



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO



CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS JURQUILLA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“RECONSTRUCCIÓN DE LA DINÁMICA ERUPTIVA
DE LA PÓMEZ EZEQUIEL MONTES, QRO.”**

TESIS:

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(VULCANOLOGÍA)

Presenta:

JAVIER HERNÁNDEZ ROJAS

Noviembre de 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 mis padres:
Norberto y M^a Guadalupe por haber confiado en mí,
y por todo el apoyo que siempre me han brindado.
Para ustedes y para mis hermanas:
Esmeralda, Rosario y Sughey; quienes con su
apoyo y muestras de cariño, me han motivado
para seguir adelante.

AGRADECIMIENTOS.

Antes que nada quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi tutor y guía de ésta tesis Dr. Gerardo Carrasco Núñez, por haberme brindado la oportunidad de trabajar con él, por haber tenido la paciencia necesaria para ayudarme, por transmitirme su conocimiento y por ser demasiado accesible en todo momento.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Gerardo Aguirre Díaz, por su grata colaboración, por su apoyo y por sus valiosos consejos sobre este trabajo. También deseo agradecer a los sinodales encargados de revisar y corregir este trabajo, Dr. Sergio R. Rodríguez Elizarrarás, Dr. José Luís Macías Vázquez y al Dr. Ricardo Saucedo Girón.

A CONACYT por la beca que me proporcionaron, porque gracias a ello, fue posible mi estancia en este proyecto de investigación. Al CGEO, a la UNAM, por la oportunidad de seguir adelante en mi formación y por el gran apoyo brindado durante este tiempo. También quiero agradecer al programa del proyecto CONACYT 44549-F por la beca que me proporcionaron como asistente del proyecto “Análisis de la estabilidad estructural del Volcán Cofre de Perote: implicaciones de riesgo de colapso sectorial de volcanes inactivos”, porque gracias a ello, fue posible mi estancia durante los últimos meses en este trabajo.

A todas aquellas personas que me ayudaron en la etapa de laboratorio. A Bartolo Rodríguez, quién tamizó decenas de muestras de pómez. A Juan Vásquez Ramírez por su apoyo con láminas delgadas. Al técnico Manuel Albarrán por su ayuda en molienda y pulverizado de muestras. A Jesús Silva por compartirme su conocimiento sobre la edición de figuras. A la Lic. Carolina Muñoz quién me proporcionó todo lo necesario para el análisis de muestras en el laboratorio de vulcanología. A la Dra. Dora Carrión Freyre y a Ricardo Carrizosa encargados del laboratorio de Geomecánica, por haberme proporcionado información sobre pozos. A la CNA Gerencia Estatal Querétaro porque gracias al convenio entre ésta y el Centro de Geociencias fue posible obtener los datos de pozos. Agradezco la

ayuda en la elaboración de los análisis químicos, así como también por la amabilidad que me brindaron los encargados del laboratorio de Geoquímica del Centro de Geociencias Dr. Arturo Gómez Tuena y Ofelia Pérez Arvízu.

Quiero agradecer a todos los que laboran en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, por su colaboración, en especial a la secretaria Marta Pereda encargada como enlace entre los estudiantes y el Posgrado en C.U., por su valiosa ayuda en todos los trámites y papeleos. A los Doctores Dr. Roberto Molina y Carlos Mendoza quienes han sido responsables del buen funcionamiento de trámites en el Posgrado de Geociencias. A Dionisio León por su colaboración en el trámite de vehículos para salir a campo. A Juanita Pérez y Liliana Cabrera por su ayuda durante la documentación para el trámite de beca. A Fernando Galván por la ayuda durante el papeleo para obtener el seguro de viaje a prácticas escolares.

A Teresa Soledad Medina y a Teresita de Jesús por su atenta colaboración con la bibliografía que he necesitado.

Agradezco a mis amigas de cubículo Montsy, Jazmín y en especial Mari por su gran apoyo moral y por compartir conmigo sus experiencias.

A mis compañeros los Jaibos: Pepe, Barajas, Isidro, Jobo, Norma y Nelly, porque gracias a la convivencia con ellos la estancia en Geociencias fue muy agradable. A Francisco Gonzáles, Jorge Tinóco, Silvia, Victor Vargas y Aldo Izaguirre por compartir conmigo sus vidas y experiencias tan agradables. A Fernando Corbo, Isaac, Laura Mori, Michelangelo, Joel, Jaqueline, Blanca, Ienisei, Idaly, Lina, Ramón, Maru, Lupita L., Rosario, Israel, el Shack, Edgar, Alfredo S., Toño G., Rodolfo, Gildardo G., muy buenas personas.

ÍNDICE DE CONTENIDO

Agradecimientos

Resumen

CAPITULO I.- INTRODUCCIÓN	1
I.1.- Localización y marco fisiográfico	1
I.2.- Objetivo	2
I.3.- Antecedentes	3
I.4.- Marco Geológico	5
I.4.1.- El Cinturón Volcánico Mexicano	5
I.4.2.- Geología de la Caldera Amazcala	9
CAPITULO II.- METODOLOGÍA	15
CAPITULO III.- COLUMNAS ERUPTIVAS Y ERUPCIONES PLINIANAS	20
III.1.- Columnas eruptivas	20
III.1.1.- Generación de columnas eruptivas	21
III.1.2.- Efectos atmosféricos sobre la dispersión de las columnas	22
III.1.3.- Plumas Volcánicas Plinianas	23
III.2.- Erupciones Plinianas	24
III.3.- Depósitos de caída pliniana	25
CAPITULO IV.- ESTRATIGRAFÍA DE LA PÓMEZ EZEQUIEL MONTES	27
IV.1.- Características generales	27
IV.2.- Estratigrafía	29
IV.2.1- Estratigrafía en el lóbulo SE	29
IV.2.1.1- Sección tipo del lóbulo SE (S-1)	29
IV.2.1.2- Otras Secciones	42
IV.2.2- Estratigrafía en el lóbulo SW50	
IV.2.2.1- Sección tipo del lóbulo SW (S-3)	50
IV.2.2.2- Otras secciones	54
IV.3.- Correlación estratigráfica	62
IV.3.1.- Lóbulo SE	62
IV.3.2.- Lóbulo SW	64
IV.3.3.- Correlación estratigráfica entre ambos lóbulos	66
IV.4.- Características granulométricas y análisis de componentes	66
IV.4.1.1- Características granulométricas: lóbulo SE	68
IV.4.1.2.- Análisis de componentes: lóbulo SE	72
IV.4.2.1- Características granulométricas: lóbulo SW	75
IV.4.2.2.- Análisis de componentes: lóbulo SW	78
CAPITULO V.- COMPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS	80
V.1.- Petrografía	80
V.2.- Geoquímica	81

CAPITULO VI.- PARÁMETROS FÍSICOS DE LOS DEPÓSITOS	85
VI.1.- Distribución	85
VI.1.1.- Isopacas	86
VI.1.2.- Isopleetas	88
VI.2.- Volumen	92
VI.2.1 Cálculo del Volumen de Roca Densa Equivalente (VRDE)	95
VI.3.- Densidad global (bulk density) de la capa A del lóbulo SW	96
VI.4.- Masa del depósito (magnitud) de la capa A del lóbulo SW	96
CAPITULO VII.- INTERPRETACIÓN SOBRE LA DINÁMICA ERUPTIVA	97
VII.1.- Altura de la columna (capa A lóbulo SW)	97
VII.1.1.- Método de Carey y Sparks (1986)	98
VII.1.2.- Tasa de descarga de masa (mass discharge rate)	100
VII.1.3.- Duración de la erupción	102
VII.1.4.- Radio del cráter	102
VII.1.5.- Velocidad en la boca (muzzle velocity)	102
VII.1.6.- Método de Wilson et al. (1978)	104
VII.2.- Modelo eruptivo de la PEM en el lóbulo SW	104
VII.3.- Modelo eruptivo de la PEM en el lóbulo SE	108
CAPITULO VIII.- CONCLUSIONES	113
ANEXOS	115
REFERENCIAS	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura

- Nº 1.1.- Mapa de localización de la Caldera Amazcala y de la localidad tipo de la "PEM" (S-1).
- Nº 1.2.- Mapa geodinámico de México que representa las 4 placas principales y el arco volcánico asociado a subducción. BJ= Bloque de Jalisco. Límites de la Sierra Madre occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano (de Ferrari et al., 1999).
- Nº 1.3.- Principales sistemas de fallas inferiores a 10 Ma que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana (basados en Ferrari y Rosas-Elguera, 1999^a, Ferrari et al., 1999c).
- Nº 1.4.- Mapa índice del CVM (MVB) mostrando en el sector central detallando la localización de la Caldera Amazcala y otras.
- Nº 1.5.- Mapa Geológico de la región de la Caldera Amazcala (modificado de Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).
- Nº 1.6.- Distribución de la PEM.
- Nº 3.1.- Formación de una pluma volcánica y sus fases.

- Nº 3.2.- Ilustración esquemática de plumas eruptivas generadas de un conducto volcánico.
- Nº 3.3.- Trayectorias de clastos de la región sombrilla en una columna Pliniana.
- Nº 3.4.- Clasificación de erupciones con base en los índices de fragmentación (F%) y dispersión (D).
- Nº 3.5.- Estratigrafía interna de un depósito de caída pliniana simple estratificado (después de Wait y Dzurisin 1981).
- Nº 3.6.- Ejemplo de una unidad de caída pliniana múltiple (después de Wait y Dzurisin 1981).
- Nº 4.1.- Imagen satelital donde se pueden ubicar las secciones medidas.
- Nº 4.2.- Sección S-1 sintetizada de la "PEM" en la localidad de Ezequiel Montes.
- Nº 4.3.- Fotografías que muestran características y contactos entre las unidades A, B y C.
- Nº 4.4.- Fotografías que muestran las características litológicas de la unidad C en contacto con B.
- Nº 4.5.- Fotografías que muestran las unidades C, D y E.
- Nº 4.6.- Fotografías que muestran las unidades D, E, F y G.
- Nº 4.7.- Contactos concordantes entre las unidades G, H, I.
- Nº 4.8.- Fotografía que muestra el contacto transicional entre la unidad I con J.
- Nº 4.9.- Fotografías de las unidades J y K.
- Nº 4.10.- Fotografía que ilustra la parte final de K, y muestra una zona de alteración intensa (k-6).
- Nº 4.11.- Fotografía que muestra el contacto entre la unidad M y N.
- Nº 4.12.- Panorámica que muestra a las unidades desde la A-I.
- Nº 4.13.- Sección estratigráfica sintetizada S-L de la PEM, localizada en el poblado de Soriano, Qro., a 13 km al E del centro de la caldera.
- Nº 4.14.- Fotografía que muestra los contactos concordantes entre las unidades E y G.
- Nº 4.15.- A).- Fotografía que muestra los contactos entre las unidades G, H, I+J, R1 y FP. B).- Detalle de la unidad N, mostrando el carácter masivo con pómez en tamaño de lapilli muy grueso.
- Nº 4.16.- Fotografías que ilustran el contacto entre la unidad K de la PEM, un horizonte café y la ignimbrita Colón en la sección S-L.
- Nº 4.17.- Sección estratigráfica sintetizada S-2 de la PEM, localizada cerca del poblado Guanajuatito, Qro., a 34.5 km al SE del centro de la caldera.
- Nº 4.18.- Sección estratigráfica sintetizada S-3 de la PEM, localizada cerca del poblado La Griega, Qro., a 13.8 km al SW del centro de la caldera.
- Nº 4.19.- Fotografía que muestra los contactos entre las unidades A, B y C en el sitio S-3.
- Nº 4.20.- Fotografía que muestra los contactos ondulantes entre las unidades E, F y G.
- Nº 4.21.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-4 (izquierda) y S-13 (derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado Saldarriaga, Qro. y Jesús María, respectivamente.
- Nº 4.22.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-5 (izquierda) y S-8 (derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado Saldarriaga, Qro.

