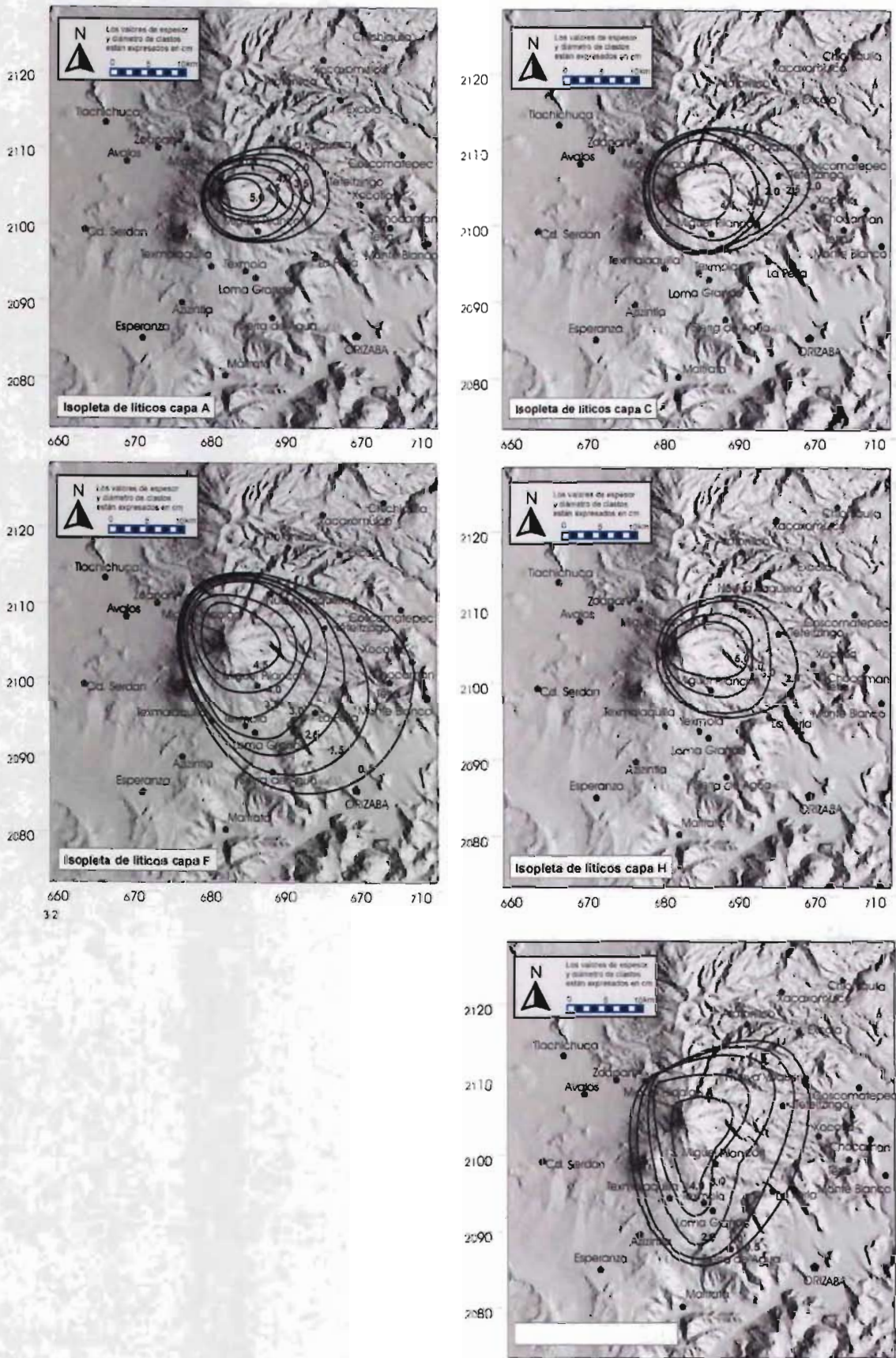


Figura 3.2: Isoplethas (líticos) de los depósitos de caída de las capas A, C, E, F y H.

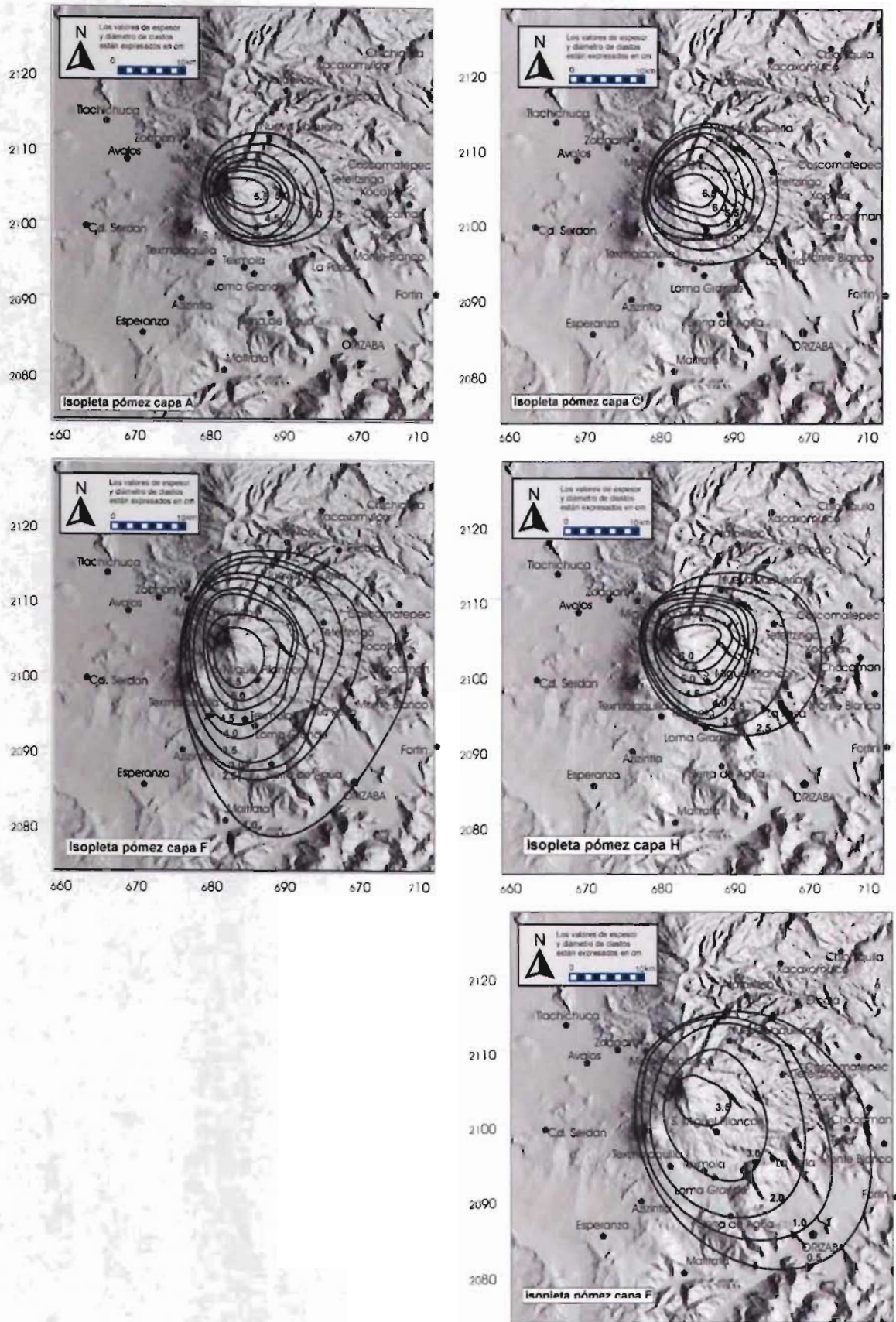


Figura 3.3: Isopletas (pomez) de los depósitos de caída de las capas A, C, E, F y H.

1.1.3 Ejes de dispersión y dirección de los vientos

Un análisis comparativo de los mapas de isopacetas e isoplethas de cada capa (Fig. 3.4) sugiere una dirección general del viento hacia el Oriente durante todas las erupciones de la P.C.

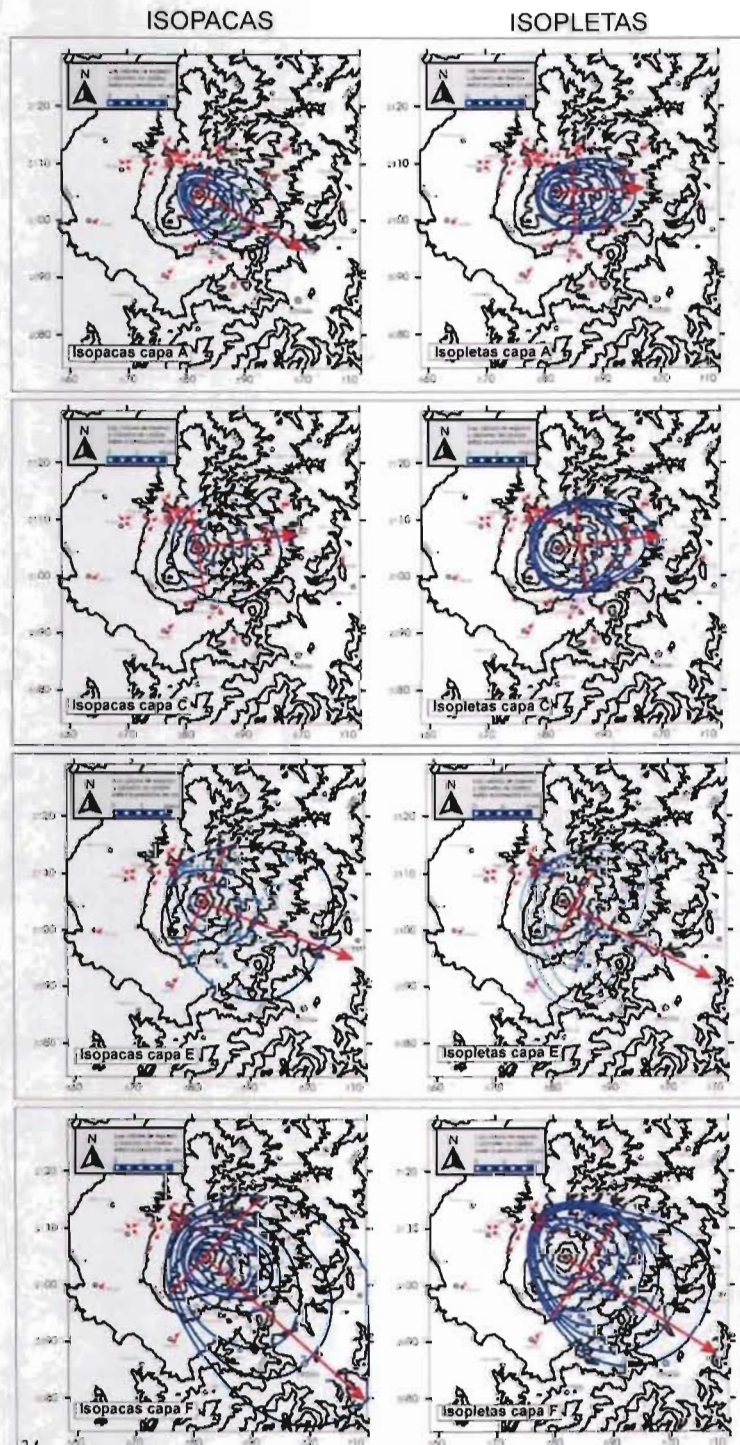


Figura 3.4: Comparación de las direcciones de los ejes de dispersión de las isopacetas y isoplethas (líticas) de las capas A, C, E y F. Ver texto para la descripción.

Sin embargo, la dirección de las isopacas de la capa A (125°) muestra una ligera diferencia con respecto a su isopleta. Por otro lado, durante la segunda y tercera fase pliniana de la erupción (capas C y E-F), la dirección del viento muestra una tendencia distinta, soplando hacia el E con dirección variable durante la depositación de la capa E y cambiando constantemente hacia el sur (Tabla 3.2).

Tabla 3.2: Variación de la paleo-dirección del viento de acuerdo con las isopacas e isopletas. El valor de las isopacas de la capa H son inferidas. Para mayor detalles ver el texto.

ISOPACAS		
Capa	Dirección viento (azimuth)	Rumbo
H	92	E
F	132	SE
E	111	SE
C	82	E
A	119	SE

ISOPLETA		
Capa LAYER	Dirección viento (azimuth)	Rumbo
H	92	E
F	123	SE
E	117	SE
C	83	E
A	88	E

Vale la pena hacer notar que las isopletas de las capas E y F (como sus isopacas), en su fase inicial, parecen bifurcarse debido posiblemente a la influencia de dos distintas direcciones del viento conforme a la altura y a la formación de vórtices en la atmósfera (Ernst et al., 1994). No se cuenta con datos de isopacas de la capa H debido a la pobre preservación de su espesor original. Los mapas de isopletas de la capa H son consistentes con la tendencia general, que indica que el viento soplabo hacia el Oriente. Al igual que en las isopacas, se notó el mismo cambio en el eje de dispersión de las isopletas en sentido contrario a las manecillas del reloj de la capa A a la capa C (100° a 95° en isopletas de la pómez y 88° a 83° para las isopletas de los líticos) y un cambio semejante para las isopletas de la pómez y de los líticos en las capas E, F y H (133° y 117° para la capa E, 130° y 123° para la capa F y 97° y 92° para la capa H, respectivamente). Se

observa un ligero cambio en sentido de las manecillas del reloj, desde la base hacia el tope de la isopieta de los líticos F, similar a la de la isopaca F y las dos direcciones de la isopaca E. También es notoria la posible falta de viento atmosférico durante la depositación de la capa C debido a la forma casi circular de las curvas.

1.2 Volumen

En la literatura se describen varios métodos para calcular el volumen de un depósito de caída (e.g. Walker, 1980, 1981b; 1981c; Froggatt, 1982; Pyle, 1989; Fierstein y Nathenson, 1992, 1993; Pyle 1995). Los dos métodos que se utilizaron en este trabajo, consideran el área de cada isopaca y el patrón de adelgazamiento de las isopacas con la distancia, desde el punto de emisión. Estos métodos son conocidos como el “método del trapecioide” descrito por Froggatt (1982) y por Fierstein y Nathenson (1992) y el “método del adelgazamiento exponencial” propuesto por Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992, 1993). Para los cálculos posteriores se utilizaron los resultados obtenidos a partir de este último método, a una sola recta, ya que, aunque sea muy subestimado, es el que mejor se ajusta con los demás parámetros de la columna eruptiva. Para el cálculo de ambos métodos, fue necesario, antes que nada, calcular las áreas de cada isopaca con el método de la cuadrícula kilométrica: un acetato transparente con una cuadrícula a escala (un cuadrado = 1 km²) fue interpuesto sobre cada curva, posteriormente se cuentan manualmente los cuadrados encimados sobre cada isocurva. Se extrapolaron los valores de área para la isopaca 0.001 m de cada capa. Los espesores, las áreas y los volúmenes respectivos de cada capa, obtenidos con el método del trapecioide, se muestran en la Tabla 3.3.

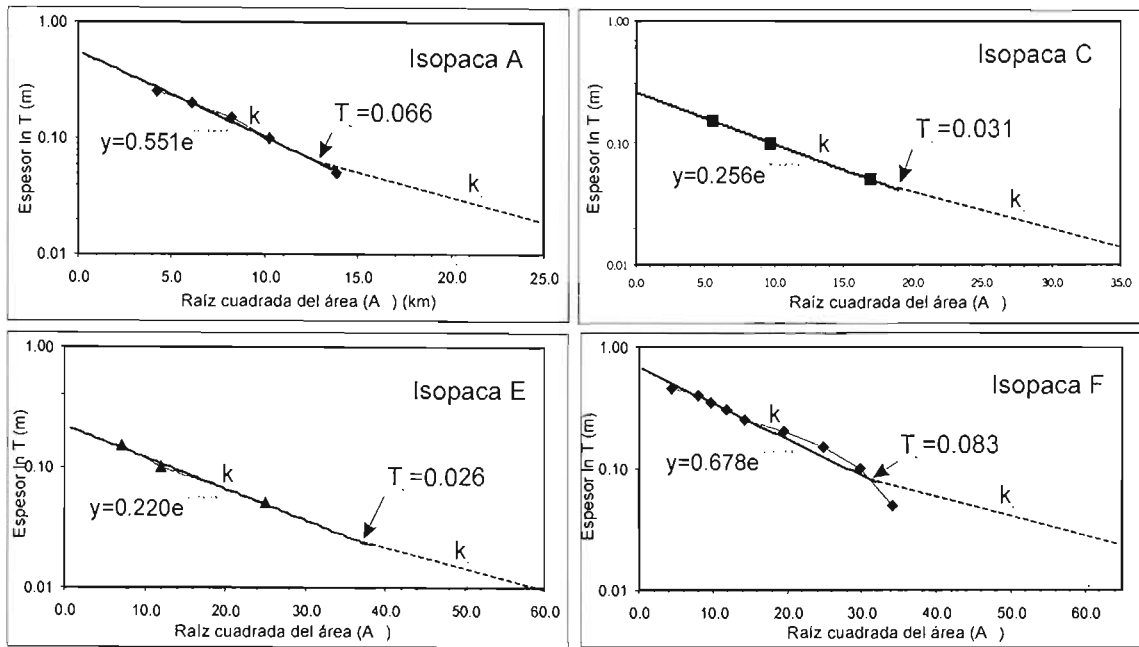
El cálculo del volumen, según la regla de adelgazamiento exponencial, es un poco más complejo. De acuerdo a Pyle (1989, 1995) y a Fierstein y Nathenson (1992) el espesor de un depósito de caída disminuye exponencialmente con la distancia de acuerdo a la siguiente relación:

$$T=T_{\max} \exp(-k \cdot A^{1/2})$$

Tabla 3.3: Parámetros geométricos usados para el cálculo del volumen de las capas de caída con base en el área de las isopacas, de acuerdo con el método del trapecoide. Ver texto para los detalles del método.

MÉTODO DEL TRAPEZOIDE					
capa	rumbo (deg)	dist vent (km)	DATOS ISOPACAS		
			espesor (m)	área (km ²)	volumen (km ³)
A	119	24.0	0.01	576.0	0.006
		15.0	0.05	192	0.010
		11.0	0.10	105	0.011
		9.0	0.15	67	0.010
		7.0	0.20	37	0.007
		4.5	0.25	18	0.005
		0.0	0.55	0	0.000
Volumen total capa A en km ³					0.042
C	82	33.0	0.01	1089	0.011
		14.0	0.05	286	0.014
		8.0	0.10	94	0.009
		6.0	0.15	31	0.005
		0.0	0.26	0	0.000
Volumen total capa C en km ³					0.039
E	111	50.0	0.01	2500	0.025
		22.0	0.05	624	0.031
		10.0	0.10	145	0.015
		7.0	0.15	52	0.008
		0.0	0.22	0	0.000
Volumen total capa E en km ³					0.054
F	132	62.0	0.01	3844	0.038
		38.0	0.05	1167	0.058
		32.0	0.10	882	0.088
		25.0	0.15	617	0.093
		20.0	0.20	383	0.077
		14.0	0.25	204	0.051
		11.0	0.30	136	0.041
		10.0	0.35	94	0.033
		8.0	0.40	62	0.025
		5.0	0.45	19	0.009
		0.0	0.69	0	0.000
		Volumen total capa F en km ³			
Vol tot depósito (inferido H=F) en km ³					0.512
VOLUMEN TOTAL (con H inferido)					1.16

En donde T_{max} es el valor del espesor máximo extrapolado cuando $A=0$ y $-k$ =pendiente de la recta en la grafica de la Fig. 3.5 (Fierstein y Nathenson, 1992 y Pyle, 1989; 1995).



3.5

Figura 3.5: Gráfica del espesor de cada capa contra la raíz cuadrada del área. Ver texto para la explicación del método (Pyle, 1989). Los valores del quiebre de las dos rectas (T_b) y de K fueron calculados según las relaciones empíricas propuestas por Carey et al. (1995). La fórmula de la recta se refiere a la del coeficiente K , en donde el valor de la X representa el espesor máximo y el exponente de “e” representa el valor de K .

Por lo tanto, si en una gráfica se pone en las ordenadas el logaritmo natural del espesor de una isopaca T ($\ln T$), y en las abscisas la raíz cuadrada del área de la misma isopaca ($A^{1/2}$), la línea que le corresponde es una recta cuyos valores disminuyen cuando aumenta la raíz cuadrada del área A . Por lo tanto, al conocer a T en cada distancia, se extrapolaron los siguientes valores del espesor máximo: T_{\max} capa A=55 cm, T_{\max} C=26 cm, T_{\max} E=22 cm y T_{\max} F=68 cm; con valor de $-k_A=-0.17$; $-k_C=-0.10$; $-k_E=-0.06$; $-k_F=-0.07$. Nótese que debido al fuerte intemperismo de la parte superior de la capa H, en la mayoría de los afloramientos estudiados no fue posible extrapolar el valor H T_{\max} de las isopacas y por lo tanto el valor fue inferido a partir de la suposición de que la erupción H fue similar a la F, de acuerdo con evidencias de campo. Esos valores se utilizaron en la siguiente ecuación (Pyle, 1989; 1995 y Fierstein y Nathenson, 1992):

$$V=2 \cdot T_{\max} / k^2$$

La ecuación representa la línea recta en las gráficas semilogarítmicas y los valores representan la intercepción de la línea con el eje Y (T_{\max}) y el coeficiente k ,

respectivamente. Por lo tanto, utilizando los datos anteriores se obtuvieron los siguientes volúmenes: $V_A=0.04 \text{ km}^2$; $V_C=0.055 \text{ km}^2$; $V_E=0.12 \text{ km}^2$; $V_F=0.30 \text{ km}^2$ y $V_H=0.30 \text{ km}^2$ (inferido igual a V_F) que suman un volumen total de 0.81 km^3 (Tabla 3.4).

Tabla 3.4: Parámetros geométricos usados para el cálculo del volumen de cada capa del depósito de caída con base en el área de las isopacas (método de Pyle, 1989, Fierstein y Nathenson, 1992 y datos empíricos de Carey et al., 1995). k , k_1 y T_b representan los coeficientes de inclinación y el valor de intersección de las dos rectas representadas en la Fig. 3.5,. Los valores de la capa H son inferidos como se explica en el texto.

Capa	k ($y-T_{\max}$)/ x	T_{\max} (m)	VOLUMEN (km^3)		k_1	T_b $0.12T_{\max}$
			una recta	dos rectas		
A	0.169	0.55	0.04	0.10	0.012	0.066
C	0.097	0.26	0.06	0.09	0.012	0.031
E	0.060	0.22	0.12	0.16	0.012	0.026
F	0.068	0.69	0.30	0.51	0.012	0.083
H	0.068	0.69	0.30	0.51	0.012	0.083
Volumen total:			0.81	1.39		

Es importante tener en mente que dichos valores de volumen, representan un valor mínimo (Fierstein y Nathenson, 1992) debido a que las capas delgadas A0, B, D y G, presentes en las secciones, han sido omitidas en los cálculos por la falta de una cantidad suficiente de datos para trazar las isopacas.

Los valores de volumen total y de cada capa calculados añadiendo la fracción distal según el método de las dos rectas a diferente coeficiente de pendiente (" k " y " k_1 ") fueron obtenidos resolviendo la siguiente ecuación por cada capa (Fierstein y Nathenson, 1992):

$$V=(2T_{\max}/k^2)+2T_{\max} * \{[(k_1T_b^{1/2}+1)/k_1^2]- [(kT_b^{1/2}+1)/k^2]\} \exp(-kT_b^{1/2})$$

Los resultados arrojan respectivamente $V_A=0.10 \text{ km}^3$; $V_C=0.09 \text{ km}^3$; $V_E=0.16 \text{ km}^3$; $V_F=0.51 \text{ km}^3$ y $V_H=0.51 \text{ km}^3$ (inferido igual a V_F) por un volumen total de 1.39 km^3 (Tabla 3.4). Sin embargo, tales valores fueron calculados sobre la base empírica propuesta por Carey et al. (1995) donde el valor T_b de intersección de la recta a coeficiente k y k_1 (valor de quiebre) se recabó por la siguiente relación:

$$T_b = 0.12T_{\max}$$

y, debido a la falta completa de valores de espesor distal, el valor de k_1 fue recabado como promedio de los valores propuestos por Carey et al. (1995).

La diferencia entre el volumen calculado con el método de Pyle y el volumen obtenido con el método del trapecoide es notoria; sin embargo, esto era de esperarse debido a la limitaciones de ambos métodos (Bonadonna et al., 1998 y Adams et al., 2001).

Una actualización del método de Pyle (1989), fue propuesto por el mismo Pyle (1995) y por Houghton et al. (2000b). Con base en la ecuación anterior, estos autores proponen la ecuación:

$$V = 13.08T_{\max} \cdot b_t^2$$

En donde b_t fue definido como "*thickness half-distance*", es decir la distancia desde la boca eruptiva, en donde el espesor máximo del depósito de caída se reduce a la mitad.

Los valores de b_t , graficados en la Tabla 3.5, arrojan un volumen total de 0.61 km^3 . Este valor es ligeramente menor con respecto al obtenido por el método de Pyle (1989), y mucho menor, con respecto al valor proporcionado por el método del trapecoide.

Tabla 3.5: Distancia del crater (dist); "*thickness half distance*" (b_t); volumen (Vol) y dispersion (D) de las isopacas de 5 cm de las capas A, C, E, F y H. T_{\max} =espesor maximo de cada capa a distancia 0 del crater b_t está discutido en el texto y en la Fig. 4.2. Vol está calculado con el método de Pyle (1995). D está calculado con el método de Houghton et al. (2000 a, b). Con asterisco los valores inferidos.

Capa	dist (km)	espesor (m)	T_{\max} (m)	dist 0 km	$T_{\max}/2$ (m)	b_t (km)	Vol (km^3) $13.08T_{\max} \cdot b_t^2$	D (km^2) $138.7b_t$
A	7.5	0.05	0.55	0	0.28	2.3	0.038	319
C	10.5	0.05	0.26	0	0.13	4.2	0.060	583
E	15	0.05	0.22	0	0.11	6.7	0.129	929
F	17	0.05	0.69	0	0.35	4.6	0.191	638
H	?	?	0.69*	0	0.35*	?	0.191*	?
VOLUMEN TOTAL							0.61	

1.2.1 Cálculo del Volumen de Roca Densa Equivalente (VDRE)

El DRE es básicamente la densidad del magma antes de su expansión co-eruptiva, es decir, la densidad del magma sin vesiculación (o porosidad). Por ejemplo, una pómez de composición andesítica que tiene una densidad de 900 kg/m^3 , tendrá normalmente una DRE de $2,600 \text{ kg/m}^3$. Los líticos andesíticos que se analizaron en lámina delgada no presentan porosidad, por lo tanto se asume que su densidad es igual a su DRE.

El método que se utilizó para el cálculo del VDRE y que se propone en este trabajo (método de la tableta comprimida) se basa en la medición del volumen (diámetro * espesor) de un cilindro de roca pulverizada y comprimida con la prensa de laboratorio. El concepto se basa en el hecho de que una roca pulverizada con tamaño de grano inferior al diámetro de las burbujas (fue necesario un análisis previo al microscopio) y comprimida por un cierto tiempo a una cierta presión, pierde su porosidad primaria. Rosi et al. (1999) consideran un tamaño de la muestra de 5Φ como el límite suficiente para el cálculo del DRE. Por lo tanto, el volumen obtenido representa el volumen de la roca densa equivalente.

Para proceder a los cálculos, la roca fue pulverizada hasta un diámetro aproximado de $50 \mu\text{m}$ y reducida a una tableta, presionando el polvo durante 30 segundos a una presión de 30 tons/cm^2 con una prensa "Graseby SPECAC AUTOPRESS", en el laboratorio UNAM-LUGIS. La presión y el tiempo de compresión fueron seleccionados empíricamente después de realizar algunas pruebas con diferentes valores, se observó que los cambios en el espesor de la tableta son más pequeños que los errores medidos (Tabla 3.6). Los valores obtenidos empíricamente en laboratorio son consistentes con los valores estándar de DRE utilizados en la literatura. El valor promedio de $2,600 \text{ kg/m}^3$ fue tomado como densidad de los líticos accesorios (D_a) el cual también corresponde, como se discutió antes, al valor de DRE de los líticos accesorios (DRE_a), ya que la porosidad de la andesita resultó igual a cero. Los valores DRE_m y DRE_a fueron entonces utilizados para obtener los volúmenes de DRE de pómez ($VDRE_m$), y de los líticos ($VDRE_a$) y, consecuentemente el volumen total DRE ($VDRE_{tot}$) de 0.330 km^3 .

C-02-30C	1.606		11.50	9.20	11.10	60.83	55.41	59.99				12.87	0.575
C-02-7E	1.612	1.633	1.43	0.93	0.93	35.63	26.43	26.43	39.15	33.06	33.97	12.56	0.205
C-02-3E	1.637		2.89	1.99	2.19	28.62	21.64	23.30				12.87	0.560
C-02-67E	1.650		4.95	4.55	4.75	53.20	51.10	52.18				13.19	0.330
C-02-7F	1.761	1.737	40.32	33.12	35.72	45.51	40.69	42.53	41.89	34.15	37.55	12.87	3.750
C-02-3F	1.769		5.30	4.00	4.10	35.12	29.01	29.52				12.56	0.780
C-02-67F	1.713		5.88	2.88	4.08	45.22	28.78	36.42				13.19	0.540
C-02-35F	1.756		6.64	5.54	5.94	50.67	46.15	47.89				13.19	0.490
C-02-75F	1.707		3.93	3.03	3.73	29.78	24.64	28.70				12.87	0.720
C-02-30F	1.713		12.96	8.76	10.66	45.02	35.63	40.25				12.87	1.230
C-02-7H	1.644	1.648	5.36	4.06	4.26	48.32	41.46	42.63	51.41	43.23	47.24	13.19	0.435
C-02-3H	1.659		13.35	8.95	10.35	47.86	38.10	41.58				12.87	1.130
C-02-67H	1.654		5.40	3.80	4.70	58.72	50.03	55.32				12.87	0.295
C-02-75H	1.635		5.84	4.34	5.54	50.74	43.35	49.42				12.87	0.440
C-02-67 UP FLW	1.800	1.813	7.67	2.37	3.97	29.06	11.25	17.50	40.14	27.18	31.47	13.19	1.420
C-02-35 UP FLW	1.827		32.37	23.37	25.67	51.21	43.11	45.43				12.87	2.395

1.3 Densidad global de la capa (*bulk density*)

La densidad global (D_{tot}) de cada capa fue medida empíricamente en el laboratorio, forzando una muestra de pómez original en un contenedor de PVC de volumen conocido y después midiendo su peso de acuerdo a lo propuesto por Rodríguez et al. (2002). Los resultados obtenidos arrojaron una densidad global de 620 kg/m^3 para la capa A, 680 kg/m^3 para la capa C, 860 kg/m^3 para la capa E, 650 kg/m^3 para la capa F y 630 kg/m^3 para la capa H (Tabla 3.7).

