

Dinámica eruptiva de la “Pómez Ezequiel Montes” en la caldera Amazcala, centro de México

Javier Hernández¹, Gerardo Carrasco-Núñez^{2,*} y Gerardo Aguirre-Díaz²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Universidad Nacional Autónoma de México, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro., México.

² Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Universidad Nacional Autónoma de México, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro., México.

* e mail: gerardoc@geociencias.unam.mx

RESUMEN

La Pómez Ezequiel Montes es una secuencia de caída pliniana de edad Mioceno tardío asociada a la formación de la caldera Amazcala, a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro. La Pómez Ezequiel Montes está constituida por una secuencia estratificada dominada por depósitos de caída intercalados con esporádicas capas delgadas de oleada piroclástica, y de horizontes de material retrabajado. La secuencia tiene un gran espesor (32 m en la localidad tipo SE) y presenta una amplia distribución, a lo largo de dos ejes principales de dispersión, orientados uno al SW y otro al SE, con respecto a la caldera. Los depósitos están dominados por pómez gris de composición riolítica, con menores cantidades de líticos. El tamaño de pómez y el espesor de las unidades identificadas disminuyen al SW y al SE alejándose de la fuente. Los mapas de isopacas obtenidos confirman que la Pómez Ezequiel Montes fue emitida a partir de la caldera de Amazcala. Los parámetros físicos obtenidos en 14 secciones de campo y la correlación de la unidad A (seleccionada por su amplia distribución) permiten concluir que esta unidad en el lóbulo SW representa un evento originado por una columna eruptiva pliniana que alcanzó los 23 km de altura, con una velocidad de salida de alrededor de 100 m/s. Esta columna eruptiva produjo una amplia dispersión de los productos piroclásticos con un volumen mínimo de 2.6 km³ y una masa de 1.45 × 10¹² kg. La tasa de descarga de masa estimada para esta columna eruptiva es de ~6 × 10⁷ kg/s.

Palabras clave: volcanismo explosivo, erucción pliniana, caldera Amazcala, México.

ABSTRACT

The Pómez Ezequiel Montes (PEM) is a late Miocene sequence of plinian fallout deposits associated with the formation of the Amazcala caldera, 30 km NE of Querétaro city in central Mexico. The Pómez Ezequiel Montes is a stratified sequence of fallout deposits interlayered with sporadic thin pyroclastic surge layers, and some horizons of reworked material. The whole sequence is very thick (32 m in the SE type locality) and widely distributed along two main dispersal axes, oriented to the SW and the SE, with respect to the caldera centre. Deposits are dominated by gray pumice of rhyolite composition, with minor quantities of lithic clasts; such composition is fairly homogeneous along the whole sequence. Both the size of the pumice fragments and the thickness of the identified units diminish to the SW and SE and the isopach maps confirm that the Pómez Ezequiel Montes was emitted from the Amazcala caldera. The physical parameters obtained from the study of 14 sections and correlation of unit A (selected by its

widespread distribution) reveal that this unit in the SW lobe represents an event associated to a 23-km height plinian eruptive column with an exit velocity of about 100 m/s. This eruptive column produced a widespread pumice fallout with a minimal volume of 2.6 km^3 and a mass of $1.45 \times 10^{12} \text{ kg}$. The mass discharge rate estimated for this eruptive column is of $\sim 6 \times 10^7 \text{ kg/s}$.

Key words: explosive volcanism, Plinian eruption, Amazcala caldera, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La caldera Amazcala es una de las varias calderas que han sido reconocidas en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). La caldera fue inicialmente descrita por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) como una estructura de forma elíptica con diámetros de $11 \times 14 \text{ km}$, cuya evolución geológica incluye la emisión de ignimbritas, domos asociados al anillo de la caldera, un domo central y extensos depósitos de caída que se extienden a lo largo de dos ejes de dispersión principales, orientados al este-sureste y al oeste-suroeste. Estos depósitos corresponden a la Pómez Ezequiel Montes (PEM), cuya localidad tipo fue definida por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) cercana al pueblo de Ezequiel Montes, Qro., a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro (Figura 1).

Cabe mencionar que aunque Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) presentan los primeros mapas de isopacas para la PEM, éstos son muy generales e incluyen la suma de los espesores individuales de todas las capas que integran la secuencia. En este trabajo se lleva a cabo un análisis detallado de la secuencia piroclástica y, en particular, de un depósito que, por su amplia distribución, fue utilizado como horizonte de correlación regional.

La PEM consiste en una secuencia de depósitos de caída de pómez gris con intercalaciones menores de oleadas y horizontes retrabajados. La importancia de estudiar los depósitos de la PEM se debe a que, a pesar de su edad miocénica (7.3 Ma, Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), se encuentran bien preservados y por su gran espesor y volumen, representa uno de los eventos explosivos más importantes de México, del cual queremos reconstruir sus parámetros eruptivos.

Debido a la existencia de una mayor cantidad de afloramientos de la PEM en el sector oeste-suroeste (SW), en contraste con el sector este-sureste (SE), nos concentramos en esa primera zona a fin de obtener correlaciones más certeras para construir los mapas de isopacas e isopleas, y así obtener los parámetros eruptivos, objetivo de este estudio. Este trabajo se enfoca en la estratigrafía detallada, complementada con información derivada de análisis granulométricos, análisis de componentes, petrográficos, geoquímicos y correlaciones estratigráficas para estimar las condiciones eruptivas que dieron origen a la PEM, como un ejemplo de vulcanismo explosivo de una de las principales calderas en las etapas tempranas de formación del CVM.

ESTRATIGRAFÍA

La PEM es una secuencia dominada por depósitos de caída de varios decímetros a metros de espesor, que alterna con depósitos delgados de oleada piroclástica y algunos horizontes retrabajados. Debido a la mayor abundancia de afloramientos en el lóbulo SW, se midieron un total de 11 secciones, con las cuales fue posible realizar correlaciones estratigráficas más precisas y obtener información sobre las condiciones eruptivas en el pasado, en contraste con el lóbulo SE, en donde sólo se elaboraron 3 secciones.

Lóbulo SW

La secuencia más completa en este lóbulo (aunque no expone su base), se encuentra representada por la sección S-3 (Figura 2) ubicada en las cercanías del poblado La Griega (ver localización en Figura 1). La secuencia está constituida por cuatro unidades piroclásticas (unidades A, C, E y G) intercaladas con horizontes de retrabajo (unidades B, D y F); entre éstas destaca la unidad A por su distribución más extensa, por lo cual será descrita con mayor detalle.

Las características generales de las unidades C, E y G se encuentran sintetizadas en la Figura 2. Mientras que la unidad C está constituida exclusivamente por material de caída, las unidades E y G presentan alternancias con capas de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada. Por lo que respecta a las unidades B, D y F, éstas presentan fragmentos subredondeados, soportados en una matriz de ceniza fina y muestran una selección mala.

Unidad A. La unidad A tiene un espesor de 7.7 m y es de color gris claro (Figura 2). La parte inferior de este depósito está constituida por una capa de ceniza gruesa de unos cuantos centímetros de espesor, con estratificación delgada cruzada, que se acuña lateralmente (capa A0 en sección S-4, Figura 3). Esta capa sólo se puede apreciar en el sitio S-4 (Figura 1) y sus características indican que representa un depósito de oleada. La parte media de esta unidad está representada por una capa masiva con pómez en tamaño de lapilli muy grueso, con gradación simétrica de normal a inversa (capas 1c y 1d; Figura 2) y soporte de clastos angulosos bien seleccionados. La parte superior de A está formada por capas burdamente estratificadas de pómez en tamaño de lapilli grueso-muy grueso, con soporte de clastos angulosos (capas 2a y 2b; Figura 2). El contacto entre las unidades A y B es transicional y normalmente

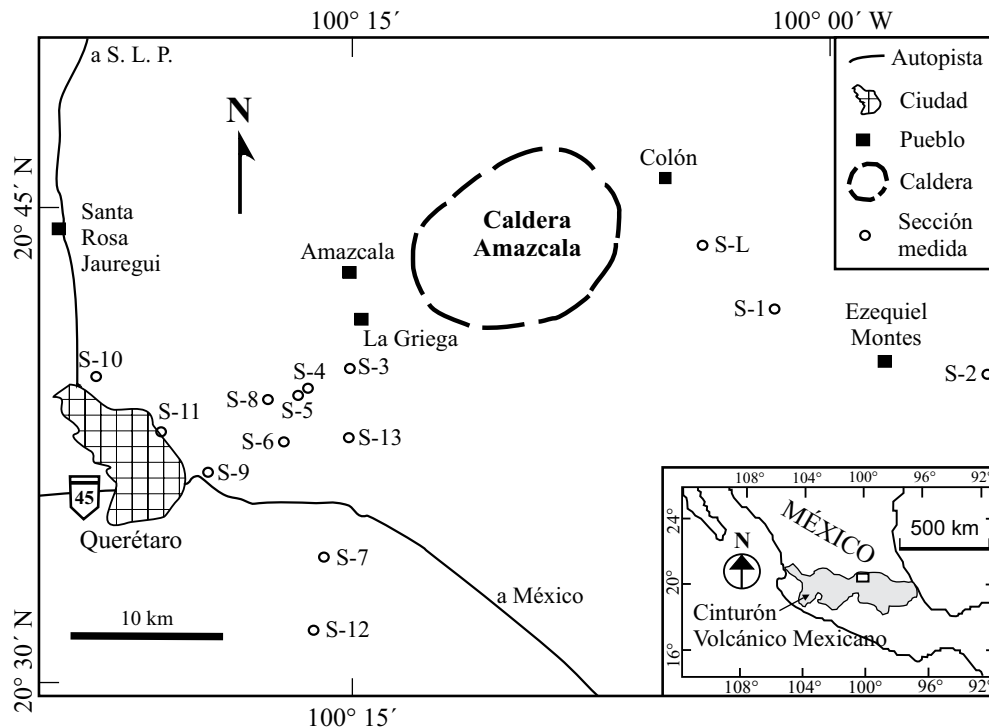


Figura 1. Mapa de localización de la caldera Amazcala al NE de la ciudad de Querétaro y de las secciones estratigráficas de la Pómez Ezequiel Montes. El recuadro indica la ubicación del área de estudio en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano.

concordante, aunque en ocasiones puede ser ligeramente ondulante. A excepción de la capa basal de ceniza (A0), el resto de los depósitos presentan características típicas de caídas piroclásticas.

Lóbulo SE

La secuencia más completa de la PEM en este lóbulo se encuentra en la localidad tipo (S-1), cerca del pueblo de Ezequiel Montes (aprox. 19 km al SE de la caldera; todas las distancias son con respecto al centro de la caldera). En este sitio, la sección medida tiene un espesor de casi 33 m y está compuesta por 14 unidades (Figura 4), nueve de las cuales corresponden a depósitos de caída con intercalaciones de capas delgadas que son interpretadas como oleadas (A, C, E, G, H, I, J, K y M) y cinco son depósitos de retrabajo (B, D, F, L y N).