- Nº 4.23.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-6 (izquierda) y S-7(derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado El Yaqui, y al oriente de la ciudad de Querétaro, respectivamente.
- Nº 4.24.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-9 (izquierda), S-10 (derecha) y S-12 (abajo) de la PEM, localizadas cerca de la ciudad de Querétaro (S-9 y S-10) y en el poblado Los Cues (S-12).
- Nº 4.25.- Correlación estratigráfica de las localidades diferentes de la PEM, en el lóbulo SE.
- Nº 4.26.- Fotografía que muestra la correlación de la unidad A desde una facies intermedia (S-3 y S-6, a 13.8 km y 18.5 km respectivamente, del centro de la caldera) a facies distales (S-7 a 24 km del centro de la caldera).
- Nº 4.27.- Correlación estratigráfica de las localidades diferentes de la PEM, en el lóbulo SW.
- Nº 4.28.- Variaciones verticales de parámetros granulométricos de la sección S-1.
- Nº 4.29.- Variación vertical de componentes de la PEM en la localidad tipo (S-1).
- Nº 4.30.- Variaciones verticales de parámetros granulométricos en S-3.
- Nº 4.31.- Variaciones verticales de componentes de la PEM en el sitio S-3.
- Nº 5.1.- Fotomicrografía de una pómez gris, con nicoles cruzados, mostrando un microfenocristal euedral de feldespatos potásicos (Fd; sanidino) en una matriz vítrea.
- Nº 5.2.- A) Fotomicrografía de una pómez oscura, con luz natural, mostrando microfenocristales de biotita en una matriz vítrea. B) Fotomicrografía de una pómez alterada blanca, con luz natural, mostrando al igual que en la pómez oscura un cristal de biotita en una matriz vítrea. Bt: biotita.
- Nº 5.3.- A) Clasificación Total-Alcali-Silica (de acuerdo con Le Maitre et al., 1989) de las rocas de este estudio. B) Diagrama multielementos.
- Nº 5.4.- Variación vertical de elementos mayores en la sección tipo S-1.
- Nº 6.1.- Comparación de mapas de isopacas para ambas capas "A" del lóbulo SE y SW.
- Nº 6.2.- Comparaciones en diagrama de barras entre M (promedio del eje más grande de 5 clastos), A (valor más grande del promedio de los 3 ejes) y AT (promedio de los 3 ejes principales de los 3 clastos más grandes).
- Nº 6.3.- Comparación de mapas de Isopletas (pómez y líticos) del depósito de caída de la capa A del lóbulo SW.
- Nº 6.4.- Gráfica de la isopaca A contra la raíz cuadrada del área. Ver texto para la explicación del método (Pyle, 1989).
- Nº 7.1.- Rango de viento cruzado (xw = cross-wind) contra el rango de sotavento máximo (dw =down-wind) para clastos líticos de diámetro de 0.8, 1.6 y 3.2 cm de diferentes erupciones, comparados con los datos de este trabajo (pentágono).
- Nº 7.2.- Volumen DRE vs. Altura de columna.
- Nº 7.3.- Altura de columna de erupción contra la tasa de descarga de magma para erupciones históricas (círculos negros).
- Nº 7.4.- Gráfica de \ln del diámetro para la capa A contra la raíz cuadrada del área.
- Nº 7.5.- Sección estratigráfica compuesta que ilustra los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva de la PEM en el lóbulo SW.

Nº 7.6.- Sección estratigráfica tipo de la PEM (S-1) que ilustra los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva en el lóbulo SE.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla

Nº 4.1.- Relación de los 14 afloramientos estudiados en este trabajo.

Nº 4.2.- Características granulométricas de los depósitos piroclásticos (modificado de Fisher, 1961 y Fisher & Schminke, 1984).

Nº 4.3.- Parámetros de clasificación para depósitos piroclásticos (tomado de Cas & Wright, 1987).

Nº 4.4.- Parámetros INMAN para la sección S-1.

Nº 4.5.- Parámetros INMAN para la sección S-3 del lóbulo SW.

Nº 5.1.- Análisis químicos de elementos mayores y traza de las pómez clara y oscura.

Nº 6.1.- Relación de espesores para la capa A de los afloramientos medidos en el Lóbulo SW, ordenados por su distancia respecto al centro de la caldera.

Nº 6.2.- Datos de diámetro máximo de los clastos líticos y de pómez de algunos de los afloramientos estudiados en este trabajo.

Nº 6.3.- Parámetros usados para el cálculo del volumen de la capa A.

Nº 7.1.- Comparación de los datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna eruptiva.

Nº 7.2.- Parámetros usados para el cálculo de la velocidad en la boca (Wilson, 1976).

RESUMEN

La Pómez Ezequiel Montes (PEM) es una secuencia de caída pliniana asociada a la formación de la caldera Amazcala, hace aproximadamente 7.3 Ma. Esta caldera está localizada a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro.

Según estudios previos, la PEM está constituida por una secuencia estratificada dominada por depósitos de caída intercalados con depósitos de oleada piroclástica, de unos cuantos cm de espesor, y algunos horizontes de material retrabajado. La secuencia tiene un gran espesor (32 m en la localidad tipo SE) y se confirma que presenta una amplia distribución, a lo largo de 2 ejes principales de dispersión orientados tanto al SW como al SE, con respecto a la caldera.

El análisis granulométrico y de componentes realizado a la PEM ayuda a revelar que la secuencia está dominada litológicamente por pómez gris de composición riolítica, con menores cantidades de líticos; dicha composición es bastante homogénea a lo largo de toda la secuencia. En este estudio, se midieron 14 secciones para observar sus variaciones laterales y posible correlación entre ellas. Tanto el tamaño de los fragmentos de pómez como el espesor de las unidades identificadas, disminuyen alejándose de la fuente, y los mapas de isopacas obtenidos confirman que la PEM fue emitida a partir de la caldera de Amazcala.

El trabajo de campo a detalle sobre la PEM hace más comprensible una correlación entre secciones de la secuencia en el lóbulo SW, en el cual se seleccionó la capa A para obtener sus parámetros físicos, mientras que hacia el SE, debido a la falta de exposición de canteras fue necesario apoyarse en datos de pozos. Sin embargo, el lóbulo SE no fue estudiado detalladamente para obtener sus parámetros físicos. La erupción que originó la capa A del lóbulo SW representa un evento desarrollado 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 en un área de $\sim 2450 \text{ km}^2$ con un volumen mínimo de 2.6 km^3 y una masa de $1.45 \times 10^{12} \text{ kg}$. La tasa de descarga de masa estimada para ésta columna eruptiva es de $\sim 6 \times 10^7 \text{ kg/s}$.

ABSTRACT

The Pómez Ezequiel Montes (PEM) is a sequence of plinian fallout deposits associated with the formation of the Amazcala caldera, approximately 7.3 Ma ago. This caldera is located 30 km NE of Querétaro city.

According to previous studies, the PEM is constituted by a stratified sequence dominated by fallout deposits interlayered with thin pyroclastic surge deposits, and some horizons of reworked material. The whole sequence is very thick (32 m in the SE type locality) and is confirmed that the PEM presents a wide distribution, along two main dispersal axes orientated to the SW and the SE, with respect to the caldera centre. Grain-size and components analysis performed to the PEM helps to reveal that the sequence consists of gray pumice of rhyolitic composition, with minor quantities of lithic clasts; such composition is fairly homogeneous along the whole sequence. In this study, 14 sections were measured to observe the lateral variations and possible correlation between them. Both the size of the pumice fragments and the thickness of the identified units diminish away from the source and the obtained isopach maps confirm that the PEM was emitted from the Amazcala caldera. The detailed fieldwork on the PEM makes a correlation more understandable between sections of the sequence in the SW lobe, in which the "A" unit was selected to obtain their physical parameters, whereas towards the SE, it was necessary to incorporate information of wells due to the lack of outcrops. However, the SE lobe was not studied in detail to obtain their physical parameters. The eruption that originated the "A" unit of the SW lobe represents an event developed by a plinian column that reached 23 km from height, with an exit velocity of about 100 m/s. This eruptive column produced a widespread pumice fallout in an area of $\sim 2450 \text{ km}^2$ 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 $\sim 6 \times 10^7 \text{ kg/s}$.

I.- INTRODUCCIÓN.

La Pómez Ezequiel Montes corresponde a una secuencia de depósitos de caída producto de una erupción pliniana, originada por la formación de la caldera Amazcala. Las erupciones plinianas constituyen las eyecciones más espectaculares en intensidad y magnitud (Wilson y Walker, 1981), en las cuales se producen columnas eruptivas que suelen alcanzar la estratosfera, y que son dispersadas por cientos o miles de kilómetros por los vientos predominantes. Así mismo estas erupciones pueden conducir a la generación de flujos piroclásticos producidos por colapsos en la columna eruptiva. Por su tamaño, las erupciones plinianas representan un riesgo para los habitantes que viven en zonas volcánicas activas.

En México existen otros depósitos similares de caída pliniana con grandes espesores, comparados con los de la PEM son menores, tal es el caso de los depósitos de caída de la Pómez Tepic con un espesor de ~16 m (Luhr, 2000), La Pómez Quetzalapa con un espesor máximo de alrededor de 15 m (Rodríguez et al., 2002) y la secuencia Pómez Toluca Superior con un espesor de alrededor de 8 m (Arce et al., 2003), ambas en las zonas proximales.

Otros ejemplos clásicos de erupciones de tipo Plinianas son las del Mt. Santa Helena (1980) y Pinatubo (1991), en los cuales una secuencia de columnas plinianas de 19 y ~42 km, respectivamente dieron origen a la formación de extensas capas de caída (Rosi et al., 2001; Carey y Sparks, 1986, respectivamente) aunque de menor magnitud en cuanto al espesor, comparados con los de la PEM.

Existen también otros ejemplos en los que se proponen variaciones en la dispersión de las caídas piroclásticas, siguiendo ligeramente varios ejes de dispersión, tal es el caso representado por el depósito de caída pliniana de la erupción de la Ignimbrita Campaniana (Rosi et al., 1999), en el cual se asumen cambios en la dirección de los paleovientos predominantes, provocando una dispersión del material en dos ejes principales de dispersión.

Rossotti (2005) también propuso variaciones en la dispersión de la Pómez Citlaltepétl (entre 9, 000 y 8, 500 años A. P.), sugiriendo que el viento tuvo un gran papel en cuanto a su distribución, con vientos predominantes básicamente sólo en los dos cuadrantes orientales.

Cabe destacar que la importancia de estudiar el depósito de la PEM radica en varias razones: tiene un gran espesor (por lo que lo hace ser un depósito excepcional), es uno de los pocos que afloran con gran volumen en México, además de que se encuentra bien preservado, y ampliamente distribuido, a pesar de su edad miocénica (7.3 Ma, Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

Este estudio se enfocará al comportamiento de las columnas eruptivas que generaron tales depósitos. Por tal motivo, el estudio a detalle sobre los piroclastos de tamaño lapilli y ceniza que fueron formados y emitidos durante tales procesos, podría proporcionar datos importantes para una interpretación muy específica y sus respectivos modelos de formación.

I.1.- Localización y marco fisiográfico.

La caldera Amazcala está localizada a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro, cerca del pueblo de Amazcala, de donde toma su nombre (ver figura 1.1). La Pómez Ezequiel Montes (PEM) tiene su localidad tipo aproximadamente a 19 km al SE de la caldera, cerca del pueblo de Ezequiel Montes, Qro. de donde toma su nombre designado por Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001. El acceso a la localidad tipo (S-1=sección tipo, ver figura 1.1) puede hacerse a partir de la ciudad de Querétaro, por la autopista México-Querétaro (rumbo a México), tomando la desviación hacia el pueblo de Bernal y posteriormente hacia el Pueblo de Ezequiel Montes, aproximadamente a 1 km de esta desviación se encuentra la localidad tipo.

La caldera Amazcala es una de varias que han sido reconocidas en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Se sitúa a 480 km de la Trinchera Mesoamericana, por lo que es la caldera más lejana en el sector central del CVM.

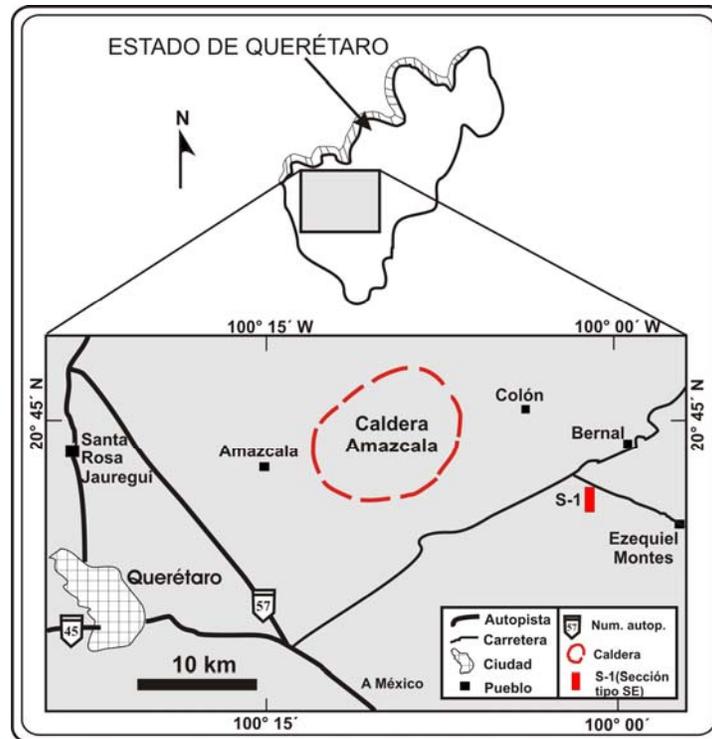


Figura 1.1.- Mapa de localización de la Caldera Amazcala y de la localidad tipo de la “PEM” (S-1).

1.2.- Objetivos.

El objetivo principal de este trabajo es la reconstrucción de la dinámica eruptiva que produjo a la “Pómez Ezequiel Montes”.

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 su posible correlación. La caracterización de cada uno de los depósitos piroclásticos se basó en análisis granulométricos, análisis de componentes, estudios petrográficos y geoquímicos, además de las descripciones detalladas de campo y obtención de diversos parámetros (los cuales serán descritos más adelante). Todos estos estudios son indispensables para dar sustento a las interpretaciones acerca del origen de ese tipo de erupciones.

Cabe destacar que los resultados de este trabajo permitirán tener un mejor entendimiento sobre los procesos que dan origen a la formación de extensos depósitos de caída piroclástica. Con ello se pretende aportar información de interés en el campo de la Vulcanología física, relacionada con erupciones tipo plinianas, lo que lleva a desarrollar un modelo sobre los mecanismos eruptivos, y

la manera en que sucedieron los eventos volcánicos en la caldera Amazcala. Esto podría ser usado tanto para aspectos básicamente científicos, como para fines de prevención de riesgos en volcanes activos.