Tabla 3.7: Parámetros físicos de las capas de caída del depósito de la Pómez Citlaltépetl. Diam=diámetro; prom=promedio; dens=densidad; juv=juvenile; Lth=líticos; alt=alterado; Sel= selección; pm=pómez; ob=oscuro; ves (Vd)=vesicularidad directa;

	UNITS	A0	Ai	Am	As	Bi	Bs	C	Di	Ds	E	Fi	Fs	Gi	Gs	H
Diam. prom	phi	-1.00	-1.96	-3.02	-2.52	-1.00	-1.30	-3.21	0.75	0.00	-1.91	-2.05	-1.05	0.54	-	-2.71
Dens tot capa	kg/m^3	-	620	620	620	-	-	680	-	-	860	650	650	-	-	630
Clastos juv	wt%	60	66.37	66.37	66.37	81.94	60	66.45	59.77	60	44.26	70.91	61.91	70.72	70	64.36
Lth y lava alt	wt%	40	33.63	33.63	33.63	18.06	40	33.55	40.23	40	55.74	29.09	38.09	29.28	30	35.64
Sel prom	Sigma	-	1.26	1.55	1.63	2.12	1.89	1.96	1.82	2.36	1.80	2.16	1.96	1.72	-	2.06
Dens pm clara	kg/m^3	-	-	940	-	-	-	682	-	-	1077	1084	-	-	-	869
Dens pm ob	g/cm^3	-	-	855	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ves (Vd) (pm clara)	(%)	-	-	42.5	-	-	-	51.3	-	-	36.4	36.4	-	-	-	42.9
Ves (Vd) (pm ob)	(%)	-	-	44.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Nótese que los cálculos fueron realizados en muestras recogidas entre 8 y 14 km del cráter, sin tomar en cuenta las variaciones de densidad con la distancia, como sugiere Walker (1980 y 1981c).

1.4 Densidad de la pómez

Las densidades de los clastos juveniles varían con su tamaño hasta un cierto valor (e.g. Walker, 1981c y Rosi et al., 1999). De acuerdo con Houghton y Wilson (1989), se seleccionaron clastos con tamaños que varía de 6 Φ a 4 Φ (64 – 16 mm), los cuales son lo suficientemente grandes para que su densidad no cambie si el tamaño aumenta, y lo suficientemente pequeños para que sean fácilmente tratados con equipo de laboratorio. 28 muestras de pómez (más 4 de referencia para la calibración) fueron cuidadosamente limpiadas con un baño de ultrasonido y pesadas en una balanza de precisión de dos dígitos decimales. Después de una calibración empírica descrita en los anexos, se llevaron a cabo en cada muestra tres diferentes grupos de mediciones utilizando tres métodos distintos de cálculo de volumen (método de la parafina, del plástico y del mercurio) para hacer así un total de 84 mediciones. El método de la parafina fue el que finalmente se eligió por razones que se explican en el anexo correspondiente. Los tres métodos utilizados y la selección del método de la parafina se describen en detalle en los anexos, mientras que los resultados se muestran en la Tabla 3.6 y están resumidos en la Tabla 3.7.

1.5 Vesicularidad

Los valores de vesicularidad para clastos juveniles se obtuvieron, ya sea por mediciones directas a través del conteo de 500 puntos en láminas delgadas o por cálculos indirectos a partir de valores de densidad de los mismos (Houghton y Wilson, 1989; Gardner et al., 1996; Rosi et al, 1999), de acuerdo a la ecuación:

$$\text{Vesicularidad (\%)} = ((\text{densidad DRE} - \text{densidad de los clastos}) / \text{densidad DRE}) * 100$$

Como se mencionó anteriormente, se refirió al primer método como el método de la “vesicularidad directa” (Vd) y al segundo, como la “vesicularidad indirecta” (Vi). Los

dos métodos muestran consistencia en sus respectivos resultados como ya se mostró en las Tabla 2.4. El análisis vesicular de la pómez de color gris claro del Citlaltépetl muestra una curva de “dientes de sierra”: ya que, como se apuntó, los valores de vesicularidad se incrementan desde la pómez de color gris claro en la capa A hacia la capa C, luego disminuyen en correspondencia con la interfase entre la capa C y E (capa D), incrementándose nuevamente a partir de la capa E hasta la capa H.

1.6 Componentes (% en peso)

Cada capa fue dividida entre líticos accesorios (la mayoría andesita y lava alterada) (% en peso) y material juvenil (la mayoría pómez, cristales sueltos y esquirlas de vidrio) (% en peso). Líticos + juveniles = 100 % en peso. Los análisis de laboratorio muestran la presencia constante de líticos accesorios en todas las capas, entre ~33 % en peso (capas A, C, F) y ~35 % en peso (capa H), excepto para la capa E en la cual se encontró de manera casi constante un valor de ~55 % en peso y se consideró como una capa índice (*marker layer*). Los resultados están resumidos en las Tabla 3.7 y los porcentajes de cada capa están en el apéndice.

1.7 Masa del depósito (magnitud)

El producto de la densidad global (*bulk*) del depósito (kg/m^3), multiplicado por su volumen (m^3) proporciona el peso (masa M) en kilogramos de lo mismo. Multiplicando la masa por el porcentaje en peso (% en peso) de líticos y pómez, se obtiene la masa de pómez y líticos de cada capa: $M_A = 2.5 \cdot 10^{10}$; $M_C = 3.4 \cdot 10^{10}$; $M_E = 1.0 \cdot 10^{11}$; $M_F = 1.9 \cdot 10^{11}$; $M_H = 1.8 \cdot 10^{11}$ (el valor de H es inferido debido a la escasez de datos adecuados) para un total $M_{\text{tot}} = 5.5 \cdot 10^{11}$ (Tabla 3.8). Los cálculos muestran una masa total de magma (M_m) de $3.36 \cdot 10^{11}$ kg, así como una masa de líticos accesorios (M_a), de $2.10 \cdot 10^{11}$ kg que es en el promedio de las erupciones subplinianas conocidas. El valor de la masa total obtenido en este trabajo se puede comparar con los valores de masa reconstruidos por otras erupciones plinianas bien estudiadas como: la Pómez Quetzalapa $M_{\text{tot}} = 4.8 \cdot 10^{12}$ kg (Rodríguez et al., 2002), las erupciones del Vesubio de 1906 ($M_{\text{tot}} = 7.8 \cdot 10^{10}$ kg) y de 1822 ($M_{\text{tot}} = 4.5 \cdot 10^{10}$) (Arrighi et al., 2001), La del Cotopaxi ($7.2 \cdot 10^{11}$ kg) (Barberi et al., 1995) o la del Nevado de Toluca de $1.8 \cdot 10^{13}$ kg (Arce et al., 2003).

Tabla 3.8: Parámetros físicos calculados. Ver texto para los detalles de cada parámetro. Los asteriscos indican los parámetros inferidos. Referencias: 1=Pyle (1989), (1995) y Fierstein y Nathenson (1992); 2=este trabajo; 3=Rodríguez et al. (2003); 4=Wilson y Walker (1987); 5=Walker (1980); 6=Walker (1981); 7=Wilson (1976); 8=Houghton et al. (2000); 9=Carey y Sparks (1986).

Parámetros	Símbolos	Ecuación utilizada	Unidad	Capa					TOT	Ref
				A	C	E	F	H		
Espesor máximo de la capa	Tmax	Medición de campo	m	0.55	0.26	0.22	0.68	0.68	*	1
Volumen Inyectado	V	$V=2Tmax/k^2$	km ³	0.04	0.05	0.12	0.30	0.30	*	0.81 1
Densidad total de la capa	Dt	Medición de campo	kg/m ³	620	680	860	650	630		2
Densidad del magma (PM)	Dm	Medición de laboratorio	kg/m ³	940	682	1077	1084	869		2
Densidad DRE del magma (PM)	DREm		kg/m ³	1659	1618	1633	1737	1648		2
Densidad de los accesorios	Da	Medición de laboratorio	kg/m ³	2600	2600	2600	2600	2600		2
Densidad DRE de los accesorios	DREa		kg/m ³	2600	2600	2600	2600	2600		2
Volumen DREm (VDRE magma)	VDREm	DME/densidad del magma	km ³	0.010	0.014	0.028	0.075	0.074		0.200 3
Volumen DREa (VDRE accesorios)	VDREa	DME/densidad de líticos	km ³	0.006	0.009	0.018	0.050	0.047		0.129 3
Volumen DRE total	VDREtot	VDREm+VDREa	km ³	0.016	0.023	0.046	0.124	0.121	*	0.330 3
Contenido en líticos	LTH%		% (wt)	33.6	33.5	55.7	33.6	35.6		2
Contenido en magma (PM)	PM%		% (wt)	66.4	66.5	44.3	66.4	64.4		2
Peso del magma PM (Mm) (=DRE)	Mm	DME=Mt-Ma	kg	1.65E+10	2.26E+10	4.57E+10	1.29E+11	1.22E+11	*	3.36E+11 3
Peso de los líticos LTH (Ma)	Ma	Ma lth=(M/100)*LTH%	kg	8.33E+09	1.14E+10	5.75E+10	6.55E+10	6.73E+10	*	2.10E+11 2
Masa del depósito (Magnitud)	Mt	Wt=V*Dt	kg	2.48E+10	3.40E+10	1.03E+11	1.95E+11	1.89E+11	*	5.46E+11 2
Flujo de masa (MDR) (Intensidad)	MDR	Extrapolación gráfica	kg/s	2.00E+07	5.00E+07	1.00E+07	4.00E+07	6.00E+07		4
Duración de la erupción (Ed)	Ed	tme=M/MDR	s	1240	680	10320	4875	3150	*	20265 5
Tasa de descarga de volumen	VDR (DRE)	VDREto/Ed	km ³ /s	1.31E-05	3.33E-05	4.42E-06	2.55E-05	3.83E-05	*	6
Muzzle velocity	u	sqrt(M/Bup)	m/s	107	95	91	102	133		7
Max diam clastos a la boca (2R)	Max Diam	Extrapolación	m	0.11	0.09	0.08	0.10	0.17		2
Radio del cráter	r	$r^2=MDR/densidad\ gas*u*pi$	m	427	719	327	619	664		4
"Thickness half-distance"	bt	Extrapolación	km	2.3	4.2	6.7	4.6	?		1
Índice de dispersión	D	$D=138.7*bt$	km ²	319	583	929	638	?		8
Rumbo de la columna (isopacas)	azimuth	Extrapolación gráfica	deg	119	82	111	132	92	*	2
Rumbo de la columna (isopletas)	azimuth	Extrapolación gráfica	deg	88	83	137	123	92		2
Altura de la columna	H	Extrapolación gráfica	km	23	25	24	28	26		9

2. Parámetros de la columna eruptiva

En esta sección se hace la descripción y el cálculo de los parámetros físicos de las columnas eruptivas, que depositaron las capas de caída estudiadas. Estos incluyen la tasa de descarga de masa, la duración de la erupción, la velocidad en la boca, el radio del cráter y la altura de la columna.

2.1 Tasa de descarga de masa (*mass discharge rate*)

La tasa de descarga de masa (*mass flux*) (MDR) o intensidad de la erupción (Carey y Sigurdsson, 1989) es uno de los parámetros fundamentales para la determinación directa de la altura de la columna (Wilson y Walker 1987; Sparks, 1986, Wilson y Hildreth, 1997). Se define como la masa (kg) arrojada a través del cráter durante una unidad de tiempo (s). Se obtiene poniendo los datos de campo en la gráfica “ $d\sigma$ vs D”. (Wilson y Walker, 1987), donde “d” es el diámetro máximo de los líticos, σ es su densidad y D es la distancia del impacto desde el cráter. Para cada capa se encontraron los siguientes valores expresados en kg/s: $MDR_{\text{capa A}} = 2 \times 10^7$, $MDR_{\text{capa C}} = 5 \times 10^7$; $MDR_{\text{capa E}} = 1 \times 10^8$; $MDR_{\text{capa F}} = 4 \times 10^7$; $MDR_{\text{capa H}} = 6 \times 10^7$. El valor de MDR de las capas representativas pertenecientes a la Pómez Citlaltépetl está graficado contra la masa total en la Fig. 3.6.

2.2 Duración de la erupción

La duración de una erupción es el parámetro que define el tiempo de emisión de los productos de caída. Por lo tanto el volumen de magma producido por una erupción es directamente proporcional al tiempo e inversamente proporcional a la tasa de emisión del magma. Con una tasa de emisión baja, aunque el tiempo sea largo, el volumen será pequeño, según la ecuación propuesta por Walker (1980):

$$E_d = M_t / MDR$$

Donde E_d = tiempo de emisión o duración de la erupción (s), M_t = masa total de productos

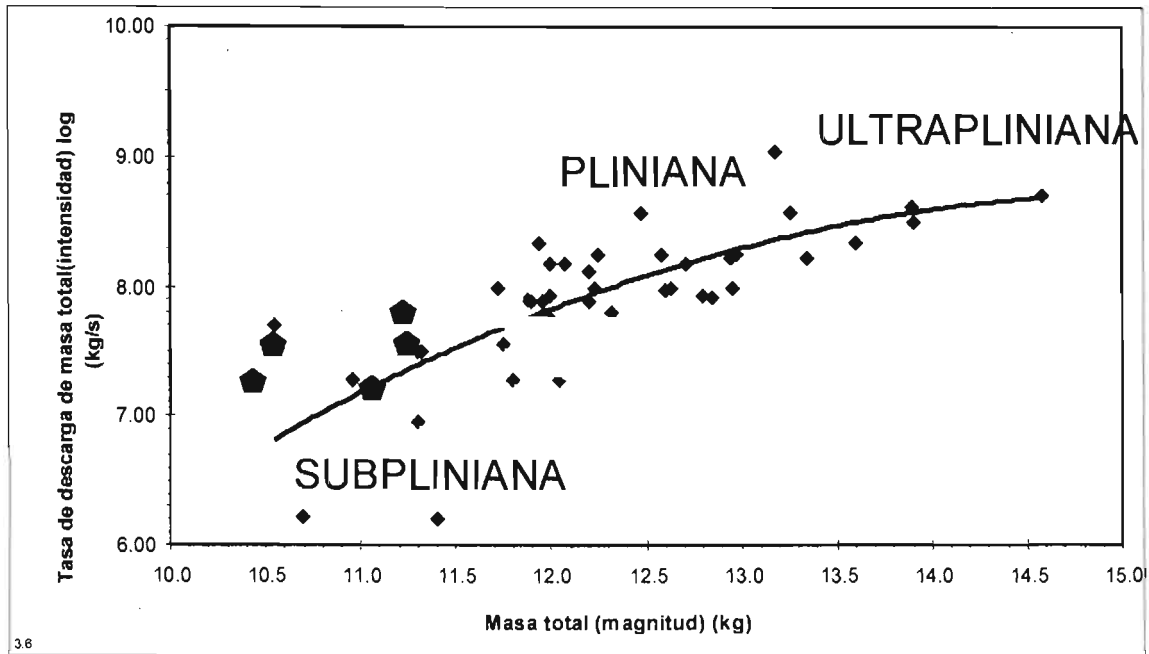


Figura 3.6: valores de magnitud contra intensidad de las capas representativas pertenecientes a la P.C. (pentágonos) comparados con los valores de otras 44 erupciones descritas en la literatura (diamantes) (tomado de: Carey y Sigurdsson, 1989). Ver texto para mayores detalles.

de caída emitidos en ese lapso de tiempo (kg), MDR=tasa de descarga de la masa (kg/s), esto es, el total de kg/s de pómez que sale. Utilizando los datos de la Tabla 3.8, la duración de la erupción (E_d) fue calculada para cada depósito, de acuerdo a la última ecuación. Los resultados indican un tiempo total de la suma de las erupciones individuales de 20,265 segundos (5.6 horas). Además, la tasa máxima de volumen (DRE) descargado (tasa de descarga de volumen (VDR)) está definida como el volumen arrojado desde el cráter durante un segundo (Walker, 1981c). Esta tasa fue calculada para cada capa: $VDR_A=1.31 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$; $VDR_C=3.33 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$; $VDR_E=4.42 \cdot 10^{-6} \text{ km}^3/\text{s}$; $VDR_F=2.55 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$; $VDR_H=3.83 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$ (valor de H inferido) (Tabla 3.8). Los valores pico para A+C ($3.33 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$ ($3.33 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$)) y E+F+H ($2.55 \cdot 10^{-5} \text{ km}^3/\text{s}$ ($2.55 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$)) fueron tomados como referencia para los cálculos posteriores.

2.3 Velocidad en la boca (*muzzle velocity*)

Otro parámetro muy importante para determinar la explosividad de una erupción es la velocidad inicial que un fragmento tiene al salir de la boca eruptiva. Se puede determinar

la velocidad en modo directo con el estudio de imágenes tomadas durante una erupción, o se pueden medir en el campo los fragmentos mayores de un depósito de caída y calcular la velocidad inicial con un estudio de balística, (Wilson, 1972; 1976; Wilson et al., 1978). En estos trabajos se mide el tamaño de grano máximo (*maximum grain size*), de los clastos más grandes que siguen una trayectoria balística. La distancia del cráter al punto de impacto de un clasto balístico puede ser utilizada para estimar las velocidades iniciales de los gases. Para depósitos plinianos, la velocidad máxima de salida (*maximum muzzle velocity*) se puede calcular a partir de la medición del tamaño máximo de los líticos, utilizando la ecuación de Wilson (1976) y Wilson et al., (1978):

$$\rho_0 u_0^2 = 8gr_0 \sigma_0 / 3C$$

En donde:

σ_0 =densidad de la partícula más grande (2,500 kg m⁻³ para líticos).

u_0 =velocidad inicial en la boca [m/s]

g =aceleración de gravedad (9.8 m s⁻²)

r_0 =radio [m] de la partícula más grande en la boca (a distancia cero) Nota: es casi imposible medir r_0 directamente, y siempre se utiliza una gráfica en donde se pone la distancia de las partículas más grandes que se encuentran contra sus $r_0\sigma_0$ y se extrapola el tamaño al origen.

ρ_0 =densidad del gas volcánico en el punto de emisión (0.325 kg m⁻³ a 1,200° K para gases con polvo en condiciones plinianas)

C =coeficiente de arrastre (*drag coefficient*) (~1 ms⁻¹ para velocidades menores a la velocidad del sonido, 830 m/s para gases a 1,200° K y ~2 para velocidades cercanas a la del sonido).

El cálculo del diámetro de la partícula ($2r_0$) en el cráter fue extrapolado utilizando sólo los valores del diámetro medio máximo de los líticos en una gráfica “Ln (diámetro máximo) contra la distancia del cráter”, obteniendo los siguientes valores de $2r_0$: para capa A=11.0 cm; para la capa C=8.6 cm; para la capa E=8.0 cm; para la capa F=10.0 cm y para la capa H=17.0 cm (Fig. 3.7).

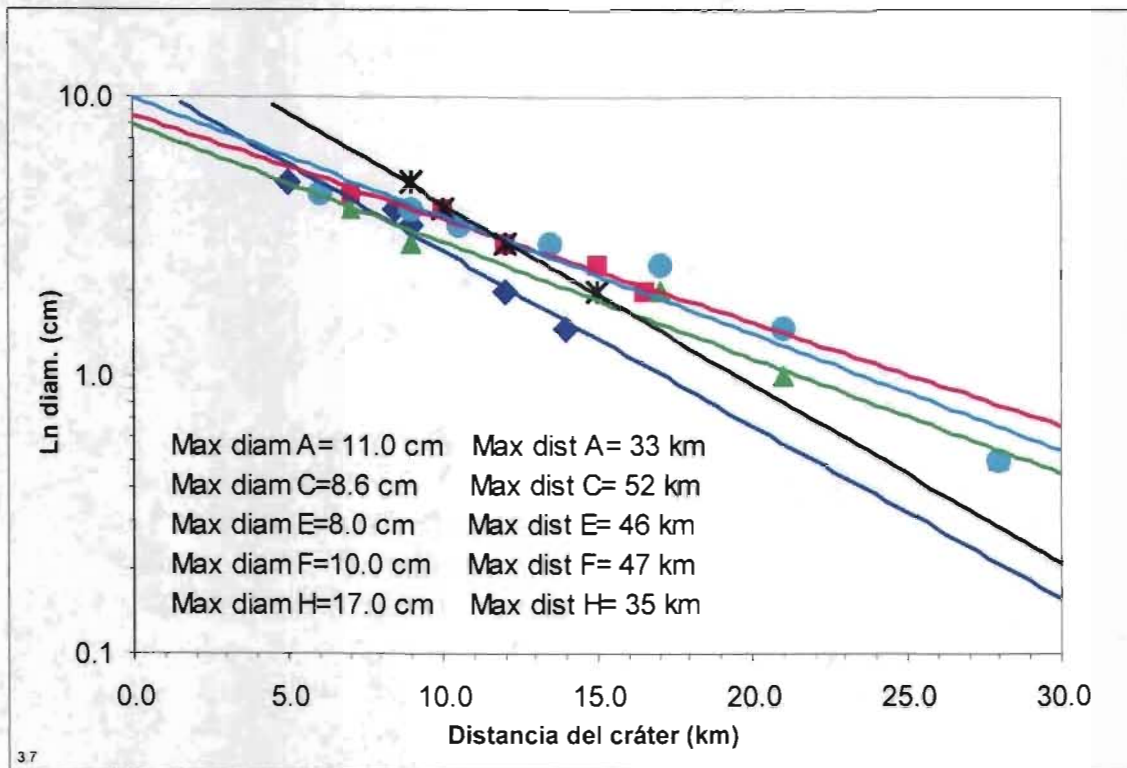


Figura 3.7: Diagrama del logaritmo natural del diámetro máximo de las partículas (cm) contra la distancia del cráter (km). Diamantes: capa A, cuadros: capa C, triángulos: capa E, círculos: capa F y cruz: capa H.

El diámetro máximo promedio de la pómez no fue tomado en cuenta para el cálculo, debido a la alta susceptibilidad de fracturación del material. La gráfica muestra una línea con tendencia exponencial que satisface a la ecuación $y=q \cdot e^{kx}$, donde "k" es el coeficiente de la pendiente (*slope coefficient*), y "q" es el diámetro máximo extrapolado. Los valores calculados para la columna pliniana de la Pómez Citlaltépetl son en m/s: $u_{0\text{capa A}} = 107$; $u_{0\text{capa C}} = 95$; $u_{0\text{capa E}} = 91$; $u_{0\text{capa F}} = 102$; $u_{0\text{capa H}} = 133$. (Tablas 3.8 y 3.9).

En todos los cálculos se asumió que el gas dominante era H_2O . Los valores de la velocidad en la boca eruptiva para cada capa fueron comparados en la Tabla 3.10 con el diámetro máximo de líticos (ver discusión en el apartado de las isopletas).

Tabla 3.9: Parámetros usados para el cálculo de la velocidad en la boca y radio del cráter (Wilson, 1976).

Velocidad a la boca $u^2=(8gr_s)/(3Cd)$	Capa					Unidad
	A	C	E	F	H	
g=gravedad	9.81	9.81	9.81	9.81	9.81	m/s ²
r=radio máximo del clasto a la boca	0.06	0.04	0.04	0.05	0.09	m
s=densidad del clasto	2600	2600	2600	2600	2600	kg/m ³
C=coeficiente de arrastramiento para $u \ll S$	1	1	1	1	1	m/s
C=coeficiente de arrastramiento para $u \sim S$	2	2	2	2	2	m/s
S=velocidad del sonido a 1200K	830	830	830	830	830	m/s
d=densidad del gas volcánico a 1200K	0.325	0.325	0.325	0.325	0.325	kg/m ³
Max diámetro de clastos líticos	11.0	8.6	8.0	10.0	17.0	cm
Velocidad máxima a la boca (u)=	107	95	91	102	133	m/s

Radio del cráter $r^2=MDR/dup$	LAYER					Unidad
	A	C	E	F	H	
MDR=Tasa de descarga de masa (mass flux)	2.00E+07	5.00E+07	1.00E+07	4.00E+07	6.00E+07	kg/s
d=densidad del gas volcánico a 1200K	0.325	0.325	0.325	0.325	0.325	kg/m ³
u=velocidad a la boca	107	95	91	102	133	m/s
p=pi	3.14	3.14	3.14	3.14	3.14	-
r=radio del cráter	427	719	327	619	664	m

Tabla 3.10: Comparación del diámetro máximo de los líticos (dml) con la velocidad en la boca (u), el radio del cráter (R) y la tasa de descarga de masa (MDR).

Capa	dml (cm)	u (m/s)	R (m)	Log MDR (kg/s)
H	17.0	133	664	7.78
F	10.0	102	619	7.60
E	8.0	289	184	7.00
C	8.6	300	404	7.70
A	11.0	107	428	7.30

2.4 Radio del cráter

De acuerdo con Wilson (1976) y Wilson et al. (1978), el flujo de masa (MRD) es proporcional al producto entre la densidad promedio de gas en la región de empuje (*thrust region*) (ρ_0) (asumida aquí de 0.325 kg/m³ (Wilson, 1976)) por la velocidad en la boca (u_0) y el cuadrado del radio del cráter (r). Por lo tanto, obtenemos:

$$r^2 = MDR / \rho_0 u_0 \pi$$

Los valores calculados para el radio del cráter durante la depositación de las capas A, C, E, F y H son 428 m, 719 m, 327 m, 619 m y 664 m, respectivamente (Tablas 3.8 y 3.9). Como se muestra en la Tabla 3.10, el ensanchamiento del cráter durante la depositación de las capas E, F y H es proporcional al crecimiento del diámetro de los clastos líticos, como lo mencionó Wilson et al. (1980), mientras que los diámetros de los líticos de las capas A y C no siguen este patrón. Esto se puede explicar por el hecho de que entre la capa A y la capa C se nota un aumento en el diámetro de la pómez (de acuerdo con Wilson et al., 1980), pero se nota también un decremento en el diámetro de los líticos. Ya que estas mediciones se basan sólo en la medida de los clastos líticos, se puede concluir que los resultados discordantes entre el diámetro del cráter y el diámetro de los clastos líticos en la capa C, no afectan las hipótesis propuestas por Wilson et al. (1980). Los valores del radio del cráter se comparan con el diámetro máximo de líticos en la Tabla 3.10 (ver discusión en párrafo de isopletras).

2.5 Altura de la columna

La tasa de descarga de volumen o masa de una erupción puede relacionarse con la altura de la columna eruptiva (Knox y Short, 1964, Shaw et al., 1974, Sparks, 1986 y Adams et al., 2001) (Fig. 3.8).

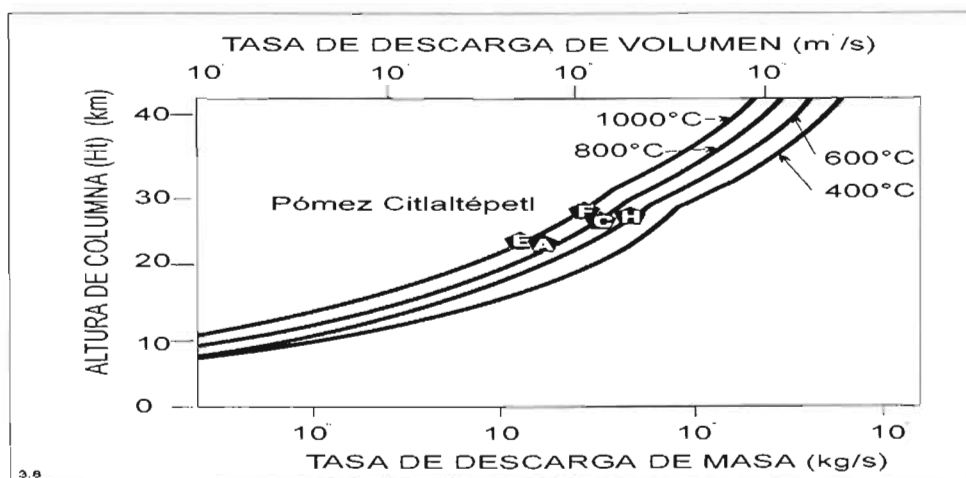


Figura 3.8: Variación de la altura de la columna (Ht) contra la tasa de descarga de la masa y del volumen del magma con densidad de 2600 kg/m^3 (andesita). Cada curva representa el cálculo para diferentes temperaturas de magma. Los pentágonos representan los valores de cada capa (letras en los pentágonos) de la Pómez Citlaltépetl (modificado de: Sparks, 1986).

Por lo tanto, el conocimiento de este parámetro puede llevar a un mejor entendimiento de la fase eruptiva en estudio (Adams et al., 2001, Arce et al., 2003). La masa de magma puede ser arrojada en una gran explosión, o puede ser arrojada durante una erupción continua en el tiempo. En el primer caso, una parte relevante de la energía explosiva es utilizada para desplazar la atmósfera circundante a la columna en formación que tendrá una altura modesta.

En el segundo caso, una vez que el aire circundante es desplazado, toda la energía restante se emplea para la formación de la columna la cual incrementará su altura constantemente. En este último caso, la altura de la columna depende de la velocidad a la que la energía es proporcionada a la pluma, y no solamente de la energía total liberada (Wilson et al., 1978). Existen varios métodos en la literatura que describen el cálculo de la columna eruptiva. A continuación se analizarán los cuatro métodos y se discutirán sus ventajas y limitaciones (Tabla 3.11).

2.5.1 Método de Wilson et al. (1978)

En este método se destacan las diferencias que existen entre una erupción volcánica explosiva instantánea (discreta) y una erupción continua. En este último caso, la velocidad del viento y sus variaciones temporales tienen un papel extremadamente importante en el emplazamiento y distribución de las partículas de caída, así como también en el crecimiento de la columna eruptiva, que está controlada por la velocidad de liberación de la energía cinética y térmica. El modelo propuesto sugiere que la altura de la columna (H) pueda ser expresada en términos de la energía total que se requiere para que el material sea inyectado en la atmósfera, según la relación:

$$H=8.2Q^{0.25}$$

Donde $Q=Bu\pi r^2s(T-T_a)F$ es la velocidad de producción de la energía térmica (watt), B, u, s, T y T_a son la densidad, velocidad, densidad del gas en la región de empuje, temperatura del fluido en erupción y temperatura del magma enfriándose, respectivamente; mientras que r es el radio del cráter y F es el factor de eficiencia del calor utilizado (~1 en condiciones plinianas y subplinianas).