Correlación estratigráfica

Para el caso del lóbulo SE, y a pesar de las numerosas (más de ocho) unidades estratigráficas identificadas en la sección tipo S-1, solamente se pudieron levantar tres secciones. Debido a esto no fue posible realizar una correlación efectiva como para el lóbulo SW.

En todas las localidades del lóbulo SW, la unidad A fue el horizonte que, por su mayor espesor, amplia distribución y posición estratigráfica, se consideró como la más

favorable para realizar las correlaciones estratigráficas con mayor certidumbre (Figura 3). Esta unidad puede ser seguida hasta una distancia de 24 y 30 km con un espesor de casi 2 m. La parte burdamente estratificada de la unidad A (capas 2a y 2b; Figura 2) se aprecia más en las facies intermedias, mientras que en la facies distal no alcanza a presentar esta estructura porque el depósito se vuelve más masivo a mayor distancia de la fuente.

Las unidades piroclásticas de caída C y E sólo afloran en localidades cercanas a la caldera, por lo que se infiere que el evento eruptivo que les dio lugar, originó depósitos sólo en la facies proximal-intermedia. La unidad E puede ser correlacionada en los sitios S-4 y S-5, gracias a la identificación de la capa índice E-2 que presenta una granulometría fina y se encuentra en medio de dos capas de caída.

Correlación estratigráfica entre ambos lóbulos

Ante la ausencia de secciones intermedias aflorantes entre ambos lóbulos, y siguiendo el método de Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), se procedió a utilizar muestras correspondientes a las perforaciones de pozos para extracción de agua subterránea, a fin de poder identificar la presencia de unidades piroclásticas pertenecientes a la PEM. Esa información es muy importante, ya que muestra la ausencia total de capas piroclásticas en el subsuelo en la mayoría de las localidades intermedias entre ambos lóbulos, lo que además de permitir configurar mejor la distribución de las isopacas para el lóbulo SW, como se verá más adelante, también permite descartar una posible correlación entre las unidades de las secciones de ambos lóbulos, ya

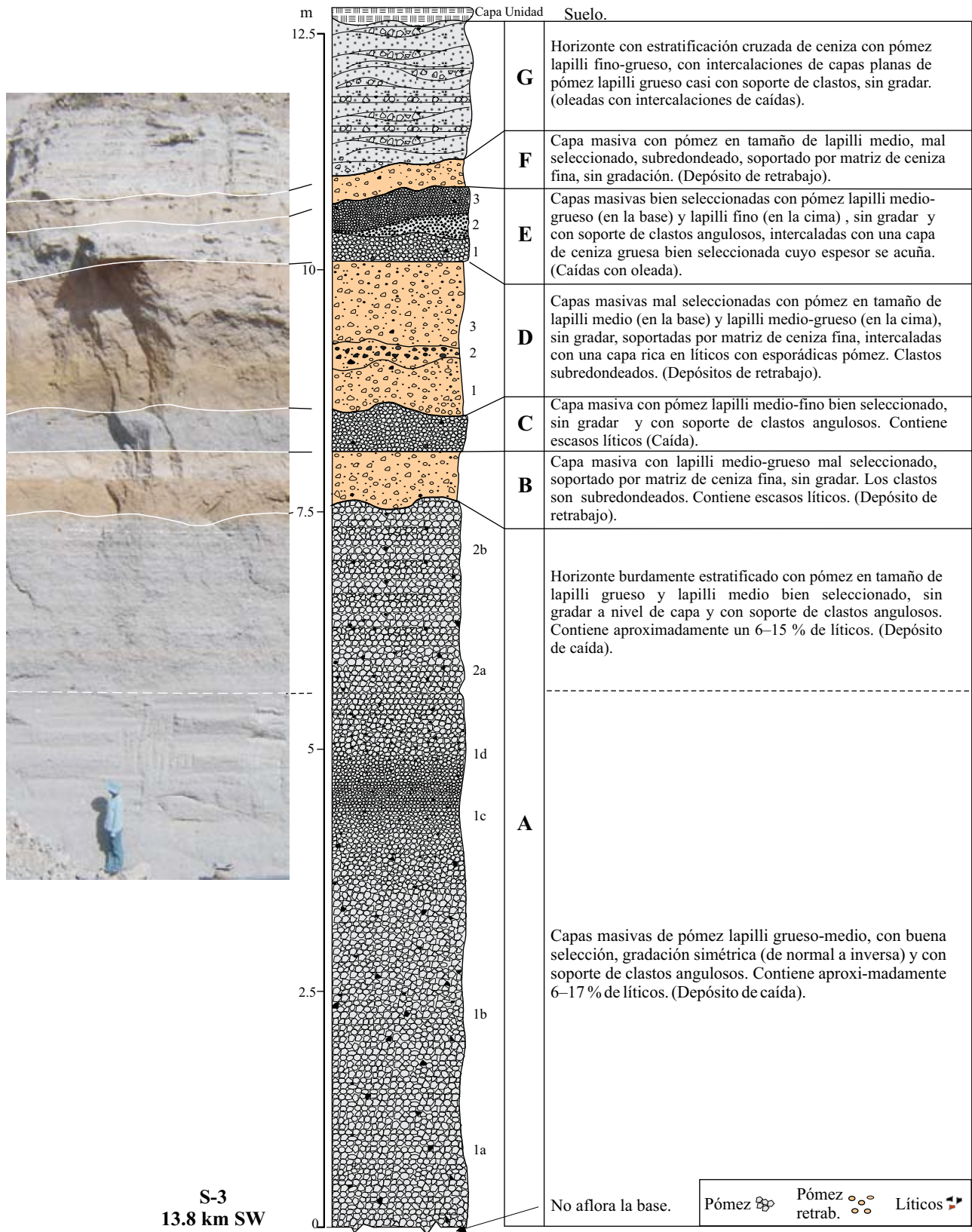


Figura 2. Sección estratigráfica S-3, ubicada a 13.8 km al SW del centro de la caldera, en la localidad La Griega (ver ubicación en la Figura 1).

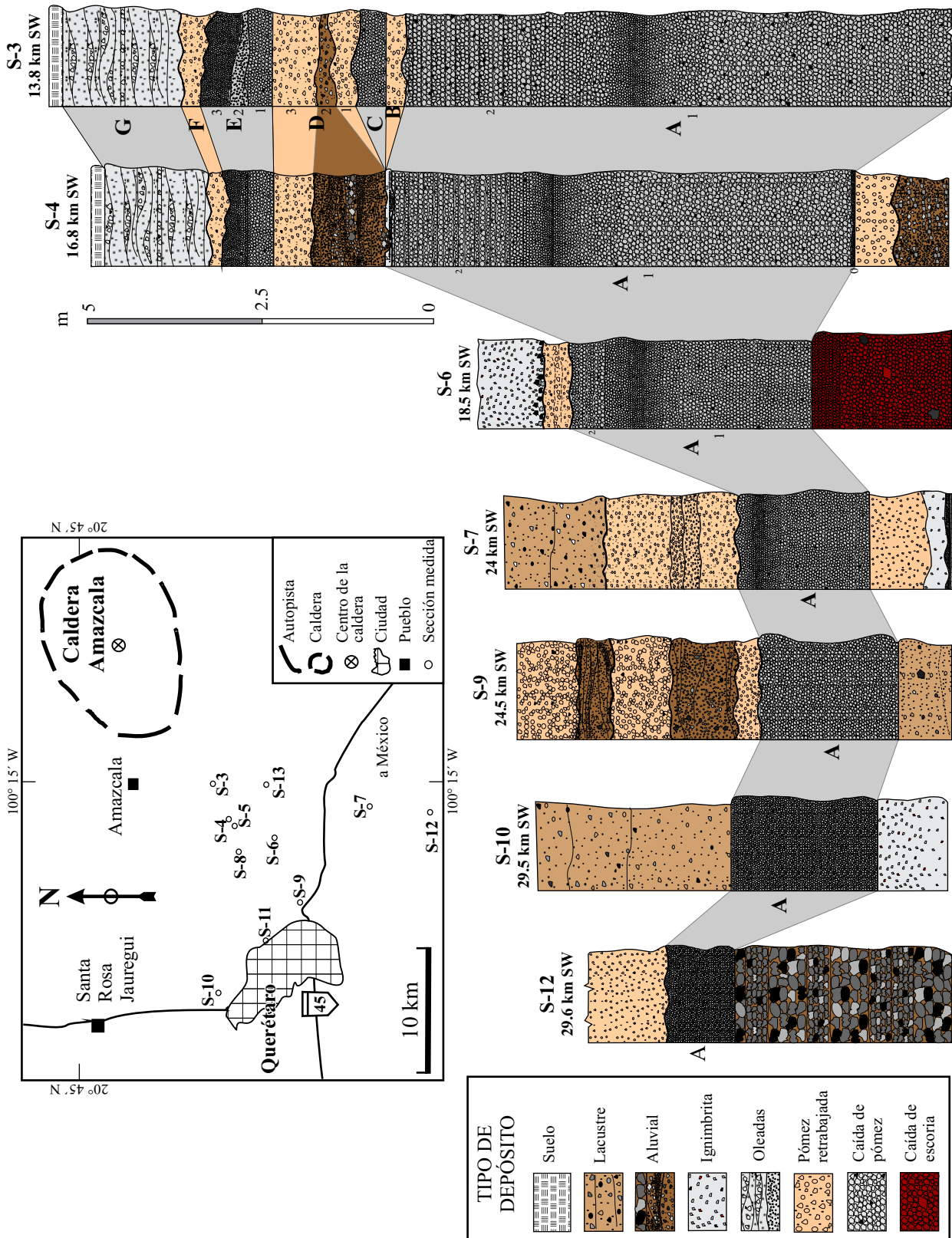


Figura 3. Correlación estratigráfica de la Pómez Ezequiel Montes en las diferentes secciones en el lóbulo SW.