1.3.- Antecedentes.

Las calderas del CVM han sido poco estudiadas, y sólo algunas han sido reconocidas por varios autores (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Algunos de ellos hacen referencia a descripciones generales sobre su formación. En el caso particular de la Caldera Amazcala, las únicas observaciones geológicas acerca de esta fueron hechas por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), quienes describieron la caldera y reportaron su evolución volcánica en base a la estratigrafía de los productos asociados. En su trabajo hacen aportaciones sobre la distribución de la Pómez Ezequiel Montes (PEM), y su edad. Proponen que la PEM se distribuye siguiendo 2 ejes de dispersión principales, orientados tanto al SW como al SE con respecto a la caldera. Los mapas de isopacas que muestran para la PEM son generales e incluyen a la suma de los espesores individuales de todas las capas que integran la secuencia. Basados en dichos datos estos autores obtuvieron un volumen mínimo de la PEM de 8.8 km^3 con base en la isopaca de 5m y un volumen RDE de 4.4 km^3 . Sin embargo, los autores no describieron el método para el cálculo del volumen.

Posteriormente, con base en los datos obtenidos por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), se llevó a cabo un análisis más detallado sobre la estratigrafía de la localidad tipo PEM (Hernández-Rojas, 2005 y Hernández-Rojas et al., 2006). De esta manera, se obtuvo información sobre el número de unidades que conforman a la PEM. Asimismo, en esos trabajo, se realizaron análisis granulométricos y de componentes, para observar las variaciones verticales en la columna estratigráfica. De acuerdo a la estratigrafía detallada que se presenta en estos trabajos, se argumenta que el posible origen de la PEM está relacionado a una sucesión de eventos que produjeron diversas columnas eruptivas. Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) las reportan como depósitos de erupciones plinianas, dado el extraordinario espesor y amplia distribución de la PEM. Sin embargo, no se han

elaborado los cálculos para la altura de las columnas eruptivas que formaron estos depósitos, por lo que en este trabajo se hará dicho estudio.

I.4.- MARCO GEOLÓGICO.

I.4.1.- EL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO.

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es un arco volcánico de dirección E-W, desarrollado sobre la margen sudoccidental de la Placa Norteamericana, como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera Meso-Americana (Demant, 1978; Nixon, 1982 y Ferrari et al., 1999) (Fig. 1.2). Sin embargo, existen otras interpretaciones sobre el CVM que lo atribuyen a procesos de rifting (Verma, 2002) o como un punto caliente (Márquez et al., 1999).

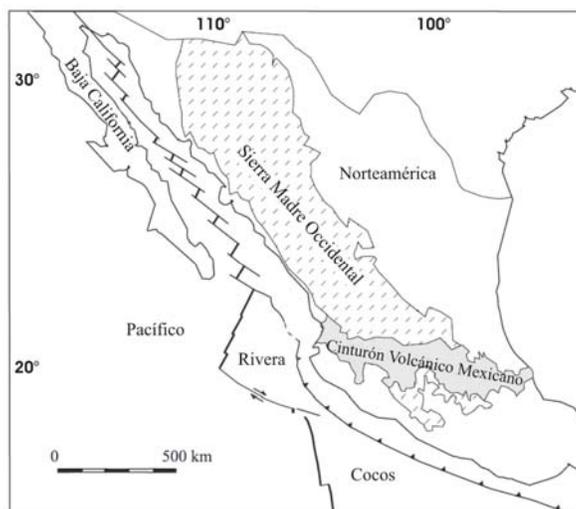


Figura 1.2.- Mapa geodinámico de México que representa las 4 placas principales y el arco volcánico asociado a subducción. Límites de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano (de Ferrari et al., 1999).

El CVM no es una cadena volcánica uniforme, pero sí un mosaico complejo de campos volcánicos, cada uno con características propias (Aguirre-Díaz et al., 1998). Su actividad ha migrado aparentemente hacia el sur, particularmente así durante los últimos 2 Ma (Nixon et al., 1987; Delgado-Granados et al., 1995, Aguirre-Díaz et al., 1998, Ferrari et al., 1999). Por lo tanto, la mayoría de los volcanes activos están localizados a lo largo del margen sureño del cinturón incluyendo el Volcán de Colima, Parícutín, Nevado de Toluca, Popocatepetl, Malinche y Pico de Orizaba (Aguirre-Díaz et al., 1998).

Edad y evolución geológica del CVM.

La edad y el origen del CVM han sido un tema controversial. En el pasado se habían sugerido varias edades que varían desde Cuaternario (Demant, 1978), Plioceno tardío (Cantagrel y Robin, 1979), Plioceno temprano (Nixon et al., 1987) hasta Oligoceno (Mooser, 1972). Sin embargo, con la recopilación y el análisis de varios centenares de edades, se ha permitido visualizar la reorientación progresiva del volcanismo continental desde la Sierra Madre Occidental al CVM, indicando que un arco volcánico con la orientación y las características químicas de esta última existía ya desde el Mioceno superior (Ferrari et al., 1999). Desde entonces el frente volcánico ha migrado hacia la trinchera, sobre todo en la parte occidental y central del CVM (Delgado-Granados et al., 1995).

Las investigaciones recientes han permitido reconocer que el volcanismo del CVM se caracteriza por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida (Ferrari et al., 1999). Un primer pulso tuvo lugar al inicio del Mioceno tardío (10-9 Ma). Posteriormente a los 8 Ma, se observa una disminución del volcanismo a lo largo de todo el CVM. En el Plioceno Inferior (5.3 Ma) el volcanismo se vuelve marcadamente bimodal: complejos de domos riolíticos se emplazaron entre Tepic y Guadalajara (Gilbert et al., 1985; Ferrari et al., 1997, 1999b) y en el sector central del CVM, donde además se formaron las calderas de Los Azufres (Pradal & Robin, 1994), Amealco y Huichapan (Aguirre-Díaz, 2001). En el sector occidental el comienzo de este volcanismo pliocénico está marcado por el emplazamiento de basaltos alcalinos, entre Tepic y Guadalajara, y en la parte norte del rift de Colima. Un último pulso parece caracterizar al Plioceno tardío-Cuaternario, cuando la composición dominante de los productos se vuelve otra vez intermedio-máfica.

Características distintivas del CVM

Entre sus rasgos peculiares se pueden citar:

- a) Variedades de rocas volcánicas alcalinas que han sido emplazadas a lo largo de todo el CVM (Aguirre-Díaz, 2003). Sólo una parte de las rocas alcalinas tiene afinidad intraplaca y puede interpretarse como basaltos de

isla oceánica (OIB) derivados de un manto no contaminado por la subducción.

- b) El CVM no se encuentra a una distancia constante de la Trinchera Meso-Americana. Mientras que en el sector occidental el frente volcánico es paralelo a la trinchera, en el sector central y oriental tiende a alejarse de ella (Ferrari, 2000).
- c) La tasa de emplazamiento volcánico y el área cubierta por el volcanismo Plio-Cuaternario no son homogéneas en el CVM (Ferrari, 2000). El arco volcánico Plio-Cuaternario tiene un ancho variable entre un máximo de 200 km en la región del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala y Morelia (Ferrari, 2000 y Aguirre-Díaz, 2003), que corresponden también a las áreas con menor aporte magmático del arco.
- d) El CVM se suele **dividir en tres sectores** (Aguirre-Díaz et al., 1997; Aguirre-Díaz, 1998; Ferrari, 2000 y Aguirre-Díaz, 2003, Fig. 1.3): occidental, central y oriental que presentan diferencias significativas en lo que respecta al tipo de vulcanismo y su composición química.

En el **sector occidental**, limitado al este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO) [Aguirre-Díaz, 1998 y Aguirre-Díaz, 2003]. El vulcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos, como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica (Ferrari, 2000).

En el **sector oriental**, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica, alineados a lo largo de estructuras corticales; mientras que los volcanes monogenéticos, de composición basáltica, representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado

(Ferrari, 2000). En este sector, el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica, presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia, Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

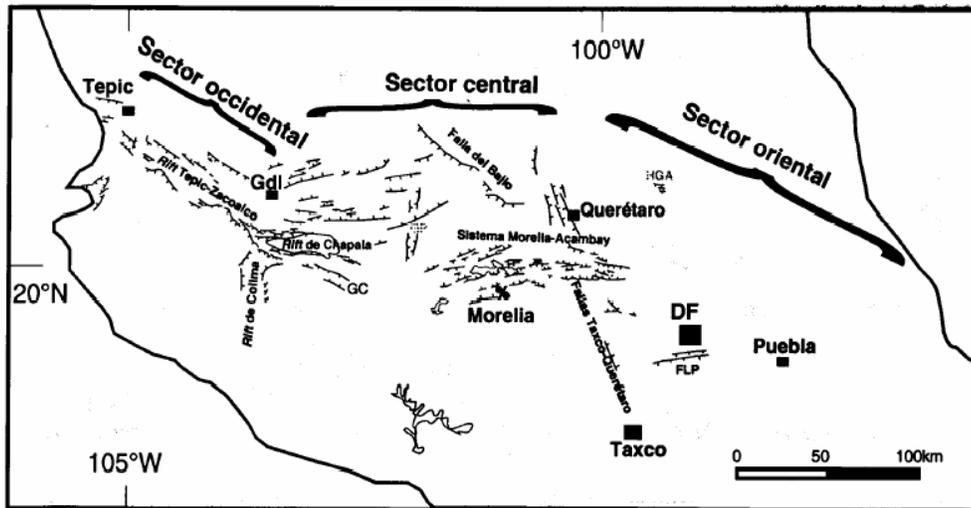


Fig. 1.3.- Principales sistemas de fallas inferiores a 10 Ma que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana (basados en Ferrari y Rosas-Elguera, 1999^a, Ferrari et al., 1999c. GC= Graben de Cotija; GP= Graben de Penjamillo; HGA= Semigraben de Aljibes; FLP= Falla La Pera. Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental.

En el **sector central** se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, integrado por centros monogenéticos y pequeños volcanes en escudo, de composición basáltica a basáltico-andesítico (Ferrari, 2000). Los estratovolcanes están completamente ausentes, si se exceptúa el caso del Cerro Tancitaro.

En el sector central, entre los 99° a 103°, longitud W, se tiene al mayor número de calderas identificadas en esta provincia (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001 y Aguirre-Díaz, 2003). De acuerdo con Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), las calderas (con su rango de edad en Ma, y distancia a la Trinchera Meso-Americana en km, en paréntesis) son: Amazcala (7-6, 480), Apaseo (7-6, 440), Huichapan (5-4, 420), Agustinos (5-4, 400), Amealco (5-4, 400), Macua (4-3, 410), Muerta (? , 380), Catedral (6-5, 370), Azufres (4.5-0.03, 370 -Pradal & Robin, 1994), y Zitácuaro (12-0.5, 320 -Capra et al., 1997) (Fig. 1.4). La mayoría de las calderas completan su actividad en alrededor de 1 Ma, pero los Azufres y Zitácuaro tienen una vida mayor, la mayoría termina con el emplazamiento de

domos de lava post-caldera y flujos piroclásticos asociados (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001 y Aguirre-Díaz, 2004).

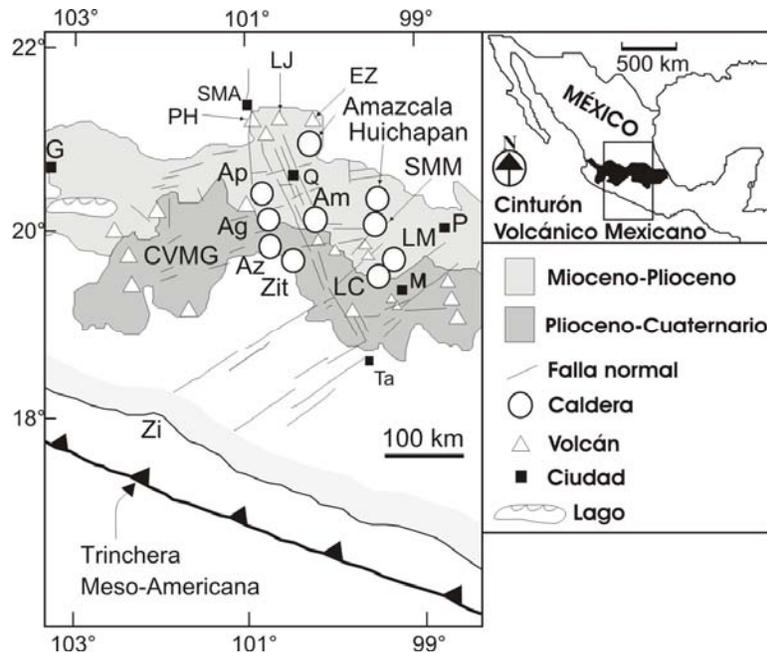


Fig. 1.4.- Mapa índice del CVM (MVB) mostrando en el sector central detallando la localización de la Caldera Amazcala y otras. Calderas: Az: Azufres, Zit: Zitácuaro, Ag: Agustinos, Ap: Apaseo, Am: Amealco, SMM: Santa María Macua y LM: La Muerta, LC: La Catedral. Volcanes: PH: Palo Huérfano, LJ: La Joya y EZ: El Zamorano. Ciudades: G: Guadalajara, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro, P: Pachuca, M: Mexico y Ta: Taxco. MGVF: Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Campo Volcánico Michoacán Gto.). (Tomado de Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

I.4.2 Geología de la caldera Amazcala.