Tabla 3.11: Comparación de los 4 métodos descritos en el texto para el cálculo de la altura de la columna eruptiva. En el método propuesto por Wilson et al. (1978) los datos de la Pómez Citlaltépetl se comparan con los datos de la Pómez Quetzalapa (Quetz) (Rodríguez et al., 2002). Los valores recabados se comparan gráficamente en la Fig. 3.11. Qa=energía térmica; B=densidad del fluido inyectado a 1200 °K; u=velocidad a la boca; r=radio del cráter; s=densidad del gas; T=temperatura inicial del gas; Ta=temperatura final del gas; F=factor de eficiencia del calor; g=gravedad; R=radio máximo de los líticos; Da=densidad de los clastos; C=coeficiente de arrastre; MDR=tasa de descarga de masa; H=altura máxima de la columna eruptiva; Q=tasa de descarga de masa a DRE; DRE=densidad de la roca equivalente; VDREtot=volumen DRE total de material inyectado; Ed=duración de la erupción; VDREm=volumen DRE de líticos; dm=densidad DRE del magma; da=densidad DRE de los líticos acesorios; Mt=masa del depósito; DME=masa del magma juvenil; Ma=masa de los líticos acesorios; LTH %=contenido en % wt. de líticos acesorios; V=volumen de las capas; dt=densidad total de las capas; H=altura máxima de la columna eruptiva; M=tasa de erupción de magma; LTH Dmx=diametro máximo líticos; dx=distancia a viento travieza; dw=distancia a sotavento; ws=fuerza del viento. Referencias: 1=Wilson et al. (1978); 2=Wilson (1976); 3=Wilson y Walker (1987); 4=este trabajo; 5=Sparks et al. (1997); 6=Walker (1980); 7=Pyle (1989); 8=Carey y Sparks (1986).

Wilson et al., 1978		valores de la capa						8.2Q ^{0.25}	ref	Unidad
Ecuación	A	C	E	F	H	Quetz				
Qa	$Bupr^2s(T-Ta)F$	2.05E+13	5.12E+13	1.02E+13	4.09E+13	6.14E+13	1.06E+13	1	watt	
B	-	0.325	0.325	0.325	0.325	0.325	0.325	2	kg/m ³	
u	$\sqrt{8gRDa}/(3CB)$	107	95	91	102	133	161	2	m/s	
r	$\sqrt{M/Bup}$	427	719	327	619	664	246	3	m	
s	-	1100	1100	1100	1100	1100	1.10E+03	1	kg/m ³	
T	-	1200	1200	1200	1200	1200	1230	1	K	
Ta	-	270	270	270	270	270	270	1	K	
F	-	1	1	1	1	1	1	1	-	
g	-	9.81	9.81	9.81	9.81	9.81	9.81	-	m/s ²	
R	Medición de campo	0.06	0.04	0.04	0.05	0.09	0.12	4	m	
Da	Medición de lab	2600	2600	2600	2600	2600	2700	4	kg/m ³	
C	u << vel sonido	1	1	1	1	1	1	-	m/s	
MDR	extrapolación gráfica	2.00E+07	5.00E+07	1.00E+07	4.00E+07	6.00E+07	1.00E+07	3	kg/s	
H	8.2Q ^{0.25}	17	22	15	21	23	15	1	km	

Sparks et al., 1997		valores de la capa					1.67 Q ^{0.259}	ref	Unidad
Ecuación	A	C	E	F	H	TOT			
Q	VDREtot/Ed	1.31E+04	3.33E+04	4.42E+03	2.55E+04	3.83E+04	-	5	m ³ /s
VDREtot	VDREm+VDREa	1.63E+07	2.26E+07	4.56E+07	1.24E+08	1.21E+08	0.33	4	m ³ ·(km ³)
Ed	Mt/MDR	1240	680	10320	4875	3150	-	6	s
VDREm	DME/dm	9.93.E+06	1.40E+07	2.80E+07	7.46E+07	7.39E+07	0.20	4	m ³ ·(km ³)
VDREa	DME/da	6.33E+06	8.69E+06	1.76E+07	4.98E+07	4.68E+07	0.13	4	m ³ ·(km ³)
dm	Medición de lab	1658	1619	1631	1736	1647	-	4	kg/m ³
da	Medición de lab	2600	2600	2600	2600	2600	-	4	kg/m ³
MDR	extrapolación gráfica	2.00E+07	5.00E+07	1.00E+07	4.00E+07	6.00E+07	-	3	kg/s
Mt	V*dt	2.48E+10	3.40E+10	1.03E+11	1.95E+11	1.89E+11	5.46E+11	4	kg
DME	Mt-Ma	1.65E+10	2.26E+10	4.57E+10	1.29E+11	1.22E+11	-	4	kg
Ma	(M/100)*LTH%	8.34E+09	1.14E+10	5.75E+10	6.55E+10	6.74E+10	-	4	kg
LTH%	Medición de lab	33.63	33.55	55.74	33.59	35.64	-	4	% (wt)
V	2Tmax/k ²	0.04	0.05	0.12	0.3	0.3	0.81	7	km ³
dt	lab measure	620	680	860	650	630	-	4	kg/m ³
H	1.67Q ^{0.259}	19	19	25	15	23	-	5	km

Wilson y Walker, 1987 ("Max clast method) Ht= 0.236 M^{0.25}										
Ecuación		valores de la capa					Quetz	ref	Unidad	
		A	C	E	F	H	-			
M	extrapolación gráfica	2.00E+07	5.00E+07	1.00E+07	4.00E+07	6.00E+07	-	3	kg/s	
H	0.236M ^{0.25}	16	20	13	19	21	-	5	km	

Carey & Sparks, 1986										
Ecuación		valores de la capa					Quetz	ref	Unidad	
		A	C	E	F	H	-			
LTHDmx	Medición de campo	11.0	8.6	8.0	10.0	17.0	-	8	cm	
dx	Medición de campo	7	18	14	16	9	-	8	km	
dw	Medición de campo	33	52	46	47	35	-	8	km	
ws	Extrapolación gráfica	25	28	23	27	33	-	8	m/s	
H	Extrapolación gráfica	23	25	24	28	26	-	8	km	

Empleando valores constantes para los siguientes parámetros $B=0.325 \text{ kg/m}^3$, $s=1,100 \text{ kg/m}^3$, $T=1,200^\circ \text{ K}$ y $T_a=270^\circ \text{ K}$, de acuerdo con Wilson et al. (1978), la ecuación anterior permite obtener alturas de columna de 17, 22, 15, 21 y 15 km para las capas A, C, E, F y H, respectivamente (Tabla 3.11). Estos valores concuerdan con un escenario de tipo pliniano, de acuerdo con la clasificación propuesta por Walker (1973b) y con el Índice de Explosividad Volcánica (VEI=4-5) (Newhall y Self, 1982).

2.5.1a Restricciones del método

Este método considera una erupción continua en donde la energía es utilizada sólo para el crecimiento de la columna, y no para desplazar la atmósfera. Por lo tanto la ecuación no se aplica adecuadamente en un escenario donde una erupción tiene varios eventos separados en el tiempo permitiendo que el aire desplazado regrese a su lugar original.

2.5.2 Método de Sparks et al. (1997)

Sparks et al. (1997) proponen una modificación al método de Wilson et al. (1978), en el que Q representa la energía máxima de descarga de los productos DRE que corresponden básicamente al volumen DRE (VDREtot) dividido entre el tiempo de duración del evento (Ed) en segundos:

$$Q=VDREtot/Ed$$

La altura máxima de la columna sería entonces, proporcional a la velocidad de descarga del volumen (y no a la masa, como en el método de Wilson) según la ecuación:

$$H_{\max}=1.67Q^{0.259}$$

Para el caso de la Pómez Citlaltépetl, los resultados de Q (m^3/s) son de 1.31×10^4 , 3.33×10^4 , 4.42×10^3 , 2.55×10^4 , 3.83×10^4 para las capas A, C, E, F y H, respectivamente. Con dichos valores se obtienen alturas máximas de columna de 19, 19, 25, 15 y 23 km (Tabla 3.11).

2.5.2a Restricciones del método

Al igual que el método de Wilson et al. (1978), este método considera una columna continua, por lo tanto, no encaja perfectamente con un modelo que prevé erupciones ocurridas en diferentes tiempos o con interrupciones.

2.5.3 Método de Wilson y Walker (1987)

Wilson y Walker (1987) sugieren que la máxima altura alcanzada por una nube eruptiva se puede determinar principalmente por la velocidad a la que el calor es inyectado en la base. Por ello, es necesario conocer la velocidad de erupción de la masa a través del cráter (Wilson et al., 1978; Settle, 1978). Por lo tanto, la altura máxima alcanzada por las partículas eyectadas (H_t) (km) es proporcional a la velocidad de descarga de la masa (*mass flux*) (M) (kg/s), de acuerdo con la ecuación:

$$H_t=0.236M^{0.25}$$

En donde los valores de M están relacionados con el diámetro máximo de los líticos, a su densidad y a su distancia desde el punto de emisión con viento cruzado según las relaciones propuestas por Wilson y Walker (1987) (Fig. 3.9). La solución de la ecuación nos permite calcular una altura de columna para las capas A, C, E, F y H de 16, 20, 13, 19 y 21 km respectivamente (Tabla 3.11).

2.5.3a Restricciones del método

Es un método cuyos resultados se extrapolan en una gráfica, por lo tanto es posible que algunas suposiciones sean difíciles de verificar con los datos disponibles. Además, existen pequeñas y constantes variaciones en los datos necesarios para la extrapolación del valor del flujo de masa y los valores de altura de columna. Con el método de Wilson y Walker (1987) se obtienen valores de altura de columna sistemáticamente menores (15 % aproximadamente), en comparación con los valores obtenidos utilizando el modelo de Carey y Sparks (1986).

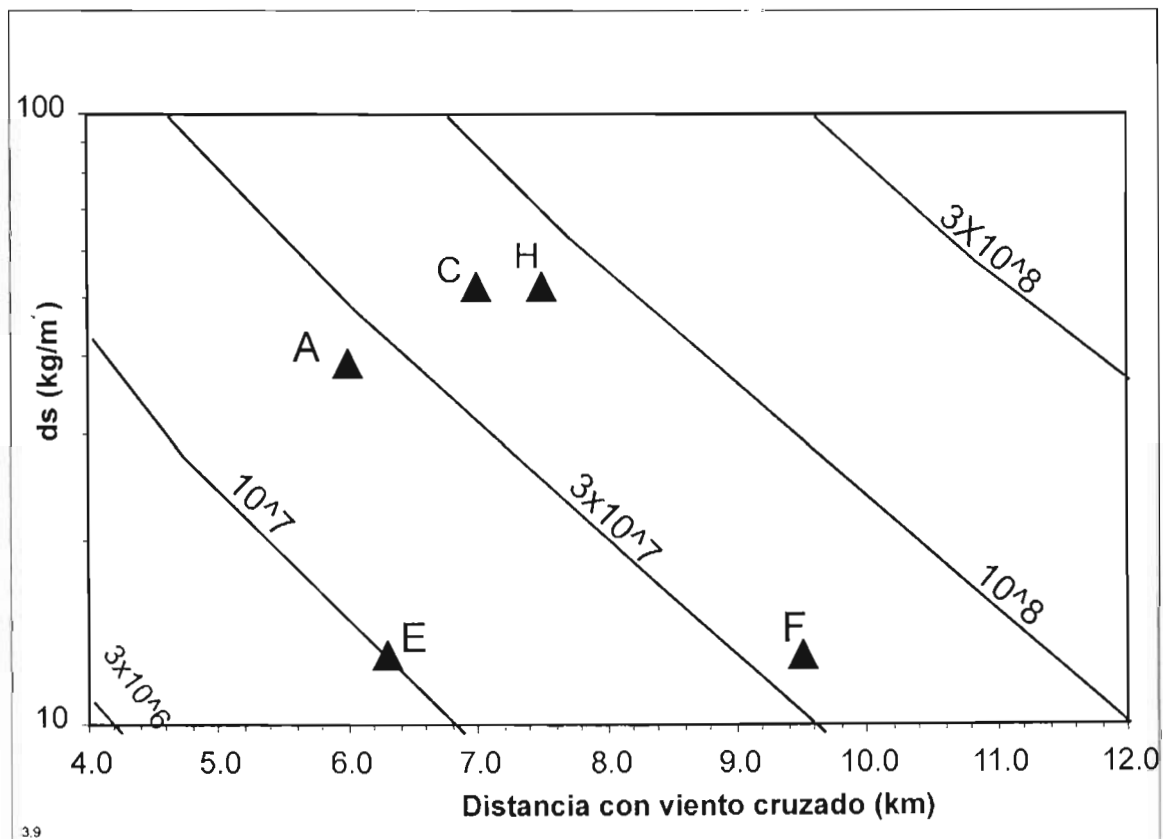


Figura 3.9: Valores de la tasa de descarga de masa de las erupciones que depositaron las capas A, C, E, F y H, los cuales fueron calculados en una gráfica de la distancia desde el punto de emisión con viento cruzado y el valor del diámetro multiplicado por la densidad (ds) de los clastos andesíticos (de: Wilson y Walker, 1987).

2.5.4 Método de Carey y Sparks (1986)

El “método de los clastos máximos” que estos autores proponen, permite determinar la altura de la columna incluyendo la fuerza del viento a través del análisis de la forma de las isopletas de los líticos. Este modelo toma en cuenta ambos datos: la forma de la curva

(*envelope*) de isodensidad por el viento y la expansión de la pluma en su altura neutral de flotación (*neutral buoyancy height*) (H_b). Ya que el viento juega un papel fundamental en definir de la forma de las isopletas, el estudio de éstas permite inferir la fuerza del viento que las depositó. El método considera que las partículas en una pluma volcánica de un determinado diámetro y densidad pueden ser representadas por curvas de isodensidad ("*envelopes*") concéntricas, donde la velocidad terminal de un clasto único de un diámetro específico corresponde a la velocidad vertical en estado estacionario. En otras palabras, cada superficie del "*envelope*" define clastos de igual tamaño en equilibrio energético con los alrededores, y la forma de las curvas depende directamente de la energía liberada, es decir, de la altura de la columna. Los resultados se muestran en una gráfica de tamaño/densidad de la partícula vs la relación entre el rango de tamaño máximo sotavento (*down-wind*) y viento cruzado o transversal (*cross-wind*) para cada velocidad de viento, (Fig. 3.10). En esta figura, se presentan datos de campo de las capas A, C, E, F y H de la Pómez Citlaltépetl, junto con los datos de algunas erupciones históricas bien estudiadas, para los líticos con un diámetro máximo de 3.0 cm y con una densidad de $2,600 \text{ kg/m}^3$. La gráfica arrojó una altura de columna de 23 km para la capa A, 25 km para la capa C, 24 km para la capa E, 28 km para la capa F y 26 km para la capa H. Con un valor de viento estratosférico constante de alrededor de 20 m/s. Fierstein y Hildreth (1992) concluyeron que el método de Carey y Sparks (1986) arroja resultados ligeramente mayores comparado con otros métodos al estudiar los depósitos de la erupción de 1912 del volcán Novarupta. No fueron calculadas las alturas por cada lóbulo porque se supuso que el cambio de dirección del viento fue constante y no en dos tiempos distintos. La dirección principal del viento fue considerada como la bisección del ángulo entre las dos direcciones resultantes.

2.5.4a Restricciones del método

Aunque los datos de monitoreo de radar de las alturas de columna de las erupciones del Monte St. Helens (1980), El Chichón (1982) y del Nevado de Ruiz (1985) encajan bien con las gráficas propuestas, el método del máximo diámetro de los líticos es un método semi-empírico, desarrollado solamente gracias a la observación de los datos de erupciones históricas bien conocidas que, desafortunadamente, son muy limitadas en

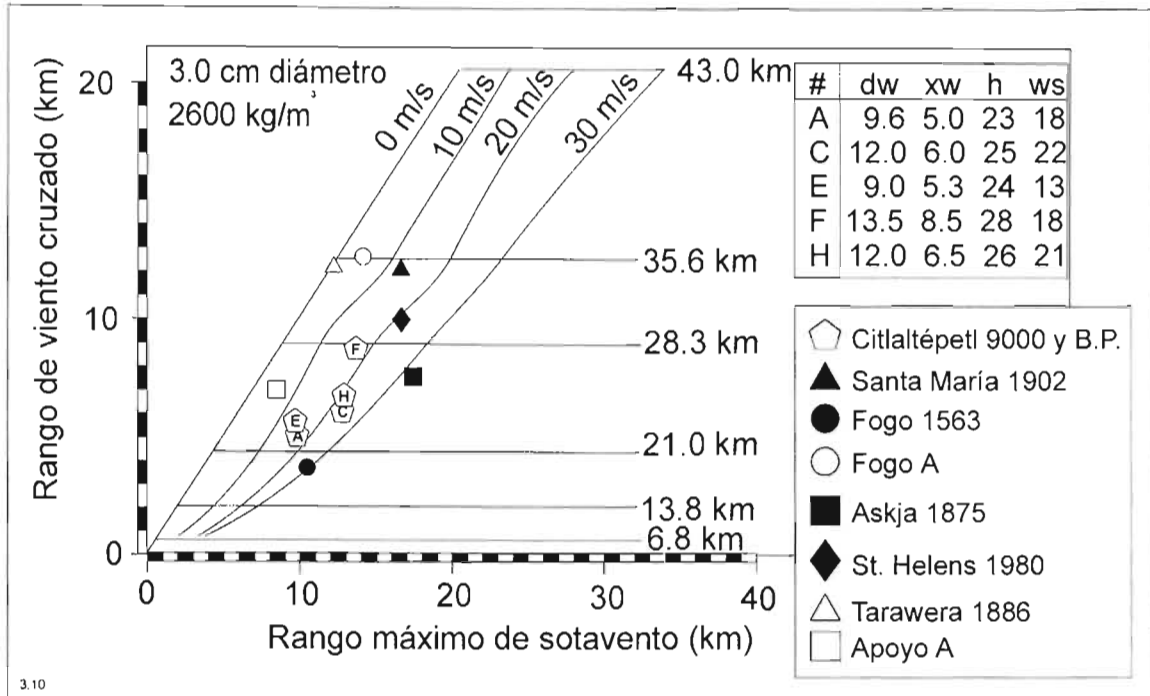


Figura 3.10: Rango de viento cruzado (xw = cross-wind) contra el rango de sotavento máximo (dw =down-wind) para clastos líticos de diámetro de 3 cm de diferentes erupciones, comparados con los datos de este trabajo (pentágonos). Las líneas diagonales representan la velocidad del paleoviento (ws). Las letras en los pentágonos representan el nombre de cada capa. h =altura de la columna (Carey y Sparks, 1986).

número. La comparación con los datos observados y la velocidad máxima del viento es bastante buena, aunque todavía el número de observaciones en las que la gráfica se basa es bajo.

2.5.5 Discusión

Cada uno de los cuatro métodos utilizados para el cálculo de la altura de la columna requiere el conocimiento de distintos parámetros o datos de campo. En la misma forma, sus resultados (Fig. 3.11), además de la altura de la columna, proporcionan también datos secundarios que son todos útiles para la modelación final de la erupción. Es difícil decir cual es el mejor método, todo depende de los datos con los que se cuente. Por ejemplo, Arce et al. (2003) calcularon la altura de columna de la erupción del Nevado de Toluca (10,500 años A.P.), utilizando el modelo propuesto por Carey y Sparks (1986). El mismo modelo fue también utilizado por Papale y Rosi (1993) en el estudio sobre la caída piroclástica de la Caldera Pululanga, por Barberi et al. (1995) para el Cotopaxi, por

Wilson y Hildreth (1997) para la Toba Bishop; por Carey y Sigurdsson (1989) en la determinación de la intensidad y magnitud de algunas erupciones plinianas y por Rosi et al. (1999) para el cálculo de altura de la columna de la erupción que produjo la “Ignimbrita Campana”. Por otro lado, Arrighi et al. (2001) y Sheridan et al. (1981), utilizan los métodos propuestos por Wilson y Walker (1987) y Wilson et al. (1978), respectivamente, para el cálculo de la altura de la columna de las erupciones subplinianas del Vesubio y Rodríguez et al. (2002) hace lo mismo para la Pómez Quetzalapa. Fierstein y Hildreth (1992) calculan la altura de columna de la erupción del volcán Novarupta (1912) utilizando ambos métodos de Carey y Sparks (1986) y de Wilson y Walker (1987). Por lo tanto, en términos absolutos no se puede decir que un método sea mejor que otro, más bien, el mejor método será aquel que mejor se adapte a los datos disponibles.

La Pómez Citlaltépetl fue depositada como resultado de una serie de erupciones discretas. Sin embargo, cada erupción produjo una columna discreta, que puede ser descrita mediante cualquiera de los dos modelos: el de Wilson et al. (1978) o el de Carey y Sparks (1986). Ambos dependen directamente de los valores de la velocidad en la boca y del radio del cráter y, por lo tanto, dependen indirectamente del diámetro máximo de líticos y de su densidad. Sin embargo, éste último depende del volumen emitido y de la duración de la erupción, la cual está ligada principalmente a la masa total del depósito.

El método de Wilson et al. (1978) muestra valores ligeramente mayores para las capas C y E, y menores para las capas F y H, aunque en general los resultados de ambos métodos muestran concordancia aceptable.

El método del “clasto máximo” propuesto por Wilson y Walker (1987) es una simplificación del método de Wilson et al. (1978), ya que ambos tienen similar aproximación y excelente concordancia, aunque el primero relaciona directamente a la tasa de descarga de masa con la altura de columna, lo que significa que se debe conocer el diámetro máximo y la densidad de clasto, obtenidos ambos en el campo. Estos dos métodos están claramente afectados por altos valores de la tasa de descarga de masa que se obtuvieron en este trabajo. Como ya se mencionó anteriormente, el método de Wilson y Walker (1987) proporcionó sistemáticamente valores menores a los obtenidos por el método de Carey y Sparks (1986).

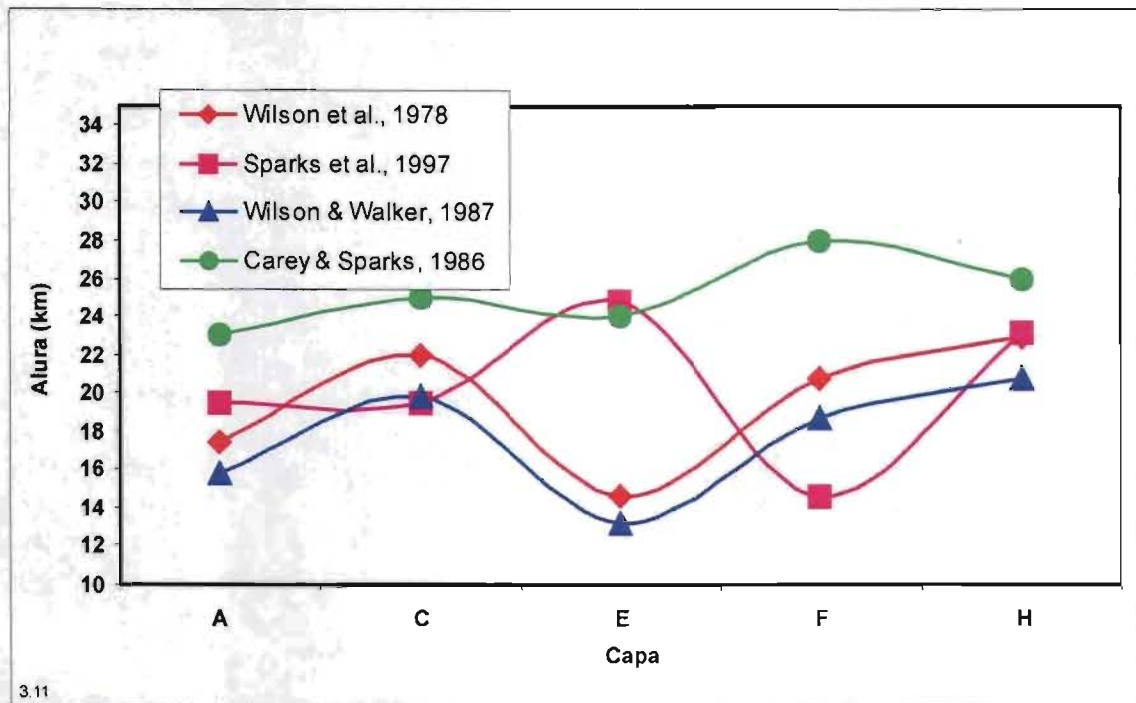
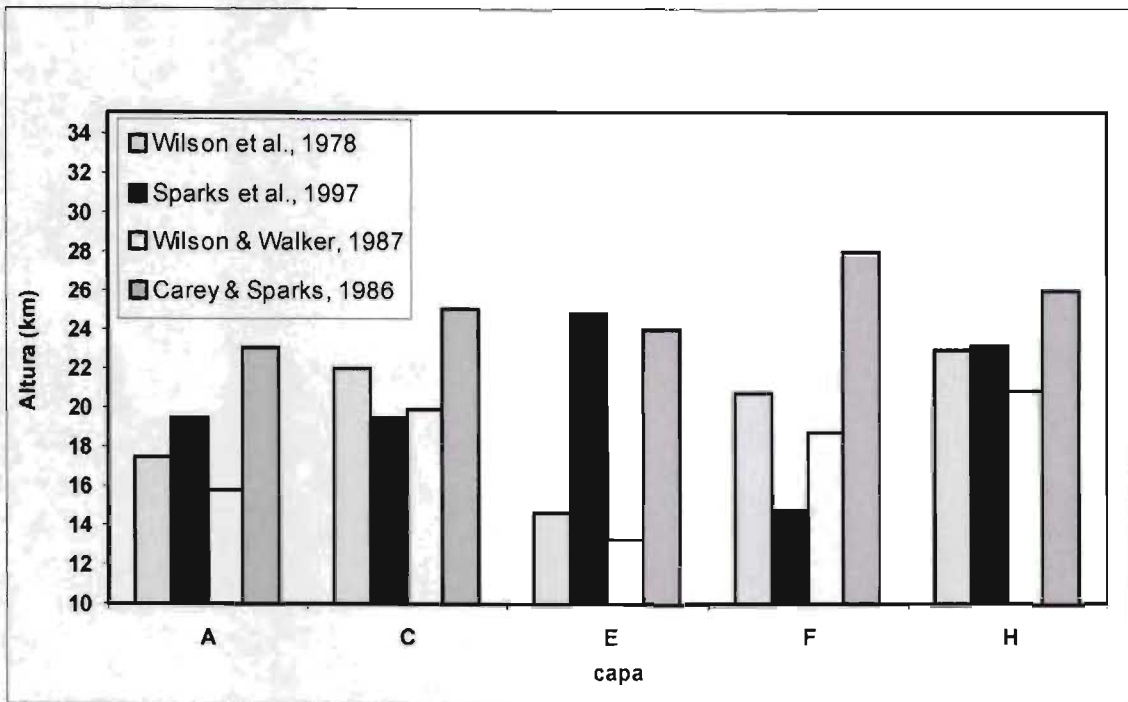


Figura 3.11: Comparación gráfica de los valores de altura de la columna eruptiva de las erupciones del Citlaltépetl.

El método de extrapolación de datos a partir de la gráfica, propuesto por Carey y Sparks (1986), muestra valores más altos que otros métodos descritos, aunque tiene la misma tendencia que el de Sparks et al. (1997) que retoma el modelo de Carey y Sparks (1986). Esto se debe a que este método depende directamente de la forma en que fueron dibujadas las isopacas. Por lo tanto, depende de una adecuada interpolación de los datos de campo. A pesar de las restricciones descritas en los párrafos precedentes, el método de Carey y Sparks (1986) es el que permite distinguir mejor entre la altura verdadera y los efectos del viento, como ha sido demostrado en varios casos, por ejemplo, durante la erupción del Pinatubo en 1991 (Rosi et al., 2001). Por ello, este método es el que se utilizará para el cálculo de los demás parámetros eruptivos para los cual se requerirá del conocimiento de la altura de la columna.

CAPÍTULO IV. INTERPRETACIÓN

1. Reconstrucción de la historia eruptiva

En el intervalo entre 9,000 y 8,500 años A.P., ocurrió en el volcán Citlaltépetl una intensa y compleja actividad volcánica, que dio lugar a la formación de los depósitos que se analizan en este estudio. De acuerdo con el trabajo de campo y laboratorio, la secuencia de la Pómez Citlaltépetl ha sido dividida en cuatro depósitos principales de caída de ceniza y de lapilli (capas A, C, E+F y H) que corresponden a cuatro eventos eruptivos principales. Estos se encuentran intercalados con depósitos de flujo piroclástico, que representan a su vez, cuatro eventos principales separados de los anteriores. Algunos de esos eventos se encuentran separados por periodos de reposo relativamente breves (quizás del orden de meses, años o hasta decenas de años). Con base en la identificación de los eventos principales antes descritos, se propone que la formación de la secuencia estratigráfica completa que conforma la Pómez Citlaltépetl estuvo integrada por una serie de 8 erupciones o eventos eruptivos distintos, con una duración indefinida que podría haber variado en el orden de meses, años, o decenas de años. Algunos de esos eventos incluyen hasta dos diferentes fases eruptivas, tal como se propone en la Fig. 4.1, con una duración que podría ser desde unos minutos hasta meses.

A continuación se describirán los eventos eruptivos o erupciones que integran la secuencia piroclástica P.C., así como, en su caso, las fases que componen a cada una de ellas:

Primera Erupción

Comprende una fase freática inicial (capa A0) seguida de forma continua por una primera fase vulcaniana (flujo 1).

Fase freática inicial

Hace 9,000 A.P., después de un largo periodo de quietud eruptiva, demostrado por la acentuada alteración de la capa Z, ocurrió una explosión freática, posiblemente relacionada a la inyección de agua durante el crecimiento de un domo central, que marcó

la primera fase holocénica del volcán Citlaltépetl. La incorporación de agua externa durante esta fase permitió la fragmentación de los productos líticos de la capa A0, y la apertura del conducto pre-existente. Una actividad freática inicial similar ha sido reportada en otros volcanes como el Monte Vesubio (Barberi et al., 1989), durante la erupción pliniana de 1815 A. D. del Monte Tambora (Sigurdsson y Carey, 1989), durante la erupción catastrófica de 1985 del Nevado de Ruiz (Barberi et al., 1990), en la erupción pliniana de la caldera Pululanga (Papale y Rosi, 1993), durante la erupción pliniana holocénica del volcán Tres Vírgenes (Capra et al., 1997), durante la erupción del Monte St. Helens en el 1987 o del Chichón en el 1982 (Sigurdsson et al. 1984, Cioni et al., 2000) y durante la erupción de 1600 A. D., del volcán Huaynaputina (Adams et al., 2001).

Fase vulcaniana I

La actividad de tipo vulcaniano fue descrita por primera vez por Mercalli (1907), para referirse a la actividad de 1888-1890 del volcán Vulcano, Italia. El mismo estilo eruptivo ha sido observado en otros volcanes como: Sakurajima, Japón, en 1955 (Morrissey y Mastin, 2000); Arenal, Costa Rica, en 1968 (Fundali y Melson, 1971; Melson y Saenz, 1973); Galeras, Colombia, en 1992 (Stix et al., 1997); Monte Pinatubo, Filipinas, en 1991 (Hobblit et al., 1996), entre otros.