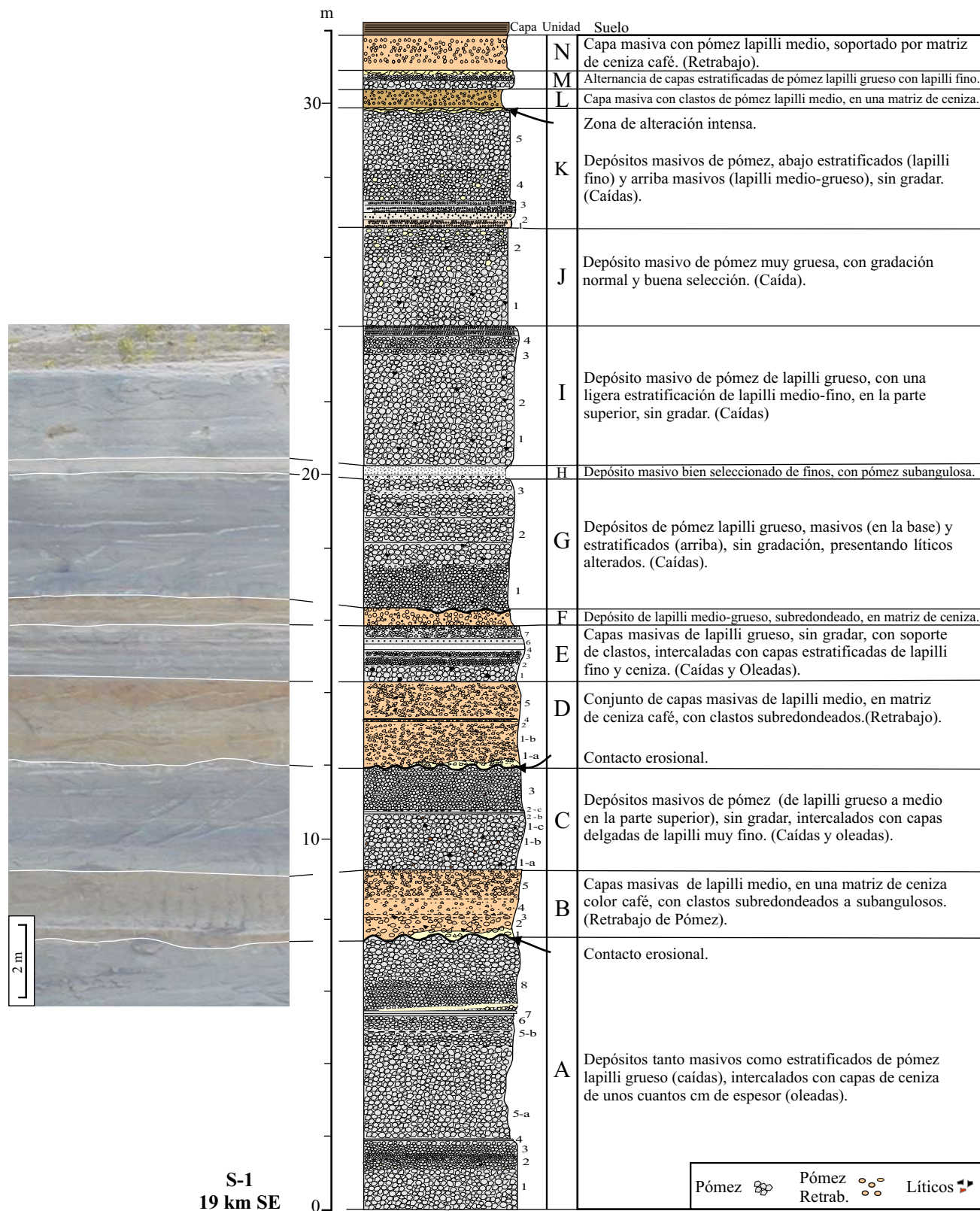


Figura 4. Sección estratigráfica tipo (S-1) de la Pómez Ezequiel Montes, ubicada a 19 km al SE de la caldera, en la localidad de Ezequiel Montes. Ver ubicación en la Figura 1.

que de otra manera, deberían haberse depositado en sitios intermedios entre ellas. Asimismo, se descarta también la remota posibilidad de cambios bruscos en la dirección de los vientos, ya que en todo caso debería ser posible reconocer capas estratigráficamente equivalentes en ambos lóbulos, lo cual no ocurre.

GRANULOMETRÍA Y ANÁLISIS DE COMPONENTES

Características granulométricas

De un total de 66 muestras procesadas, 15 corresponden a la sección más representativa del lóbulo SW (S-3). El análisis granulométrico consistió en la separación mecánica (tamizado por vía seca) de cada muestra entre -5ϕ y $<4\phi$ (64 mm y $< 1/16$ mm), a intervalos de 1ϕ . Se calcularon los parámetros de Inman (1952) tales como la mediana ($Md\phi$), la cual indica el diámetro medio de los fragmentos y la desviación estándar ($\sigma\phi$), que funciona como un índice de clasificación para los depósitos piroclásticos. Para la descripción de tamaños de grano se empleó la misma terminología usada por Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008). La variación de estos parámetros en función de la posición estratigráfica se presenta en la Figura 5.

La unidad A, en general, está bien seleccionada ($\sigma\phi=1.2$ a 1.55), y los valores $Md\phi$, representan tamaños de lapilli grueso (-1.6 a -3.15). Esto también se ve reflejado en los clastos máximos de pómez y de líticos. Las variaciones de los valores $Md\phi$ son consistentes con una gradación que va de normal a inversa en la capa A1, aunque en la zona estratificada de la unidad A (zona A2), el tamaño de grano disminuye progresivamente hacia la cima de esta unidad ($Md\phi= -3.15$ a -2.15).

La unidad B se considera como un depósito mal seleccionado ($\sigma\phi= 2.275$) y es de grano fino-medio con $Md\phi= -0.55$. La unidad C se encuentra en el rango de un depósito bien seleccionado ($\sigma\phi= 1.1$) con tamaño de grano medio ($Md\phi= -1.3$). La unidad D comienza con una capa (D1) bien seleccionada ($\sigma\phi= 1.525$) que se hace mal seleccionada ($\sigma\phi= 2.6$) en la parte superior (D3). En general, desde la parte inferior a la superior, los tamaños de grano van disminuyendo ($Md\phi= 0.3$ a 1.4). Las capas que constituyen a la unidad E representan depósitos bien seleccionados (e.g., $\sigma\phi= 0.77$ a 1.8), con valores de $Md\phi$ de -1.65 a 1.7 y 0.35 para E1, E2 y E3, respectivamente. La unidad F y una de las capas de G son depósitos bien seleccionados ($\sigma\phi= 1.35$ y 1.9 , respectivamente).

Análisis de componentes

Con un microscopio binocular se separaron los diferentes componentes de cada depósito en las distintas fracciones de tamaño desde -5ϕ hasta -1ϕ (32–2 mm). Los

componentes identificados incluyen: pómez gris, riolita, andesita y líticos oxidados, siendo los primeros dos componentes los que representan el material juvenil de la PEM. No se analizaron las fracciones menores a 2 mm a fin de evitar incertidumbres en la identificación de cada componente. Este análisis fue llevado a cabo en 10 niveles representativos de la sección S-3. La variación de la abundancia de componentes en función de la posición estratigráfica está representada en la Figura 5.

La unidad A, por ser de las de mayor espesor y la más representativa de este sector, fue muestreada en varios niveles para observar sus variaciones. En la base de la unidad A1 (A1a) predomina material juvenil (94 %), mientras que hacia las partes media y superior de A1 (A1b, A1c y A1d) las proporciones de líticos se incrementan hasta un 17 %, siendo dominados por una cantidad considerable de líticos alterados. En la cima de la unidad (zona A2b), se aprecia un decremento en el contenido de líticos (un 6 %) y por consiguiente un aumento en el material juvenil.

En las unidades C y E, el material juvenil alcanza entre 98.5 y 100%. Hacia la unidad G también predomina el material juvenil con casi el 92 %. Cabe destacar que los clastos de pómez encontrados en esta última unidad son poco vesiculados, lo cual sugiere una posible interacción con agua durante el evento eruptivo, a diferencia del resto de las unidades.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA

Debido a la similitud composicional de las pómez en la PEM, se analizaron petrográficamente sólo ocho muestras de pómez gris, recolectadas en diferentes capas y secciones. La textura de las pómez es predominantemente vítrea, de composición riolítica y presenta esporádicos microfenocristales de cuarzo y sanidino.

Los análisis químicos de elementos mayores fueron realizados mediante la técnica de Fluorescencia de Rayos X en el LUGIS (Instituto de Geología, UNAM) según los procedimientos descritos en Lozano-Santacruz *et al.* (2001), mientras que los análisis de elementos traza se obtuvieron por Espectrometría de Masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS, por sus siglas en inglés) en el Centro de Geociencias (UNAM) siguiendo los procedimientos descritos por Mori *et al.* (2007). Se analizó pómez de las capas de caída más representativas de las secciones S-1 y S-3. (Tabla 1), todas las cuales son clasificadas como riolitas con alto contenido de sílice (Le Maitre, 1989), y aparentemente son peralcalinas según datos presentados por Aguirre-Díaz y Lozano-Santacruz (2002). Se observa una gran homogeneidad en la composición del material juvenil de ambos lóbulos, con una variación de SiO_2 (normalizado a 100% en base anhidra) en el rango de 74.5 a 76.8 % en peso, a excepción de una muestra (EZ-04-K5PG, Tabla 1) que arroja un valor de 72.7 %.

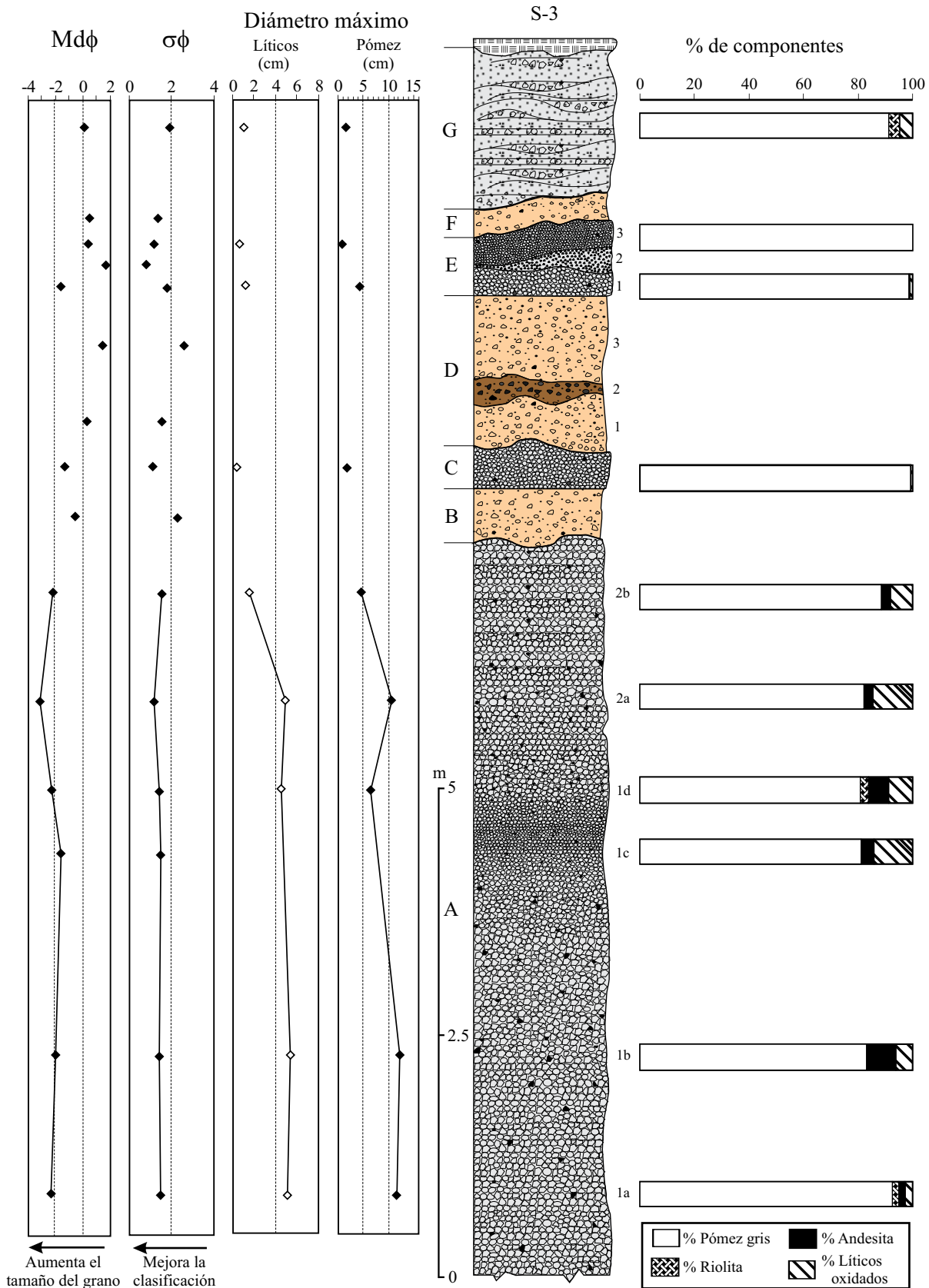


Figura 5. Variaciones verticales de parámetros granulométricos y de componentes en la sección S-3. $M\phi$: mediana del tamaño de grano (diámetro); $\sigma\phi$: clasificación o selección (desviación estándar); el diámetro máximo de líticos y de pómez es el promedio del eje mayor medido en los cinco clastos más grandes.