Amazcala es una de varias calderas que han sido reconocidas en el sector central del CVM (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Está localizada 30 Km al NE de la ciudad de Querétaro (Fig. 1.5). A 480 Km de la Trinchera Meso-Americana, la caldera Amazcala es la más alejada del Sector Central del CVM. Tiene una edad de 7.3-6.6 Ma, lo que la hace ser la caldera más antigua, lo cual concuerda con la visión general de la migración hacia el sur del vulcanismo durante la evolución del CVM.

La caldera Amazcala tiene una forma elíptica con diámetros de 11 x 14 Km, cuyo eje principal está orientado al NE (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). La caldera originó extensos depósitos que se extienden a menos de 35 Km de la

caldera al este-sureste y al oeste-suroeste. Los productos también incluyen ignimbritas, domos del anillo de la caldera, y un domo central (Fig. 1.5).

Las unidades de la caldera sobreyacen a ignimbritas del Oligoceno de la provincia volcánica Sierra Madre Occidental (SMO) [Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001], lavas andesíticas del volcán Zamorano de 10 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1989), depósitos lacustres del Mioceno Medio y andesitas de meseta de otras fuentes.

A continuación se describen las unidades geológicas que integran la caldera Amazcala (de acuerdo con Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), las cuales se dividen en unidades Pre-caldera, Caldera y Post-caldera.

Unidades Pre-caldera.

Ignimbritas de la Sierra Madre Occidental (SMO). Hacia el norte de la caldera, las unidades que integran la caldera Amazcala son subyacidas por ignimbritas y domos riolíticos pertenecientes a la provincia volcánica SMO. Una muestra de ignimbrita, colectada a pocos kilómetros al norte de la caldera, arrojó una edad de 29.3 ± 0.3 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Las ignimbritas y riolitas más antiguas están expuestas frecuentemente al norte del límite del CVM y pueden ser encontradas en la base del volcán Zamorano, al norte de la caldera Amazcala (Fig. 1.5).

Domos de lava andesítica del Mioceno. Varios de estos domos ocurren en la vecindad de la caldera Amazcala, tal como el Cerro San Martín, cerca del anillo de la caldera. Estos domos presentan mineralización de oro y están siendo explotados en la mina San Martín (Fig. 1.5). Los domos andesíticos en el área de Amazcala no han sido fechados, pero domos similares de San Miguel de Allende al NW, tienen una edad de 16 Ma (Pérez-Venzor et al., 1997).

El volcán Zamorano. El estratovolcán Zamorano se encuentra ubicado al norte de la caldera Amazcala (Fig. 1.4), éste fue fechado en ~ 10 Ma por Carrasco-Núñez et al. (1989), y Verma, S. P. y Carrasco-Núñez (2003). El Zamorano es el pico más alto en la región (3280 m sobre el nivel del mar) y consiste

principalmente de flujos de lava andesíticos-dacíticos. Es uno de los volcanes más septentrionales del CVM que son similares en edad, composición, y estilo volcánico (Palo Huérfano, Pérez-Venzor et al., 1997; Valdez-Moreno et al., 1998).

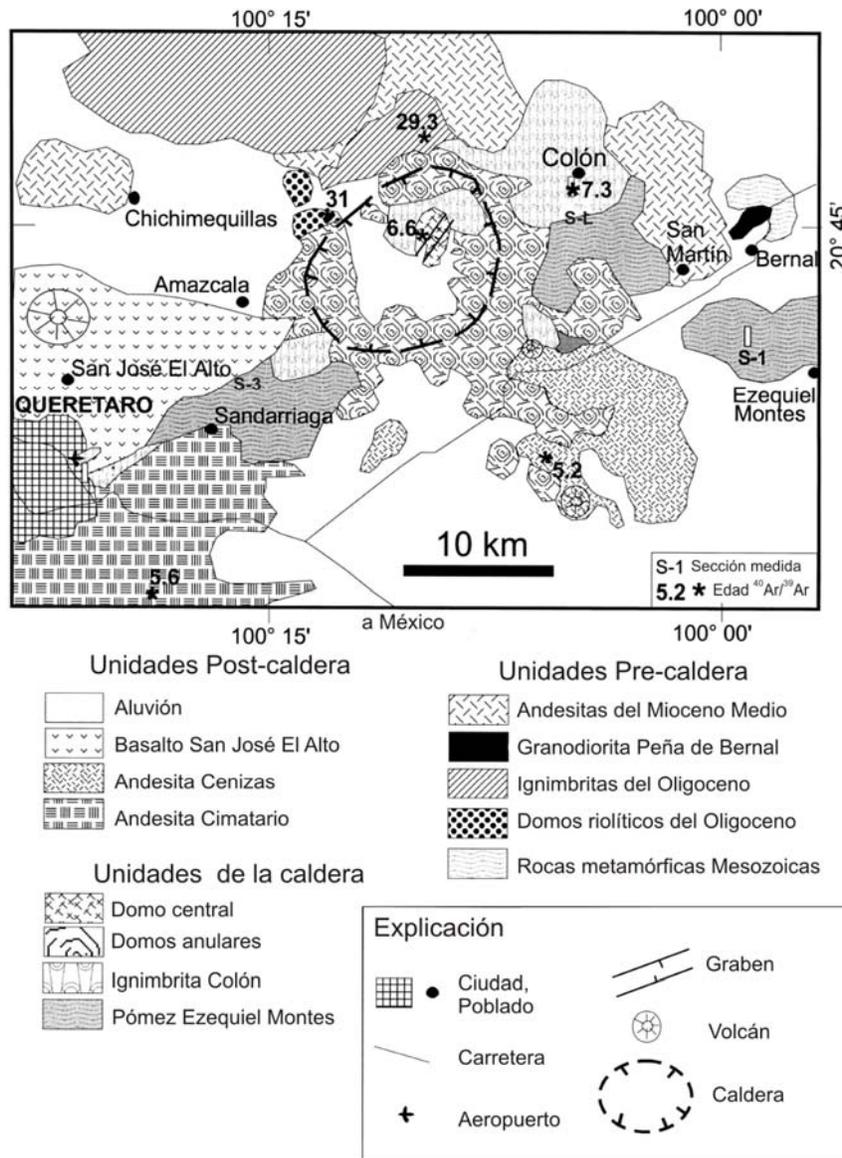


Fig. 1.5.- Mapa Geol3gico de la regi3n de la Caldera Amazcala (modificado de Aguirre-D3az y L3pez-Mart3nez, 2001).

Andesitas de meseta del Mioceno Medio. Lavas intermedias (la mayor3a andesitas) afan3ticas, de color gris oscuro, ocurren como bloques o flujos con fracturamiento columnar emanados de fisuras, formando derrames aislados, volcanes escudo o conos ciner3ticos. Una muestra de andesita arroj3 una edad de 7.5 ± 0.5 Ma (Aguirre-D3az y L3pez-Mart3nez, 2001), pero si se utilizan edades

publicadas de ^{40}Ar - ^{39}Ar de rocas de los alrededores del área de la ciudad de Querétaro, esta secuencia tendría un rango de edad de 10.6 a 6.2 Ma (Valdez-Moreno et al., 1998 y Aguirre-Díaz et al., 2005).

Unidades de la caldera

A continuación se describe la geología de la caldera de Amazcala propuesta por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001):

Pómez Ezequiel Montes (PEM). Esta unidad consiste de una serie de depósitos de caída de pómez. En la región la secuencia consiste de pómez gris, tamaño lapilli con intercalaciones de ceniza. En la cantera cerca de Ezequiel Montes la secuencia tiene un espesor de 31 m, sin exponer la base. Las relaciones estratigráficas indican que la PEM se ubica entre las lavas andesíticas de formación de meseta de edad ^{40}Ar - ^{39}Ar 7.5 ± 0.5 Ma, y de 5.6 ± 0.4 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Entonces, la mejor estimación para la edad de la PEM es de 7.5 – 7.3 Ma. Un mapa de isopacas propuesto por Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001, (Fig. 1.6) muestra 2 ejes principales de distribución para la PEM. Uno orientado hacia el S 35° W y el otro hacia el S 25° E, con respecto a la caldera Amazcala.

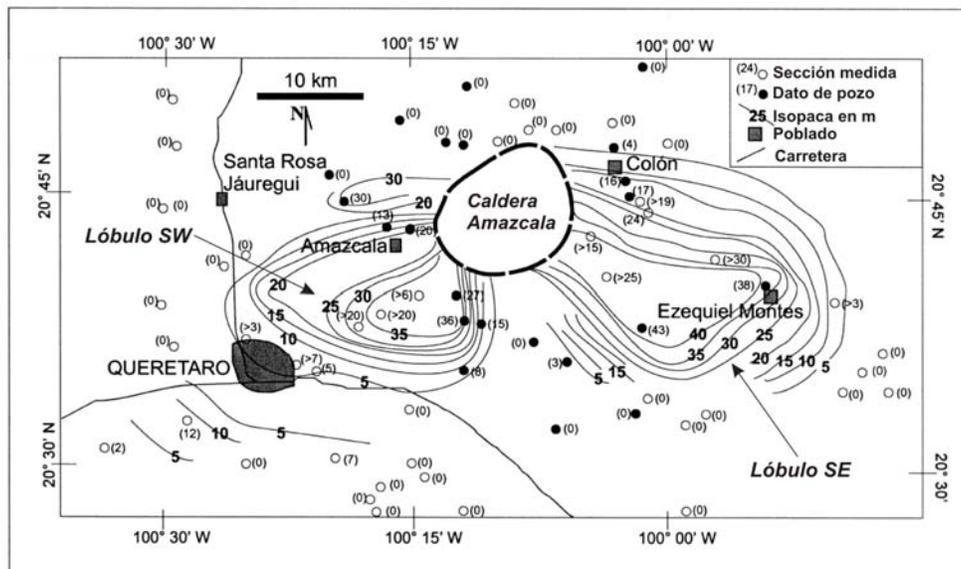


Fig. 1.6.- Distribución de la PEM. El mapa de isopacas muestra los 2 ejes principales de dispersión, al SW y al SE de la caldera, considerando el espesor total de cada una de las secuencias para cada lóbulo (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

Ignimbrita Colón. Esta unidad consiste de una serie de ignimbritas riolíticas, depósitos de oleada y depósitos de caída de pómez, que construyen una secuencia que tiene más de 80 m de espesor en la localidad tipo, cerca de Colón (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001, Fig. 1.5).

De acuerdo con Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) la ignimbrita Colón fue producida probablemente durante la fase climática del colapso de la caldera, como resultado de la brusca salida de grandes volúmenes de magma. Las ignimbritas son pobre a densamente soldadas, con un cociente de aspecto bajo. Cada unidad de flujo tiene de 2-5 m de espesor y generalmente forma unidades de enfriamiento compuesto o ignimbritas agradacionales. Es blanca a amarilla pálida, con abundantes pómez y una matriz arenosa pumítica, la cual es pobre en cristales, y contiene cuarzo y sanidino. La ignimbrita Colón parece sobreyacer a la PEM en varios sitios, sin embargo Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) han propuesto que ambas unidades se encuentran genéticamente asociadas. La edad para esta unidad es de 7.3 ± 0.5 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

Domos de lava anulares. Varios domos de lava riolíticos fueron emplazados a lo largo de los conductos de fracturas anulares, formando el anillo. Estos son de poca altura y tienen forma achatada o plana, algunos emitieron flujos de lava cortos que alcanzaron hasta 10 kilómetros del conducto. No hay fechamientos para esta unidad debido a la falta de minerales adecuados. Estratigráficamente los domos de lava anulares posfechan a la PEM y a la ignimbrita Colón (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

Domo de lava central. Un domo de lava riolítica fue emplazado dentro de la caldera. Este domo tiene forma elongada y está ubicado al NE dentro de la caldera. Con base en fechamientos de ^{40}Ar - ^{39}Ar de sanidino, el domo central tiene una edad de 6.3 Ma y corta los depósitos intracaldera de la ignimbrita Colón, y se le considera como el último evento para cerrar el ciclo de la Caldera (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

Unidades post-caldera.

Andesita Cimatario. Esta unidad aflora en la porción suroeste del área mapeada (Fig 1.5). Consiste de una sucesión de derrames de lava andesítica, asociados al Cimatario, un volcán escudo erosionado ubicado al sur de la ciudad de Querétaro. Una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ obtenida en estas lavas dió 5.6 ± 0.4 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez ,2001).

Andesita Cenizas. Estos derrames de lava fueron emitidos a partir de conos cineríticos pequeños, fisuras, y diques angostos superiores a los 0.5 m de espesor. Las lavas son gris oscuro y de grano fino, y forman unidades delgadas, de 8-13 m en espesor. La roca es andesita basáltica, y contiene fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. Esta sobreyace a la PEM, Ignimbrita Colón, y domos de lava anulares (Fig. 1.6). Una muestra de estos derrames dio una edad de 5.2 ± 0.2 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez ,2001).

Basalto San José El Alto. Una sucesión de derrames basálticos fueron emitidos a través del volcán escudo San José El Alto, localizado a pocos kilómetros al oeste de Amazcala (Fig. 1.5) [Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001]. Esta unidad no fue fechada, cubre a la PEM y a la ignimbrita Colón, y posiblemente posfecha a las andesitas Cimatario y Cenizas. La roca es gris oscuro y contiene fenocristales de olivino, plagioclasa y piroxeno.