Después de la actividad freática inicial siguió inmediatamente una intensa actividad vulcaniana que produjo un depósito de flujo de pómez y escoria negra de espesor métrico (Flujo 1), con bombas densas con estructura de “corteza de pan”, que son típicas de esta actividad vulcaniana. Algunas de estas bombas contienen abundantes inclusiones dacíticas que se interpretan como clastos residuales de un domo dacítico emplazado en la cima del cráter, dado que la distribución de estos clastos se encuentra en entorno del volcán. Estos flujos de pómez y escoria, relacionados a la actividad vulcaniana, se consideran como la primera fase explosiva importante perteneciente a la secuencia de la Pómez Citlaltépetl. Dicha actividad probablemente devastó al bosque, ya que, en la base del depósito se encontraron abundantes troncos de árbol carbonizados. Pequeños depósitos de lahar, encontrados en la cima del Flujo I, están asociados al emplazamiento de dicho flujo.

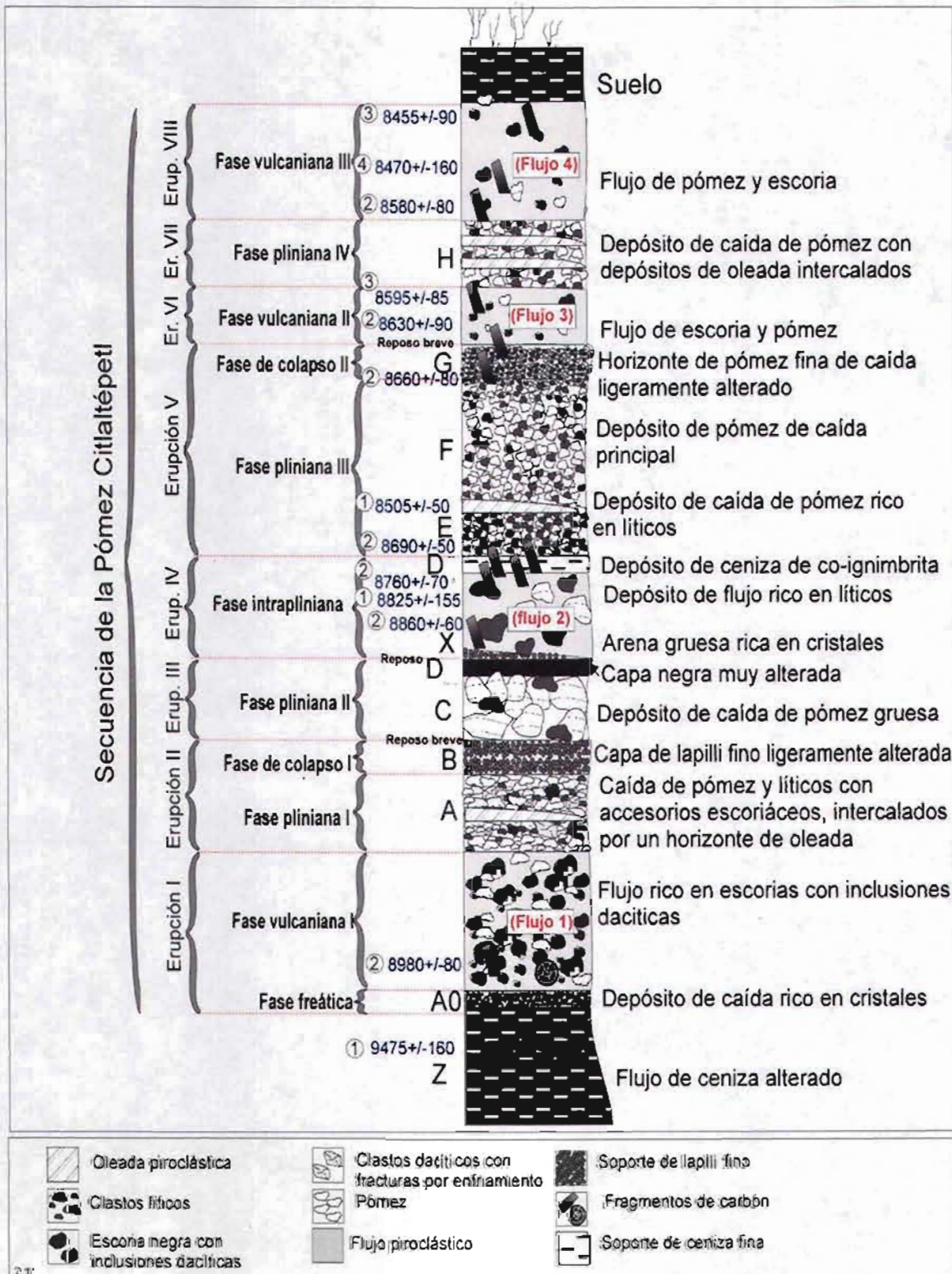


Figura 4.1: Sección estratigráfica vertical de la secuencia de la Pómez Citlaltépetl. Los fechamientos son en años A.P. por: 1= este trabajo; 2=Carrasco-Núñez y Rose, 1995; 3=Heine, com. personal; 4=Siebe et al., 1993.

Segunda Erupción

Después de una breve interrupción, quizás del orden de días hasta algunos años, comienza un segundo evento eruptivo con la formación de una importante columna pliniana que ocasionó el depósito de la capa A. Esta fase fue seguida de una fase instantánea de colapso de columna (capa B).

Fase pliniana I

Los diferentes tipos de pómez encontrados en la capa A, permiten suponer la inyección de un nuevo magma basáltico-andesítico (composición basalto-andesítica de la pómez de caída) en el interior de la cámara magmática como ocurrió durante la erupción del 19-20 de Abril de 1993 en el volcán Lascar (Gardweg y Medina, 1994). Esto ocasionó la formación de una columna eruptiva de aproximadamente 23 km de altura y la consecuente caída de pómez (capa A). Es posible que dicha actividad pliniana haya ocurrido poco después del emplazamiento de un domo pequeño dacítico, ya que se encontraron clastos dacíticos con fracturas de enfriamiento (*cooling-joints*) incrustados en la capa A. La gradación simétrica (de inversa a normal) que caracteriza a esta capa indica un aumento progresivo tanto de la explosividad como de la altura de la columna eruptiva hasta llegar a un máximo, a partir del cual, comienza a disminuir en la misma forma. Una fluctuación menor de la fase pliniana se refleja en la formación de una capa delgada de ceniza fina intercalada en la capa A, la cual se observa solamente en la facies proximal (Fig. 2.2). El depósito de este horizonte se explica de la misma forma como se explicó la depositación de las capas estratificadas observadas durante la erupción subpliniana de ~1359 A. D. del Mono Lake (Bursik, 1993 y Bursik, com. personal), donde la columna subpliniana sufrió colapsos parciales periódicos que llevaron a la depositación de horizontes delgados asociados a oleadas piroclásticas proximales.

Fase de colapso I

Posteriormente, la columna disminuyó en altura y colapsó parcialmente produciendo el depósito de una delgada capa de ceniza que corresponde a la capa B. Las características de la parte superior de esta capa como son: redondeamiento de pómez, coloración amarillento-rojiza y presencia de material arcilloso, indican un periodo de exposición

mayor a los agentes externos, lo que sugeriría un breve reposo de la actividad eruptiva; sin embargo, no es posible precisar la duración del mismo, podría variar de meses a años.

Tercera erupción

La tercera erupción estuvo caracterizada por una repentina fase explosiva pliniana (capa C) seguida por la depositación de una capa delgada de ceniza fina (capa D_{low}).

Fase pliniana II

Aunque más pequeña respecto a la primera fase pliniana, la segunda fase pliniana fue más violenta. Esta última fue disparada posiblemente por una liberación repentina de presión, debida al destape del conducto (Gardeweg y Medina, 1994). Dicha hipótesis se apoya en la presencia de un depósito de caída de pómez gruesa (hasta de casi 10 cm de diámetro) y vesiculada (capa C), que implica una emisión de magma con alto contenido de gases. Esta fase está relacionada con la creación de una columna de alrededor de 25 km de altura. La fase eruptiva terminó con la depositación de una capa delgada de ceniza y lapilli (D_{low}) asociada a la fase final de la columna eruptiva principal.

Intervalo de reposo

Después de esta fase tuvo lugar un periodo de reposo, que fue lo suficientemente largo como para permitir la formación de material arcilloso y el desarrollo incipiente de materia orgánica en la capa D_{low}, así como el subredondeamiento de los clastos por procesos de retrabajo y la alteración negruzca de la capa. El tipo de contacto de esta capa con la que le sobreyace (capa X) es, en algunos casos, erosional, aunque no se observan fuertes discordancias angulares. Todos estos elementos apoyan la interpretación de un periodo de reposo de la actividad eruptiva, aunque su duración es difícil de determinar, como ya se discutido anteriormente. Una interrupción de uno a varios años pudo haber ocurrido entre erupciones de la Pómez Citlaltépetl.

Cuarta erupción

Comprende una fase intrapliniana con la formación de flujos piroclásticos (flujo 2) y la depositación de una capa delgada de ceniza co-ignimbrítica (capa D).

Fase intrapliniana

Después de ese período de reposo, ocurrieron explosiones freáticas (capa X), que posiblemente anunciaron una nueva inyección de magma andesítico, pobre en volátiles (baja vesicularidad), que indujo un aumento del diámetro del cráter, y produjo un flujo piroclástico denso y rico en líticos (Flujo 2). La naturaleza monolitológica de este depósito sugiere la formación de un domo, que fue destruido durante el emplazamiento del flujo piroclástico 2. Este flujo fue emplazado en las depresiones topográficas que se encuentran cerca de Paso Carretas (C-02-25), Teteltzingo (C-02-67) y Tlachichuca (C-02-64). El mecanismo eruptivo consistió posiblemente en una actividad de tipo “boiling-over”, como lo sugiere la densidad alta del flujo piroclástico, (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Un horizonte centimétrico de ceniza fina encontrado en los altos topográficos forma una capa co-ignimbrítica (D_{up}) que estuvo asociada al flujo piroclástico rico en líticos. Esta capa es similar a la capa “UAB” de la erupción de 1600 A. D. del volcán Huaynaputina (Adams et al., 2001), o a la capa “F5” de la erupción de 1815 del volcán Tambora (Sigurdsson y Carey, 1989). La presencia de abundantes clastos líticos y cristales libres en el depósito co-ignimbrítico concuerda con el proceso de apertura del cráter.

Quinta erupción

La erupción de mayor intensidad de toda la secuencia eruptiva, se considera que ocurrió en la parte media de la secuencia con la formación de una columna pliniana que fue aumentando en altura (capas E+F), para luego colapsarse y producir una capa de pómez fina (capa G).

Fase pliniana III

La alimentación continua de magma andesítico-basáltico, ocasionó la formación de una fase pliniana que produjo un depósito de caída de pómez, rico en líticos (clastos monolitológicos de composición andesítica). Esta actividad estuvo asociada a una columna de 23 km de altura (capa E) que continuó creciendo en intensidad hasta alcanzar el pulso (según la terminología propuesta por Fisher y Schmincke, 1984) de máxima intensidad, que produjo una columna pliniana de hasta 30 km de altura. La abundancia de

esos componentes sugiere que la formación de la columna eruptiva estuvo acompañada por la instalación de un pequeño domo en el conducto central que, al quedar abierto, permitió el acarreo de esos clastos. Este pulso estuvo asociado con la depositación de la caída de pómez más gruesa y de mayor extensión de toda la secuencia (capa F). Durante la transición entre estos dos pulsos pertenecientes a la misma fase pliniana, ocurrió un pequeño y casi instantáneo colapso parcial de la columna, que produjo una capa de oleada, presente solamente en la facies proximal. Una situación semejante se describe en las erupciones del Sao Miguel en las Islas Azores (Walker y Croasdale, 1970); la erupción del 79 A. D., del monte Vesubio (Carey y Sigurdsson, 1987); la erupción pliniana de 1991 del monte Pinatubo (Rosi et al., 2001); la erupción del volcán Redoubt (Neri et al., 2002); y la erupción del Novarupta (1912) (Fierstein y Hildreth, 1992). Este mecanismo fue también demostrado, de manera teórica, por Wilson y Houghton (2000). Este régimen transicional es reportado para la erupción subpliniana del Mono Lake (Bursik, 1993 y Bursik, com. pers), en donde se reportan depósitos de pómez de caída bien estratificados. Durante la erupción de la Pómez Citlaltépetl, esta actividad pulsante pudo ser responsable del emplazamiento de las pequeñas oleadas antes del emplazamiento de la columna pliniana estacionaria. Esta tendencia está también apoyada por los valores bajos de velocidad en la boca, como lo describe Woods (1988). El final de esta fase estuvo marcado por la depositación de una capa delgada de ceniza pumicítica (capa G), cuyas características (presencia de material arcilloso y oxidación de su parte superior) indican un periodo de reposo breve (meses a años ?).

Sexta erupción

Está constituida por una fase vulcaniana que produjo un flujo piroclástico de pómez y escoria (flujo 3).

Fase vulcaniana II

Después de algunos años de reposo la actividad volcánica se reanuda con la producción de un flujo piroclástico de escorias y pómez asociado a una actividad vulcaniana (flujo 3), cuyos depósitos contienen abundantes escorias con una característica estructura de corteza de pan, indicativa de esa actividad explosiva.

Séptima erupción

La última erupción pliniana de gran magnitud (capa H) de la secuencia ocurre después de una fase de actividad vulcaniana..

Fase pliniana IV

Posterior al depósito del flujo 3, se reanudó la actividad pliniana con la formación de una columna de 26 km de altura que originó el depósito de la pómez de caída H. De igual forma que la pluma que formó la capa E+F, durante el crecimiento de esta columna se nota una fluctuación de su actividad. En este caso, las fluctuaciones fueron más evidentes, permitiendo la depositación proximal de al menos 4 horizontes estratificados delgados de ceniza, los cuales fueron interpretados como depósitos locales de oleada que se encuentran interestratificados con los depósitos de caída de pómez de la capa H, y representan pequeños eventos de colapso de la columna que pudieron ocurrir de forma rápida e intermitente durante el tiempo en que la columna se mantenía a cierta altura.

Octava erupción

Posteriormente, la actividad eruptiva se reanuda con un cambio de estilo hacia erupciones de tipo vulcaniano.

Fase vulcaniana III

Después del cese de la última fase pliniana, se emitieron flujos de escoria y de pómez de espesor métrico, que se depositaron ampliamente alrededor del volcán (Flujo 4). Estos flujos estuvieron asociados posiblemente a una actividad vulcaniana intensa en donde flujos piroclásticos densos fueron emplazados tal vez como resultado de otro mecanismo de “*boiling over*”, semejante a lo observado durante la erupción del 8-10 de mayo de 1997 del volcán Bezymianny (Kamchatka) (Belousov et al., 2002). Estos depósitos de flujo están cubiertos por una gruesa capa de suelo reciente que cubren la secuencia piroclástica alrededor del cono.

2. Transición del régimen eruptivo dominante y mecanismos de disparo de la erupción

El régimen eruptivo que caracterizó la formación de la P.C., presentó variaciones contrastantes que van desde la actividad vulcaniana, con la formación de flujos de escoria y pómez, hasta erupciones plinianas que involucraron la formación de grandes columnas eruptivas.

Este comportamiento ha sido documentado en otros volcanes alrededor del mundo. Por ejemplo durante la erupción en 1902 de la Montagne Pelée, la erupción principal de tipo peleano (crecimiento de domo, colapso lateral, flujos de bloques y ceniza, oleadas y caídas), fue seguida por una erupción de tipo pliniano (cráter abierto y desarrollo de columna piroclástica) y posteriormente, por un tercer estilo eruptivo de tipo St. Vincent que produjo flujos de escoria y ceniza, oleada y caída (Smith y Roobol, 1990). Durante la erupción catastrófica del Monte Pinatubo, en 1991, se notó el mismo estilo evolutivo: desde un crecimiento de domo asociado a actividad vulcaniana hasta una erupción pliniana con cráter abierto (Newhall y Punongbayan, 1996). También el volcán Lascar en el norte de Chile, durante sus 12 años de actividad, descrita por Matthews et al. (1997) mostró por lo menos cuatro cambios cíclicos en su estilo eruptivo: el crecimiento de un domo culminó en una fuerte actividad vulcaniana y subpliniana explosiva (19-20 Abril de 1993) con flujos piroclásticos asociados e inducidos por colapso de domo (Gardeweg y Medina, 1994).

Los flujos piroclásticos se asocian generalmente al colapso de una columna eruptiva. Sin embargo, en el volcán Citlaltépetl, casi todos los flujos de pómez y escoria han estado asociados a la actividad que precede la fase pliniana. En la Tabla 4.1 se destacan y comparan las características principales de las capas de caída con respecto a los depósitos de flujo piroclástico asociados. El cambio de estilo eruptivo está marcado por la diferencia de algunos parámetros mostrados en la tabla mencionada. Por ejemplo, la disminución de la vesicularidad en la pómez perteneciente a los flujos, con respecto a los valores de la pómez en los depósitos de caída, es una característica diagnóstica del cambio de sistema eruptivo. El cambio está corroborado por la presencia de escoria negra con bajos valores de vesicularidad (alta densidad), presentes solamente en los flujos. Otra

característica diagnóstica del cambio entre un régimen de colapso (flujo) y un régimen convectivo (caída) es el decremento del porcentaje de cristales presentes en la pómez y el aumento en el contenido de sílice.

Tabla 4.1: Características principales de los componentes de las principales capas de caída comparadas con las de los flujos piroclásticos intercalados (negrita). Fp=flujo piroclástico; SE=sistema eruptivo: p=pliniano, d=domo; PM=pómez; SCO=escoria; RC=radio cráter; LTH=líticos acesorios; VB=velocidad a la boca; H=altura columna piroclástica.

	SE		MDR	Vesicular		RC	Compos		Densidad		Fenocristales		Cont. SiO ₂		VB	H
	P	D		PM	SCO		PM	LTH	PM	SCO	PM	SCO	PM	SCO		
			(kg/s)	(vol %)		(m)	(wt. %)		(g/cm ³)		(vol. %)		(norm %)		(m/s)	(km)
Fp 4		X		25.2	14.6				0.780		29.4	31.0	58.79	58.82		
H	X		6*10 ⁷	42.9		664	64.4	35.6	0.869		22.7		55.30		133	26
Fp 3		X		16.8	24.8						41.4	32.4		59.71		
F	x		4*10 ⁷	36.4		619	66.4	33.6	1.084		23.4		54.80		102	28
E	x		1*10 ⁷	36.4		327	55.7	44.3	1.077		19.2		55.80		91	24
Dup	x															
Fp 2		X			11.4							28.8		59.03		
X	x															
D	x															
C	x		5*10 ⁷	51.3		719	66.5	33.5	0.682		33.2		56.00		95	25
A	x		2*10 ⁷	42.5	44.0	427	66.4	33.6	0.940	0.855	13.1	19.3	56.00		107	23
Fp 1		X														
A0	x															

Cada flujo de la secuencia contiene cantidades variables de clastos de escoria densa, que muestran estructuras típicas de corteza de pan, que sugieren una actividad vulcaniana (Rosi, com. pers.), como se presentan en la erupción de 1877 del volcán Cotopaxi (Rosi et al., en prep.) en vez de un colapso de columna (Neri et al., 2002). Carrasco-Núñez y Rose (1995) proponen que la generación de los flujos piroclásticos está relacionada con un proceso de "boiling-over", es decir, un derrame inmediato de la nube piroclástica tan pronto como llega al borde del cráter. Se sugiere también que la actividad vulcaniana registrada después del crecimiento del domo del volcán Citlaltépetl puede haber sido disparada, de una manera similar a la ocurrida en el volcán Lascar (Matthews et al., 1997), durante la inyección de un magma más caliente y no por el colapso de la columna. Como se describió anteriormente, el estilo eruptivo característico del primer pulso (capa A0) es típicamente freático. Después, la inyección de un magma andesítico basáltico, de

mayor temperatura, sobrecalentó el sistema y causó un aumento en la explosividad, disparando la primera fase vulcaniana (Flujo 1). Esto está representado por un cambio en la composición del magma expulsado, de andesítica a andesítica-basáltica. Las diferencias texturales entre pómez de color gris claro y gris oscuro sugieren un cambio en las condiciones del conducto debajo del nivel de fragmentación del magma (Polacci et al., 2001), en donde un sistema cerrado de domo fue sustituido por una erupción a cráter abierto (capa A). Dicho cambio es seguido por una inyección de magma basáltico-andesítico rico en gas (capa C), que asciende libremente a través del conducto central en forma de material altamente vesiculado. La pérdida continua de gases, permite que la reanudación de la actividad eruptiva involucre la inyección de un magma andesítico con bajo contenido en volátiles y de alta viscosidad que da lugar a la formación temporal de un pequeño domo que es inmediatamente destruido para producir flujos piroclásticos (ej. flujo 1).

La variación vertical del tamaño de clastos a lo largo de las capas E+F y H sugiere una relativa inestabilidad de la columna, típica de erupciones plinianas, como se observó durante la depositación de la Ignimbrita Campana en los Campos Flegreos (Rosi et al., 1999) o durante el emplazamiento de la Pómez Verde del volcán Vesubio (Cioni et al., 2003). En este último caso, el depósito de caída de pómez estratificado fue asociado a una fuerte oscilación de la columna convectiva debido a la inestabilidad de la tasa de descarga de masa. Tal oscilación puede explicar la presencia de depósitos de corriente de baja densidad intercalados en la capa H.

3. Erupción ¿subliniana o pliniana?

Los límites entre una erupción estromboliana, subpliniana y pliniana no han sido todavía bien definidos en la literatura (Amos et al., 1981; Francis, 1996; Arrighi et al., 2001), y las definiciones propuestas son contrastantes. La erupción de la Pómez Citlaltépetl muestra características entre una erupción de tipo subpliniano y pliniano, dependiendo de la definición que se tome en cuenta.

Walker (1973b), propuso el índice de dispersión D como parámetro discriminante para distinguir entre varios tipos de erupciones. El autor escogió arbitrariamente los valores de

dispersión D de la siguiente manera: 5 km² como límite entre erupciones estromboliana y subpliniana, y 500 km² como límite entre subpliniana y pliniana. Sin embargo, para calcular el índice D, como lo propone el autor, existen dificultades de campo. En este trabajo, por ejemplo, la isopaca 0.01 T_{max}, (=0.01 m respecto al espesor máximo T_{max} en metros estimado para el borde del cráter) necesaria para calcular el índice D, debe tener un espesor de 5.5 mm para la capa A, 2.6 mm para la capa C, 2.2 mm para la capa E y 6.9 mm para la capa F. Sin embargo, Houghton et al., (2000a) proponen un método alternativo para el cálculo del índice D, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$D=138.7 b_t$$

En donde b_t es el espesor del depósito medido a la mitad de la distancia entre T_{max} y 0 cm a lo largo de una sección perpendicular a la dirección del viento (Carey y Sparks, 1986; Pyle, 1989; Pyle, 1995). De acuerdo con la última ecuación, el cálculo arroja los siguientes resultados: D_(capa A)=319 km², D_(capa C)=583 km², D_(capa E)=929 km² y D_(capa F)=638 km², con un valor de b_t de: 2.3 km, 4.2 km, 6.7 km y 4.6 km, respectivamente (Tabla 3.5 y Fig. 4.2). Esto significa que, de acuerdo a Walker (1973b), las erupciones que crearon la Pómez Citlaltépetl, empezaron con un estilo subpliniano y posteriormente continuaron con columnas plinianas, siendo siempre el parámetro D mayor de 500 km², salvo para la capa A. Otros autores consideran que una erupción subpliniana es solamente una versión disminuida ("*scaled-down version*") de una erupción pliniana (Self, 1976), donde los parámetros distintivos principales son: el volumen, la masa de productos expulsados, la velocidad en la boca y la tasa de descarga de masa.

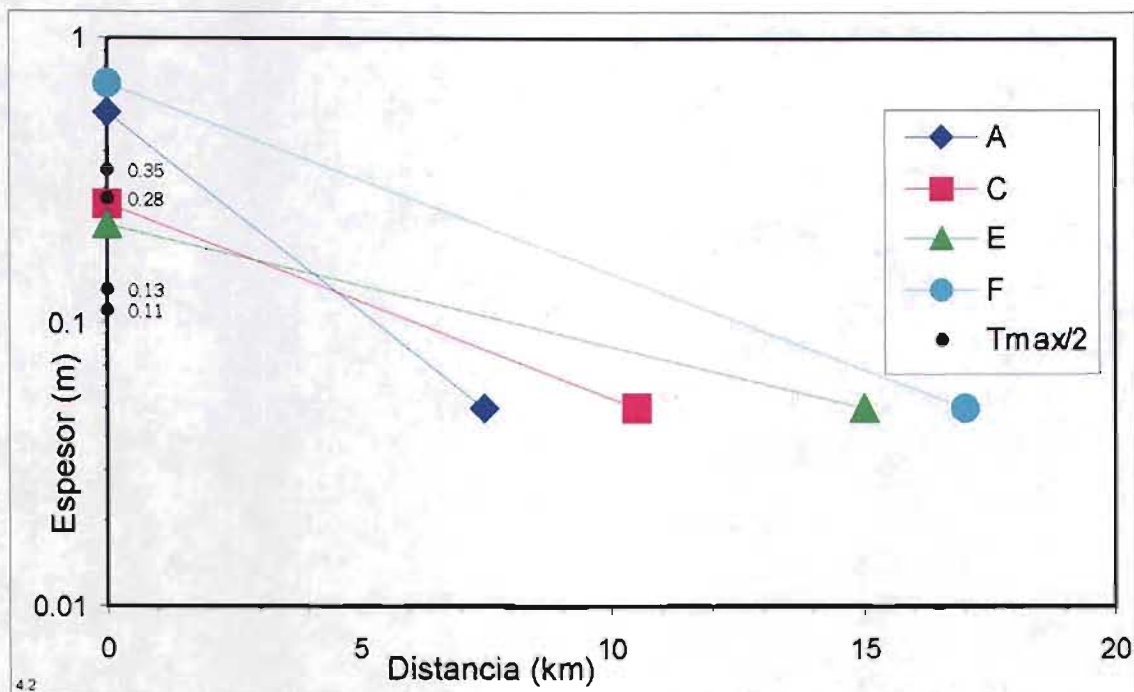


Figura 4.2: Espesor de las capas A, C, E, F y H contra la distancia del centro eruptivo con viento cruzado. Los valores de $T_{max}/2$ presentados en esta figura corresponden a los valores de "thickness half distance" (bt) descritos en el texto. Para mayor detalle ver el texto.

Todos estos valores distintivos propuestos por Arrighi et al. (2001), Cioni et al. (2000), Walker (1973b y 1981c), Carey y Bursik (2000), Wilson et al. (1980), Bower y Woods (1996), Newhall y Self (1982), Carey y Sigurdsson (1989), Pyle et al. (1989), Wilson y Hildreth (1997), Houghton et al. (2000), se muestran en la (Tabla 4.2).

Los cálculos asociados a la deposición de la Pómez Citlaltépetl arrojaron un volumen de productos expulsados de $9 \times 10^7 \text{ m}^3$, así como una masa de $5.88 \times 10^{10} \text{ kg}$ para las primeras tres erupciones que depositaron las capas A, B, C y D_{low} y $7.23 \times 10^8 \text{ m}^3$ de volumen y una masa de $4.87 \times 10^{11} \text{ kg}$ para las siguientes cinco erupciones que depositaron las capas D_{up} , E, F, G y H. Por lo tanto, de acuerdo a las definiciones mencionadas, sólo las primeras dos erupciones deberían ser consideradas subplinianas mientras que las demás serían claramente plinianas. Carey y Sigurdsson (1989) realizaron una recopilación de las características de 45 erupciones plinianas de edad pleistocénica y holocénica en diferentes partes del mundo.

Tabla 4.2: Comparación entre diferentes parámetros de erupciones subplinianas y plinianas, según diferentes autores (Modificada de Cioni et al., 2000). Referencias: 1=Cioni et al. (2000); 2=Carey y Bursik (2000); 3=Newhall y Self (1982); 4=Carey y Sigurdsson (1989); 5=este trabajo; 6=Pyle (1989); 7=Hayakawa (1985); 8=Wilson y Hildreth (1997); 9=Walker (1973b); 10=Houghton et al. (2000)

Tipo de erupción	Subpliniana	Pliniana	Pómez Citlaltépetl		Ref
			A+C	E+F+H	
Velocidad a la boca (m/s)	~100	100-400/100-600	max 107	max 133	1, 2
VEI	~3	~3 - ~6	~3	~4	3
Volumen de ejecta (km ³)	0.05-0.5	0.1-10	0.09	0.72	1
Volumen (DRE) (km ³)	?	?	0.04	0.30	5
Masa del depósito (Magnitud) (kg)	<5x10 ¹¹	5x10 ¹¹ - 10 ¹³	5.84x10 ¹⁰	4.87x10 ¹¹	4, 5
Tasa máx de erup. de masa (kg/s)	<5x10 ⁷	5x10 ⁷ - 2.5x10 ⁸	5x10 ⁷	6x10 ⁷	4, 5
Altura max columna (km)	<20	20-35	25	30	1
"Thickness half-distance" (bt) (km)	0.5-4	2-10	max 3.7	max 4.2	6
"Clast half-distance" (bc) (km)	1-3	3-8	?	?	6
Duración de la erupción (min)	?	>78	32	305 (5.0h)	7, 8
Indice de dispersión (D) (km ²)	<500	>500	max 513	max 583	9, 10
Fases principales	Sostenida columna convectiva	Sostenida columna convectiva	Sostenida columna convectiva		1
Estilios eruptivos asociados	Oleada piroclástica Extrusión de domos	Colapso parcial de columna	Oleada piroclástica Extrusión de domos		1
Depósitos de caída dominantes	Oleadas y pómez y flujos de escoria	Flujo de ceniza y pómez	Oleadas y pómez, y flujos de escoria		1
Depósitos de flujo dominantes	estratificado	masivo	masivo		1
Relación entre flujo y caída (vol)	>1	>1	?	?	1
Composición típica del magma	poco evolucionado	muy evolucionado	poco evolucionado		1

En la Fig. 3.6 es posible notar que la mayoría de los eventos plinianos tienden a agruparse con valores de MDR arriba de 5.0×10^7 kg/s y arriba de 6.3×10^{11} kg para masas eruptadas en erupciones plinianas. Por lo tanto, en este trabajo, se proponen estos valores como límites generales entre los eventos subplinianos y plinianos (Tabla 4.2). Estos límites posicionan una vez más a la Pómez Citlaltépetl como resultado de erupciones predominantemente plinianas. Las alturas de las columnas eruptivas calculadas para las distintas capas representativas de las principales fases explosivas de la Pómez Citlaltépetl

concuerdan con una clasificación de erupciones plinianas (Newhall y Self, 1982). Independientemente de que la erupción sea clasificada como pliniana o subpliniana, lo más importante es determinar si la columna eruptiva llegó hasta la estratosfera, ya que esta diferencia tendría importantes implicaciones en la distribución espacial de los depósitos de caída. La estratosfera es la capa de la atmósfera que empieza desde la tropopausa y tiene una altura variable que llega hasta los 50 km. Se diferencia de la troposfera por tener un gradiente térmico positivo (incremento de temperatura con la altura). En la parte central de México, especialmente en la latitud de Veracruz, la tropopausa se encuentra a una altura de aproximadamente 14 a 18 km (Cortés-Luna, 1996). En el caso de que el material piroclástico rebasara dicha altura, las corrientes de chorro que se forman arriba de la tropopausa podrían transportar con facilidad las partículas en suspensión y llevarlas alrededor de la Tierra (Blong, 1984; Tilling y Punongbayan, 1993), lo cual podría afectar de alguna manera el clima global. Por lo tanto, es de vital importancia conocer si una erupción tendrá la capacidad de alcanzar la interfase entre la troposfera y la estratosfera (tropopausa) para saber cual será su impacto a nivel global.. De acuerdo a los cálculos de la altura de columna para Pómez Citlaltépetl, esta debió haber rebasado fácilmente dicho límite, por lo tanto las columnas eruptivas fueron siempre inyectadas en la estratosfera, con la posibilidad de ser dispersadas alrededor del mundo.