Tabla 1. Análisis químicos de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm) de muestras de pómez de la PEM.

Sitio Muestra	S-1 EZ-04- K-5(PG)	S-1 EZ-04- I-1(PG)	S-1 EZ-04- G-1(PG)	S-1 EZ-04- C-3(PG)	S-1 EZ-04- A-1(PG)	S-3 S-3-A1a (PG)	S-4 S-3-A1b (PG)	S-3 S-3-A2a (PG)	S-3 S-3-A2b (PG)
SiO ₂	67.45	72.09	72.92	73.39	73.59	72.89	72.50	71.26	73.47
TiO ₂	0.19	0.14	0.15	0.16	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13
Al ₂ O ₃	13.60	10.96	11.17	11.06	10.79	10.77	10.85	10.52	10.94
Fe ₂ O ₃	3.80	3.12	3.20	3.09	3.22	2.83	2.80	2.76	2.79
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	1.73	0.40	0.46	0.31	0.24	0.03	0.04	0.14	0.01
CaO	1.11	0.42	0.41	0.34	0.32	0.14	0.45	1.30	0.12
Na ₂ O	1.47	2.04	2.06	1.98	2.27	1.23	1.34	1.39	1.49
K ₂ O	3.36	4.95	5.09	5.37	5.20	7.14	7.12	6.85	7.44
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
PxC	6.80	5.10	4.80	4.90	4.70	4.86	5.09	5.45	4.49
Suma	99.57	99.26	100.31	100.64	100.50	100.00	100.36	99.82	100.90
Cs	2.35	3.82	3.55	3.26	4.09	1.79	1.74	1.66	1.68
Rb	175.7	243.1	247.6	242.1	298.6	120.5	118.9	115.1	115.3
Ba	41.61	33.12	42.34	19.72	13.98	5.28	6.34	6.35	6.24
Th	36.65	34.02	34.41	31.17	36.56	0.60	0.82	0.82	0.56
U	4.44	6.47	6.45	5.84	7.15	2.04	2.19	1.97	1.90
Nb	67.61	59.90	60.57	52.32	58.20	28.08	27.79	27.71	28.53
Ta	5.18	4.66	4.76	4.03	4.67	1.93	1.93	1.90	1.94
La	57.36	53.70	54.51	56.19	60.69	23.77	24.19	23.30	23.50
Ce	144.12	140.04	147.56	146.95	147.03	31.77	33.44	33.43	31.30
Pb	38.14	35.67	35.50	30.60	36.24	15.17	15.16	14.87	15.30
Pr	20.11	18.53	18.66	18.43	20.28	8.02	8.19	7.86	7.88
Sr	151.46	43.01	57.95	48.58	27.64	6.25	8.31	9.87	5.23
Nd	82.56	78.82	79.07	76.88	85.48	35.82	35.34	35.11	36.22
Zr	1488.9	1348.9	1375.4	1234.6	1381.3	315.5	354.3	306.2	285.0
Hf	36.09	32.29	32.70	28.35	32.60	10.92	11.53	10.58	10.41
Sm	24.48	23.04	23.06	21.29	24.39	10.24	10.18	10.08	10.40
Eu	0.48	0.41	0.41	0.40	0.46	0.21	0.21	0.21	0.22
Gd	27.40	26.96	27.22	24.04	27.97	11.37	11.56	11.05	11.20
Tb	4.81	4.74	4.73	4.15	4.87	2.04	2.03	2.00	2.08
Dy	26.73	26.42	26.72	23.56	26.92	12.40	12.85	12.10	12.12
Ho	5.67	5.65	5.71	4.99	5.71	2.88	2.88	2.83	2.92
Er	15.45	15.35	15.41	13.68	15.50	8.66	8.65	8.49	8.75
Yb	15.25	14.91	15.00	13.23	15.00	7.74	7.71	7.62	7.80
Y	196.2	195.2	195.1	168.0	196.4	91.9	90.2	90.6	94.3
Lu	2.37	2.32	2.35	2.05	2.32	0.95	0.99	0.92	0.91

Elementos mayores analizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS); elementos traza en el Centro de Geociencias, ambos de la UNAM. Sitio: S-1 sección tipo lóbulo SE, S-3 y S-4 secciones del lóbulo SW.

Los elementos traza muestran más claramente una distinción entre las composiciones de pómez de cada lóbulo (p. ej., valores de Rb, Ba, Nb, Sr, Zr más bajos para el lóbulo SW, Tabla 1), lo cual sugiere que cada lóbulo fue producto de diferentes fases eruptivas. Lo anterior confirma nuestra hipótesis de que los dos lóbulos de la PEM no fueron depositados simultáneamente de una misma columna eruptiva separada por vientos cruzados.

DISTRIBUCIÓN Y VOLUMEN DE LA PEM

Aunque los depósitos de la PEM se distribuyen ampliamente en la región formando dos lóbulos bien definidos, sólo fue posible elaborar mapas de isopacas e isoplejas para

la unidad A del lóbulo SW (Figura 6), debido a que presenta un espesor y distribución mayores que el resto de las capas de caída. Para el lóbulo SE se presenta solamente una muy burda configuración para la unidad basal A (Figura 6).

Isopacas

El mapa de isopacas elaborado para la unidad A del lóbulo SW (Figura 6) representa el espesor máximo medido en el campo. Sin embargo, en algunos afloramientos, la unidad A muestra signos de erosión en su cima o no aflora la base, por lo que en estos casos se obtuvo un espesor mínimo. La unidad A ha sido considerada como la capa principal de la secuencia PEM en la zona SW (las unidad

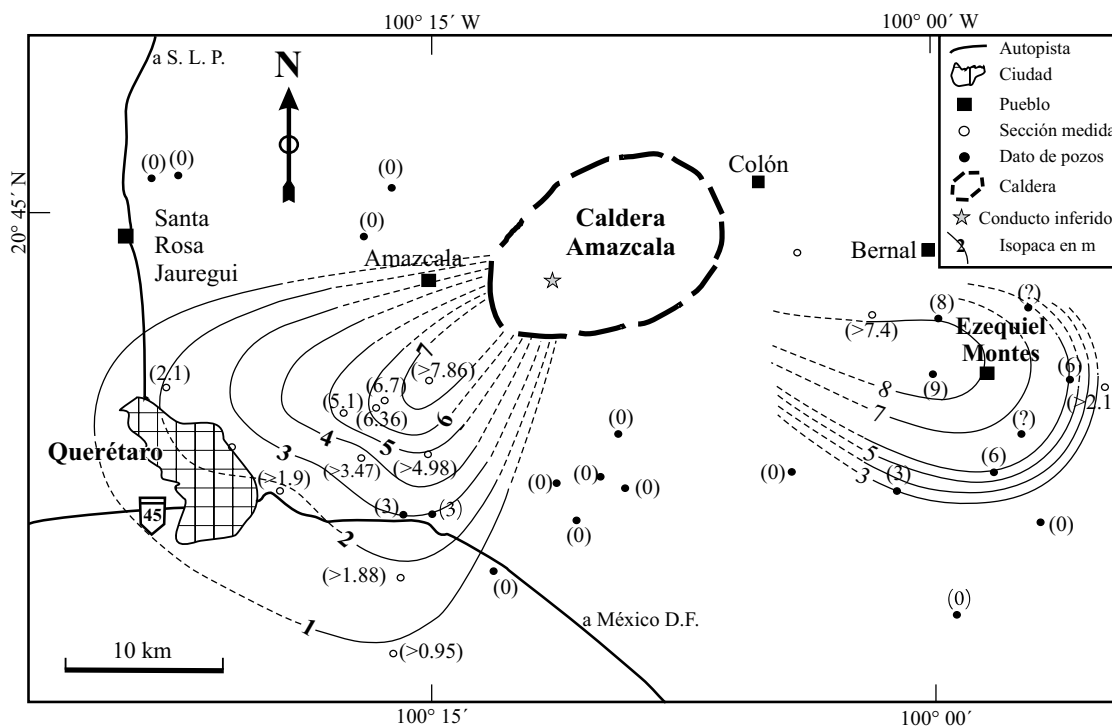


Figura 6. Mapa de isopacas para la unidad A del lóbulo SE y del lóbulo SW. Nótese que para el lóbulo SE, sólo se presenta una configuración muy general.

es y capas C, E1, E2, y G no fueron cartografiadas a causa de la erosión diferencial en su cima y por su ausencia en la mayoría de los afloramientos). De igual manera, se presenta una configuración muy general de la unidad A para el lóbulo SE (Figura 6).

Isopletas

En el mapa de isopletas para la unidad A del lóbulo SW (Figura 7) se representan líneas de máximo tamaño de partículas, sean éstas clastos de pomez o líticos. En virtud de que existen en la literatura varias metodologías para la obtención de los mapas de isopletas, se procedió a hacer una comparación de los resultados para cada una de ellas y así evaluar el grado de aproximación más apropiado. En este caso se utilizaron los clastos de la parte media de la unidad A de las secciones del lóbulo SW, obteniendo su valor medio y su desviación estándar.

Método de cinco clastos, un eje (5/1)

Este método, sugerido por Papale y Rosi (1993) y Rosi *et al.* (2001), se basa en la medición del promedio del eje mayor de los cinco clastos más grandes, para obtener la media del diámetro máximo dentro de un área de 0.5 m². Dichos autores consideran que este método es el más confiable cuando se cuenta con una buena exposición de los depósitos. Los valores obtenidos para la media del diámetro máximo de pomez (MP 5/1) y líticos (ML 5/1) se encuentran en la Tabla 2.