Depósitos lacustres. Estos se encuentran interestratificados con las andesitas de meseta del Mioceno y las andesitas más jóvenes y basaltos del Cimatario, Cenizas, y San José El Alto. Estos depósitos consisten en su mayoría de arena fina, arcilla y depósitos de grano grueso acumulados en un lago. Con base en lavas intercaladas fechadas en 10-4.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), puede ser que estos sedimentos se encuentren en un rango de edad más joven. Algunos son más jóvenes que la unidad Basalto San José El Alto, el evento volcánico más joven del área.

II.- METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo se llevó a cabo en las siguientes etapas principales:

a) Recopilación bibliográfica: Se compiló la mayor cantidad de información existente sobre el área de estudio, tanto a nivel regional como local. Así como también, todo aquello que se pudiera relacionar, ya sea directa o indirectamente, con el depósito de la Pómez Ezequiel Montes (PEM) y la Caldera Amazcala. De esta manera, se recopiló información que involucra la dinámica de las erupciones Plinianas y sobre modelos físicos que ayudan a reconstruir este tipo de eventos.

A partir de las cartas topográficas se hizo un análisis para facilitar la identificación de los puntos clave a visitar. Esto consistió en localizar los bancos de materiales existentes, cortes de caminos y otros sitios en los cuales se pudieron realizar todas las secciones estratigráficas posibles.

b) Trabajo de campo: Este trabajo se realizó en varias etapas. Se visitaron los sitios descritos como bancos de material e inclusive aquellos que no están catalogados como tal. Con estos recorridos fue posible medir 14 secciones verticales. En cada una de las secciones se hizo una descripción detallada de las diferentes unidades que forman la secuencia de la PEM. Para esta descripción se tomaron en cuenta las siguientes características de los depósitos:

- ▶ Espesores de capas individuales y unidades de depósito.
- ▶ Estructuras (estratificación, bandeamiento, laminación, alternancia, etc.)
- ▶ Gradación y selección.
- ▶ Caracterización granulométrica.
- ▶ Redondez y esfericidad de los clastos.
- ▶ Composición megascópica de clastos.
- ▶ Presencia o ausencia de matriz.
- ▶ Clasificación del depósito (caída, flujo, oleada, etc.).

Una vez identificadas las características del afloramiento, se procedió a realizar el muestreo representativo de las capas principales. Las muestras se tomaron donde sus componentes se encuentran bien preservados y donde la granulometría se presta para llevar a cabo su análisis ya sea químico, petrográfico, textural, etc. Además, se tomaron muestras de los 5 clastos máximos de pómez y de líticos de algunas capas, para determinar los valores representativos y su posterior procesamiento.

c) Trabajo de laboratorio: Consistió en realizar análisis granulométricos, de componentes, estudios petrográficos en láminas delgadas de algunos clastos de pómez y líticos, así como también, cálculos de densidades de pómez y el valor equivalente en roca densa (DRE). Esta etapa se llevó a cabo en el laboratorio de Vulcanología del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla, Qro. Además se procesaron muestras representativas de pómez para la determinación de su composición química, tanto en el Centro de Geociencias como en el Instituto de Geología.

El análisis granulométrico consistió en la separación de cada muestra a intervalos de 1Φ , entre -5Φ y $<4\Phi$ (64 mm y $< 1/16$ mm). Esto se llevó a cabo por el método de tamizado por vía seca, en el cual el material retenido en cada malla fue pesado en una balanza con una precisión de 0.01 g. Posteriormente se procedió a calcular tanto el porcentaje individual como el acumulativo de cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. A partir de esa información se construyeron curvas acumulativas de frecuencia en papel de distribución probabilística. Con las curvas acumulativas se calcularon los parámetros de Inman, que recomiendan los autores Cas y Wright (1987), utilizando las siguientes formulas:

$Md_{\Phi} = \Phi_{50}$ (Mediana); Este parámetro nos indica el tamaño promedio de los fragmentos de una muestra.

$\sigma_{\Phi} = (84\Phi - 16\Phi)/2$ (Desviación estándar); Esta formula funciona como índice de clasificación del depósito, e indica el rango de variación de tamaño.

En cuanto a la determinación de componentes, se utilizó un microscopio binocular separando los materiales que incluyen a cada depósito, que incluyen: pómez gris, pómez oscura, pómez alterada, riolita, andesita, agregados, líticos alterados y aglutinados, desde -5Φ hasta -1Φ (32-2mm). Es importante resaltar que las fracciones menores a 2 mm no se analizaron debido a la dificultad para identificar con certidumbre cada componente debido a su tamaño. Posteriormente se construyeron gráficas de variaciones de componentes. Cabe mencionar que a partir de -3Φ se llevó a cabo el cuarteo de muestras dejando un mínimo de 100 granos para obtener valores representativos.

Para el cálculo de las densidades se seleccionaron clastos con tamaños que varían de -6Φ a -3Φ (64 – 8 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 (de acuerdo con Houghton y Wilson, 1989). Se seleccionaron 5 clastos de pómez en cada muestra de la localidad tipo (un total de 160 clastos de pómez en 32 muestras). Las muestras de pómez fueron limpiadas con un baño de ultrasonido y pesadas en una balanza de precisión de dos decimales. Después se llevó a cabo en cada muestra el cálculo del volumen utilizando el método de la parafina, seguido por Rossotti (2005), quienes obtuvieron los mejores resultados en comparación con otros métodos. El método de la parafina consiste en sellar los poros de la pómez, impermeabilizándola mediante inmersión múltiple en parafina caliente. El volumen de las muestras cubiertas se obtuvo midiendo el agua desplazada cuando la muestra fue sumergida en un picnómetro de laboratorio.

El RDE es básicamente la densidad del magma antes de su expansión co-eruptiva, es decir, la densidad del magma sin vesiculación (o porosidad). El método que se utilizó para el cálculo del RDE es el de la tableta comprimida, el cual 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 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 RDE. 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", en el laboratorio de Pulverizado del Centro de Geociencias. La presión y el tiempo de compresión fueron seleccionados empíricamente y considerando las pruebas realizadas por Rossotti (2005).

Para determinar la composición química de las muestras se utilizó el método de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México. Las muestras representativas de pómez se procesaron para las capas principales de caída. Las muestras fueron lavadas, limpiadas y analizadas bajo un microscopio binocular, con el fin de detectar posibles alteraciones, inclusiones secundarias y oxidación reciente (especialmente en la pómez). Las muestras pretratadas fueron primero fragmentadas a mano y después pulverizadas mecánicamente utilizando un disco de alúmina en una pulverizadora convencional (en el taller de Pulverizado del Centro de Geociencias), hasta que alcanzaron un diámetro menor a 4Φ (0.088 mm).

Por otro lado, se calcularon los promedios de los diámetros máximos medidos a 5 clastos más grandes, tanto de pómez como de líticos (de acuerdo con: Sigurdsson et al. (1985); Carey y Sigurdsson (1986); Papale y Rosi (1993); Carey et al. (1995) y Rosi et al. (1999) en capas claves de cada una de las secciones. Los ejes mayores de cada uno de los 5 clastos fueron registrados y promediados para obtener la media del diámetro máximo de la pómez (MP), la media del diámetro máximo de los líticos (ML), así como también su desviación estándar. De igual manera los promedios de los ejes mayores de solo 3 clastos máximos fueron registrados y promediados. Para fines comparativos también se obtuvo el valor máximo del promedio de los 3 ejes.

d) Procesamiento de la información y redacción de la tesis. En la etapa final del trabajo se realizaron tanto las secciones estratigráficas finales, como todas las

demás figuras que forman parte de este trabajo y la correlación de columnas estratigráficas mediante horizontes indicadores o representativos.

Se realizaron mapas de isopacas e isopleas para el depósito de la capa A del lóbulo SW. Asimismo, los mapas de isopleas fueron elaborados aplicando diferentes métodos descritos en la literatura. Con la ayuda de estos mapas y tomando como referencia el método relativamente más preciso (con base en los datos obtenidos en este estudio), se calcularon los parámetros eruptivos, tales como: altura de la columna, velocidad en la boca, radio del cráter y volumen del depósito. Posteriormente se calculó el volumen RDE, la masa del depósito y tasa de descarga de magma. De igual manera se obtuvieron datos como: el índice de explosividad, y el índice de dispersión.

Finalmente se interpretó todo el conjunto de información adquirida durante las etapas anteriormente descritas, para así lograr una reconstrucción de la dinámica eruptiva que le dio origen a la PEM.

III.- COLUMNAS ERUPTIVAS Y ERUPCIONES PLINIANAS.

III.1.- Columnas eruptivas.

Las columnas eruptivas (también conocidas como plumas volcánicas) son mezclas de partículas volcánicas, gases y aire producidas por erupciones explosivas. Estas son inyectadas en la atmósfera y/o estratosfera, y pueden dispersar ceniza y gases a una escala global. La flotabilidad juega un rol importante en el movimiento de las plumas, ya que determina cómo interactúan con la atmósfera.

Las columnas energéticas pueden ascender a altitudes de hasta 50 km sobre la superficie terrestre (Carey y Bursik, 2000). Diferentes tipos de erupciones pueden producir columnas y su comportamiento es controlado por factores como la composición del magma emitido, la cantidad y naturaleza de componentes volátiles, la tasa de descarga de magma y la geometría del conducto. Algunas columnas se sostienen por periodos relativamente largos de tiempo por la descarga continua de material del conducto. Por ejemplo, la erupción de Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980, produjo una columna eruptiva durante casi 9 horas (Carey y Bursik, 2000). En otros casos, las columnas forman inyecciones discretas de gases y partículas en la atmósfera que pueden durar solo unos cuantos minutos.

Las columnas eruptivas son un fenómeno complejo de modelar y comprender, sin embargo, se ha aprendido mucho sobre ellas a través de la aplicación de teorías básicas relacionadas a columnas convectivas turbulentas. En particular, la transición en el comportamiento de la columna entre el ascenso convectivo y colapso es especialmente importante. Cuando las columnas ascienden, son capaces de dispersar partículas y gases volcánicos sobre un área grande debido a su movimiento y caída a través de la atmósfera (Carey y Bursik, 2000). Este tipo de actividad posee un riesgo volcánico relativamente bajo de mortalidad. Sin embargo, puede ser peligroso por el potencial colapso de techos endebles, que no pueden soportar el peso de la ceniza, especialmente cuando está húmeda. De acuerdo con Carey y Bursik (2000) la ingestión de partículas y gases pueden llevar a un daño en las máquinas y a producir asfixia en localidades cercanas al volcán. Asimismo, aviones en pleno vuelo pueden encontrar inadvertidamente plumas volcánicas, pudiendo ocasionar que sus turbinas dejen de funcionar. Por otro lado, el colapso de las

columnas genera flujos piroclásticos y oleadas que se mueven hacia las laderas de un volcán a altas velocidades y puede ocasionar grandes fatalidades.

III.1.1.- Generación de columnas eruptivas.

Las columnas eruptivas son generadas cuando el magma se fragmenta y es descargado a través de un conducto a altas velocidades. La mezcla emitida consiste de partículas sólidas o parcialmente fundidas que representan el magma, gases del magma o el ambiente circundante y materiales del edificio volcánico, denominados como líticos de pared (Carey y Bursik, 2000).

Las columnas eruptivas están constituidas por 3 zonas principales como se describen en la Figura 3.1, donde se muestra la formación de una pluma volcánica por la desgasificación de componentes volátiles (CO_2 , H_2O , y SO_2) de un magma altamente silícico (Carey y Bursik, 2000).

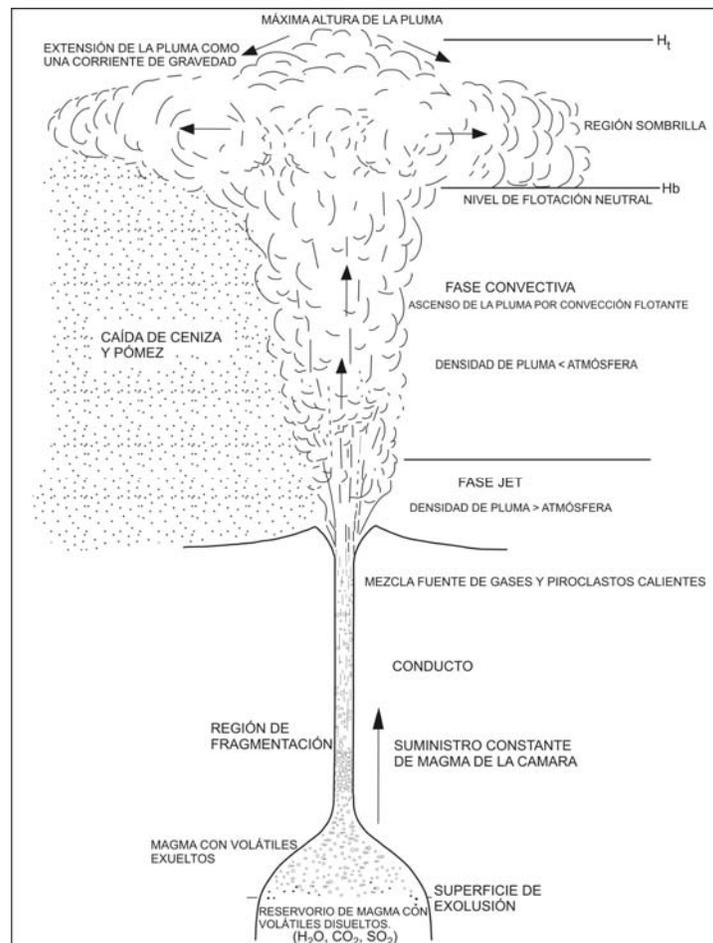


Fig. 3.1.- Formación de una pluma volcánica y sus fases. Hb: altura a la cual la densidad de la pluma es igual que la de la atmósfera. Ht: Altura máxima. (De Carey y Bursik, 2000).