CAPÍTULO V. IMPLICACIONES DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO VOLCÁNICO

Para la determinación del peligro volcánico (*volcanic hazard*), se requiere del conocimiento detallado de la historia eruptiva del volcán. Los fechamientos absolutos, constituyen la herramienta básica para definir la distribución temporal de los eventos pasados (frecuencia eruptiva), y la previsión de un evento futuro, asumiendo que la actividad futura seguirá el mismo patrón que la actividad pasada.

Para determinar el peligro volcánico para los poblados aledaños al volcán se deben considerar:

1) El estudio de probabilidad de que un evento de una magnitud determinada (masa total de expulsión en kg) pueda verificarse en un determinado intervalo de tiempo. Este punto ha sido ya analizado en los trabajos de Höskuldsson y Cantagrel (1994) y de De la Cruz y Carrasco-Núñez (2002) para el volcán Citlaltépetl.

2) El conocimiento de su intensidad máxima (tasa de descarga de la masa = *Mass Discharge Rate* en kg/s) en el pasado y su extrapolación en un caso futuro.

Es importante construir las isopleas e isopacas para determinar la energía de la erupción y calcular el volumen, la altura y dirección de la columna y del paleoviento. Estas mediciones proporcionaron datos sobre el área que podría ser afectada en caso de una erupción. El estudio de las propiedades físicas, geoquímicas y mineralógicas del magma, fue útil para tener una idea sobre la evolución magmática, o sea, el estilo eruptivo esperado. Con estos fines, se combinaron todos los datos de campo y de laboratorio para estimar la peor erupción posible.

En función de la altura máxima de la columna, dirección preferencial de la pluma, máximo alcance de los productos de caída y de flujo y duración de la crisis, se puede estimar el índice de explosividad volcánica (Newhall y Self, 1982), el cual sirve para poder comparar la magnitud de las erupciones en términos de su explosividad.

1. Diferencia entre peligro y riesgo volcánico

Antes que nada, vale la pena clarificar la diferencia entre riesgo y peligro volcánico. Según la definición propuesta por Fournier D'Albe (1979):

Peligro (*Hazard*) es la probabilidad que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo de tiempo dado.

Riesgo (*Risk*) es la posibilidad de pérdidas de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc., dentro de un área determinada sujeta a un peligro volcánico determinado. La estimación del riesgo sigue la siguiente relación: $\text{Riesgo} = \text{costo} \times \text{peligro} \times \text{vulnerabilidad}$.

Esto quiere decir que un volcán activo en una región remota tendrá un peligro alto de erupción, pero un riesgo bajo. Por el contrario, un volcán activo pero en estado de reposo desde hace varios años que tenga poblados en sus faldas, tiene un peligro de erupción aparentemente bajo, pero representa un riesgo alto para las poblaciones. Una columna eruptiva puede poner en riesgo a humanos, animales e infraestructura ya que esta puede incluir proyectiles balísticos, aerosoles, caída de piroclastos, gases, lluvias ácidas, y ondas de impacto (Tabla 5.1) (Blong 1984).

Entonces, el objetivo final que se persigue al hacer la reconstrucción de un evento volcánico de magnitud grande es la reconstrucción de un escenario futuro como base para la prevención de desastres (Tilling y Punongbayan, 1993). En muchos casos, dicho objetivo se lleva a cabo mediante la elaboración de un mapa de peligro, en donde es posible visualizar, de manera sencilla e inmediata, los diferentes grados de peligro para la población, según sea su ubicación y la posición topográfica del poblado, así como el peligro volcánico en particular (Barberi et al., 1983). Para el Citlaltépetl, ya existe un mapa de peligro (Sheridan et al., 2002) que muestra tres niveles diferentes de peligro volcánico. El presente estudio puede complementar la información de este mapa, al proporcionar datos sobre uno de los peores escenarios eruptivos en caso de que el Citlaltépetl se reactive en el futuro.

Tabla 5.1: Principales efectos producidos por las diferentes causas debidas a una pluma volcánica. Gráfica de cascada en donde cada acción genera efectos sucesivos. (ej: un impacto balístico lleva a un fuego, a quemaduras y finalmente a muerte).

Producto	Balístico	Partículas flotantes	Caida de partículas	Gases tóxicos	Lluvia ácida	Rayos	Onda de choque
ACCIÓN	Impacto	Aerosol	Contacto	Contacto y inhalación	Contacto	Electrocución	Impacto
I efecto	Fuego	Inhalación	Fuego	Intoxicación personas	Irritación de ojos	Fuego	Choque de onda primaria
	Aplastamiento de humanos	Alteración climática	Enterramiento de cultivos	Irritación ojos y nariz	Irritación de piel	Electrocución	
	Aplastamiento de animales y cultivos	Calentamiento turbinas	Contaminación de agua	Irritación pulmones	Contaminación de agua	Quemadura de animales	
	Aplastamiento de objetos		Quemadura y colapso de techos	Irritación de piel	Corrosión de objetos	Quemadura de casas	
	Quemadura de casas		Irritación pulmones	Contaminación de agua	Lahares		
			Lahares	Corrosión de objetos			
II efecto	Quemadura	Muerte de aves	Quemadura	Muerte ganado y personas	Infección de ojos	Quemadura	Ruptura de ventanas
	Laceración y contusión	Variación de temporada	Pérdida de agua y cultivos	Dificultad respiración	Pérdida de pelo y piel	Shock eléctrico	
	Pérdida de ganado	Fallas en aviones	Colapso de casas	Envenenamiento	Pérdida de agua y ganado	Pérdida de ganado	
	Destrucción de propiedad		Dificultad respiración	Quemadura de piel	Pérdida de propiedad	Pérdida de propiedad	
	Colapso de casas		Desastres	Pérdida agua y cultivos	Desastres		
				Pérdida de propiedad			
III efecto	Muerte por quemadura	Alteración ecológica	Muerte por quemadura	Muerte de personas y ganado	Ceguera	Muerte por quemadura	Daños a personas
	Muerte por contusión	Alteración biósfera	Hambre	Sofocamiento	Enfermedad en la piel	Ataque de corazón	Sordera
	Dificultad logísticas	Desastre aéreo	Hambre y sed	Muerte por quemadura	Hambre y sed	Hambre	Dificultades logísticas
	Hambre		Dificultad logísticas	Muerte por envenenamiento	Dificultad logísticas	Dificultad logísticas	
	Dificultad logísticas		Enfermedad pulmones	Hambre y sed	Muerte		
			Muerte	Dificultad logísticas			

2. Evaluación del peligro en el Citlaltépetl

2.1 Introducción

El Citlaltépetl es un estratovolcán activo que en el transcurso de su historia eruptiva ha registrado varias erupciones explosivas (ver capítulo I). Durante las últimas décadas el desarrollo urbano y turístico del área alrededor del edificio volcánico ha permitido el crecimiento poblacional de manera considerable. En la actualidad, más de 1 millón de personas viven en decenas de asentamientos dentro de un radio de 25 km del centro eruptivo (INEGI, censo 2000). Sin embargo, por razones geográficas y climatológicas evidentes, la mayor densidad de población se encuentra en las laderas E y SE, justo en las zonas que son ocupadas por depósitos de flujo piroclástico y de lahares antiguos más grandes (Carrasco-Núñez y Rose, 1995). Estos sectores corresponden también a las zonas afectadas por caída de material piroclástico en el pasado (Tabla 3.2) y la del viento reciente, según los datos proporcionados en el trabajo de Cortés-Luna (1996) (Fig. 5.1).

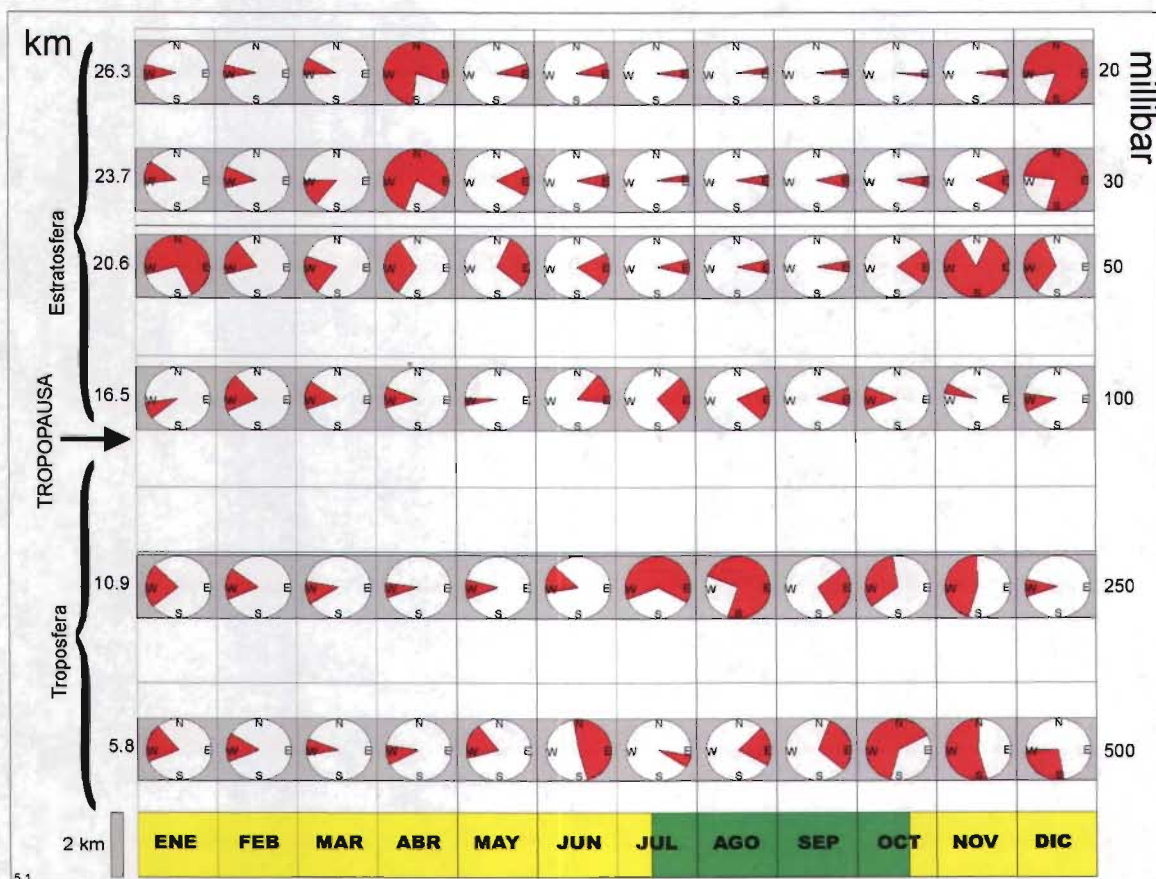


Figura 5.1: Dirección de procedencia de los vientos dominantes a diferentes alturas, durante el transcurso del año 1993 en Veracruz. En oscuro la temporada de lluvia y en claro la temporada seca (de: Cortés-Luna, 1996, modificado).

2.2 Peligro asociado a la caída de pómez y balísticos

Entre la lista de los eventos volcánicos peligrosos para la población, las caídas de pómez y de bombas balísticas son consideradas de bajo peligro, y varían en función de dos variables: el tamaño de los fragmentos y su temperatura al contacto con el suelo. Las dos variables están relacionadas ya que durante su transporte, el clasto más grande tendrá almacenada mayor energía en forma de calor, con respecto a un clasto más chico. Al aumentar la distancia del cráter, el tamaño medio de los clastos tiende a disminuir y lo mismo sucederá con su temperatura interna.

Los productos de caída piroclástica y los balísticos se asocian a distintos tipos de peligro. Los proyectiles balísticos son productos piroclásticos que varían en tamaño desde varios decímetros hasta varios metros de diámetro que, raramente alcanzan una distancia mayor a los 5 km del punto de emisión (Blong, 1984). Por ello el peligro asociado a este tipo de caída está comúnmente dentro de un área de no más de 80 km² alrededor del centro eruptivo, aunque Walker (1980) reporta bombas pequeñas (64-100 mm) de pómez hasta los 28 km, y de líticos, hasta los 30 km del cráter. Durante su breve permanencia en el aire, la parte superficial de la bomba se enfría rápidamente, creando un caparazón vítreo que aísla a la parte interna, dejándola a una temperatura cercana a la del punto de fusión de la roca durante todo el tiempo de vuelo. Al impacto con el suelo, la corteza frágil se quiebra y el material interno, todavía fluido, puede incendiar bosques y casas. Por el contrario, los productos de caída del tamaño de lapilli y ceniza pueden permanecer en suspensión en el aire muchas horas, días y, tal vez hasta años, y alcanzar distancias de cientos y hasta miles de km, en casos de que la columna sea inyectada en la estratósfera, como durante la erupciones plinianas del Chichón, en 1982 (Carey y Sigurdsson, 1986) o del Pinatubo, en 1991 (Rosi et al., 2001). En estos casos los incendios raramente llegan a ocurrir, ya que las partículas generalmente se enfrían antes de tocar el suelo.

Los peligros relacionados con la caída de ceniza se pueden dividir en inmediatos y a largo plazo:

Los inmediatos son los que amenazan al medio ambiente y a la población en el momento mismo del evento, como por ejemplo el colapso de edificios por la carga de la ceniza volcánica. La densidad de un depósito de caída de pómez seco varía entre 0.4 y 0.7 g/cm³, mientras que húmedo y compactado alcanza valores mayores del peso específico

del agua (Blong, 1984). El sofocamiento de seres vivos por inhalación de partículas y gases asociados, el sepultamiento, la caída de los aviones de turbina por sobrecalentamiento de las máquinas, problemas causados por el oscurecimiento del cielo, inundaciones provocadas por bloqueo del drenaje, etc. son también peligros inmediatos.

Los peligros a largo plazo, por el contrario, comprenden todos los eventos destructivos asociados a la caída que amenazan a la población después de algunos días, meses o años como son: la pérdida de cultivos y ganado, enfermedades pulmonares y respiratorias crónicas, envenenamiento de las reservas de agua potable, la generación de lahares producidos por la removilización de material piroclástico, etc.

De acuerdo con los datos de campo, en las áreas proximales (por ejemplo C-02-4, C-02-9 o C-02-91) no se tuvo registro de impactos de bombas a una distancia mayor a 5 km. Los dos pueblos más cercanos a la boca eruptiva son San Miguel Hidalgo, a 7 km de distancia y San Miguel Pilancón a 8 km, y en ninguno de ellos se encontró registro de bloques balísticos. Ello podría sugerir que, en caso de una nueva erupción, la amenaza por impacto balístico no sería un peligro serio. Sin embargo, no se puede descartar su ocurrencia a esta distancia, ya que en otros volcanes los proyectiles balísticos han alcanzado más de 10 km. Además, en la latitud del Citlaltépetl (~19° N), la línea de árboles se encuentra alrededor de los 4000 m s.n.m., que está a 200 m por arriba del máximo alcance balístico, de hecho el radio de 5 km a partir de la boca eruptiva corresponde a 3800 m s.n.m. A esta altura, el número de árboles por m² es tan bajo que aunque los árboles se incendiaran, el fuego no podría difundirse con facilidad debido a la distancia entre los arboles. Por lo tanto, tampoco en este caso, un incendio representaría un peligro primordial.

Por otro lado, como se calculó anteriormente, la tasa máxima de descarga (MDR=intensidad) es de 10⁸ kg/s, y corresponde a una intensidad de erupción de tipo pliniana, de baja a media (Sparks, 1986; Carey y Sigurdsson, 1989; Scandone y Giacomelli, 1998). Dicha erupción creó una columna piroclástica sostenida de cerca de 30 km de altura que se estima que se mantuvo por más de 5 horas, arrojando 5.46x10¹¹ kg de material de caída, el cual se esparció en un área mayor a 1000 km². Esto significa una presión por acumulación promedio de 5.46x10² kg/m² (similar el estimado para Fogo-A

por Bursik et al., 1992b), la cual corresponde a más de 60 cm/m^2 de material de caída (Walker, 1981c). Dicho volumen es suficiente para destruir pueblos y cultivos, pero no es suficiente para sepultar animales grandes o personas. Considerando una tasa de caída por unidad de área de $1.79 \text{ kg min}^{-1} \text{ m}^{-2}$ y un diseño de construcción local con un techo poco inclinado de un área de captación de 30 m^2 , se ha calculado una sobrecarga en el techo de 53.6 kg/min . Esta sobrecarga llevaría al colapso de un techo de madera o de lámina en unos cuantos minutos, si la pómez no fuera constantemente removida. Además, hay que añadir el efecto que se produciría si el material de caída estuviera humedecido debido a lluvias contemporáneas a la erupción, esto causaría un aumento considerable de la densidad de los productos volcánicos, que actuarían como una colada de cemento, produciendo fácilmente el colapso del techo.

Por otro lado, el alto contenido de sílice en los fragmentos de pómez representaría una amenaza para los pulmones de los humanos y animales, (silicosis crónica u otros padecimientos) como los que se describen en Faivre-Pierret y Le Guern (1983).

2.2.1 Delimitación de las zonas de peligro por caída de lapilli y ceniza

La delimitación de zonas de peligro por caída de productos volcánicos, requiere principalmente de información sobre la dirección preferencial y fuerza del viento durante el transcurso del año a diferentes alturas, así como el conocimiento de la distancia máxima que las partículas de diferentes tamaños pueden alcanzar a lo largo de su transporte por el viento. A partir del estudio desarrollado por Cortés-Luna (1996), se pueden observar las direcciones preferenciales de los vientos registrados en Veracruz (Fig. 5.1) para las alturas relativas a la tropósfera (desde 500 mb (5.8 km) hasta 250 mb (10.9 km) y a la estratósfera (desde 100 mb (16.5 km) hasta 20 mb (26.3 km)). A partir de información de radiosondeo para la tropósfera, se puede observar que desde Noviembre hasta Mayo la dirección preferencial del viento es hacia los cuadrantes orientales, en Junio y en Octubre presenta dirección variable y a partir de Julio hasta Septiembre sopla hacia los cuadrantes occidentales. Para las regiones estratosféricas, el patrón del viento durante el año parece más constante: se nota que desde Enero hasta Abril la dirección preferencial es hacia los cuadrantes orientales y desde Mayo hasta Octubre, al contrario, el viento sopla hacia el Oeste. En Noviembre y Diciembre la dirección es variable (Figs.

5.1 y 5.2). Correlacionando los datos mencionados con el modelo de las isopletras propuesto por Carey y Sparks (1986), es posible dibujar un mapa que delimite las diferentes áreas de alcance máximo de las tefras alrededor del Citlaltépetl, durante el año (Fig. 5.2).

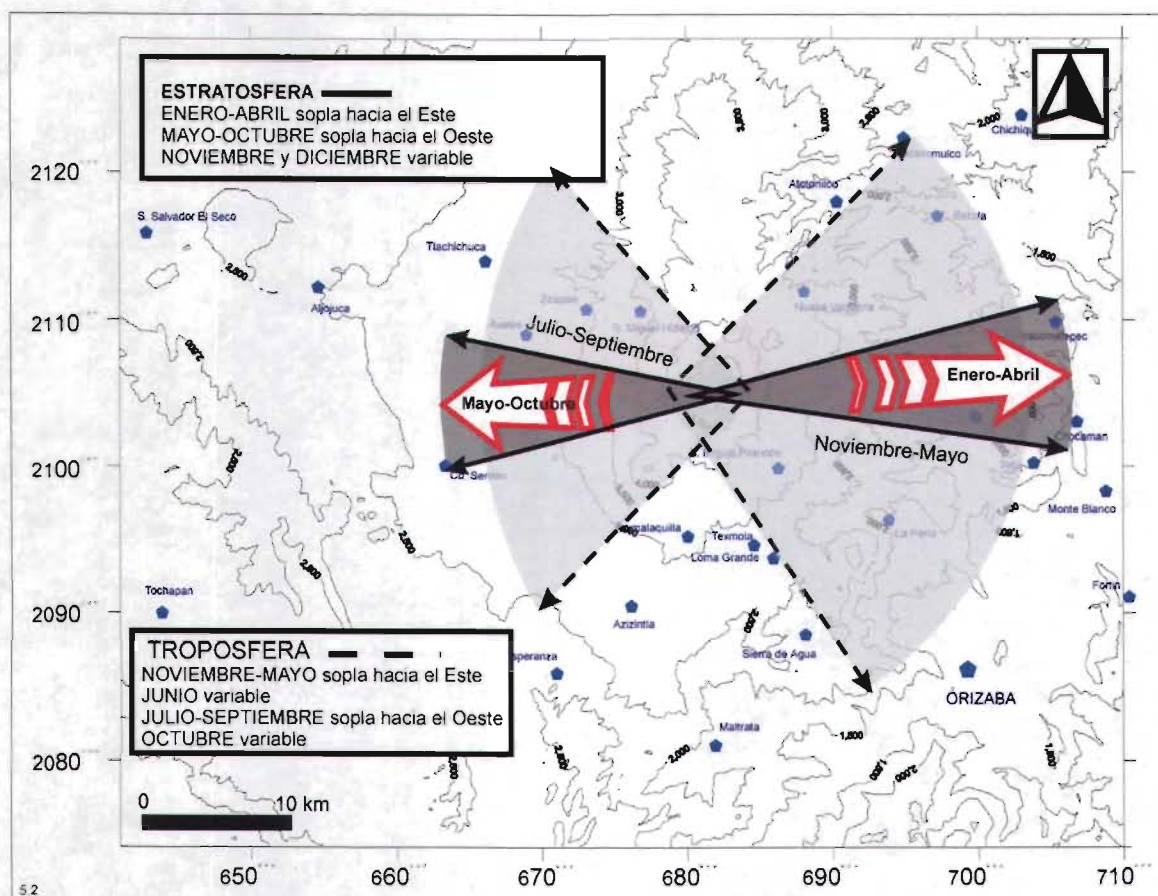


Figura 5.2: Dirección de las tefras en caso de erupción pliniana del Citlaltépetl con base a la dirección preferencial de los vientos durante todo el periodo del año (de acuerdo a los datos de Cortés-Luna, 1996).

2.3 Peligro asociado a los flujos piroclásticos

A diferencia de la caída de pómez, los flujos piroclásticos asociados a la actividad efusiva (como por ejemplo Hawaii o Etna) o vulcaniana (como es el caso del Citlaltépetl) normalmente amenazan áreas más restringidas y bien delimitadas, ya que dependen fuertemente de la topografía. Por lo tanto, pueden ser identificadas con cierta precisión. El peligro inmediato más importante asociado a los flujos piroclásticos es la capacidad que tiene el flujo mismo para devastar todo lo que encuentra a su paso, por lo tanto

aunque exista la posibilidad de anticipar su llegada, tanto la vida como la infraestructura que se encuentran en su camino, tiene poca esperanza de salvarse. Otra demostración de una posible amenaza futura asociada a la producción de flujos piroclásticos es la presencia de algunos depósitos antiguos a lo largo de los valles principales alrededor del Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 1997). Si los flujos y las removilizaciones que ocurrieron en el pasado y que están demostrados por la presencia de los depósitos asociados, tuviesen la posibilidad de que se repitieran en el futuro (Sheridan et al., 2002), la amenaza proporcionada por esta posibilidad debería ser considerada seguramente como un peligro para los pueblos de las cercanías (Sheridan, 1979; Sheridan et al. 2004). Estas movilizaciones posteriores podrían disparar lahares o flujos de lodo, como sucedió en el Nevado de Ruiz en 1985 (Naranjo y Sigurdsson, 1986; Barberi et al., 1990), principalmente hacia las direcciones indicadas en la Fig. 5.3.

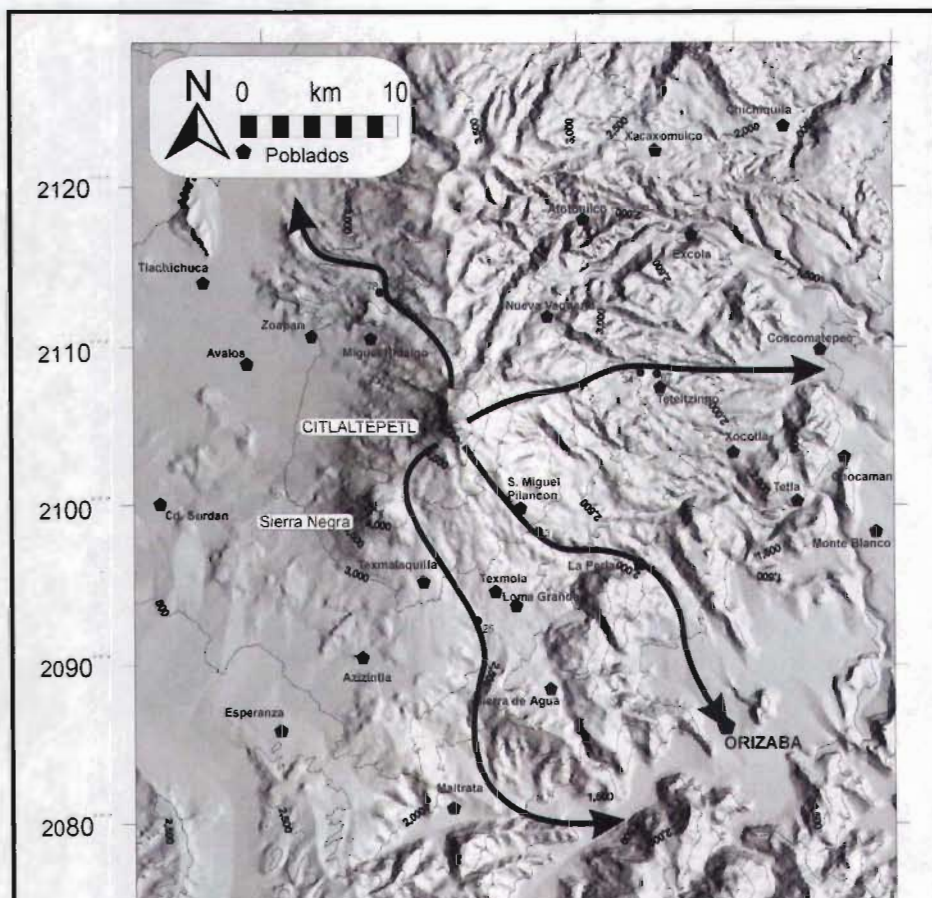


Figura 5.3: Localización de las principales poblaciones y las direcciones más probables de los flujos piroclásticos a futuro, indicados con flecha.

La siguiente formula, aunque es utilizada para avalanchas de escombros y no para lahares, puede ser usada como una aproximación general. La longitud alcanzada por un flujo de materiales puede ser estimada con el coeficiente de Heim (Heim, 1932):

$$L=H/f$$

En donde L=distancia recorrida (*runout distance*), H=desnivel vertical de la avalancha (medido desde el punto de desprendimiento hasta el fondo del valle) y f=coeficiente de fricción (Heim, 1932). Suponiendo que el área de desprendimiento se encuentre en donde la pendiente alcanza un ángulo de fricción dinámico máximo (33° por el material volcánico suelto) en el cono del Citlaltépetl, el valor correspondería a una altitud mayor de 4500 m s.n.m. Dado que la planicie de la ladera Este de la estructura volcánica, en donde están asentadas las ciudades más grandes, tiene una altitud promedio de 1600 m s.n.m., se infiere un desnivel vertical mínimo (H) de 2900 m.

De acuerdo con la ecuación anterior, los datos obtenidos en este trabajo arrojan una distancia mínima recorrida (*runout*) (L) de 38.7 km. Esto significa que un flujo de escombros alcanzaría fácilmente la ciudad de Orizaba (25 km) y otras decenas de ciudades mayores y sus alrededores. En otras palabras, dado que la ciudad de Orizaba se encuentra a una altura de 1500 m s.n.m., para que no sea alcanzada por un deslizamiento con un coeficiente de fricción promedio de 0.075, el flujo debería haberse originado a una altura inferior a los 3300 m s.n.m.. Este valor corresponde a menos de la mitad del desnivel vertical total del cono, y muy debajo de la línea de los árboles (4000 m s.n.m.) y además, debajo del ángulo de fricción límite. Por lo tanto, se infiere que si ocurriera un deslizamiento, el punto de desprendimiento se localizaría arriba de los 3300 m s.n.m. y por lo tanto, tendría muchas probabilidades de alcanzar las ciudades mayores localizadas en las áreas este y sureste, dentro de un radio no menor a 40 km. Además, de acuerdo a los análisis de campo alrededor del volcán, al estudio de alteración de la parte superior del cono (Zimbelman et al., 2004) y al mapa de peligros (Sheridan et al., 2002), la ciudad de Orizaba está construida en la dirección preferencial de un posible deslizamiento mayor del flanco SE del volcán y además en medio de un amplio cañón, el cual se encuentra parcialmente relleno por una secuencia de lahares antiguos y depósitos de flujo de

bloques y cenizas (Carrasco-Núñez, 1999). En caso de emergencia, las únicas rutas de evacuación serían a través de los estrechos valles por donde pasan la autopista y la vía del tren. Considerando el tiempo largo de respuesta de los habitantes, la inmensa mayoría sin entrenamiento y sin conocimiento de medidas precautorias, se concluye que una removilización de los productos de caída piroclástica representaría el mayor riesgo asociado a la amenaza del Citlaltépetl y se considera que esta amenaza debería ser tomada con mucha más atención por las autoridades locales.