Método de cinco clastos, tres ejes (5/3)

Está basado en la medida del valor más grande del promedio de los tres ejes principales de los cinco clastos de mayor tamaño. Dicho método es utilizado también por Papale y Rosi (1993), quienes consideran que este método es suficientemente confiable cuando la exposición de los depósitos es escasa. De esta manera se obtiene el valor más grande de pomez (MP 5/3) y de líticos (ML 5/3) (Tabla 2). De igual manera, el área utilizada para recolectar los clastos es de 0.5m², no obstante, dichos autores sugieren que es preferible la colecta de clastos en un área más grande (~4 m²).

Método de tres clastos, tres ejes (3/3)

Este método fue propuesto por Rosi *et al.* (2001) y está basado en la obtención del promedio de los tres ejes principales de los tres clastos más grandes. Rosi *et al.* (2001) consideran que se obtienen formas más regulares de isopletas con este método en comparación con el método de M 5/1. Así se obtienen datos máximos para pomez (MP 3/3) y para líticos (ML 3/3).

Comparación de los métodos empleados

En la mayoría de los casos, los valores de M 5/1 son mayores, los de M 3/3 son menores y los de M 5/3 intermedios entre ambos, a excepción de algunos casos como en S-3, en donde, para la pomez, los valores máximos son para M 5/3 y, en el caso de los líticos, los valores intermedios son para M 3/3. Asimismo, en S-10 para pomez y en S-9 para líticos los valores de M 5/3 son los mayores. En

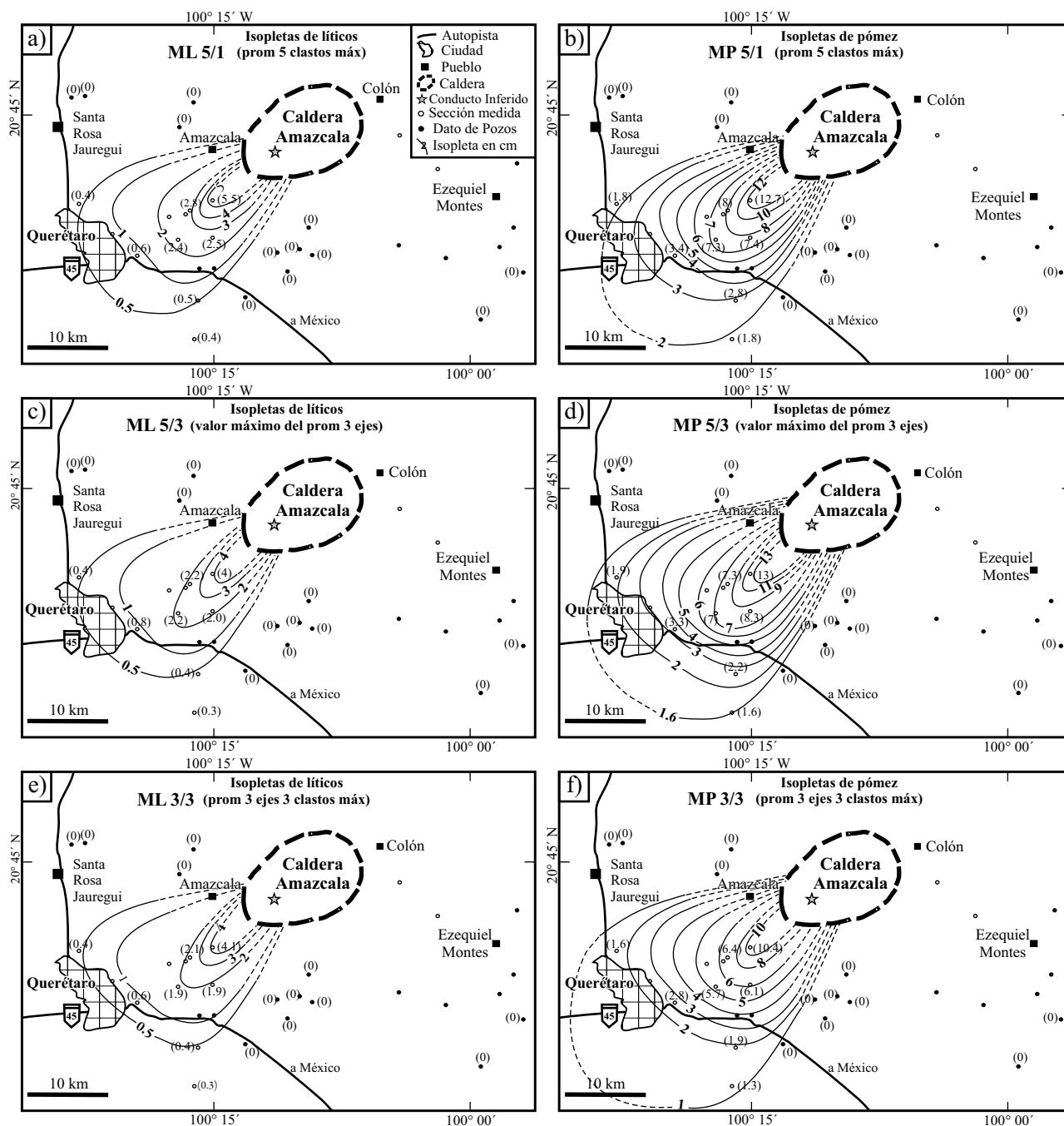


Figura 7. Comparación de mapas de isopletas (líticos y pómez) del depósito de caída de la unidad A del lóbulo SW. a-b: Promedio del eje mayor de los cinco clastos más grandes (líticos y pómez). c-d: Promedio de los tres ejes principales de los cinco clastos mayores (líticos y pómez). e-f: Promedio de los tres ejes principales de los tres clastos más grandes (líticos y pómez).

varias localidades en las que reportan valores bajos, los tres métodos arrojan resultados muy similares (p. ej., S-9 y S-10 y S-12 para pómez y S-7, S-10 y S-12 para líticos).

Las desviaciones estándar no coinciden para ningún método. Cabe destacar que los valores de σ M 3/3 siempre son menores que los de σ M 5/3 y ligeramente menores o similares que los de σ M 5/1. Tomando solamente en cuenta los datos σ se puede decir que el método de M 3/3 es más confiable que el de M 5/3, pero igualmente confiable que

el de M 5/1.

Los patrones de isopletas de pómez obtenidos con todos los métodos siguen una sola dirección en el eje de dispersión hacia el SW (ver Figuras 7b, 7d y 7f). Esto también se ve reflejado en los patrones ML 5/1 (ver Figura 7a). Por lo tanto, aplicando el método de M 5/1 a nuestro caso de estudio, se obtienen patrones de isopletas con tendencias muy similares. En contraste, los patrones de ML 3/3 y ML 5/3 reflejan ligeramente dos ejes de dispersión en compa-

Tabla 2. Datos de diámetro máximo de los clastos líticos y de pómez de algunos de los afloramientos estudiados en este trabajo. Valores en cm. σ : Desviación estándar.

Sección	M (5/1)				M (5/3)				M (3/3)			
	MP	ML	$\sigma(P)$	$\sigma(L)$	MP	ML	$\sigma(P)$	$\sigma(L)$	MP	ML	$\sigma(P)$	$\sigma(L)$
S-3	12.7	5.5	4.6	0.8	13.0	4.0	6.6	2.5	10.4	4.1	2.5	0.2
S-4	8.0	2.8	1.9	0.4	7.3	2.2	3.5	1.2	6.4	2.1	1	0.1
S-6	7.3	2.4	1.6	0.7	7.0	2.2	3.3	1.0	5.7	1.9	1.2	0.4
S-7	2.8	0.5	0.4	0.1	2.2	0.4	1.3	0.2	1.9	0.4	0.3	0.1
S-9	3.4	0.6	0.7	0.2	3.3	0.8	0.8	0.3	2.8	0.6	0.4	0.2
S-10	1.8	0.4	0.6	0.1	1.9	0.4	1.0	0.2	1.6	0.4	0.3	0.0
S-12	1.8	0.4	0.4	0.1	1.6	0.3	0.6	0.2	1.3	0.3	0.3	0.0
S-13	7.4	2.5	1.6	0.4	6.8	2.0	3.3	1.1	6.1	1.9	0.6	0.1

ración con los patrones correspondientes a MP 3/3 y MP 5/3, con una sola tendencia. Es decir, el eje de dispersión para las isopletas mayores (2, 3 y 4) varía ligeramente con respecto a los de las isopletas más pequeñas (isopletas 1 y 0.5; ver Figuras 7c y 7e).

Como ya se mencionó anteriormente, cada método se aplica bajo ciertas circunstancias, pero es importante destacar que la forma de los clastos también influye en cada uno. En el caso de los clastos de la PEM, los clastos de pómez y de líticos son ligeramente equidimensionales (sobre todo los clastos líticos que se encontraron a mayor distancia de la fuente). Por lo tanto, al momento de aplicar el método de los cinco clastos utilizando el diámetro máximo, las configuraciones de isopacas e isopletas resultan con tendencias muy similares y suavizadas. En este sentido, el método más práctico para este caso de estudio es el de los valores de MP 5/1 (Figura 7a) y ML 5/1 (Figura 7b), aunado al hecho de que los patrones de isopacas también siguen una sola tendencia.

Aunque no existe una evidencia directa de un conducto principal (cráter) para el lóbulo SW, se infirió que la fuente principal de la erupción está localizada en un punto medio entre el centro de la caldera y su borde suroccidental, con base en la forma de las isopletas e isopacas del lóbulo SW. Dicho punto será utilizado más adelante para obtener información acerca de otros parámetros.

Volumen

El volumen de la unidad A del lóbulo SW fue calculado por el método conocido como "adelgazamiento exponencial" propuesto por Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992, 1993). De acuerdo con Rodríguez-Elizarrarás (1998), este es un modelo simple que muestra un buen ajuste, asumiendo la ley de adelgazamiento exponencial. Para los cálculos posteriores se utilizaron los resultados obtenidos a partir de una sola recta, ya que, aunque esté subestimado, es el que mejor se ajusta con los demás parámetros de la columna eruptiva. Es importante considerar que este valor de volumen obtenido a partir de una sola recta representa un valor mínimo, debido a la falta de control del espesor

distal que permita trazar las isopacas en localidades más distantes.

Para determinar el volumen se calcularon las áreas de cada isopaca con el método de la cuadrícula kilométrica, empleando un acetato transparente con una cuadrícula a escala y contando manualmente los cuadrados superpuestos a cada isocurva. De acuerdo con Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992), el espesor de un depósito de caída disminuye exponencialmente con la distancia de acuerdo con la siguiente relación:

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

Donde T_{\max} es el espesor máximo, extrapolado para un valor de la raíz cuadrada del área ($A^{1/2}$) igual a cero, y k es la pendiente de la recta, ambos obtenidos del gráfico de la Figura 8. Con los valores de T_{\max} y k , se calcula el volumen a partir de la siguiente ecuación (Pyle, 1989; 1995 y Fierstein y Nathenson, 1992):

$$V = 2T_{\max}/k^2 \quad (2)$$

De esta forma, el volumen obtenido para la unidad A del lóbulo SW es de 2.6 km³. Este valor es consistente con los resultados de Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), quienes calcularon un volumen general mínimo de la PEM de 8.8 km³, el cual incluye a la suma de los espesores individuales de todas las capas que integran la secuencia (lóbulos SW y SE).