De acuerdo con Carey y Bursik (2000) el magma con burbujas (espuma) es convertido en una mezcla altamente turbulenta de gas y fragmentos de magma dentro de la región de fragmentación. Sobre este nivel la mezcla se acelera y es descargada del conducto central a alta velocidad, formando una fase Jet (“Jet phase”). El calentamiento de aire causa que la pluma ascienda por flotación en la fase convectiva (“Convective phase”). A niveles altos en la atmósfera, la pluma alcanza un nivel de flotación neutral (Hb) y se propaga fuera de la columna alcanzada por la pluma, moviéndose lateralmente de acuerdo a la dirección y velocidad del viento (fase de flotación o sombrilla).

III.1.2.- Efectos atmosféricos sobre la dispersión de las columnas eruptivas.

El movimiento de una columna eruptiva a los cientos o miles de metros por encima del conducto es controlado por las condiciones de la fuente. Las diferencias en las condiciones atmosféricas en el rol de la “fase jet” no afectan mucho a la columna (Carey y Bursik, 2000).

Las columnas eruptivas son eventualmente distorsionadas por el viento, las más grandes y aquellas emitidas en una atmósfera tranquila son capaces de formar una región en forma de sombrilla. En contraste, aquellas columnas menos vigorosas ascienden por flotación y se dispersan en la dirección del viento dominante (Carey y Bursik, 2000).

Basado en como las plumas son afectadas por el viento, ellas pueden ser de dos tipos: fuertes y débiles (Fig. 3.2). Las plumas fuertes son aquellas que forman una región sombrilla, mientras que las plumas débiles, no (Carey y Bursik, 2000).

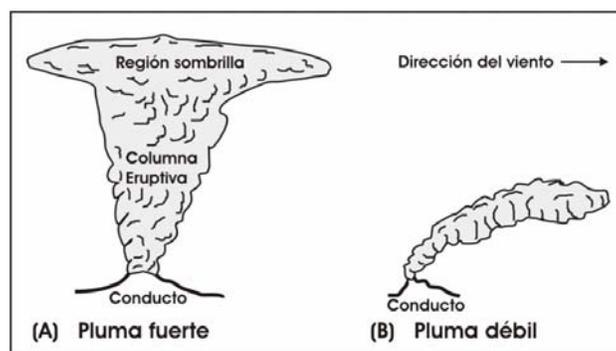


Figura 3.2.- Ilustración esquemática de plumas eruptivas generadas de un conducto volcánico. A) erupción de una pluma fuerte. B) Erupción de una pluma débil bajo condiciones de viento. (Modificada de Carey y Bursik, 2000).

III.1.3.- Plumas Volcánicas Plinianas.

Las plumas volcánicas de gran escala son generadas durante la descarga continua de magma silíceo fragmentado y gases a través de un solo conducto. Las plumas plinianas son alimentadas en su base por la descarga de gas caliente y partículas que ascienden a velocidades de 100-600 m/s (Carey y Bursik, 2000). De acuerdo con estos autores el material que sale del conducto, tiene una densidad total que es generalmente más grande que la de la atmósfera, y el ascenso de material es debido al momento alcanzado por la exsolución de gas. Esta fase de “Jet” es caracterizada por un flujo altamente turbulento. Una transición crítica ocurre cuando la densidad total (bulk density) del material de empuje de gas llega a ser menor que la de la atmósfera. Entonces la pluma llega a ser dominada por un ascenso continuo y flotante de aire caliente. Esta fase convectiva podría extenderse decenas de kilómetros en la atmósfera. Dentro de la fase convectiva, las velocidades verticales son del orden de 10 a 100 m/s, pero su variación está relacionada a las condiciones de la fuente. Para erupciones plinianas, estas velocidades son suficientes para soportar tamaños de centímetros (figura 3.3) a decenas de kilómetros en la atmósfera (Carey y Bursik, 2000).

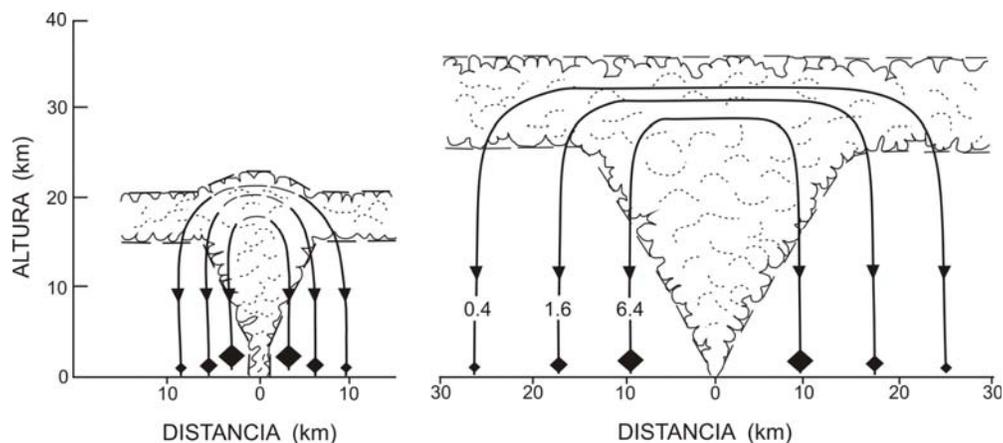


Fig. 3.3.- Trayectorias de clastos de la región sombrilla en una columna Pliniana; el tamaño de clastos es dado en centímetros. Nótese que hay una mayor dispersión para la columna de 35 km de altura que para la de 21 km de altura. (Adaptado de Carey y Sparks, 1986).

En los niveles en que la densidad de la atmósfera es igual a la de la parte convectiva de la pluma volcánica, y como no hay una fuerza conductora, ello dará lugar a la formación de una región “sombriilla” (umbrella), que en las columnas plinianas tiene típicamente la forma de hongo (Carey y Bursik, 2000).

III.2.- Erupciones Plinianas.

El término “pliniano” fue introducido por Walker y Croasdale (1971) y corresponde a un tipo de erupción, que tiene como base la descripción que Plinio el joven hiciera de la erupción del volcán Vesubio en el año 79 de nuestra era, en la que fueron arrasados los pueblos de Herculano y Pompeya.

Estas erupciones se caracterizan por su extrema violencia y energía, y en ellas se produce la emisión continua de piroclastos y gases volcánicos –que puede durar desde una hora hasta más de un día- inyectando grandes volúmenes de materiales volcánico en la atmósfera.

Las erupciones Plinianas constituyen las eyecciones más espectaculares, con grados superlativos en intensidad y magnitud (Wilson y Walker, 1981), tales como la ya citada del Vesubio, Mt. Santa Helena (1980) y Pinatubo (1991).

Las columnas eruptivas plinianas suelen alcanzar entre los 20 y los 35 km o más de altura (Cioni et al., 2000), y son dispersadas por los vientos predominantes por cientos o miles de kilómetros. Es posible que el parcial vaciado de una cámara magmática que conlleva este tipo de erupción, desencadena el colapso o hundimiento del terreno y se de origen a una caldera.

La Figura 3.4 muestra la clasificación de diferentes tipos de erupciones explosivas con base a los parámetros de dispersión y fragmentación (modificado de Walker, 1973b).

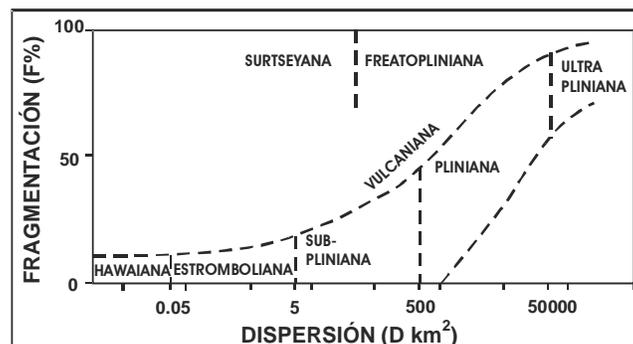


Figura 3.4.- Clasificación de erupciones con base en los índices de fragmentación (F%) y dispersión (D). Donde F %: por ciento en peso del depósito más fino que 1 mm, donde es interceptado por la isopaca que representa el 0.1 de su espesor máximo. D: área incluida por la isopaca que representa el .01 de su espesor máximo. (Modificado de Walker, 1973).

La propuesta de clasificación de Walker está basada en criterios cuantitativos como el espesor y nivel de fragmentación de los depósitos de

caída. Los términos sobre diferentes tipos de erupciones han sido utilizados para caracterizar distintos tipos de erupciones (Fig. 3.4).

III.3.- Depósitos de caída Pliniana.

Los depósitos plinianos resultan de la actividad explosiva sostenida, caracterizada por la emisión de magma altamente fragmentado (pómez y ceniza), el cual da lugar a la formación de columnas eruptivas sostenidas, con una capacidad sustancial para transportar grandes volúmenes de partículas sólidas (Rosi, 1996).

Con base en su estratificación, los depósitos plinianos pueden clasificarse en: *masivo, estratificado simple y múltiple*, tal como lo propone Rosi (1996).

Depósitos plinianos masivos. Resultan de la acumulación de pómez, líticos y cristales libres cayendo de columnas eruptivas que permanecen estables por varias horas (Rosi, 1996). Los depósitos no están estratificados y comúnmente muestran gradación inversa. La dispersión de los depósitos está controlada por las plumas dinámicas y las condiciones del viento. Lejos de la fuente estos depósitos experimentan un adelgazamiento y las partículas se vuelven más finas, esto va acompañado por cambios significativos en la proporción de diferentes constituyentes (líticos, cristales, agujas de vidrio) como resultado del fraccionamiento eólico.

Depósitos plinianos simples estratificados. Consisten de diferentes capas de caída separadas por saltos granulométricos (Fig. 3.5) o la interposición de otros tipos de depósitos piroclásticos (oleadas o flujos). Algunas veces presentan gradación inversa, o normal (Rosi, 1996).

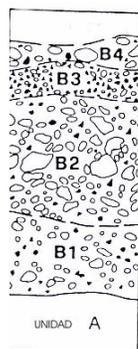


Fig. 3.5.- Estratigrafía interna de un depósito de caída pliniana simple estratificado (después de Wait y Dzurisin 1981).

Depósitos plinianos múltiples. Resultan de la yuxtaposición de diferentes capas de caída producidas por erupciones discretas en intervalos de días a meses (Rosi, 1996). Cerca de la fuente, las capas son separadas a menudo por unidades volcánicas gruesas (oleadas o flujos) (Fig. 3.6).

Las capas de caída individuales se distinguen por saltos granulométricos, por la superposición de capas de ceniza y cambios en la proporción relativa de componentes. Una característica común observada en estos depósitos es el espesor limitado de las capas individuales, un hecho que hace difícil su seguimiento lateral.

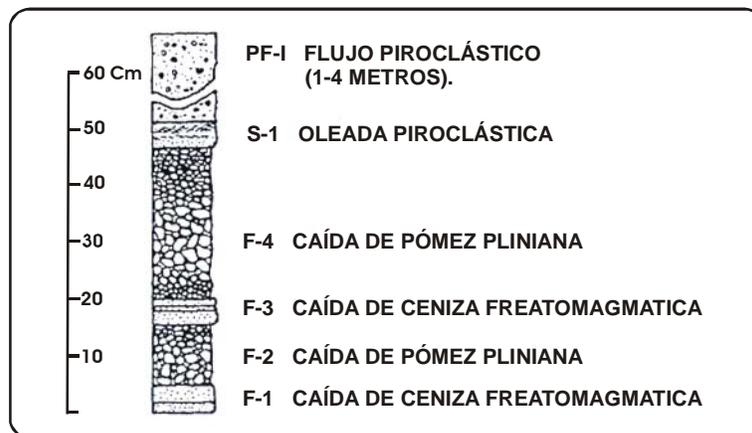


Fig. 3.6.- Ejemplo de una unidad de caída pliniana múltiple (después de Wait y Dzurisin 1981).

IV.- ESTRATIGRAFÍA DE LA PÓMEZ EZEQUIEL MONTES (PEM).

IV.1.- Características generales.

La PEM es una secuencia dominada por capas de caída de pómez. Está constituida en su mayoría por depósitos de caída de varios decímetros a metros de espesor, que alterna con depósitos de oleada y horizontes retrabajados. La parte correspondiente a los depósitos de caída está compuesta por pómez del tamaño de lapilli fino hasta lapilli muy grueso. Las capas de oleadas están constituidas, en su mayoría, por ceniza fina-gruesa, mientras que los horizontes de retrabajo están compuestos por pómez subredondeada en una matriz de ceniza fina color café.