2.4 Probabilidad de recurrencia de eventos explosivos del Citlaltépetl

Höskuldsson y Cantagrel (1994) publicaron un mapa preliminar de peligro para el Citlaltépetl e hicieron algunas inferencias sobre la frecuencia eruptiva del volcán. Utilizando la fórmula de Wilson (1984), sobre la probabilidad de erupción en base al tiempo de reposo (500 años en promedio), Höskuldsson y Cantagrel (1994) proponen una probabilidad del 48 % de que el Pico de Orizaba tenga una erupción antes del año 2014. Sin embargo, dichos autores utilizan algunos datos que han sido cuestionados y de acuerdo con Carrasco-Núñez y Rose (1995) no deberían ser considerados en un análisis de peligro.

Por su parte, De la Cruz y Carrasco-Núñez (2002) proponen una aproximación diferente al problema, basado sobre un análisis probabilístico. Del análisis de la historia eruptiva reciente De la Cruz y Carrasco-Núñez (2002) afirman que entre el 1533 AD y el año 2000, ocurrieron seis erupciones menores (VEI=2) con una frecuencia eruptiva de 77.8 años para eventos menores de tipo VEI=2. Sin embargo, sólo tres eventos mayores (VEI=4) han ocurrido en los últimos 13,000 años (primera etapa explosiva de la construcción del cono Citlaltépetl; Ignimbrita Citlaltépetl y LPBAFD). Por lo tanto, la frecuencia de esta clase de eventos es de una erupción cada 4333 años, o sea, 0.11 erupciones cada 500 años, lo cual equivale a poco más que 10 % del valor propuesto por Höskuldsson y Cantagrel (1994) y descrito en el párrafo anterior. En virtud de que la ocurrencia de estos eventos es esporádica y no muestra un patrón regular de recurrencia, no sería realista hacer una predicción a corto plazo para eventos mayores.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

1) El estudio detallado de la estratigrafía de los depósitos piroclásticos del Holoceno que circundan al volcán Citlaltépetl, ha permitido correlacionar a secuencias piroclásticas de caída de pómez y de flujo piroclásticos como parte de una secuencia única y contemporánea, que ocurrió durante el periodo comprendido entre 9,000 y 8,500 años A.P.

2) Esta secuencia, aquí denominada como “Pómez Citlaltépetl” (P.C.), comprende una sucesión compleja de depósitos de caída de pómez y de flujo piroclástico intercalados. Éstos últimos fueron correlacionados con la Ignimbrita Citlaltépetl, descrita por Carrasco-Núñez y Rose (1995). Dicha alternancia deposicional sugiere que durante el transcurso de su emplazamiento, la P.C. haya cambiado radicalmente su estilo eruptivo, pasando desde un estilo vulcaniano, evidenciado por la presencia de los depósitos de flujos de escorias, a un estilo predominantemente pliniano, sugerido por la presencia de los depósitos de caída piroclástica de espesor métrico.

3) La secuencia P.C. fue dividida en este trabajo en ocho erupciones y once fases eruptivas distintas que se pueden sintetizar de la siguiente forma: (Fig. 4.1):

La **primera** erupción comprende una fase freática inicial (capa A0) que termina con una fase vulcaniana asociada al emplazamiento de un pequeño domo en el crater, la cual produjo flujos piroclásticos ricos en escorias (flujo 1).

La **segunda** erupción empieza con una fase pliniana con una columna eruptiva que alcanzó alrededor de 23 km de altura y que produjo una capa de pómez de caída (capa A). Durante la fase final de esta erupción se produjo un depósito fino y delgado (capa B).

La **tercera** erupción corresponde a la formación de una columna pliniana con una altura de alrededor de 25 km de altura (capa C).

La **cuarta** erupción corresponde a una sola fase eruptiva durante la cual se crea y destruye un pequeño domo durante el emplazamiento de un flujo piroclástico (flujo 2), mientras que la **quinta** incluye una fase pliniana (capas E+F) que produjo una columna piroclástica de hasta 28 km de altura y una fase de colapso de esta columna (capa G).

La **sexta** erupción corresponde a una fase vulcaniana con la producción de flujos piroclásticos de pómez y escoria (flujo 3) y la **septima** corresponde a una fase pliniana (capa H) que produjo una columna piroclástica de 26 km de altura. La **octava** y última erupción, otra vez, corresponde a una fase vulcaniana (8580-8500 años A.P.) (flujo 4).

4) En general las columnas eruptivas asociadas a los principales depósitos de caída (A, C, E-F y H) fueron de tipo pliniano, a excepción de la columna que produjo la capa A, que podría clasificarse como subpliniana, según algunos criterios. Sin embargo, vale la pena resaltar que los cálculos de los datos asociados a los depósitos de caída de pómez arrojaron valores de altura de las columnas eruptivas que rebasan el límite de la tropopausa (15-18 km a esta latitud). Este hecho implica que el material piroclástico eyectado durante el Holoceno temprano (9,000-8,500 años A.P., en todos los casos fue inyectado en la estratosfera y, por lo tanto, tuvo una dispersión muy grande, por lo que es posible concluir que las erupciones asociadas a la depositación de la P.C. tuvieron posiblemente un impacto global.

5) La transición del régimen vulcaniano a pliniano está evidenciado por las siguientes características:

Todos los flujos piroclásticos de pómez y escoria pertenecientes a la P.C. están asociados a eventos altamente explosivos, en ocasiones relacionados con la explosión o destrucción de un domo, que preceden a una fase pliniana con formación de columnas eruptivas grandes, por tanto no están asociados al colapso de una columna eruptiva.

Los valores de vesicularidad en los productos (pómez y escoria) de los flujos son menores con respecto a los valores encontrados en los productos de caída. El porcentaje de cristales y el contenido de sílice presente en la pómez de caída son menores con respecto al valor encontrado en los productos de flujo.

6) Desde el punto de vista de evaluación del peligro volcánico, la variación del estilo eruptivo de la P.C. implica una propuesta compleja para un probable escenario que se relacione con una crisis volcánica similar a la que creó la P.C. Sin embargo, es posible afirmar que si el Citlaltépetl se reactivara de la misma forma como lo hizo cuando dio

origen a la P.C., sus erupciones podrían provocar la formación de columnas piroclásticas cuyos productos cubrirían un área mayor a los 1000 km² alrededor del cono. Dichos productos podrían estar también asociados a flujos piroclásticos y lahares que se canalizarían preferiblemente a lo largo de los valles que drenan el aparato volcánico, afectando a más de 20 poblaciones (Fig. 5.3).

REFERENCIAS

- Adams N.K., Shanaka L. De Silva, Self S., Salas G., Schubring S., Permenter J.L, Arbesman K., 2001 "The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru" *Bulletin of Volcanology* 62, 493-518.
- Aguirre-Díaz G.J., McDowell F.W., 1993 "Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico." *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1435-1444.
- Aguirre-Díaz G.J., Nelson S.A., Ferrari L., López Martínez M., 1997 "Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas, State of Queretaro and Hidalgo" In 1997 IAVCEI General Assembly excursion 1, 1-39.
- Alpine Journal, 1867 "Attempting ascent of Orizaba" pp 210-215.
- Amos R.C., Self S., Crowe B., 1981 "Pyroclastic activity at Sunset Crater: evidence for a large magnitude, high dispersal strombolian eruption." *EOS* 62:1085.
- Arce J.L. Macías J.L., Vázquez-Selem L., 2003 "The 10.5ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications" *Geological Society of America Bulletin*, 115, 2, 230-248.
- Arrighi S., Principe C., Rosi M., 2001 "Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity" *Bulletin of Volcanology* 63, 126-150.
- Barberi F., Rosi M., Santacroce R., Sheridan M. 1983 "Volcanic hazard zonation: Mt. Vesuvius" in Tazieff H., Sabroux J. C., 1983 "Forecasting volcanic events" Elsevier Edition Amsterdam. Chapter 12.
- Barberi F., Cioni R., Rosi M., Santacroce R., Sbrana A., Vecci R., 1989 "Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and component analysis of the pyroclastic deposits" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38, 287-307.
- Barberi F., Martini M., Rosi M., 1990 "Nevado de Ruiz Volcano (Colombia): pre-eruption observations and the November 13, 1985 catastrophic event" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 1-12.
- Barberi F., Coltelli M., Frullani A., Rosi M., Almeida E., 1995 "Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi volcano (Equador): implications for a long-term eruptive forecasting" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 217-239.
- Bard E, Hamelin B., Fairbanks R., Zindler A., Mathieu G., Arnold M., 1990 "Calibration of ¹⁴C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U/Th ages from Barbados coral" *Nature*, 345, 405-410.
- Belousov A., Voight B., Belousova M, Petukhin A., 2002 "Pyroclastic surges and flows from the 8-10 May 1997 explosive eruption of Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia." *Bulletin of Volcanology* 64, 455-471.
- Bender M.L., 1973 "Helium-uranium dating of corals." *Geochim Cosmochim Acta* 37:1229-1247.
- Besch, T., J. Negendank, and R. Emmermann, 1988 "Geochemical constraints on the origin of the calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt" *Geofísica Internacional.*, 27, 641-663.
- Blong R.J., 1984, "Volcanic Hazards: A Sourcebook on the effects of eruptions". Academic press, pp 424.

- Bonadonna C., Ernest G.G., Sparks R.S.G., 1998. Thickness variation and volumes estimates of tephra fall deposit; the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 173-187.
- Booth B., 1973 "The Granadilla pumice deposit of Southern Tenerife, Canary islands" *Proc. Geol. Assoc. London*, 84, 353-70.
- Böse E., 1899 "Geología de los alrededores de Orizaba" *Boletín del Instituto Geológico de México*, 12-15, 3-52.
- Bower S.M., Woods A.W., 1996 "On the dispersal of clasts from volcanic crater during small explosive eruptions" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 19-32.
- Bucha V., 1973 "Archaeomagnetic dating" in Michael H.N., Ralph E.K., (Eds) *Dating Techniques for the archaeologist*. MIT, Cambridge, MA, London, pp 57-117.
- Bursik, M., 1993, Subplinian eruption mechanism inferred from volatile and clast dispersal data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57, 57-70.
- Bursik M.I., Sparks R.S.J., Gilbert J.S., Carey S.N., 1992b "Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I theory and its comparison with the study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores)." *Bulletin of Volcanology*, 54, 329-344.
- Camacho H., 1922 "Memoria relativa al terremoto mexicano del 3 de Enero de 1920" *Boletín del Instituto de Geología de México*. 38-39, 1-107.
- Campos-Enríquez O. y Garduño-Monroy V.H. 1987. "The shallow structure of Los Humeros and last derrumbadas geothermal fields, México" *Geothermics*, 16, 5/6, 539-554.
- Cantagrel J.M., Gourgaud A., Robin C., 1984 "Repetitive mixing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (México)". *Bulletin of Volcanology*, 47-4 (1).
- Capra L., Macias J.L., Espindola J.M., Siebe C., 1997 "Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80, 239-266.
- 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.
- Carey S., Sigurdsson H., 1986 "The 1982 eruption of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution" *Bulletin of Volcanology*, 48, 127-141.
- Carey S., Sparks R. S. J., 1986 "Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns" *Bulletin of Volcanology*, 48, 109-125.
- Carey S., Sigurdsson H., 1987 "Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius." *Beol. Soc. Am. Bull.*, 99, 303-314.
- Carey S., Sigurdsson H., 1989 "The intensity of plinian eruptions" *Bulletin of Volcanology*, 51, 28-40.
- 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.
- Carey S., Bursik M., 2000 "Volcanic plumes" *Encyclopedia of Volcanoes Academic Press*
- Carrasco-Núñez G., 1993 "Structure, eruptive history, and some major hazardous events of Citlaltepétl volcano (Pico de Orizaba), Mexico" *Michigan Technological University, PhD tesis pp. 181.*

- Carrasco-Núñez G., 1997 "Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico" *Geol. Magazine*, 134, 2, 151-162.
- Carrasco-Núñez G., 1999 "Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 47-66.
- Carrasco-Núñez G., 2000 "Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico" *Geological Society of America Special Paper*, 334
- Carrasco-Núñez G., Ban M., 1994 "Geologic map and structure sections of the summit área of Citlaltépetl volcano, Mexico." *Serie de cartas geológicas y mineras no.9*, Instituto de Geología UNAM, México.
- Carrasco-Núñez G., Rose W. I., 1995 "Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5-9.0 Ka" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197-215.
- Carrasco-Núñez G., Vallance J. W., Rose W. I., 1993 "A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 35-46.
- Carrasco-Núñez G., Gomez-Tuena A., Lozano L., 1997" *Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico.*" *Geological Society of America Maps and Chart series MCH 081*, 10 p.
- Cas R.A.F. & Wright J.W., 1987 "Volcanic Successions, modern and ancient" *Allen & Unwin London*. Chapman & Hall, pp528.
- Castagnoli G. y Lal D., 1980 "Solar modulation effects in terrestrial production of carbon-14" *Radiocarbon*, 22 (2), 133-158.
- Castro Govea R., 1999 " *Historia eruptiva reciente del volcán La Malinche*" pp. 130 Instituto de Geofísica UNAM, M.C. Thesis.
- Cioni R., Marianelli P., Santacroce R., Sbrana A., 2000 "Plinian and subplinian eruptions" *Encyclopedia of Volcanoes Academic Press*.
- Cioni R. Sulpizio R., Garruccio N., 2003 "Variability of the eruption dynamics during a subplinian event: the Greenish Pumice eruption of Somma-Vesuvius (Italy)." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124, 89-114.
- Cortés-Luna J.R., 1996 "Comportamiento del viento en la atmósfera superior de la parte central de México y su aplicación en vulcanología" *Tesis de Licenciatura UNAM*. 146pp.
- Craig H., 1954 "Carbon-13 in plants and the relationship between carbon-13 and carbon-14 variation in nature" *Journal of Geology* 62, p.?
- Crausaz W., 1994, *Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology Archaeology, history, natural history and mountaineering routes: Geopress International, Ohio, USA, 594pp*
- Damon P.E., Long A., Wallick E.I., 1973 "On the magnitude of the 11 years radiocarbon cycle" *Earth Planet. Sc. Lett.* 20, 300-306.
- Damon P.E. y Linick T.W., 1986 "Geomagnetic-heliomagnetic modulation of atmospheric radiocarbon production" *Radiocarbon*, 28, 2A, 266-278.
- De la Cruz-Reyna S., Carrasco-Núñez G., 2002 "Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, Eastern Mexican Volcánic Belt" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2327, 1-12.
- Delgado G. H., 1992 "Importancia de los estudios estratigráficos en la Faja Volcánica Transmexicana para la comprensión de su evolución y origen: el caso del Grupo Chapala." *Geos, Bol. Un. Geofís. Mex.* 12, 5-13.

- De Vries H., 1958 "Variation in concentration of radiocarbon with time and location on Earth" *Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap*, B 61, 94-102.
- Ernst G., Davis J., Sparks R.S.J., 1994 "Bifurcation of volcanic plumes in a crosswind" *Bulletin of Volcanology*, 56, 159-169.
- Faivre-Pierret R., Le Guern F., 1983 "Health risks linked within inhalation of volcanic gases and aerosols." In: Tazieff H., Sabroux J.C. (eds) *Forecasting volcanic events*. Elsevier, NY.
- Ferguson C.W., 1970 "Dendrochronology of Bristlecone pine, *Pinus aristata*. Establishment of a 7484 year chronology in the White Mountains of eastern-central California, USA" In: I.U. Olsson (Ed.), *Radiocarbon variations and absolute chronology*, Proc. 12th Nobel Symp. Wiley, pp 571-93.
- Ferrari L., Garduño V.H., Pasquare' G., Tibaldi A., 1994a "Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present" *Geofísica Internacional*, 33, 91-105.
- Ferrari L., Garduño V.H., Innocenti F., Manetti P., Pasquare' G., Vaggelli G., 1994b "A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro." *Geofísica Internacional*, 33, 107-124.
- Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Núñez G., 1999 "Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt" *Geology*, 27, 4, 303-306.
- Ferrusquía-Villafranca I., McDowel F., Martinez-Hernandez E, Barrios-Rivera H., Garcia-Villegas F., 1988 "Time constrains on formation of continental Tertiary basin in the Oaxaca State." *Geological Society of America Abstract with programs* p.A59.
- Fierstein J., Hildreth W., 1992 "The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 54, 646-684.
- Fierstein J., Nathenson M., 1992 "Another look at the calculation of fallout tephra volumes" *Bulletin of Volcanology*, 54, 156-167.
- Fierstein J., Nathenson M., 1993 "Reply to Coment by WI Rose" *Bulletin of Volcanology*, 55, 375-378
- Fisher R.V., Schmincke H.U., 1984 "Pyroclastic rocks. Berlin: Springer-Verlag. 472 pp.
- Folk R.L., y Ward W.C., 1957 "Brazos river bar: a study of the significance of the grainsize parameters" *J. Sed. Petrol.* 27, 3-26.
- Fournier d'Albe E.M., 1979, "Objectives of volcanic monitoring and prediction, *Journal of Geology, Soc. London*, 136, 321-326.
- Francis P., 1996 "Volcanoes: a planetary perspective" Clarendon Press, London
- Frank, D., 1983 "Origin, distribution and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington" U.S. Geological Survey. ?.
- Friedlaender, I., 1930 "Über die Mexikanischen Vulkane: Pico de Orizaba, Cerro de Tequila und Colima" *Zeitschrift für Vulkanologie*, 13, 3, 154-164.
- Froggatt P.C., 1982 "Review of methods of estimating rhyolitic tephra volumes; Application to the Taupo Volcanic Zone, New Zealand." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 301-318.
- Fundali RF, Melson WG, 1971 "Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal Volcano." *Bulletin of Volcanology*, 35, 383-401.

- García-Palomo, A., Macías J.L., Tolson G., Valdez R., y Mora-Chaparro J., 2002 "Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt" *Geofisica Internacional*, 41, 133–150.
- Gardeweg, M.C., y Medina, E., 1994 "La erupción subpliniana del 19-20 de Abril del volcan Lascar N de Chile" *Congreso Geológico Chileno, Actas I*, p. 299-304.
- Gardner J.E., Thomson R.M.E., Jaupart C., 1996 "Fragmentation magma during plinian volcanic eruptions" *Bulletin of Volcanology*, 58, 144-162.
- Gómez-Tuena A., Carrasco-Núñez G., 1999 "Fragmentation, transport and deposition of a low-grade ignimbrite: The Citlaltépetl Ignimbrite, Eastern Mexico" *Bulletin of Volcanology*, 60, 6, 448-464.
- Gómez-Tuena, A., y Carrasco-Núñez, 2000 G. "Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt" *Tectonophysics*, 318, 249–280.
- Hausback B., 1984 "Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California sur, Mexico." In Frizzel Ed., *Geology of Baja California peninsula: Pacific section*, 199, 219-236.
- Heller C.B., 1853 "Reisen in Mexiko" Leipzig, Engelmann.
- Heim A., 1932 "Bergsturz und Menschenleben. Zürich, Fretz und Wasmuth.
- Hobblit RP, Wolfe EW, Scott WE, Couchman MR, Pallister JS, Javier D., 1996 "The pre-climatic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991." University of Washington Press, Washington, pp 1,126.
- Höskuldsson A., 1993 PhD Thesis.
- Höskuldsson A., Robin C., Cantagrel J. M., 1990 "Repetitive debris avalanche events at volcano Pico de Orizaba, Mexico, and their implication for further hazard zones." Abstract.
- Höskuldsson A., Robin C., 1993, "Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico." *Bulletin of Volcanology*, 55, 571-587.
- Höskuldsson A., Cantagrel J. M., 1994 "Volcánic hazards in the surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico" *Natural Hazards*, 10, 197-219.
- Houghton and Wilson, 1989, A vesicularity index for pyroclastic deposits: *Bulletin of Volcanology*, 51, 451-462.
- Houghton B.F, Wilson C.J.N., Smith R.T., Gilbert J.S. 2000a "Phreatoplinian eruptions" *Encyclopedia of Volcanoes Academic Press*.
- Houghton B.F., Wilson C.J.N., Pyle D.M., 2000b "Pyroclastic fall deposits" *Encyclopedia of Volcanoes Academic Press*.
- Houtermans F.G., 1953 "Determination of the age of the Earth from the isotopic composition of meteoric lead." *Nuovo Cimento*, 10, 1-623.
- Humboldt von A., 1910 "Vues des cordilleres et monuments des peuples" Paris, Schoell.
- Inman D.L., 1952, "Measures for describing the size distribution of sediments." *F. Sed. Petrol.* 22, 125-45.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A, 1971 "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks." *Canadian Journal of Earht Sciences*, 8, 523-548.
- Knox J.B., Short N.M., 1964 "A diagnostic model using ash fall data to determine eruption characteristics and atmospheric conditions during a major volcanic event" *Bulletin of Volcanology*, 27, 5-24.
- Le Maitre, R.W., 1989 "A classification of igneous rocks and glossary of terms" Blackwell Oxford, pp 192.

- Libby W.F., 1952 "Radiocarbon dating" University of Chicago Press, pp 124.
- López-Infanzón M, 1990 "Petrologic study of the volcanic rock in the sierra de Chiconquiaco, Palma Sola, Central Veracruz, Mexico" Master Thesis, New Orleans, Tulane University, pp. 140.
- Lozano-Santa Cruz R., Verma, S.P., Girón P., Velasco F., Morán D., Viera F., Chávez G., 1995 "Calibración preliminar de fluorecencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas" *Actas INAGEOQ* 1, 203-208.
- McDowell F.W., Clabaugh S.E., 1979 "Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico." *Geological Society of America, Special Paper* 180, 113-124.
- Marden L., 1940 "On the Cortes trail" *National Geographic*, 78, 3, 335-337.
- Matthews S.J., Gardeweg M.C., Sparks R.S.J., 1997 "The 1994 to 1996 cyclic activity of Lasca volcano, northern Chile, cycles of dome growth, subsidence, degassing and explosive eruptions." *Bulletin of Volcanology*, 59, 72-82.
- Melgarejo-Vivanco, J.L., 1980 "El Códice Vindobonensis" Xalapa, Instituto de Antropología, Universidad Veracruzana.
- Melson, W. G. and Saenz, R., 1973 "Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica". *Bulletin of Volcanology*, 37, 416-437.
- Mercalli G., 1907 "I vulcani attivi della Terra" Milano, Eds. Hoepli.
- Mooser F., Meyer A.H., Mc Birney A.R., 1958 "Catalogue of the active volcanoes of the World." *International Volcanoes. Asociacion.*
- Morrissey, M., Mastin, L., 2000, *Vulcanian Eruptions. Encyclopedia of Volcanoes*, 463-475.
- Naranjo J.L., Sigurdsson H., Carey S.N, and Fritz, W., 1986. Eruption of the Nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra fall and lahars. *Science*, 233: 961-963.
- Negendank, J., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H., y Wehrle D., 1985 "Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt" *Geofisica Internacional*, 24, 477-575.
- Nelson, S. A., Gonzalez-Caver E., y Kyser T.K., 1995 "Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122 (1-2), 191-211.
- Neri A., Di Muro A., Rosi M., 2002 "Mass partition during collapsing and transitional columns by using numerical simulations" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 1-18.
- Newhall C.G. y Punongbayan R.S. (eds.), 1996, "Fire and Mud - Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines". Philippine Institute of Volcanology and Seismology and the University of Washington Press, pp. 1126.
- Newhall C.G.; Self S., 1982 "The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism" *Journal of Geophysical Reserch.* 87 (C), 1231-12328.
- 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., Demant A., Armstrong R.L., Harakal J.E., 1987 "K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt." *Geofisica Internacional (Mexico)*, 26, 109-158.

- Olsson I.U., 1970 "Radiocarbon variations and absolute chronology" Almqvist Wiksell, Stockholms Ed. pp. 656.
- Olsson I.U., 1979a "The radiocarbon contents of various reservoirs" In Berger R., Suess H.E., (Eds) Radiocarbon Dating. Univ California Press, Los Angeles, pp 613-618.
- Olsson I.U., 1983 "Dating of non terrestrial materials" In Mook W.G., Waterbolk H.T. (Eds) ^{14}C and Archaeology. PACT 8, 277-294.
- Ordoñez E., 1894 "Volcanes de Mexico" Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate" 8, 183-196.
- Papale P., Rosi M., 1993 "A case of no-wind plinian fallout at Pululunga Caldera (Ecuador): implications for model of clast dispersal" Bulletin of Volcanology, 55, 523-535.
- Parrilla G., Zamorano J. J., 1996 "Análisis de un flujo de depósitos en la ladera Norte del Pico de Orizaba" IV reunión de Geomorfología, Soc. Española de Geomorfología.
- Pasquaré G., Forcella F., Tibaldi A., Vezzoli L., Zanchi A., 1996 "Structural behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican Volcani Belt". In F-C Wezel (Eds) The origins of arcs. Elsevier, Amsterdam, 509-527.
- Polacci M., Papale P., Rosi M., 2001 "Textural heterogeneities in pumice 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.
- Ralph E.K. y Michael H.N., 1970 "MASCA radiocarbon dates for sequoia and bristlecone pine samples." In: Olsson I.U., Eds, Radiocarbon Variations and Absolute Chronology, Nobel Symposium. 12th Proc. NY, John Wiley and sons, 619-624.
- Revue Scientifique 1895 "Eruption volcanique au Mexique", 32, I, p 538.
- Robin C., Cantagrel J.M., 1982 "Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcán andésitique complexe" Bulletin of Volcanology, 45, 4.
- Rodríguez S.R., Siebe C., Komorowski J.C., Abrams M., 2002 "The Quetzalapa Pumice: A voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in eastern Trans-Mexican Volcanic Belt" Journal of Volcanology and Geothermal Research 113, 177-212.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmendoza A., Grieco G., 1999 "Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy)" Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 179-198.
- Rosi M., Palladio-Melosantos M.L., Di Muro A., Leoni R., Bacolcol T., 2001 "Fall vs flow activity during the 1991 climatic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines) Bulletin of Volcanology, 62, 549-566.
- Rosi M., Cioni R., Rossotti A., Aguilera E., Pistolesi M., "Historical analysis and field mapping of the post-1534 eruptions of Cotopaxi volcano, Ecuador. Implications for a lahar hazard assessment." (In preparación).
- Rossotti A, Carrasco-Núñez G., 2004a "Sub-plinian holocene eruption of Citlaltépetl volcano, Eastern Mexico" Neogene Quaternary continental margin volcanism, GSA Penrose Conference, Metepec, Puebla, México 2004. Aguirre-Díaz, G.J., Macías-Vázquez, J.L., Siebe, C., Eds. Abstract.
- Rossotti A., Carrasco-Núñez G., 2004b "Stratigraphy of the 8.5 ky-9.0 ky B.P. Citlaltépetl Pumice fallout sequence" Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 21, 3; 353-370.

- Rowley P.D., Kuntz M.A., MacLeod N.S., 1981 "Pyroclastic flow deposits" In P.W. Lipman and R.D. Mulleneaux (Editors), The 1980 eruption of Mt. St. Helens, Washington. U.S. Geological Survey. Prof. Pap. 1250, 489-512.
- Sahagún B., 1550-1600 "Florentine Codex: General History of the things of New Spain" Santa Fe, School of American Research and the University of Utah. II Vols.
- Sartorius C.C., 1866 "The earthquake in Eastern Mexico on the second of January 1866" Annual Report, Smithsonian Institution, 432-434.
- Sartorius C.C., 1961 "Mexico about 1950" Stuttgart, Brockhaus.
- Scandone R., Giacomelli L., 1998 "Vulcanologia: principi fisici e metodi d'indagine" Liguori Ed. pp 642.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez F., y Speed R., 1993, "Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico" Geological Society of America, Special Paper, 278, 153.
- Self S., 1976 "The recent volcanology of Terceira. Azores. J. Geol. Soc Lond 132, 645-666.
- Settle M., 1978 "Volcanic eruption clouds and the thermal output of explosive eruptions" Journal of Geothermal Research, 3, 309-324.
- Shaw D., Watkins N.D., Huang T.C., 1974 "Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: theoretical considerations" J. Geophys. Res 79 (21), 3087-3094.
- Sheridan M. F., 1979 "Emplacement of pyroclastic flows: A review" Geological Society of America, Special Paper 180.
- Sheridan M., Barberi F., Rosi M., Santacroce R., 1981 "A model for plinian eruptions of Vesuvius" Nature, 289, 5795, 282-85.
- Sheridan, M., Carrasco-Núñez, G., Hubbard, B., Siebe, C., Rodríguez, S., 2002. Mapa de peligros volcánicos del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). UNAM. Gobiernos de los Edos. De Puebla y Veracruz.
- Sheridan, M., Hubbard, B., Carrasco-Núñez, G., Siebe, 2004 "Pyroclastic flow hazard at Volcan Citlaltépetl" Natural Hazards 33, 209-221.
- Siebe C., Abrams M., Sheridan M. F., 1993 "Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: Implications for future hazards" Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 1-33.
- Siebe C., Rodríguez-Lara V., Schaaf P. y Abrams M., 2004 "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.
- Sigurdsson H., Carey S.N., Espindola J.M., 1984. The 1982 eruption of El Chichón volcano: stratigraphy of pyroclastic deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 23, 11-37.
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W., Pescatore T., 1985: "The eruption of Vesuvius in AD 79" National Geographic Research, 1, 332-387.
- Sigurdsson H., Carey S., 1989 "Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano" Bulletin of Volcanology, 51, 243-270.
- Smith A L, Roobol M J, 1990 "Mont Pelee, Martinique-A study of an active island arc volcano." Geological Society of America, Memory, 175, 114.
- Sparks R.S.J., 1986 "The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns" Bulletin of Volcanology, 48, 3-14.
- Sparks R.S.J., Self S., Walker G. P. L. 1973 "Products of ignimbrite eruptions" Geology, 1, 3. 115-118.