PARÁMETROS ERUPTIVOS

La dinámica de columnas eruptivas puede ser reconstruida de manera muy aproximada mediante la cuantificación de diversos parámetros eruptivos, con lo cual puede estimarse la explosividad (altura de la columna), intensidad (tasa de descarga de masa), magnitud (volumen) y duración de la erupción, entre otros más.

La certidumbre de esa reconstrucción depende de la naturaleza de la información utilizada y de las suposiciones consideradas para el cálculo de ciertos parámetros. Así por

ejemplo, el cálculo de la altura de columna está basado en un modelo que depende de una buena configuración de las isopletas, es decir, de datos medidos en el campo, que en este trabajo muestran una buena confiabilidad. El cálculo de la tasa de descarga de masa es también un valor confiable, ya que se obtiene a partir de una relación empírica, establecida con un gran número de erupciones, que se relaciona con la altura de la columna. Sin embargo, los parámetros que involucran la densidad y el volumen del depósito (como masa y duración de la erupción), deben considerar que, si bien la densidad se puede controlar en el laboratorio, el volumen (como ya se describió antes) representa un valor mínimo al no considerar la fracción fina. Asimismo, algunos valores son obtenidos mediante extrapolaciones en gráficos (espesor máximo del depósito) y, por lo tanto, no son valores absolutos. El cálculo de la velocidad de la erupción en la boca involucra una serie de suposiciones que conllevan resultados de menor confiabilidad que el resto de los parámetros.

A pesar de ello debe entenderse que, en la mayoría de los casos, estos parámetros se calculan bajo los mismos estándares, lo que hace que sus resultados puedan ser comparados entre sí y, por ello, pueden ser considerados como representativos, aún cuando pueda existir un pequeño error intrínseco.

Los parámetros que se describen a continuación fueron calculados para la unidad A del lóbulo SW, a excepción de los valores de densidad que representan a todo el depósito.

Altura de la columna

La altura de la columna fue calculada por el método propuesto por Carey y Sparks (1986), ya que de acuerdo con Rossotti (2005) este método es el que permite distinguir mejor entre la altura verdadera y los efectos del viento, como ha sido demostrado en varios casos (Rosi *et al.*, 2001). De acuerdo con el método de Carey y Sparks (1986) se utilizaron preferencialmente datos de líticos, ya que los clastos de pómez provocan complicaciones porque su densidad varía con el tamaño o porque son susceptibles de fracturarse al impactarse sobre el terreno durante el proceso de caída. En este trabajo se utilizaron las isopletas derivadas del cálculo del eje mayor de los cinco clastos más grandes de líticos; dada la densidad de datos utilizados se considera que los resultados son muy confiables.

En la Figura 9 se presentan datos de la unidad A de la PEM, los cuales se comparan con los datos de algunas erupciones históricas bien estudiadas para líticos con un diámetro máximo de 0.8 y 1.6 cm y una densidad de 2,500 kg/m³. De acuerdo con el modelo de Carey y Sparks (1986), sólo se tomaron en cuenta los máximos de 0.8 y 1.6 cm, debido a que los clastos más grandes pueden caer de los márgenes de la columna. El gráfico arrojó una altura de columna para la unidad A de 24 km para la isopleta de 0.8

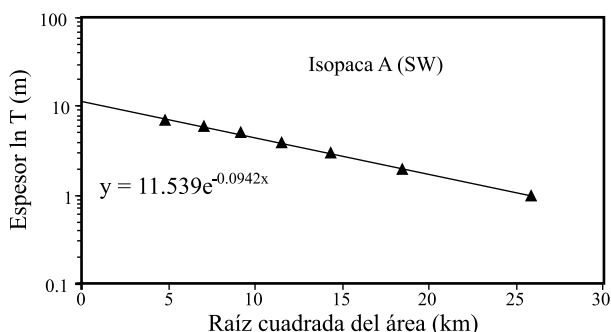


Figura 8. Gráfico de la raíz cuadrada del área contra el ln del espesor (T) para la isopaca A en el lóbulo SW. La pendiente de la recta corresponde al valor de k empleado en la Ecuación 2; el espesor máximo (T_{\max}) se obtiene por la extrapolación de la recta a $x=0$. Ver texto para la explicación del método (Pyle, 1989).

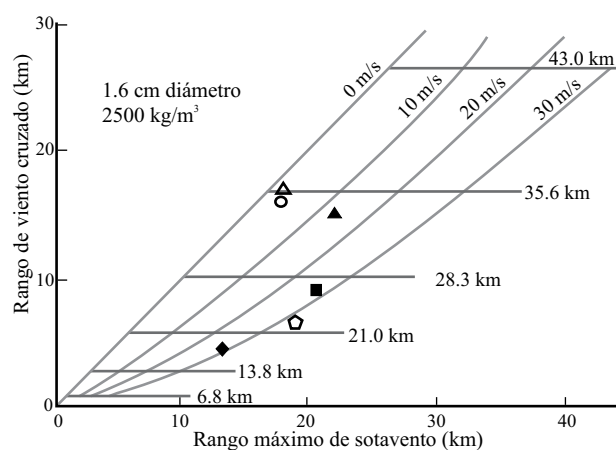
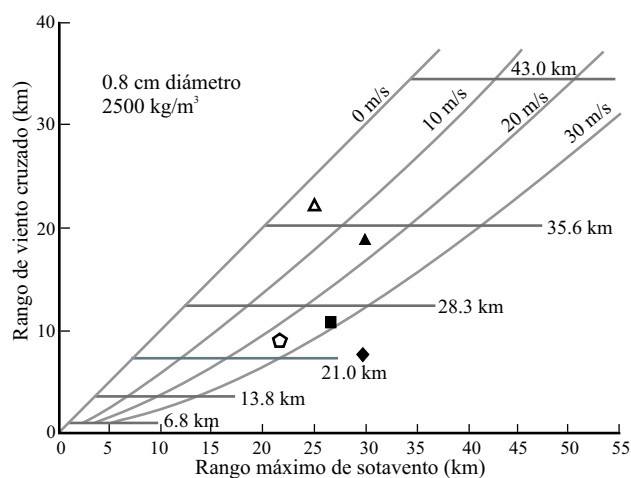
cm y de 22 km para la isopleta de 1.6 cm. Las velocidades de viento estratosférico correspondientes a tales alturas varían de 25 a 33 km/s. Si se calcula el promedio de los valores de altura de columna y de velocidades de viento, de acuerdo con estos autores, se obtienen valores medios de 23 km y 29 m/s, respectivamente. Estos valores son consistentes con una definición de columna pliniana (Índice de Explosividad Volcánica de Newhall y Self, 1982), que fue afectada por vientos fuertes superiores a 25 m/s y que canalizaron los depósitos de caída hacia el SW. No fueron calculadas las alturas para las unidades C y E debido a que los datos no son suficientes para aplicar este método.

Densidad total

La densidad total (D_t , *bulk density*) fue obtenida forzando una muestra de pómez original en un contenedor de PVC de volumen conocido y después midiendo su peso, de acuerdo con lo propuesto por Rodríguez-Elizarrarás *et al.* (2002). Los resultados obtenidos dieron una densidad global de 575 kg/m³ para la unidad A.

Cálculo del volumen de roca densa equivalente (VRDE)

La roca densa equivalente (*dense rock equivalent*, RDE) es básicamente la densidad del magma sin vesiculación (o porosidad). El RDE fue calculado por el método de la tableta comprimida. Este método se basa en la medición del volumen (diámetro \times espesor) de un cilindro de roca pulverizada y comprimida. El concepto está basado en el hecho de que una roca pulverizada con tamaño de grano inferior al diámetro de las burbujas (5ϕ de acuerdo con Rosi *et al.*, 1999) y comprimida por un cierto tiempo a una cierta presión, pierde su porosidad primaria. Para proceder a los cálculos, cinco muestras de pómez fueron pulverizadas hasta un diámetro aproximado de 50 μ m y reducidas en tabletas,



- ◊ PEM SW Capa A ● Fogo 1563 ◆ St. Helens 1980
- ▲ Santa María 1902 ○ Fogo A ▲ Tarawera 1886
- Askja 1875

Figura 9. Rango de viento cruzado (xw: *cross-wind*) contra el rango de sotavento máximo (dw: *down-wind*) para clastos líticos de diámetro de 0.8 y 1.6 cm de diferentes erupciones, comparados con los datos de este trabajo (pentágono). Las líneas diagonales representan la velocidad del paleoviento (ws). Basado en el modelo y datos de Carey y Sparks (1986).

presionando el polvo durante 30 segundos a una presión de 30 tons/cm² con una prensa "Graseby". La presión y el tiempo de compresión fueron seleccionados considerando las pruebas realizadas por Rossotti (2005). El valor promedio medido fue de 1620 kg/m³, el cual fue tomado como RDE del magma. Los líticos andesíticos encontrados en la PEM no presentan porosidad, por lo tanto se asume que su densidad es igual a su RDE (2,500 kg/m³).

Se obtuvo un volumen total (VRDE_{tot}) de magma de 0.88 km³ empleando el procedimiento que se detalla en la Tabla 3. Este valor y el correspondiente a la altura de columna fueron comparados con los de otras erupciones que han ocurrido en México, como la Pómez Toluca Superior (Arce *et al.*, 2003); la Pómez Quetzalapa (Rodríguez *et*

al., 2002); la de El Chichón en Chiapas, 1982 (Carey y Sigurdsson, 1986); la del volcán de Colima, 1913 (Saucedo-Girón, 1997); la del volcán Tres Vírgenes (Capra *et al.*, 1998); así como también la ocurrida en el Monte Pinatubo en Filipinas, 1991 (Rosi *et al.*, 2001) (Figura 10). Se observa que el volumen (VRDE) estimado para la PEM es congruente con la altura de columna determinado en este trabajo.

Masa del depósito

El producto de la densidad global del depósito (kg/m³), multiplicado por su volumen (m³) proporciona la masa (*Mt*) o magnitud del depósito en kilogramos. El procedimiento para obtener la masa de pómez y líticos se detalla en la Tabla 3. El resultado obtenido para la masa de la unidad A (*Mt*) es de 1.50×10¹² kg, valor que se puede comparar con los valores de masa calculados para otras erupciones plinianas bien estudiadas como la Pómez Quetzalapa *Mt*= 4.8×10¹² kg (Rodríguez *et al.*, 2002), la erupción del Vesubio de 1906 (*Mt*= 7.8×10¹⁰ kg) (Arrighi *et al.*, 2001) o la del Nevado de Toluca de 1.8×10¹³ kg (Arce *et al.*, 2003).