Utilizando la definición de facies propuesta por Fisher y Schmincke (1984), los depósitos estudiados se ubicaron en dos diferentes facies: intermedia (“Intermediate-Source Facies”), y distal (“Distant-Source Facies”). La facies intermedia (de 10 a 15 km del centro de la caldera) presenta, además de las capas de caída de tamaño de lapilli y depósitos de retrabajo, algunos horizontes intercalados delgados. Estos horizontes delgados desaparecen, o bien, su espesor se hace muy reducido en la facies distal. 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 desde una distancia de 13 km (e.g. S-3 localidad La Griega y S-L en Soriano, ver Fig. 4.1 y tabla 4.1) con respecto al centro de la caldera, hasta una distancia de 35 km (e.g. S-2 en el poblado Guanajuatito).

Una de las características principales de la PEM es su gran espesor y distribución a lo largo de dos ejes principales, tanto al SE como al SW de la caldera (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). En la localidad “tipo PEM”, cerca del pueblo de Ezequiel Montes (aprox. 19 km al SE de la caldera), es en donde la secuencia se encuentra mejor expuesta y más completa. En este sitio, la sección medida tiene un espesor de casi 33 m. Asimismo, hacia el lado SW de la caldera, en el sitio S-3 (localidad la Griega, ver Fig. 4.1), la secuencia está representada por pocas unidades piroclásticas, pero una de ellas representa uno de los eventos de gran magnitud.

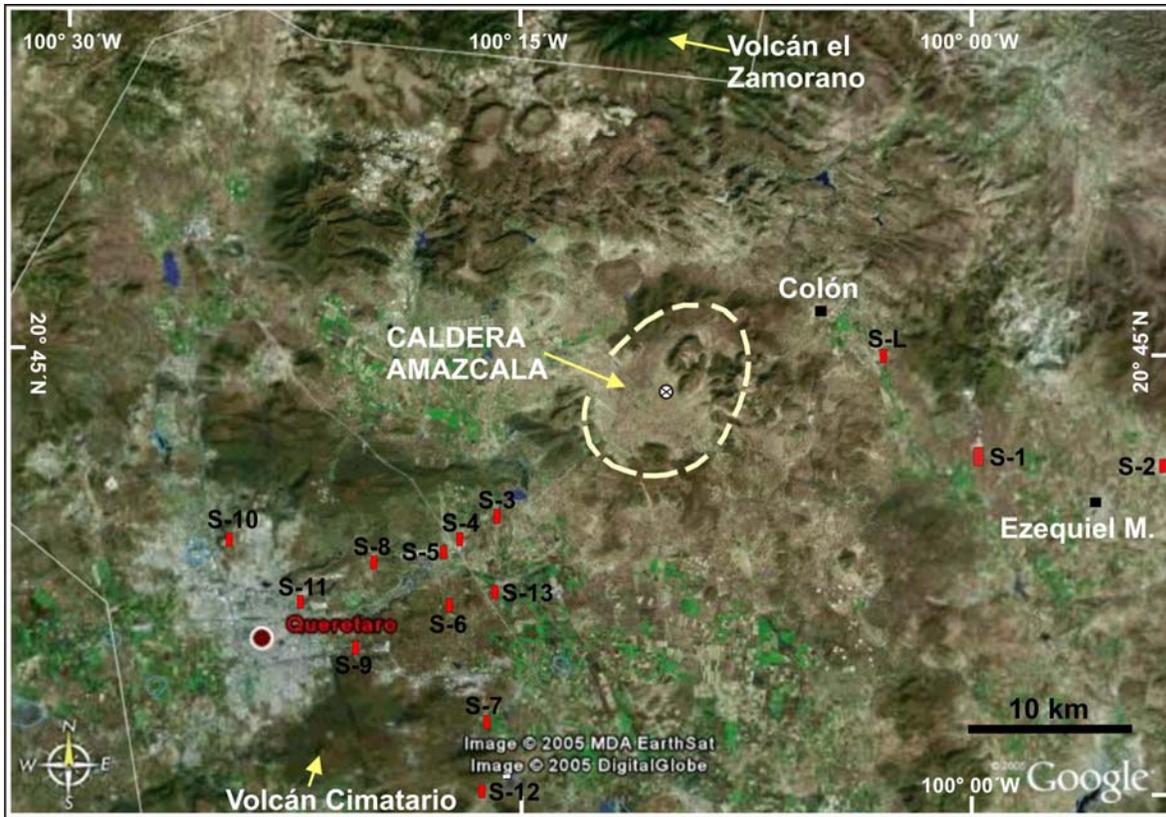


Fig. 4.1.- Imagen satelital donde se pueden ubicar las secciones medidas. El área marcada, indica el borde de la caldera propuesto por Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001). S-L, S-1, S-2...S-13 indica el número de sección medida. ⊗.- Centro de la caldera.

Tabla 4.1: Relación de los 14 afloramientos estudiados en este trabajo, ordenados por su distancia con respecto al centro de la caldera. Las coordenadas están en sistema Geográfico.

Dist. Centro-Caldera. (Km)	Sitio	LAT	LONG	Localidad
13	S-L	N 20°44.90'	W 100° 01.82'	Soriano-Lindero
13.8	S-3	N 20°39.19'	W 100° 14.95'	La Griega
16.8	S-4	N 20°38.60'	W 100° 16.92'	Saldarriaga
17.2	S-13	N 20°36.58'	W 100° 15.12'	Jesús María
17.3	S-5	N 20°38.58'	W 100° 17.09'	Saldarriaga
18	S-8	N 20°38.41'	W 100° 18.08'	Saldarriaga
18.5	S-6	N 20°36.54'	W 100° 17.54'	Saldarriaga
19	S-1	N 20°42.06'	W 99°58.48'	Ez. Montes
24	S-7	N 20°32.52'	W 100° 16.21'	El Yaqui
24.5	S-9	N 20°35.20'	W 100° 20.55'	Qro.
25	S-11	N 20°36.47'	W 100° 22.69'	Qro.
29.5	S-10	N 20°38.63'	W 100° 25.23'	Qro.

29.6	S-12	N 20°30.15'	W 100° 16.15'	Los Cues
34.5	S-2	N 20°39.42'	W 99° 49.90'	Guanajuatito

Debido a que no hay muchos afloramientos de la PEM, solo se realizaron 3 secciones en el lóbulo SE, mientras que en el lóbulo SW se hicieron 11, por lo que el presente estudio se encuentra más concentrado en el lóbulo SW, en el cual se tiene la mayor cantidad de información.

La estratigrafía completa de los depósitos será descrita a continuación.

IV.2- Estratigrafía de la PEM.

IV.2.1- Estratigrafía en el lóbulo SE.

La secuencia más completa de la PEM en este lóbulo se encuentra en la localidad tipo (S-1). Una descripción general de esta sección fue propuesta inicialmente por Hernández-Rojas (2005) y en este trabajo se presenta con mayor detalle. La secuencia está compuesta por 14 unidades (nombradas de A hasta N, ver Fig. 4.2), 9 de ellas corresponden a depósitos de caída con intercalaciones de oleadas y 5 son depósitos de retrabajo. La división se realizó considerando ciertos aspectos entre los que destacan: color general del depósito, tipo de depósito, estructura, espesor y tipo de contacto. Cada unidad a su vez está formada por varias capas nombradas por ejemplo (A -1, A-2, etc., ver Figura 4.3-C). Algunas de estas capas se subdividen en subcapas individuales nombradas por ejemplo (C-1-a, C-1-b, entre otras). A continuación se describe cada una de las unidades que la componen.

IV.2.1.1- Sección tipo del lóbulo SE (S-1).

Unidad A

Este paquete es, en general, de color gris y tiene un espesor de 640 cm. Consta de capas gruesas de pómez, con esporádicas capas delgadas. La base de esta unidad (desde A-1 hasta A-3, Fig. 4.2 y 4.3-C), inicia con depósitos masivos de pómez de tamaño lapilli grueso y lapilli fino con gradación simétrica de normal-inversa, bien seleccionados; que corresponden a depósitos de caída.

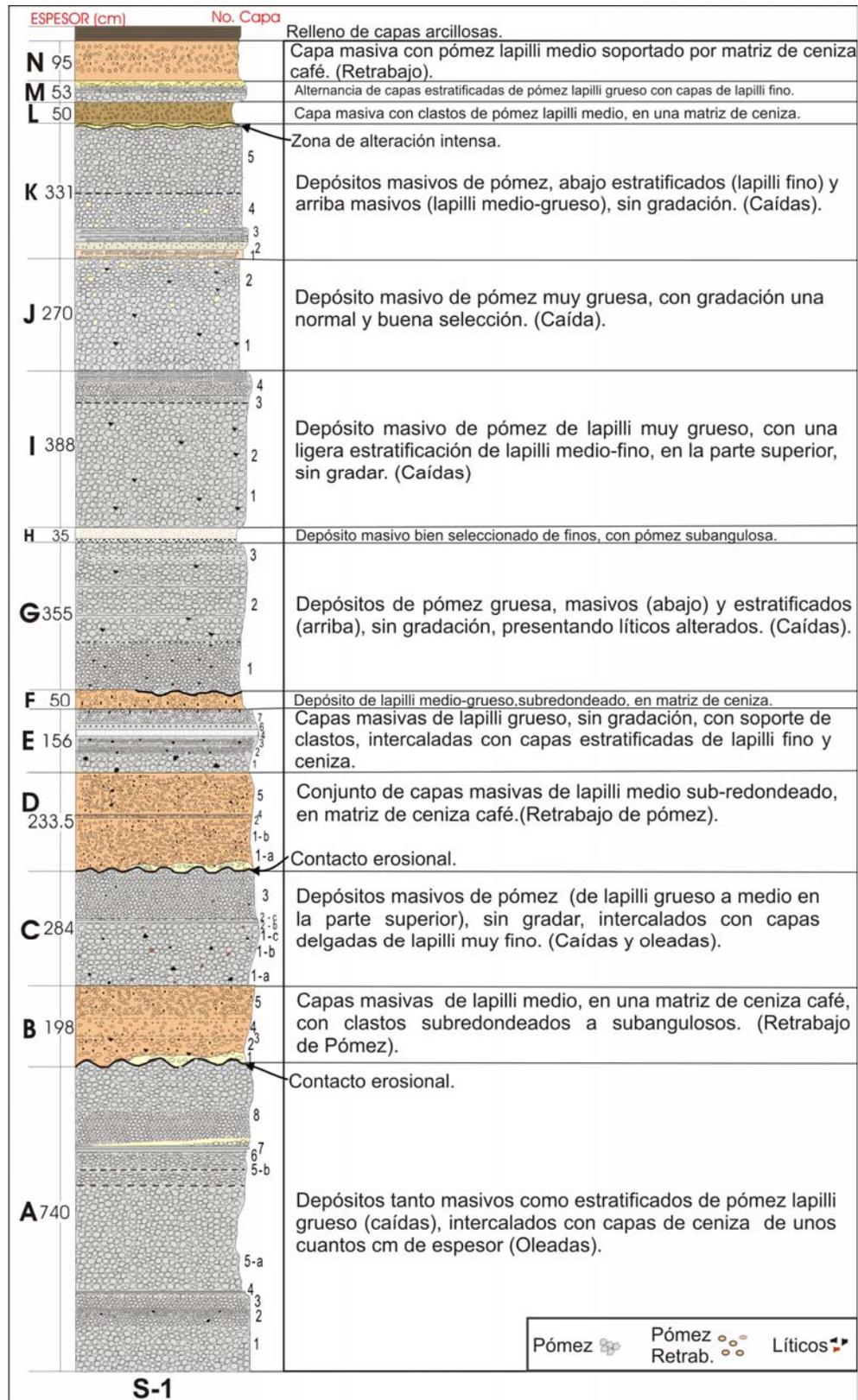


Fig. 4.2.- Sección S-1 sintetizada de la PEM en la localidad de Ezequiel Montes. S-1 ubicada 19 km al SE de la caldera, ver ubicación en Fig. 4.1. (Modificado de Hernández, 2005)

La capa masiva basal está separada de la parte media por una capa delgada (A-4), la cual corresponde a un depósito de ceniza fina, que se adelgaza lateralmente y se interpreta como una oleada piroclástica.

La parte media de la unidad la comprende una capa de gran espesor (330 cm), masiva, bien seleccionada, de pómez riolítica, con cierta gradación normal. La zona superior de esta parte, presenta una granulometría más fina y con una burda estratificación. Sobreyacen a esta parte media de la unidad, capas estratificadas de lapilli muy fino y una capa de ceniza endurecida de espesor muy pequeño que varía lateralmente (oleada, designada como A-7, ver Fig. 4.2).

La parte superior de la unidad consiste de una capa gruesa masiva de pómez de tamaño lapilli medio moderadamente bien seleccionada, con gradación inversa. Esta capa tiene una zona inferior de tono parduzco que se acuña lateralmente.

A excepción de las capas finas, el resto de los depósitos presentan características típicas de caídas piroclásticas.

Unidad B

La unidad B se encuentra sobreyaciendo en contacto discordante (de tipo erosional) a la unidad A (ver Figura 4.3-B). Consta de una serie de depósitos que en conjunto constituyen a una unidad de color café con un espesor de 198 cm, cuyos clastos se presentan generalmente subredondeados en toda la unidad.

La parte inferior de la unidad B, esta representada por capas masivas con pómez en tamaño de lapilli medio (fibroso) y abundancia de pómez alterada (amarillenta) en una matriz de ceniza color café con escasos líticos pequeños. En esta parte se encuentra presente también una capa delgada (8 cm) de ceniza blanca con escasos clastos subredondeados de pómez.