- Sparks R.S.J., Bursik M.I., Carey S.N., Gilbert J.S., Glaze L.S., Sigurdsson H., Woods A.W., 1997 "Volcanic plumes" John Wiley & Sons Eds. pp 574.
- Stix J., Torre R., Narváez L.M., Cortés J.G.P., Raigosa A.J., Gómez M.D., Castonguay R., 1997, "A model of volcanic eruptions at Galeras volcano, Colombia" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77, 285- 303.
- Straub, S.M. y Martin-del Pozzo A.L., 2001 "The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl Volcano (central Mexico)" *Mineralogy and Petrology* 140, 4, 487-510.
- Stuiver M., y Polach H., 1977 "Reporting of ^{14}C data" *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Stuiver M., Kra R., 1986 "Calibration issue: proceedings of the 12th International Radiocarbon Conference, Trondheim, Norway" *Radiocarbon*, 28, 2B.
- Suess H.E., 1955 "Radiocarbon concentration in modern wood" *Science*, 120, 1-3.
- Taylor G.A., 1958 "The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua." *Aust. Bur. Min. Resour., Geol. Geophys. Bull.*, 38, 1-117.
- Tilling R.I., Punongbayan R.S. 1993, "Volcanic Hazards" (Los Peligros Volcanicos) World Organization of Volcano Observatories.
- Urrutia F.J.H., Del Castillo L., 1977 "Un modelo de eje volcánico Mexicano." *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 18-28.
- Verma S.P., Lozano R., Girón P., Velasco F., 1996 "Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas" *Actas INAGEQ*, 2, 237-242.
- Waitz P., 1910 "Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba" *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo VII. 67.
- Walker G.P.L., 1971 "Grainsize characteristics of pyroclastic deposits" *F. Geol.* 79, 696-714
- Walker G.P.L., 1973b "Explosive volcanic eruptions-A new classification scheme" *Geol. Rundsch.* 62, 431-46.
- Walker G.P.L., 1980 "The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 69-94.
- Walker G.P.L, 1981b "Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 81-92.
- Walker G.P.L., 1981c "Plinian eruptions and their products" *Bulletin of Volcanology*, 44, 223-240.
- Walker G.P.L., Croasdale R., 1970 "Two Plinian-type eruptions in the Azores" *Journal Geol. Soc.*, 127 17-55.
- Wentworth C.K., Macdonald G.A., 1953 "Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii" *US Geological. Survey Bulletin*, 994-998.
- Wilson C.J.N., Hildreth W., 1997. The Bishop Tuff: new insights from eruptive stratigraphy. *Journal of Geology*, 105, 407-439.
- Wilson C.J.N., Houghton B.F., 2000 "Pyroclastic transport and deposition" *Encyclopedia of Volcanoes Academic Press*.
- Wilson E.M., 1984 "Engineering Hydrology" *McMillan, London*.
- Wilson L., 1972 "Explosive volcanic eruptions II. The atmospheric trajectories of pyroclasts". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, 381-92.
- Wilson L., 1976 "Explosive volcanic eruptions III. Plinian eruption columns". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 45, 543-56.

- Wilson L., Sparks R.S.J., Huang T.C., Watkins N.D., 1978, "The control of eruption column heights by eruption energetic and dynamics." *Journal of Geophysical Research*, 83, 1829-36.
- Wilson L., Sparks R.S.J., Walker G.P.L., 1980 "Explosive volcanic eruptions –IV The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour" *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 63, 117-148.
- Wilson, L.; and 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.
- Wohletz K.H., 1983 "Mechanism of hydrovolcanic pyroclastic formation: grain-size, scanning electron microscopy and experimental studies." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63.
- Wohletz K.H., Sheridan M.F., Brown W.K., 1989 "Particle size distribution and the Sequential Fragmentation/Transport theory applied to volcanic ash." *Journal of Geophysical Research*, 94, B 11, 15, 703-15, 721.
- Wolf T., 1878. "Der Cotopaxi und sein letzte eruption am 26 juni, 1877." *Neues. Jahrb. Mineral. Geol. Palantol.*, pp. 113-67.
- Woods A.W., 1988 "The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns." *Bulletin of Volcanology*, 50, 169-192.
- Wright J., Smith A., Self S., 1980 "A working terminology of pyroclastic deposit" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 15-33.
- Yarza de la Torre E., 1971 "Volcanes de México" México, Aguilar.
- Zimbelman D.R., Watters R.J., Firth I.R., Breit G.N., Carrasco-Núñez G., 2004 "Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, México." *Bulletin of Volcanology*, 66, 66-79.

ANEXO I

A1. Cálculo de los volúmenes

A1.1. La regla del trapecoide (*trapezoidal rule*)

Es una regla geométrica que aproxima la curva de adelgazamiento a una recta que reúne dos isopacas sucesivas (Fig. 1A a).

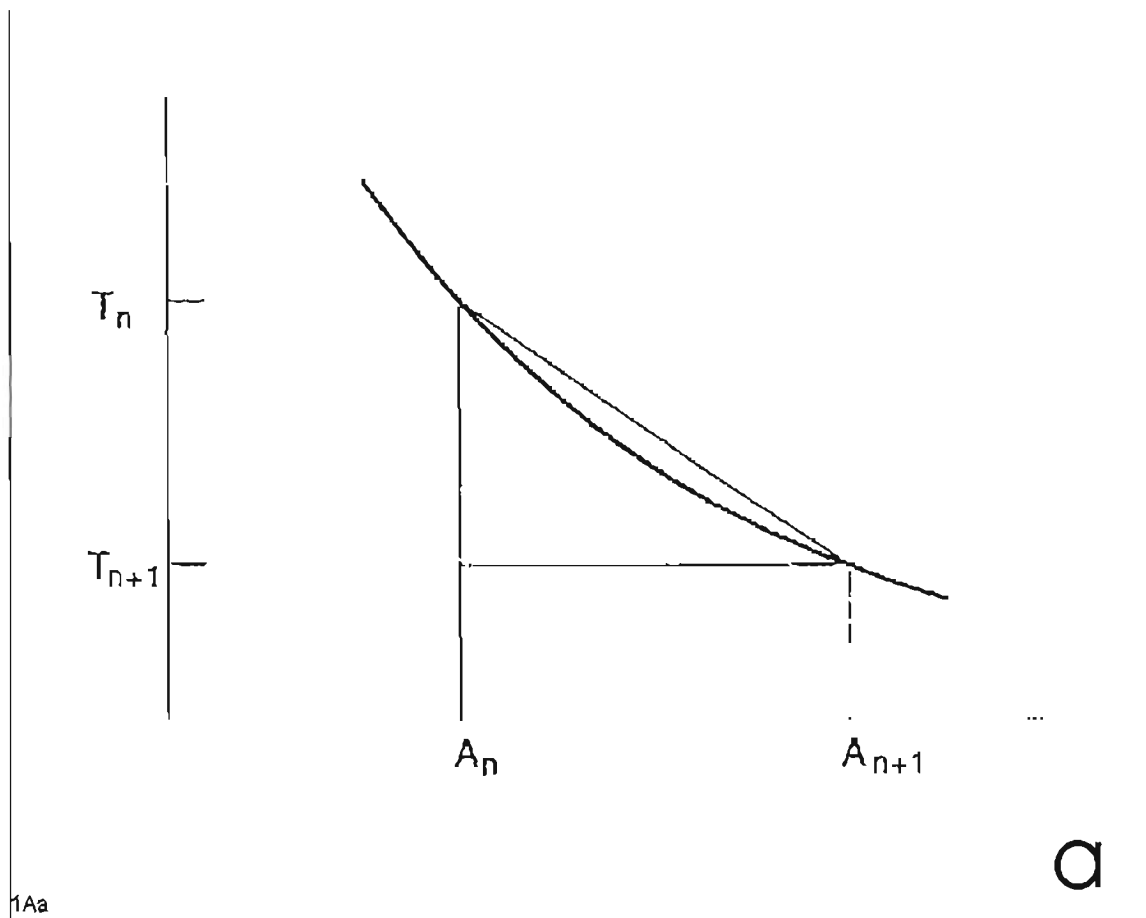


Figura 1Aa: La regla del trapecoide. Ver texto para mayor detalle (de: Fierstein y Nathenson, 1992).

Donde el área (sería el volumen proyectado en tres dimensiones) del trapecoide calculada a la isopaca $n+1$ es:

$$A = T_{n+1} (A_{n+1} - A_n) + 1/2 (T_n - T_{n+1}) (A_{n+1} - A_n)$$

En donde:

A=área total del trapezoide a calcular

A_n =área calculada a la isopaca n

A_{n+1} =área calculada a la isopaca n+1

T_n =espesor medido de la isopaca n

T_{n+1} = espesor medido a la isopaca n+1

La regla es tanto más precisa cuanto las isopacas están pegadas una atrás de la otra.

En la realidad muchas veces no se pueden obtener más que un número bajo de isopacas y no es suficiente para aproximar las rectas obtenidas a la curva real. La regla, muy sencilla, nos proporciona valores aceptables si el depósito está tan bien conservado y muestra un gran número de isopacas. Al contrario, el método provoca una sobreestimación de los valores de volumen tanto más grandes cuanto pocas son las isopacas consideradas.

A1.2. Líneas rectas en una gráfica log espesor versus área^{1/2} (método de Pyle, 1989)

Este método propuesto por Pyle (1989) es el más utilizado porque la mayoría de los depósitos parecen tener este tipo de adelgazamiento, es decir, una regular disminución del espesor con la distancia del centro eruptivo. Además el método nos proporciona una buena estimación mínima para aquellos depósitos que no tienen disponibles datos de las áreas más próximas y/o distantes.

Básicamente el método se basa en la hipótesis que existe un decaimiento exponencial cuando se grafica el espesor de la isopaca (T) versus la raíz cuadrada del área correspondiente (A).

Si esta relación es verificada, la ecuación para un estrato con una única línea recta de decaimiento sería:

$$T=T_0 \exp(-kA^{1/2}) \tag{1}$$

Con:

T_0 =espesor por $A=0$

k = inclinación de la recta

Integrando la ecuación (1) se obtiene:

$$V = \int_0^A T \cdot dA \quad (2)$$

$$V = \int_0^A T \cdot d(A^{1/2})^2 \quad (3)$$

$$V = \int_0^A T \cdot 2A^{1/2} dA^{1/2} \quad (4)$$

Substituyendo la ecuación (1):

$$V = \int_0^A T_0 \exp(-kA^{1/2}) \cdot 2A^{1/2} dA^{1/2} \quad (5)$$

Resolviendo la integral:

$$= -2T_0/K^2 [(kA^{1/2}+1) \cdot \exp(-kA^{1/2})]_0 \quad (6)$$

Se encuentra el volumen total del depósito entre una distancia 0 e infinito:

$$= 2T_0/k^2 \quad (7)$$

El volumen de cada estrato comprendido entre las dos isopacas consecutivas a y b o sea, entre el área A_a de espesor T_a y el área A_b de espesor T_b se calcula substituyendo los valores en la ecuación (5):

$$= -2T_0/K^2 [(kA_a^{1/2}+1) \cdot \exp(-kA_a^{1/2}) - (kA_b^{1/2}+1) \cdot \exp(-kA_b^{1/2})] \quad (8)$$

En la práctica, la proporción del volumen incluido en la última isopaca mapeada (V_{last}) con respecto al volumen total incluido (V_t) en la última isopaca existente (teóricamente a $T=0$) depende de la relación entre espesor de la última isopaca mapeada (T_{last}) y el espesor máximo medido (T_0):

$$V_{last}/V_t = 1 - (T_{last}/T_0)(1 - \ln(T_{last}/T_0)) \quad (9)$$

Entonces, $(T_{last}/T_0) < 0.05 \Rightarrow 80\%$ del volumen calculado está dentro del área de la última isopaca mapeada (A_{last}).

O sea:

$$T_0 = 20T_{last} \Rightarrow (T_{last}/T_0) = 0.050 \text{ y } (V_{last}/V_t) = 0.8 \text{ (80\%)}$$

$$T_0 = 30T_{last} \Rightarrow (T_{last}/T_0) = 0.033 \text{ y } (V_{last}/V_t) = 0.85 \text{ (85\%)}$$

.....

Entonces:

$$T_0 \gg T_{last} \Rightarrow (T_{last}/T_0) \rightarrow 0 \text{ y } (V_{last}/V_t) \rightarrow 1 \text{ (100\%)} \quad (10)$$

Es decir, con un espesor mínimo mucho más pequeño del espesor máximo, el volumen contenido en la isopaca de este espesor tiende a contener la totalidad del volumen del depósito (Fig. 1A b).

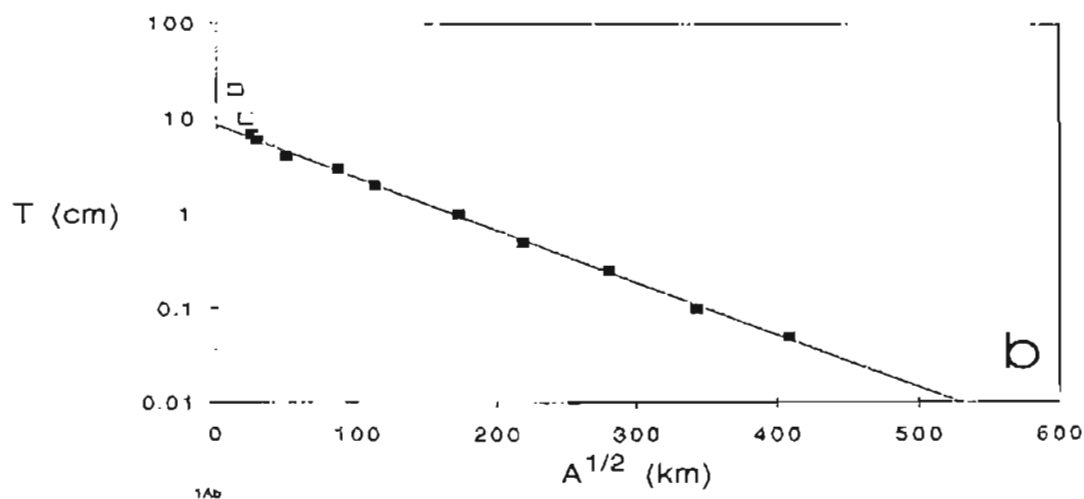


Figura 1Ab: Método de Pyle (1989) para el cálculo del volumen de un depósito de caída. Ver texto para mayor detalle.

A1.3. Método indirecto de la vesiculación

La vesiculación es el parámetro que define la cantidad de burbujas presentes en un clasto. El índice de vesiculación se indica como:

$$V_s (\%) = (DRE - \rho_{\text{clasto}}) / DRE$$

que equivale a la:

$$\text{porosidad} = (V_{\text{roca}} - V_{\text{tot}}) / V_{\text{roca}}$$

En donde:

V_s = vesiculación

DRE = *Dense Rock Equivalent*

ρ = Densidad

V = volumen.

Houghton y Wilson (1989) según el valor de V_s definen un clasto como:

- 0-5 – no vesiculado
- 5-20 – con vesiculación incipiente
- 20-40 – poco vesiculado
- 40-60 – moderadamente vesiculado
- 60-80 – muy vesiculado
- >80 – extremadamente vesiculado

Los autores sugieren que los productos más vesiculados están generalmente relacionados a erupciones explosivas secas, mientras los productos menos vesiculados se asocian a erupciones húmedas tipo freatomagmáticas.

En los depósitos plinianos secos, el grado de vesiculación varía entre 70 y 80 % Vol. con un intervalo en el diámetro de las burbujas de ± 25 %; mientras que en los depósitos húmedos el grado de vesiculación puede variar mucho si el magma al contacto con el agua estaba o no muy vesiculado. Si no estaba muy vesiculado, los valores que se

alcanzan no rebasan el 50 % Vol. con un intervalo en el diámetro de las burbujas de $\pm >60$ %. Al contrario, si al contacto con el agua el magma estaba muy vesiculado, se obtiene un grado de vesiculación del 60 % Vol. con un intervalo en el diámetro de las burbujas de $\pm <40$ %.

Por lo tanto se indica como VDRE el volumen del magma que produjo el depósito, regresado a un valor de vesicularidad (V_s) igual a 0, Es decir, en donde:

$$VDRE = V_{tot} - V_{vac}$$

$$V_{vac} = v_{esc} * V_{tot}$$

En donde: V_{tot} =volumen inicial de la pómez; V_{vac} =volumen de las vesículas;
 V_{esc} =vesiculación

Por lo tanto:

$$VDRE = V_{tot} - (v_{esc} * V_{tot})$$

Donde el V_{tot} y la vesicularidad se pueden medir indirectamente en laboratorio a través del cálculo de la densidad (V_i) o directamente (V_d) calculando los puntos al microscopio según el método descrito en el párrafo de petrografía del Capítulo II.

A2. Consideraciones y límites del método de fechamiento por radiocarbono

En los depósitos clave de este trabajo (Pómez Citlaltépetl), la mayoría de los restos carbonizados se encuentran atrapados en los flujos piroclásticos que yacen en la base y en la cima del depósito de caída. Por ejemplo los resultados de los fechamientos de las muestras pertenecientes al mismo depósito de flujo piroclástico “capa Z” abarcan un rango de edades variables entre los 9475 ± 160 y 8640 ± 50 . Sin embargo tales muestras no pertenecen al mismo afloramiento sino a la misma capa encontrada en lugares

geográficos distintos y anteriormente correlacionadas con las técnicas estratigráficas tradicionales. El problema de la discrepancia de los valores de dos muestras tomadas en la misma posición estratigráfica del mismo depósito (puesto que no hay errores en la estratigrafía previa y efectivamente las dos capas con carbón pertenecen ambas al mismo depósito), puede relacionarse a causas de contaminación externa o alteración natural de la muestra, o tratarse de fragmentos de árboles maduros y fragmentos de vegetación joven carbonizados por el mismo evento eruptivo.

La contaminación es un proceso causado por la mezcla de material alóctono (más o menos viejo de la muestra) con el carbón a fechar. La alteración es la transformación de un material en otro a causa de procesos químicos. Las causas pueden ser diferentes y se distinguen entre natural e inducida.

A2.1. Contaminación o alteración natural

Se define como contaminación natural la mezcla de material orgánico con la (futura) muestra debido a eventos naturales, no dependientes de la actividad humana. Puede ser causada por procesos de fosilización parcial de los restos de carbono o la mezcla de microfósiles que quedan en contacto con el carbon, bioturbaciones que se mezclan con las microcapas, el crecimiento de raíces que interactúan con el afloramiento, la percolación de agua, ácido húmico y fluidos portadores de carbono de la superficie o la acción bacteriana que altera la muestra y cambia el valor inicial de ^{14}C . También el carbonato disuelto en aguas subterráneas, si entra en contacto directo con las capas de caída o de flujo, puede precipitarse contaminando las capas. La tasa de alteración depende fuertemente del lugar de preservación del material a fechar y del clima.

En el Pico de Orizaba, el lado oriental (Veracruz) es mucho más bajo y húmedo que el lado occidental (Puebla) por lo tanto dos muestras pertenecientes a la misma capa encontradas en los dos lados geográficos, presentaran un grado de alteración distinto.

A2.2. Contaminación inducida

Se define como contaminación inducida la mezcla de material orgánico con la (futura) muestra por parte de actividad humana. Puede ser causado por la combinación de carbón

fósil con carbón de combustión o material moderno que por alguna razón logra penetrar hasta la profundidad de la capa en análisis (contaminación previa). O puede ser inducido por una mala recolección o almacenamiento de las muestras (contaminación posterior): por ejemplo el almacenamiento de fragmentos de carbón húmedo en bolsas de plástico o la interacción de la muestra con grasa o sudor de los dedos pueden ser causa de un rejuvenecimiento aparente de la muestra debido a la interacción con el polímero plástico o de los fluidos corporales (Dr. Rosi, comunicación personal). También el crecimiento de hongos o algas puede afectar si la muestra húmeda se sella y se expone a la luz del sol por largo tiempo. Por lo tanto debe tenerse extrema precaución en el manejo de la muestra desde su recolección en campo hasta su manejo en el laboratorio. En la Fig. 2A

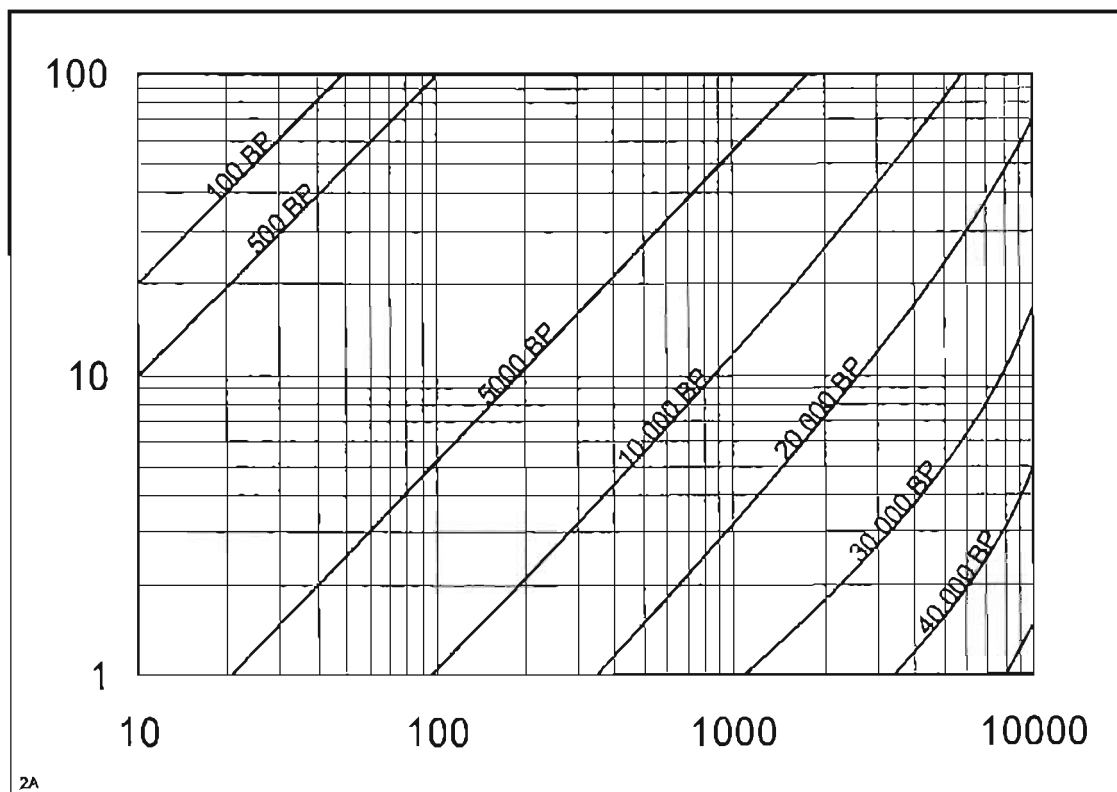


Figura 2A: Diferencia entre las edades ^{14}C verdaderas y aparentes en años (eje X) como función del grado de contaminación (‰) (eje Y).

se puede ver como un pequeño porcentaje de material alóctono puede afectar grandemente una muestra autóctona: por ejemplo, el 2 % de contaminación en una muestra de 10,000 años equivale a 400 años de edad aparente.

A2.3. Otras causas de error

Un error en la medición de la edad también afecta a la precisión intrínseca de los equipos utilizados en los análisis y debe añadirse al error de contaminación. Existen también un número de “efectos globales” que pueden influir sobre el material carbónico, denominado “efecto reservorio” (*reservoir effect*) (Olsson, 1979a; 1983) en el cual, la emisión de CO₂ fósil por parte de actividad volcánica puede bajar la concentración de ¹⁴C en el CO₂ atmosférico, así que las edades aparentes serían más grandes que las edades efectivas. O el efecto Suess (*Suess effect*) (Suess, 1955) según el cual el equilibrio del ciclo del ¹⁴C ha sido alterado por la actividad humana a partir de la época industrial del siglo pasado, por lo tanto, la emisión artificial a la atmósfera de una cantidad mucho mayor de carbono ha disminuido la cantidad de ¹⁴C en el CO₂ atmosférico, aumentando entonces las edades aparentes. Existe un pretratamiento químico que se puede aplicar a las muestras orgánicas a fechar con carbono 14, el cual ayuda a remover algunos contaminantes como los carbonatos (pretratamiento en HCl 10 % Vol.) o el ácido húmico (solución alcalina Na OH 1-4 % Vol.). Sin embargo los tipos de contaminantes posibles son tantos y tan distintos que normalmente es difícil realizar fechamientos confiables. Los análisis radiométricos de carbono 14, además de ser extremadamente caros para la mayoría de los investigadores, son afectados por muchos factores ajenos que pueden alterar irreparablemente los resultados. En este trabajo se tomaron todas las precauciones necesarias durante el muestreo de fragmentos de carbono, encontrados en las diferentes capas del depósito a analizar.

A2.4. La calibración del método

Según una convención internacional, los fechamientos de carbono 14 tienen que cumplir con ciertos requerimientos (*) con el fin de poderse comparar en todo el mundo (Stuiver y Polach, 1977).

Según Libby (1952) (premio Nobel 1960 por la utilización del ^{14}C como método de fechamiento), el carbono presente en un cuerpo muerto no interactúa con el ambiente, por lo tanto es un sistema cerrado. También de acuerdo a este autor, la actividad del ^{14}C es constante en el tiempo gracias al equilibrio entre producción y decaimiento. Tal hipótesis es confirmada por la buena concordancia entre la curva de decaimiento obtenida con un valor de vida media (*half life*) de 5568 ± 30 y algunos fechamientos históricos-arqueológicos (Fig. 3A).

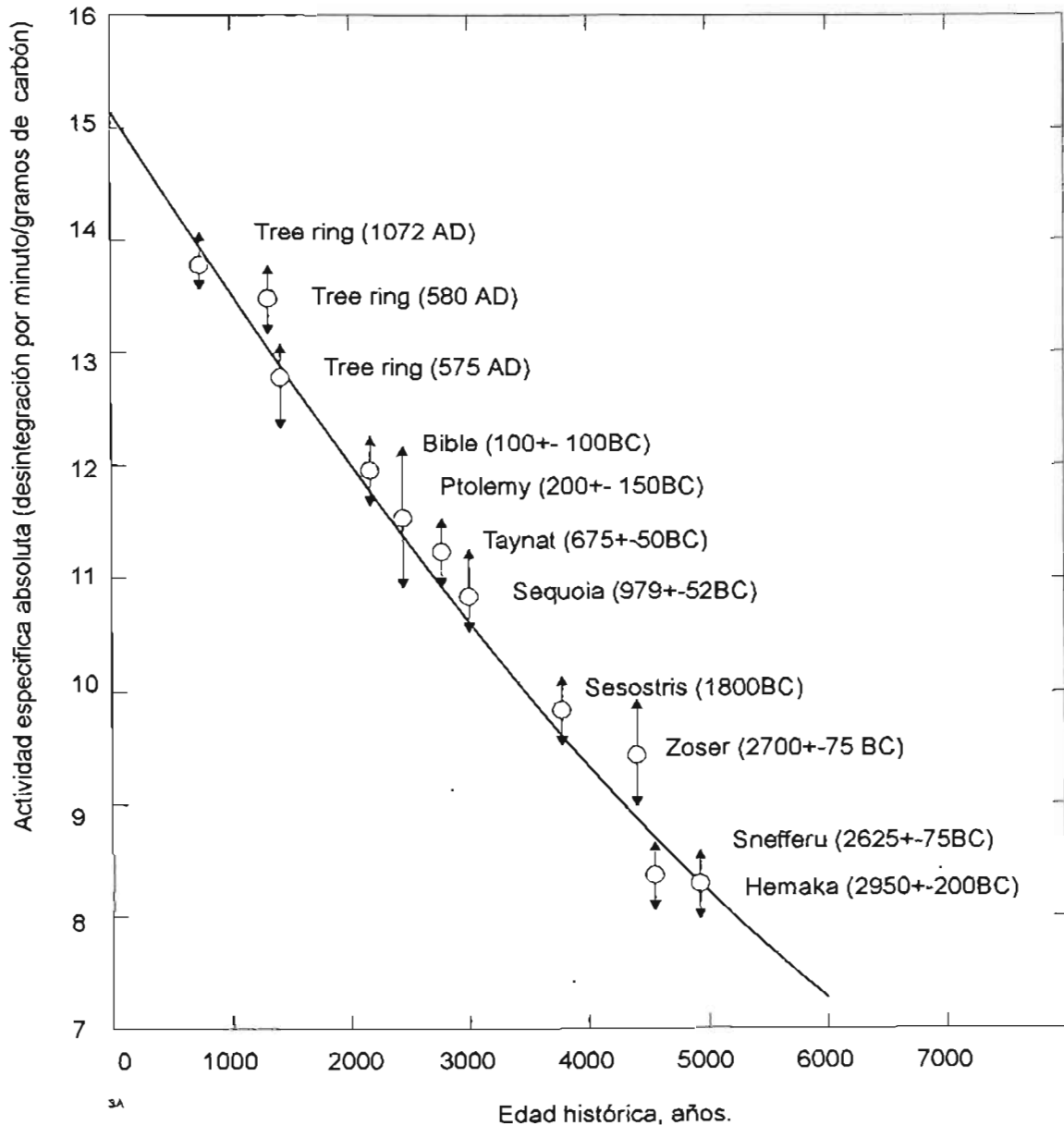


Figura 3A: Gráfica de la actividad del ^{14}C medida (dpm/gC) en muestras arqueológicas de edad conocida contra la actividad del ^{14}C basada en madera moderna (de: Libby, 1952).

Sin embargo en algunos carbonatos, puede ocurrir un intercambio con el medio ambiente a causa de factores externos como la influencia de la variación sistemática de la cantidad de carbono en la atmósfera en el pasado (efecto De Vries, 1958) y otros factores denominados “efectos globales”. Es necesario por lo tanto calibrar el método radiométrico con fechamientos “exactos” bien conocidos como la dendrocronología, la cronología de las varvas de los depósitos lacustres glaciales, el estudio de los corales o la estratigrafía arqueológica.

Desde hace 30 años se está tratando de ampliar la base de datos de comparación entre la dendrocronología y los fechamientos de radiocarbono. Ferguson (1970) propuso una primera escala de comparación que alcanza los 7,240 años B.P. (Fig. 4A).

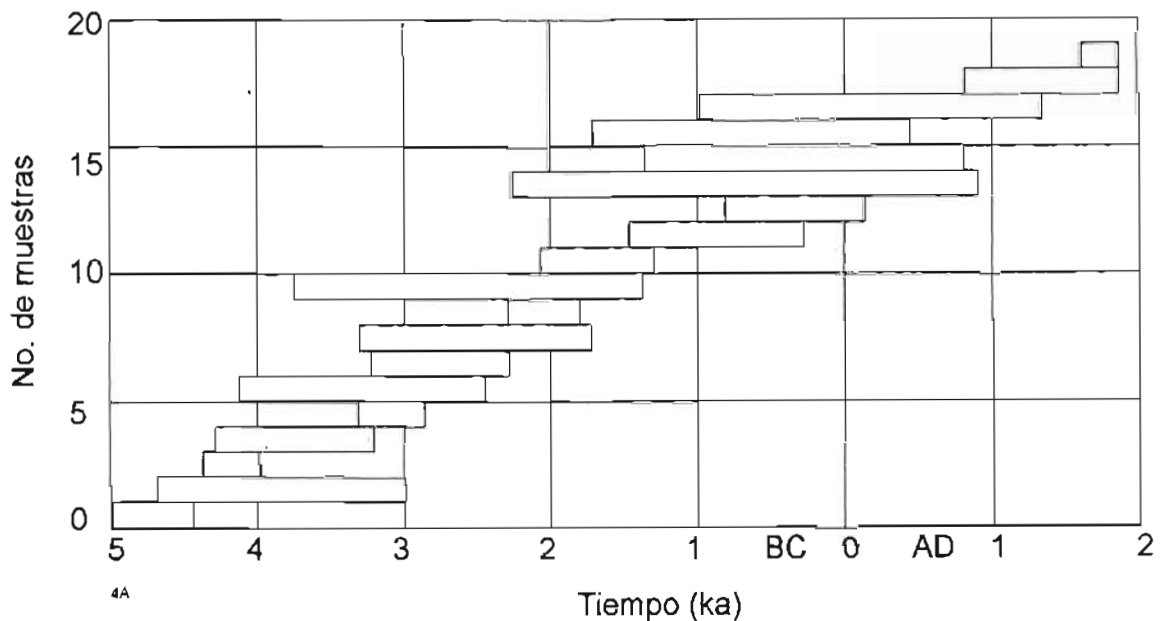


Figura 4A: Una dendrocronología “maestra” basada en 19 muestras vivas y muertas del *Pinus aristata* (de: Ferguson, 1970, modificada).