Tasa de descarga de masa

La tasa de descarga de masa (*mass discharge rate*, MDR) o intensidad de la erupción (Carey y Sigurdsson, 1989) se define como la masa (kg) arrojada a través del cráter durante una unidad de tiempo (s). Dicho parámetro puede ser obtenido extrapolando valores en el gráfico de altura de columna vs. tasa de volumen descargado (Figura 11), a partir del cálculo de la tasa de descarga de volumen

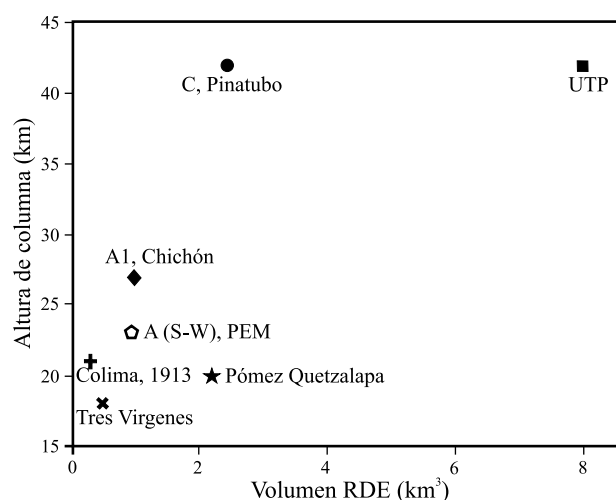


Figura 10. Gráfico de altura de columna vs. volumen de roca densa equivalente (RDE). Comparación de la PEM con algunas erupciones prehistóricas y modernas en México y la erupción ocurrida en el Monte Pinatubo, Filipinas, en 1991. A (S-W), PEM: Unidad A del lóbulo SW; UTP: Pómez Toluca Superior. Ver referencias en texto.

Table 3. Parámetros físicos de la erupción de la unidad de caída A del lóbulo SW de la Pómez Ezequiel Montes.

Parámetro	Símbolo	Fórmula usada	Unidad	Capa A lóbulo SW	Referencia
Espesor de capa en el conducto	T_{max}	Extrapolación con datos de campo	m	11.539	1
Pendiente de la recta	k	Gráfico	–	-0.0942	1
Volumen emitido	V	$V=2T_{max}/k^2$	km ³	2.6	1
Altura de columna	H	Gráfico con datos de isopletras de líticos	km	23	6
Densidad total	Dt	Medida en laboratorio	kg/m ³	575	2
Masa del depósito	Mt	$V \times Dt$	kg	1.5E+12	2
Duración de erupción	Ed	Mt/MDR	s	25000	5
Tasa de descarga de masa (intensidad)	MDR	Extrapolación	kg/s	6 E+7	4
RDE juveniles	$RDEm$	Medida en laboratorio	kg/m ³	1620	2
RDE líticos accesorios	$RDEa$	Inferida	kg/m ³	2600	2
Masa de magma	Mm	$Mt - Ma$	kg	1.26E +12	3
Masa de líticos accesorios	Ma	$(Mt/100) \times LTH\%$	kg	2.4E +11	2
Volumen de juveniles RDEm	$VRDEm$	Mm/Dm	km ³	0.78	3
Volumen de líticos accesorios RDEa	$VRDEa$	Mm/Da	km ³	0.1	3
Volumen total RDE	$VRDEtot$	$VRDEm + VDREa$	km ³	0.88	3
Contenido de líticos accesorios	LT	Medido en laboratorio	% en peso	16	2
Contenido de juveniles	PM	Medido en laboratorio	% en peso	84	2
Velocidad en la boca	u	$[(8gr_0\sigma_0)/(3C\rho_0)]^{1/2}$	m/s	100	4
Gravedad	g	–	m/s ²	9.81	
Densidad del clasto	σ	–	kg/m ³	2600	
Diámetro máximo de lítico en la boca	$2r$	Extrapolado	m	0.098	
Coefficiente de arrastre para $u << S$	C	–	–	1	4
Densidad del gas volcánico a 1200 K	ρ	–	kg/m ³	0.325	4

PM: Pómez; LT: líticos; RDE: roca densa equivalente; m: magma (juvenil); a: líticos accesorios (andesitas); $u << S$ =velocidad menor a la del sonido. Referencias. 1: Pyle (1989, 1995) and Fierstein and Nathenson (1992); 2: este trabajo; 3: Rodríguez *et al.* (2002); 4: Wilson (1976) y Wilson *et al.*, (1978); 5: Walker (1980); 6: Carey and Sparks (1986).

utilizando la Ecuación 3 (Sparks *et al.*, 1997):

$$H_i = 1.67Q^{0.259} \quad (3)$$

En donde H_i es la altura máxima de la columna (23 km para la unidad A del lóbulo SW), Q es la tasa de descarga de volumen en m³/s y 1.67 es una constante relacionada con la estratificación de la atmósfera. Despejando Q en la ecuación de Sparks *et al.* (1997) se obtiene un valor $Q \sim 2.5 \times 10^4$ m³/s. Por lo tanto, extrapolando el valor de H_i y Q en el gráfico de la Figura 11 se obtiene una tasa de descarga de masa de $\sim 6 \times 10^7$ kg/s, lo cual representa una erupción importante en cuanto a intensidad eruptiva.

Duración de la erupción

La duración de la erupción fue calculada de acuerdo con la ecuación propuesta por Walker (1980):

$$Ed = Mt/MDR \quad (4)$$

Donde Ed es la duración de la erupción, Mt es la masa total de productos de caída emitidos en ese lapso de tiempo y MDR es la tasa de descarga de masa. Se calculó que la

duración de la erupción (Ed) para la unidad A (lóbulo SW) fue de 6.9 horas; se considera que este es un valor razonable para el depósito de la PEM.

Velocidad en la boca

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):

$$\rho_0 u_0^2 = 8gr_0\sigma_0/3C \quad (5)$$

En donde σ_0 es la densidad de la partícula más grande, u_0 es la velocidad inicial en la boca [m/s], g es la aceleración de gravedad, r_0 es el radio de la partícula más grande en la boca [m] (valor extrapolado), ρ_0 es la densidad del gas volcánico en el punto de emisión (0.325 kg/m³ a 1,200 K para gases con polvo en condiciones plinianas) y C es el coeficiente de arrastre (*drag coefficient*) (~ 1 para velocidades menores a la velocidad del sonido). El valor calculado para la velocidad inicial en la boca (u_0) de la columna pliniana que generó la Pómez Ezequiel Montes (unidad A) es de 100 m/s. En los cálculos se asumió que el gas dominante era

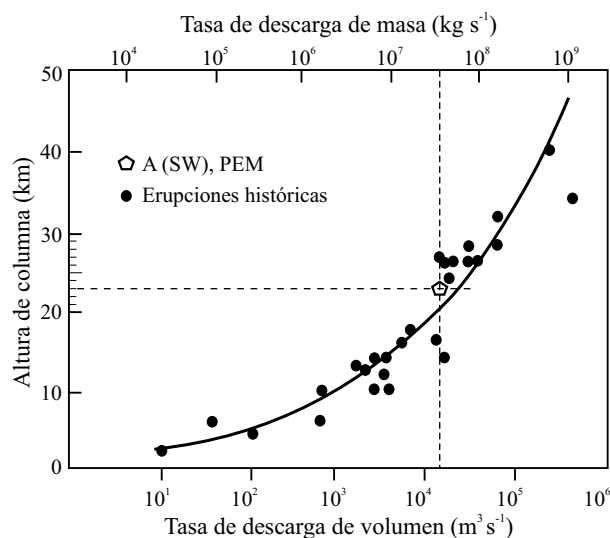


Figura 11. Gráfico de altura de columna de erupción vs. tasa de descarga de masa para erupciones históricas (círculos negros). El pentágono representa la Pómez Ezequiel Montes (PEM, unidad A, lóbulo SW). La línea continua representa la relación predicha en la ecuación $Ht=1.67Q^{0.259}$ (Modificada de Sparks, *et al.*, 1997).

vapor de agua. En la Tabla 3 se pueden observar los datos utilizados para este cálculo.

RECONSTRUCCIÓN DE LA DINÁMICA ERUPTIVA

Es posible notar claramente que la PEM se distribuyó básicamente en dos cuadrantes con respecto a la caldera: SE y SW, confirmando la distribución descrita por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001). Esta observación indica que los vientos dominantes durante la erupción tenían una dirección hacia el SE y hacia el SW. Sin embargo, nuestros resultados sugieren que los lóbulos fueron originados por eventos eruptivos distintos que debieron ocurrir en tiempos ligeramente diferentes, como lo indican las direcciones de los ejes de dispersión; aunque seguramente debieron estar asociados a una misma fase eruptiva, a juzgar por su similar composición.

Debido a las limitantes que se presentan en cuanto a la falta de afloramientos en el lóbulo SE, no es posible hacer una interpretación cuantitativa sobre la dinámica eruptiva que dio origen a la PEM en esa zona. Por lo tanto, y debido a la mayor cantidad de datos recabados en el lóbulo SW, se propone solamente un modelo eruptivo de los eventos que originaron a la PEM sobre dicho lóbulo.

Modelo eruptivo de la PEM en el lóbulo SW

La erupción comenzó con una actividad de alta explosividad y corta duración que dio lugar a la generación

de una oleada basal, cuyo depósito se observa en la base de la sección S-4 en la capa A0, seguida por el comienzo de la actividad pliniana. Durante la actividad pliniana se formó una columna eruptiva sostenida que alcanzó una altura mínima de 23 km, pero que posteriormente sufrió un descenso gradual, lo cual está representado por un depósito de lapilli fino en la capa A1, aunque después se produjo un nuevo incremento en la altura de la columna que produjo la caída de pómez de tamaño de lapilli grueso y originando depósitos hacia el lado SW de la caldera, debido a que el paleoviento soplabla hacia esa dirección (Figura 12). Posiblemente la columna se volvió ligeramente inestable, dado el carácter burdamente estratificado del depósito en la parte superior de la capa A2, ya que, de acuerdo con Rosi *et al.* (1999), estos rasgos son consistentes con un mecanismo en el cual la variación rápida de la altura de columna (oscilaciones cortas) no permite la formación de capas discretas. Con base en el contenido de líticos presentes en la base de la unidad A (6 %) se puede inferir que la erupción comenzó con una inyección progresiva de material juvenil a conducto abierto, con poca interacción con la roca encajonante. Sin embargo, conforme la erupción proseguía, la columna eruptiva comenzó a incorporar una mayor cantidad de líticos (en ocasiones alterados), lo cual se atribuye a un ascenso continuo de gases y a una apertura mayor del conducto magmático.

Después de la fase inicial pliniana A, tuvo lugar un periodo de reposo, que permitió que los materiales piroclásticos recién depositados fueran afectados por procesos de retrabajo (unidad B, ver Figura 12), ocasionando un ligero redondeamiento de los clastos. El tipo de contacto de esta unidad con la que le subyace (unidad A) es, en algunos casos, erosional, lo cual apoya la interpretación de un periodo de reposo de la actividad eruptiva, aunque su duración no debió ser demasiado larga, ya que las capas subsecuentes revelan el restablecimiento de nuevas columnas eruptivas.