Tales escalas se basan en la dendrocronología de muestras vivas y muertas de “bristlecone pine” (*Pinus aristata*) y sobre piezas arqueológicas egipcias. Las discrepancias que se observan corresponden a una aumento del 10 % en la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ en los últimos 6000 años.

Ralph y Michael (1970) utilizaron los datos dendrocronológicos de 143 análisis de muestras de *Sequoia gigantea* y *Pinus aristata* hasta una edad de 6000 años a.C., comparadas con fechamientos de radiocarbono de las mismas muestras. Con la comparación de las desviaciones de las dos edades, los autores propusieron la tabla de correlación de la Fig. 5A.

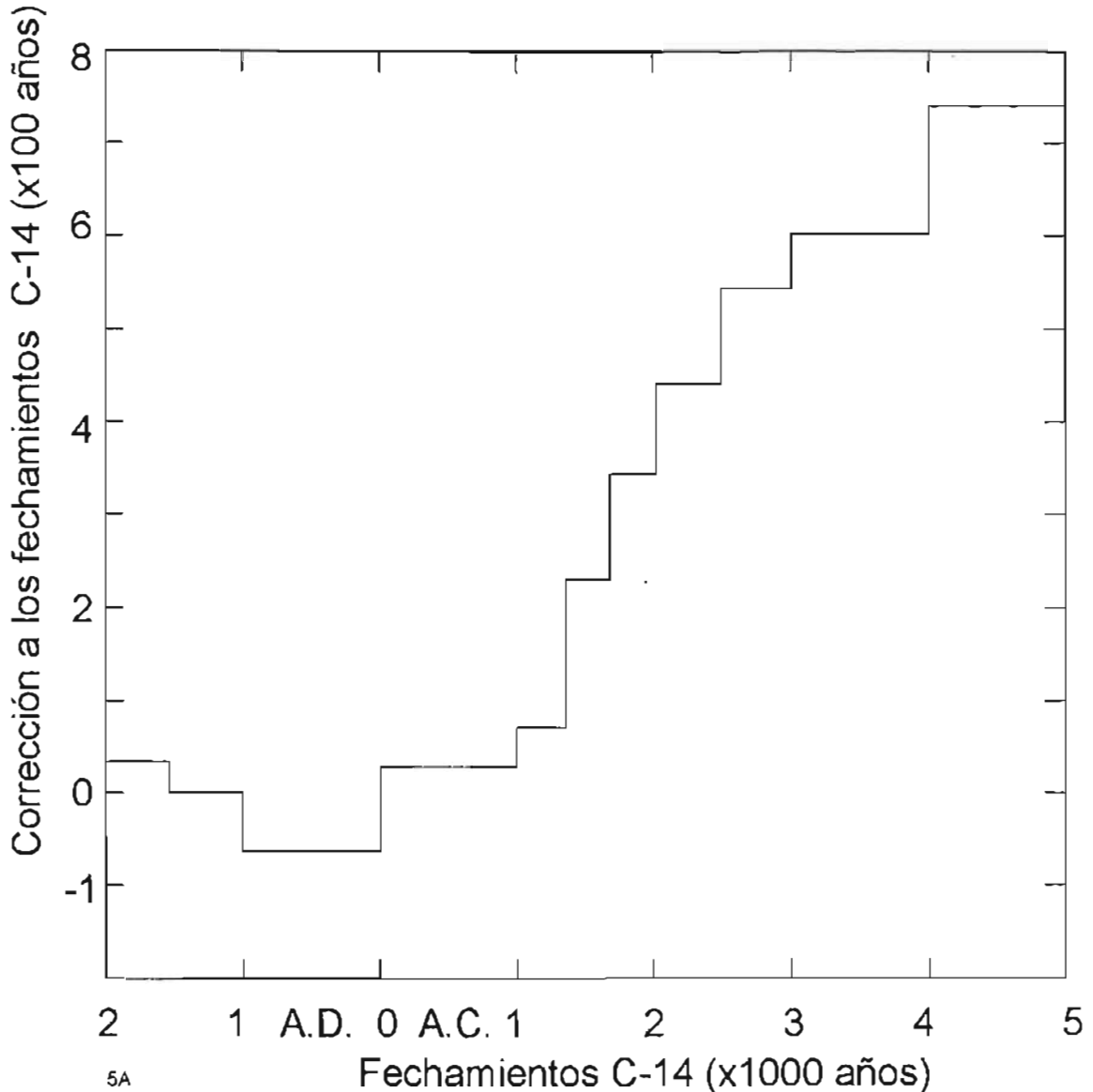


Figura 5A: Gráfica de las correcciones que se tienen que añadir a los fechamientos por radiocarbono convencionales para que queden en acuerdo con los fechamientos dendrocronológicos, a su vez basados en 143 análisis de troncos de *Pinus aristata* y de *Sequoia gigantea*. La desviación sistemática en los fechamientos de radiocarbono se debe a las variaciones en el contenido de ^{14}C en la atmósfera durante los pasados 6000 años.

En esta tabla se muestran las correcciones que se tienen que añadir a los fechamientos radiométricos convencionales para que sean consistentes con los fechamientos dendrocronológicos. Con este método es posible calibrar gráficamente los fechamientos radiométricos simplemente con el conocimiento del valor convencional.

Bard et al. (1990) utilizaron fechamientos de U-Th en corales de Barbados (*Acropora palmata*), mismos que fueron también fechados con métodos tradicionales de ^{14}C para calibrar el método hasta 30.000 años B.P. Aunque tal calibración aún no esté completa, se puede ya notar que las edades de radiocarbono aparecen sistemáticamente más viejas que las edades verdaderas debido a que el agua de mar es más pobre en ^{14}C que la atmósfera, por lo tanto los organismos marinos tienen una relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ inferior, como si parte del ^{14}C hubiera ya decaído. Un ejemplo similar aparece en la Tabla 1A.

Tabla 1A: Edades aparentes de caracoles marinos recolectados todavía vivos en una fecha precisa y conservados en un Museo de Historia Natural.

Localidad	fecha de recolección	Especie	Edad aparente (años)
Mauritius	1914	<i>Cypraea mauritania</i>	399+/-35
Madagascar	1853	<i>C. cameola</i>	350+/-35
Congo, Bata	1891	<i>C. stercoraria</i>	290+/-35
Algeria, Cherchel	1905	<i>Turbo rugosis</i>	357+/-35
France, Toulon	1837	<i>Arca noe</i>	335+/-35
France, Beaulieu	1907	<i>Cardium echinatum</i>	630+/-60
France, St-Vaast	1900	<i>Buccinum undatum</i>	282+/-35
France, La Rochelle	1889	<i>Pecten maxlmus</i>	426+/-35
France, N. Brittany	1844	?	320+/-60

A causa de distintos efectos, los fechamientos de laboratorio pueden tener una discrepancia con los fechamientos “solares” de acuerdo con las reglas internacionales, ya que la suposición de Libby (1952) indica que la concentración inicial de ^{14}C que no varía en el tiempo, no se cumple. Por lo tanto se desarrollaron tablas de la desviación de las curvas de los fechamientos de ^{14}C convencionales (sin tener en cuenta el efecto De Vries) con respecto a las curvas de los fechamientos reales o “solares” (calibrados), es

decir, dependiente de la absorción del CO₂ (*wiggle matching*) (Olsson, 1970; Stuiver y Kra, 1986). Tales variaciones son cíclicas y se pueden dividir entre ciclos de largo, medio y corto plazo.

Las causas que provocan el ciclo a largo plazo (11,300 años) de discrepancia (sólo por 3500 años) entre los fechamientos convencionales y los fechamientos “solares”, son en su mayoría atribuibles a la variación de producción de ¹⁴C por parte de los rayos cósmicos, considerados, hasta la fecha, la principal fuente de ¹⁴C gracias a la reacción de los neutrones con el nitrógeno que se convierte en hidrogeno y carbono 14 (Bucha, 1973; Damon y Linick, 1986).

Las variaciones del ciclo a mediano plazo se deben a su vez a la variación cíclica de las propiedades magnéticas del viento solar (ciclo de Wolf de las manchas solares de 11 años), ya que dichas propiedades desvían los rayos cósmicos y hacen variar la cantidad de ¹⁴C que entra en contacto con la atmósfera (Castagnoli y Lal, 1980). Hay que notar que aunque la variación de la producción de ¹⁴C es del 25 % en cada ciclo, la concentración de carbono en la atmósfera no varía mucho dado que existe un factor de atenuación de casi 100 (Houtermans, 1953) que lo hace variar de 0.2 % al máximo (Damon et al., 1973). Las fluctuaciones a corto plazo del ciclo son atribuibles a las variaciones de la actividad solar que coincide con la variación del campo magnético terrestre. Los fechamientos presentados en este trabajo fueron calibrados utilizando el software libre “14 CALIB RADIOCARBON CALIBRATION” Versión 4.4 (por H. Stuvier, P.H. Reimer y R. Reimer).

(*) Requerimientos internacionales:

- 1) El año convencional de referencia es 1950 A.D. (=0 años B.P.)
- 2) El material estándar de referencia es el ácido oxálico ($\delta^{13}\text{C} -19 \text{‰}$) o el azúcar de Camberra ($\delta^{13}\text{C} -18 \text{‰}$).
- 3) La vida media adoptada internacionalmente en 1951 para el isótopo ¹⁴C es de 5568 años (Libby, 1952).
- 4) La ecuación (3) se utiliza para la corrección $\delta^{13}\text{C} -25 \text{‰}$ de las actividades del ¹⁴C antes de la conversión a las edades radiométricas.

A2.5. El significado del valor " $\delta^{13}\text{C}$ "

El fraccionamiento de los isótopos del carbono en la naturaleza es creado por diferentes reacciones físicas y químicas durante la asimilación biológica del carbón por parte de las plantas y por la disolución del CO_2 atmosférico por parte del mar. Lo que resulta es un enriquecimiento o empobrecimiento de un isótopo respecto a un otro. Los cambios en la composición isotópica del carbono pueden ser detectados con la medición de las variaciones del isótopo estable ^{13}C respecto al ^{12}C a través de las mediciones del ^{13}C con un espectrómetro de masas. Tal medición de la variación se expresa como $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ y los valores son definidos como la diferencia relativa entre la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la muestra y del carbón estándar según la ecuación (1). Tal corrección es utilizada y notificada por la mayoría de los laboratorios que realizan fechamientos. Las muestras de este trabajo, por ejemplo, tienen un intervalo de variabilidad de $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ entre -29.1 y -24.3 (Tabla 2.3).

$$\delta^{13}\text{C} = (R_{\text{muestra}} - R_{\text{standard}} / R_{\text{standard}}) * 1000 (\text{‰}) \quad (1)$$

Donde R_{muestra} y R_{standard} son la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ que se encuentran respectivamente en la muestra a analizar y en los estándares mundiales calibrados con microfósiles o con los resultados de otras técnicas, como por ejemplo el *belemnitella americana*, carbonato a belemnites de la *Peedee Formation* en Carolina del Sur donde por definición el $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰. Conforme aumenta el ^{12}C de la muestra relativamente en comparación con el ^{12}C del estándar, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ se hace más negativo y es diferente por cada medio que tiene un característico intervalo de variación. Por ejemplo el $\delta^{13}\text{C}$ para las plantas terrestres es entre -14 y -27 , valores que coinciden con los dos ciclos mayores de fotosíntesis: el ciclo de Calvin para las latitudes septentrionales: $\delta^{13}\text{C} = -20$ -27 y el ciclo de Hatch-Slack para las zonas ecuatoriales: $\delta^{13}\text{C} = -14$ -20 (Bender, 1973).

La variación de la abundancia del ^{13}C afecta también la cantidad de ^{14}C ya que el factor de fraccionamiento del ^{14}C es el doble del factor del fraccionamiento del ^{13}C (Craig, 1954). Para el cálculo entonces es necesario corregir la actividad a través de la siguiente ecuación:

$$\Delta^{14}\text{C}\% = \delta^{14}\text{C} - (2\delta^{13}\text{C} + 50) [1 + (\delta^{14}\text{C}/1000)] \quad (2)$$

En donde $\Delta^{14}\text{C}$ representa la actividad de una muestra comparada con la actividad de un carbón estándar moderno, y $\delta^{14}\text{C}$ representa la diferencia relativa en ‰ entre $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la muestra y del estándar, como se indica en la ecuación (1). El valor de 50 se utiliza cuando $\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C}$ si $\delta^{13}\text{C} = -25$ que es el valor de la mayoría de los carbones estándar que se utilizan en los laboratorios.

Tal corrección es útil entonces para medir el característico *shift* que se encuentra en las relaciones isotópicas de las moléculas del carbono. El *shift* en las edades recabadas con el ^{14}C a través de las ecuaciones propuestas normalmente tienen un valor de 80 años para un cambio del 1 ‰ en la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Por lo tanto, la actividad del ^{14}C de una muestra que tenga un valor de $\delta^{13}\text{C}$ diferente a -25 (valor estándar encontrado con la actividad del ácido oxálico) tiene que corregirse según la ecuación:

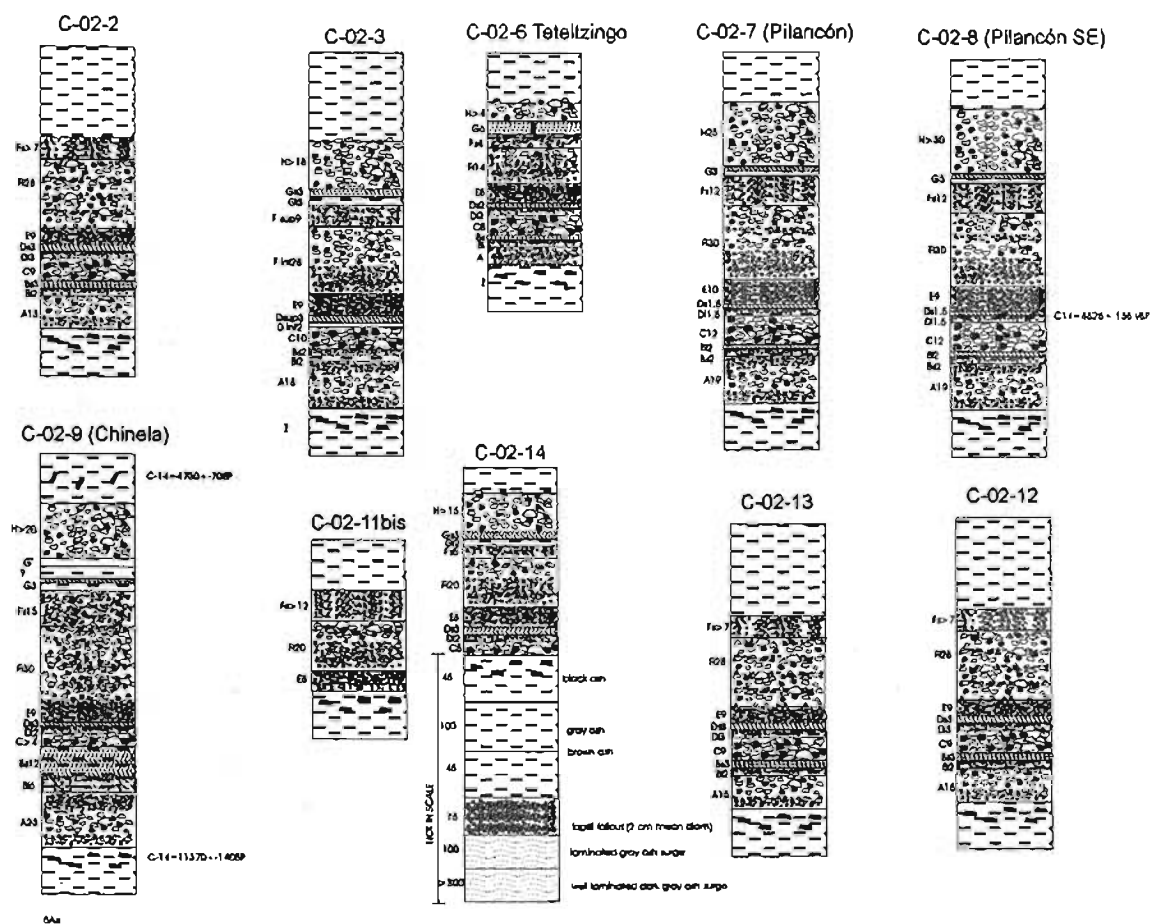
$$A_{\text{correcta}} = A_{\text{medida}} \{1 - (2(\delta^{13}\text{C} + 25))/1000\} \quad (3)$$

En donde A_{medida} y A_{correcta} son respectivamente los valores medidos y correctos de las actividades del ^{14}C . Entonces para fechar con el método del ^{14}C una muestra que contiene carbono, es necesario conocer el contenido de ^{13}C . Sin la corrección existiría un rejuvenecimiento de cientos de años de un material perteneciente al mismo nivel estratigráfico con respecto a un carbón de $\delta^{13}\text{C} = -25$.

ANEXO II

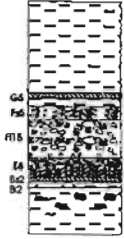
A2. Secciones estratigráficas adicionales

En esta sección se presentan las secciones estratigráficas seleccionadas para las correlaciones estratigráficas (Figs. 6A a, b, c, d)

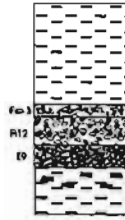


Figuras 6A a, b, c, d: Secciones estratigráficas estudiadas en este trabajo. El código arriba de cada columna representa el nombre de la sección, mientras que las letras y los números a lado de cada capa representan el nombre de la misma capa y su espesor en cm respectivamente. En la Fig. 2.1 se muestra la posición geográfica de cada sección.

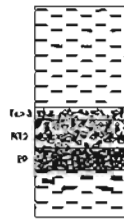
C-02-15 (Sierra de Agua)



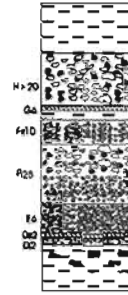
C-02-16



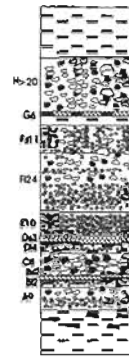
C-02-18



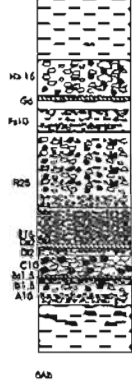
C-02-28 (Naranjillo)



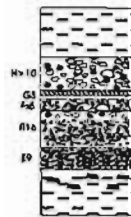
C-02-30



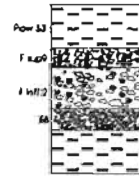
C-02-32 (La Mata)



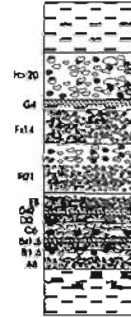
C-02-33 (El Zapote)



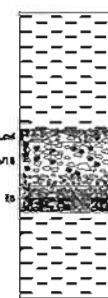
C-02-34



C-02-35 (Cuyachapa)



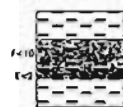
C-02-36
Sur Teteltzingo



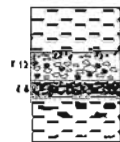
C-02-37 (Tenixtepec)



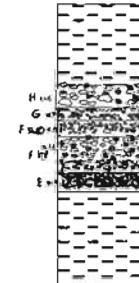
C-02-40 (Chocamán)



C-02-44



C-02-49



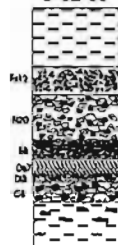
C-02-51 (Nueva Vaqueria)



C-02-55



C-02-65



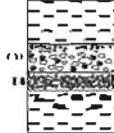
C-02-66
Teteltzingo - Cuyachapa



C-02-67



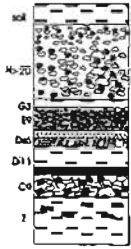
C-02-69



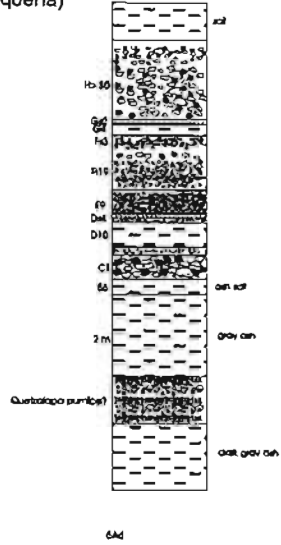
F6: thin clay group
 F10: thin clay group
 F12: thin clay group
 F10: thin clay group
 F12: thin clay group
 F10: thin clay group
 F12: thin clay group
 F10: thin clay group
 F12: thin clay group
 E9: thin clay group
 D4: thin clay group
 D4: thin clay group
 C6: thin clay group
 B1.5: thin clay group
 A8: thin clay group

6A

C-02-72 (Nueva Vaquería)



C-02-74b



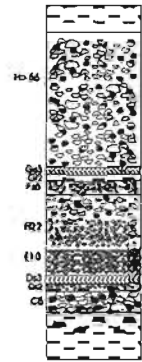
C-02-75 (Cuyachapa-Potrero Nuevo)



C-02-76



C-02-77 (N Texmola)



ANEXO III

A3. Cálculos de la densidad de la pómez

A3.1. Método de calibración

La medición de densidad de la pómez (magma juvenil) (D_m) requiere el conocimiento del peso y volumen de cada clasto, por lo tanto, antes de comenzar cualquier medición y con el fin de calibrar el método, un clasto grande de pómez fue cortado en forma de un cubo con medidas de 4 cm por lado ($Vol.= 64 \text{ cm}^3$), el cual fue pesado (61.43 g) y procesado para cálculos de volumen mediante los métodos del plástico, mercurio y parafina, que se describen posteriormente. De esta forma se obtuvieron volúmenes de $V_{pl}=66.30 \text{ cm}^3$; $V_{hg}=62.70 \text{ cm}^3$ y $V_{wax}=65.20 \text{ cm}^3$ (ver Tabla 3.6 en el texto principal). Estos valores son consistentes con el volumen obtenido matemáticamente y se encuentran dentro del rango de precisión de cada método, como será descrito más adelante. Una vez que la densidad del cubo de referencia fue calculada con precisión con cada método ($D_{pl}=0.927 \text{ g/cm}^3$; $D_{hg}=0.980 \text{ g/cm}^3$ y $D_{wax}=0.942 \text{ g/cm}^3$), la muestra cúbica fue cuidadosamente fragmentada en tres piezas de diferente peso y forma (ref 1, ref 2 y ref 3 en Tabla 3.6). Cada pieza fue tratada nuevamente para el cálculo del volumen en muestras naturales, utilizando los tres métodos. Una vez que se corroboró que la densidad calculada en cada pieza coincidía con los valores del cubo original de referencia, se pudo calcular la densidad resultante y obtener valores “correctos” de referencia y trabajar con un adecuado grado de precisión con cada método. Una vez que todas las muestras fueron pesadas, se realizaron para cada muestra los tres grupos de medición de volúmenes, según las técnicas descritas a continuación.

A3.2. Método de la película de plástico

Inicialmente todos los fragmentos y partículas sueltas fueron removidas de la superficie de los clastos que fueron después secados a 80°C durante 24 horas. Con el fin de sellar los poros de la pómez, cada muestra fue cubierta con una película de acetato calentado. Una vez enfriada la película se encogió sobre la pómez envolviéndola aún más herméticamente. Para evitar que el plástico fuera perforado, las zonas angulosas de la

pómez fueron previamente alisadas. El volumen de las muestras cubiertas se obtuvo midiendo el agua desplazada cuando la muestra fue sumergida en un picnómetro de laboratorio (Barberi et al., 1989). Este método es relativamente fácil de llevar a cabo, sin embargo, los valores de volumen resultantes son siempre mayores que los valores reales dado que la película de plástico sella también las burbujas en la superficie de la pómez (Fig. 7A). Los valores de volumen y de densidad obtenidos con dicho método se muestran en la Tabla 3.6.

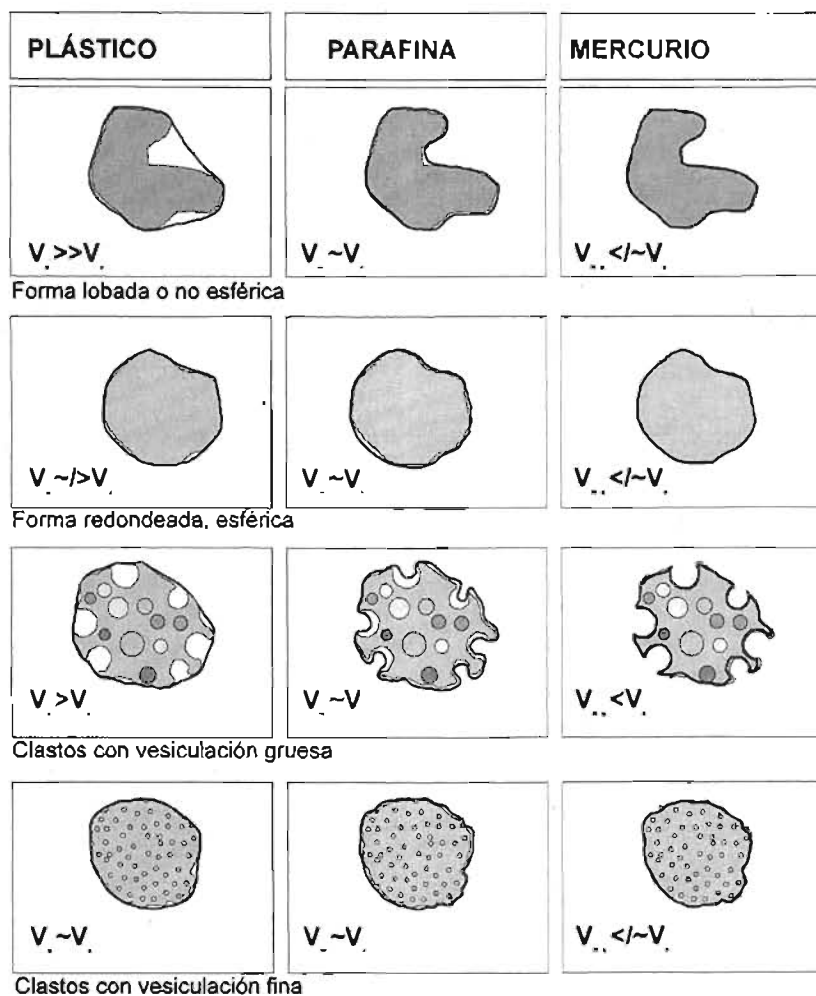


Figura 7A: Representación esquemática de los clastos de pómez envueltos con una película de plástico (izquierda), cubiertos de parafina (centro) y sumergidos en mercurio líquido (derecha). La línea negra gruesa representa las tres superficies de recubrimiento. Ver texto para detalles.

A3.3. Método del mercurio

El principal problema para calcular la densidad de una pómez mediante la inmersión en líquidos como el agua, es que en general el líquido moja la pómez y eventualmente penetra en las cavidades arrojando resultados de volumen mucho menores que los reales. Para evitar este problema, en vez de utilizar agua, el picnómetro fue llenado con un volumen conocido de mercurio líquido que, debido a sus características físicas, no moja la mayoría de los materiales al contacto con él. Los resultados de volumen en este caso son ligeramente subestimados con respecto al valor real, porque el mercurio no penetra en las cavidades más internas de la muestra, solamente en las superficiales, arrojando como consecuencia valores de volumen sistemáticamente más pequeños que los obtenidos con la referencia del cubo, como se demuestra en la Fig. 7A. Los valores de volumen y de densidad obtenidos mediante el método del mercurio se muestran en la Tabla 3.6.

A3.4. Método de la parafina

Antes de medir su volumen con el picnómetro, como se describió anteriormente, todas las muestras fueron impermeabilizadas mediante inmersión múltiple en parafina caliente (e.g. Houghton y Wilson, 1989). Este método arroja valores de volumen intermedios entre los dos últimos métodos descritos, y muy cercanos a los valores obtenidos con el cubo de referencia. Por lo tanto, los valores de volumen y de densidad obtenidos mediante el método de la parafina fueron utilizados para el cálculo de algunos parámetros de columna (Fig. 7A). Los valores obtenidos mediante este método se muestran en la Tabla 3.6.

A3.5. Restricciones de los métodos

Observando cuidadosamente los resultados de la Tabla 3.6 fue posible notar que los valores de densidad obtenidos mediante el método del plástico fueron sistemáticamente mayores que los obtenidos mediante el de la parafina, y estos últimos, a su vez mayores que el método del mercurio. Debido a esta discrepancia, se realizó el siguiente análisis:

$$D_p > D_w > D_{Hg}$$

Donde: D_p = Densidad obtenida mediante el método del plástico.

D_w = Densidad obtenida mediante el método de la parafina

D_{Hg} = Densidad obtenida mediante el método del mercurio.

Este error sistemático se debe principalmente a la forma de los clastos y al diámetro de las burbujas. Si la forma de los clastos es lobulada, con grandes burbujas o muy alejada de la esfera perfecta (Fig. 7A), se notó que:

$$V_p >> V_e \text{ y } V_{Hg} < V_e \text{ y } V_w V_e$$

Donde: V_p es el volumen obtenido mediante el método del plástico y V_e es el volumen esperado de acuerdo a la referencia de valores de clastos. Por otro lado, si la forma del clasto se acerca a la forma esférica perfecta, se notó que el error fue más pequeño:

$$V_p /> V_e \text{ y } V_{Hg} /< V_e \text{ y } V_w V_e$$

Si el clasto tenía vesiculación fina, la variación obtenida era:

$$V_p \approx V_e \text{ y } V_{Hg} /< V_e \text{ y } V_w V_e$$

Pero si los clastos tenían vesiculación gruesa, la variación obtenida era:

$$V_p > V_e \text{ y } V_{Hg} < V_e \text{ y } V_w V_e$$

Por lo tanto, se concluye que el método de la parafina es el mejor para los cálculos de parámetros de columna, recordando que el volumen de la parafina varía entre el 0.5 % y el 2 % del volumen total del clasto.