Posteriormente, la actividad eruptiva cesó, dando lugar a un periodo de reposo (unidad D, ver Figura 12). Durante este periodo ocurrió una remobilización de clastos de pómez causando cierto redondeamiento de los mismos y confiriéndoles una superficie de alteración color café.

Posteriormente a ese periodo de quietud, vuelve a ocurrir otra fase explosiva que da origen a una columna eruptiva, la cual produjo depósitos de caída correspondientes a la unidad E (Figura 12). Se infiere que esta fase fue producto de una columna eruptiva subpliniana que experimentó un colapso parcial, el cual dio origen a una oleada que formó una capa de ceniza gruesa. Con base en el contenido de material juvenil (98.4% a 100%) de la unidad E se puede interpretar que durante esta fase hubo una inyección periódica de material juvenil a conducto abierto, con poca interacción con la roca encajonante. Se infiere también que, después de la actividad eruptiva representada por la unidad E, hubo un tiempo de reposo, a juzgar por el contacto entre las unidades E y F y el carácter de retrabajo de F.

Después de un periodo de reposo se infiere que ocurre un cambio en el estilo eruptivo. Este cambio está represen-

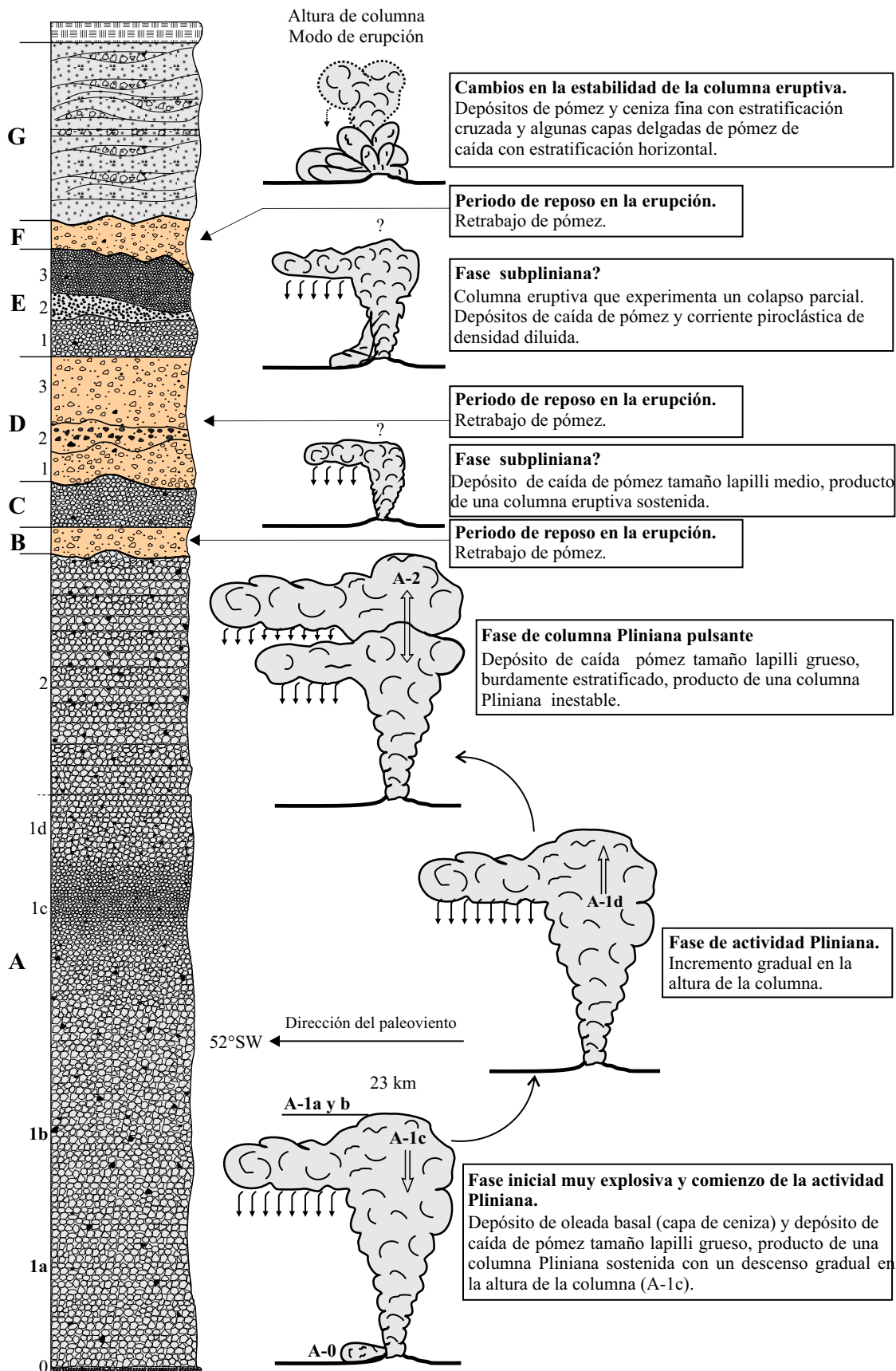


Figura 12. Modelo eruptivo de la PEM para el lóbulo SW y su correlación con la estratigrafía estudiada.

tado por la generación de depósitos de oleadas intercalados con menores capas de caída (unidad G). Esto podría indicar que el mecanismo de erupción representa cambios en la estabilidad de la columna eruptiva (Figura 12), atribuidos a pequeños colapsos instantáneos, los cuales representan un proceso relativamente común en las erupciones plinianas.

CONCLUSIONES

Una secuencia de erupciones de tipo pliniano produjo la Pómez Ezequiel Montes durante el Mioceno tardío. Esas erupciones ocasionaron extensos depósitos de caída que se dispersaron formando dos lóbulos elongados en las direcciones SE y SW.

La evidencia estratigráfica, apoyada por los datos de pozos, confirma la idea de que cada lóbulo fue originado por erupciones diferentes en condiciones de viento atmosférico con direcciones distintas, que hacen improbable una correlación entre ambas secuencias eruptivas, aunque seguramente se encuentran asociadas a una misma fase eruptiva, a juzgar por su composición similar y posición estratigráfica.

En este estudio se propone un modelo eruptivo para los depósitos de la unidad A en el lóbulo SW, el cual incluye una cuantificación de los parámetros de la columna eruptiva que dio origen a ese voluminoso depósito de caída pliniana, el cual tuvo una amplia distribución en la zona y llegó a acumularse en espesores de hasta más de 2 m, en lo que ahora es el área metropolitana de Querétaro.

El régimen pliniano que dio origen a la unidad A del lóbulo SW fue caracterizado por una pluma volcánica que alcanzó una altura mínima de 23 km en presencia de un viento lateral fuerte (29 m/s) dirigido en la orientación SW, llegando a los niveles de la estratosfera, y dando origen a un depósito de caída de 2.6 km³ (RDE= 0.88 km³). La intensidad (tasa de descarga de masa) de la erupción estimada para este evento es de 6×10^7 kg/s con una magnitud (masa) de 1.45×10^{12} kg y una duración de aproximadamente siete horas, lo cual representa un evento de gran importancia si se compara con otros eventos a nivel mundial.

Es importante señalar las múltiples interrupciones encontradas en cada secuencia que formó la PEM, lo que representa una sucesión de eventos relacionados a la dinámica de columnas eruptivas, que llegan a estar separados por episodios de reposo en los que se produce la remoción de depósitos.

Los productos de la PEM emitidos por la caldera Amazcala provienen de un magma homogéneo (riolítico), con contenido de SiO₂ que oscila entre 75.5 y 76.8 % en peso.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo contó con el apoyo logístico del Centro de Geociencias. Se agradece a Juan Tomás Vázquez la elab-

boración de secciones delgadas, a Bartolo Rodríguez por su apoyo en el tamizado de muestras y a Manuel Albarrán por la preparación de muestras para análisis químicos. Rufino Lozano realizó la determinación de los elementos mayores en el LUGIS; Ofelia Pérez llevó a cabo los análisis de elementos traza en el Centro de Geociencias. Las revisiones llevadas a cabo por Andrea Borgia y Arturo Martín fueron de gran utilidad para mejorar este artículo. Gracias a Tere Orozco y Jesús Silva por la edición técnica de este artículo.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001, The Amazcala caldera, Querétaro, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- Aguirre-Díaz, G.J., Lozano-Santacruz, R., 2002, Na-loss and K-enrichment in comendites of the Amazcala caldera, Querétaro, México. An example of a correction applied to hydrated glasses (resumen), en Tercera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco, México: *Geos*, 22, 236.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: Stratigraphy and Hazard Implications: *Bulletin of the Geological Society of America*, 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.
- Cano-Cruz, M., Carrasco-Núñez, G., 2008, Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 549-564.
- Capra, L., Macías, J.L., Espindola, J.M., Siebe, C., 1998, Holocene Plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80, 239-266.
- Carey S.N., Sigurdsson, H., 1986, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: 2. Observations and numerical modeling of tephra fall distribution: *Bulletin of Volcanology*, 48, 127-141.
- Carey, S.N., Sigurdsson, H., 1989, The intensity of Plinian eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 51, 28-40.
- Carey, S.N., Sparks, R.S.J., 1986, Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns: *Bulletin of Volcanology*, 48, 109-125.
- 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 Comment by W.I. Rose: *Bulletin of Volcanology*, 55, 375-378.
- Inman, D.L., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 22(3), 125-145.
- Le Maitre, R.W., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms*: Oxford, Blackwell Scientific, 192 pp.
- Lozano-Santacruz, R., Girón, P., Lozano, A., Ángeles, S., 2001, Preparación de material de referencia para uso en laboratorios de análisis químicos: *Boletín de Mineralogía*, 14(1), 53-54.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244, 452-473.
- Newhall, C.G., Self, S., 1982, The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research*, 87(C), 1231-12328.
- 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.
- Pyle, D.M., 1989, The thickness, volume and grain size 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.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., 1998, El Campo Volcánico de Las Cumbres al oriente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, estados de Puebla y Veracruz: Evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclásticos: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, tesis doctoral, 263 pp.
- Rodríguez-Elizarrarás, 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., Castelmennano, A., Grieco, G., 1999, Plinian pumice fall deposit of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Field, Italy): *Journal of volcanology and geothermal research*, 91, 179-198.
- Rosi, M., Paladio-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.
- Rossotti, A., 2005, Reconstrucción de la historia eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico de Orizaba): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis doctoral, 142 pp.
- Saucedo-Girón, R., 1997, Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 127 pp.
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, L.G., Glaze, L.S., Sigurdsson, H., Woods, A.W., 1997, *Volcanic Plumes*: John Wiley & Sons, 590pp.
- 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.
- 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.

Manuscrito recibido: Octubre 8, 2008

Manuscrito corregido recibido: Marzo 3, 2009

Manuscrito aceptado: Marzo 13, 2009