La parte media de la unidad la constituye una capa masiva con pómez en tamaño de lapilli medio, con clastos subredondeados, soportados por una matriz de ceniza color café claro, sin gradación y mala selección.

La parte superior de la unidad la constituye una capa masiva soportada por clastos subredondeados a subangulosos (máximo 2cm), bien seleccionados, sin gradación, aunque contiene poca matriz.

Se considera que estos depósitos representan procesos de retrabajo ocurrido durante periodos de reposo entre las diferentes fases eruptivas que integran a la PEM.

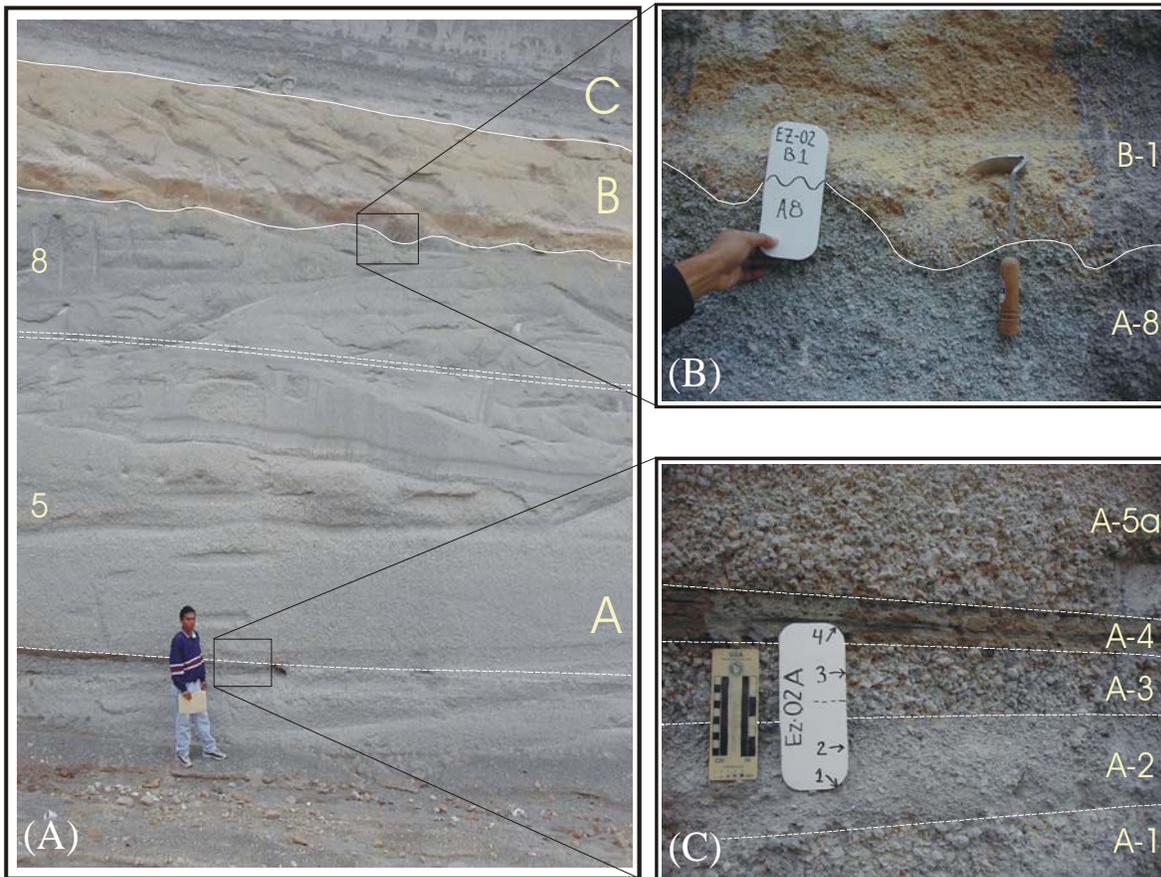


Figura 4.3.- Fotografías que muestran características y contactos entre las unidades A, B y C. A) Contactos entre unidades A, B y C. B) Detalle del contacto erosional entre A y B. Además se aprecia la parte inferior de la unidad B, con un depósito de pómez alterada, en una matriz limosa de color café. C) Detalle de la base de la unidad A, que inicia con depósitos masivos de lapilli grueso, separados por un depósito delgado de arena fina (A-4).

Unidad C

Está integrada, en general, por un conjunto de capas de color gris, con un espesor de 284 cm. La secuencia de esta unidad inicia con depósitos de pómez (lapilli grueso) bien seleccionadas, sin gradación y algunas clastos de obsidiana,

con presencia de líticos alterados que contienen sílice (secundario) y alteraciones amarillentas. Su contacto superior es transicional con capas de lapilli muy grueso (tamaño máximo 5 x 4 x 4 cm) y líticos alterados.

La parte media de esta unidad consta de una alternancia de capas de pómez en tamaño lapilli medio a grueso con capas delgadas de lapilli fino-muy fino (Fig. 4.4-B). La parte superior de esta alternancia, corresponde a una capa de lapilli muy fino con clastos de lapilli medio mal seleccionado, cuyo espesor varía lateralmente (oleada), de 5 a 0 cm.

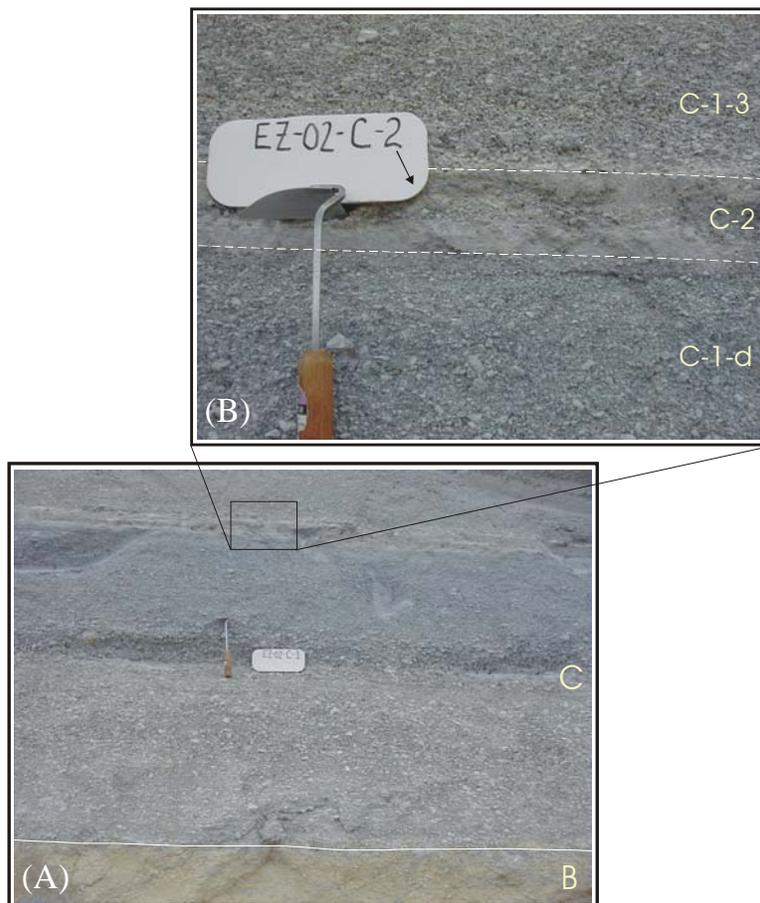


Figura 4.4.- Fotografías que muestran las características litológicas de la unidad C en contacto con B. A) Contacto concordante entre las unidades B y C. La base de C, está representada por un depósito masivo de lapilli grueso. B) Detalle de la parte media de C (C-2), representada por una alternancia de capas de lapilli grueso bien seleccionado con capas delgadas de lapilli muy fino.

La secuencia termina con una capa masiva sin gradación (denominada C-3) de pómez en tamaño lapilli medio bien seleccionado, con escasos clastos de obsidiana y líticos pequeños (rojizos).

A excepción de las capas finas, el resto de los depósitos de la unidad C presentan características típicas de depósitos de caída piroclástica.

Unidad D

La unidad D tiene un espesor de 233.5 cm y es, en general, de color café. Está compuesta por capas gruesas (parte inferior y superior de la unidad) y delgadas (parte media con capas de 5 a 12 cm de espesor). Las capas gruesas presentan una estructura masiva, y contienen pómez alteradas color café (lapilli medio subredondeado), con una selección de regular a pobre, en una matriz de ceniza. Las capas delgadas, están formadas por pómez alteradas subredondeadas en tamaño de lapilli medio-grueso, con más o menos buena selección (Fig. 4.5-B). Un contacto ondulado de tipo erosional separa a la unidad C de la D. En esta unidad los líticos se presentan en menor abundancia con respecto a la unidad C, aunque, en ambos casos, la abundancia de juveniles predomina sobre los líticos.

Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo intenso de retrabajo.

Unidad E

La unidad E presenta un color gris y tiene un espesor de 156 cm. Está compuesta por una alternancia de depósitos de pómez de 20 cm de espesor (promedio) con delgadas capas de ceniza de 1.5 a 7 cm de espesor. La base de la unidad (representada por E-1 a E-4, ver Fig. 4.6-B) consiste de una intercalación de capas masivas de lapilli grueso, moderadamente seleccionado, soportado por clastos y sin gradación, con capas delgadas estratificadas y laminares de lapilli fino, que se interpretan como depósitos de caída.

La parte media de la unidad está compuesta por un par de capas de ceniza fina que se acuñan lateralmente y se interpretan como oleadas piroclásticas. Estas a su vez se encuentran separadas por un depósito delgado de pómez (nombrado como E-6) masivo, de lapilli grueso, con esporádicos clastos líticos.

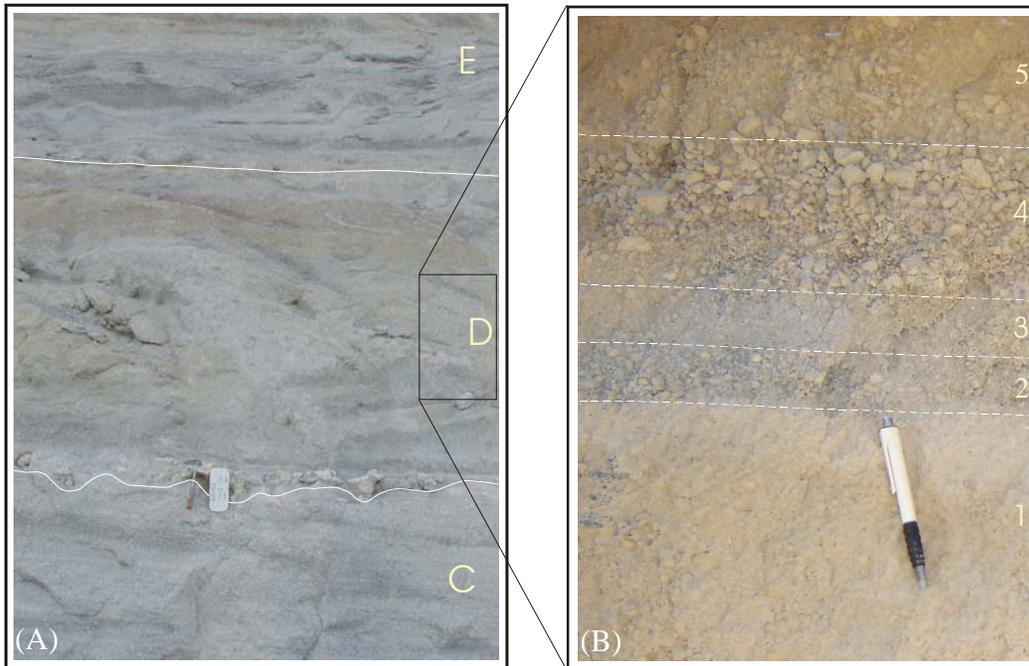


Figura 4.5.- Fotografías que muestran las unidades C, D y E. A) Se puede apreciar el contacto erosional entre C y D y concordante entre D y E. B) Detalle de las capas que conforman a D. Mostrando la capa gruesa D-1 y las capas delgadas D-2, D-3 y D-4 (parte media de la unidad).

Hacia la cima de la unidad se presenta una capa masiva de lapilli medio-fino subredondeado, con soporte de clastos (depósito de caída).

Unidad F

Deposito de apariencia masiva con un espesor de 50 cm, contiene clastos de pómez color café en tamaño de lapilli medio-grueso subredondeado. Prácticamente con soporte de clastos, bien seleccionado y sin gradación pero con cierta matriz de ceniza café. Se encuentra en contacto concordante con la unidad E. Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo de retrabajo.

Unidad G

En general, la unidad G es de color gris, y está formada por capas de pómez masivas y estratificadas con un espesor de 305 cm. La unidad inicia con una capa masiva de pómez en tamaño de lapilli medio-grueso bien seleccionado, sin gradación, con soporte de clastos subangulosos, además se encuentra presente una zona inferior de agregados vítreos color gris de hasta 8cm.

La parte media y superior está representada por capas estratificadas (aunque hacia la cima la estratificación es difusa), de pómez en tamaño de lapilli medio-groeso bien seleccionado, con soporte de clastos subangulosos y presencia de líticos alterados. No hay capas finas entre las diferentes partes de esta unidad. Un contacto concordante, aunque en ocasiones erosional divide a la unidad F de esta.

Por sus características, la unidad G se interpreta como un depósito de caída.

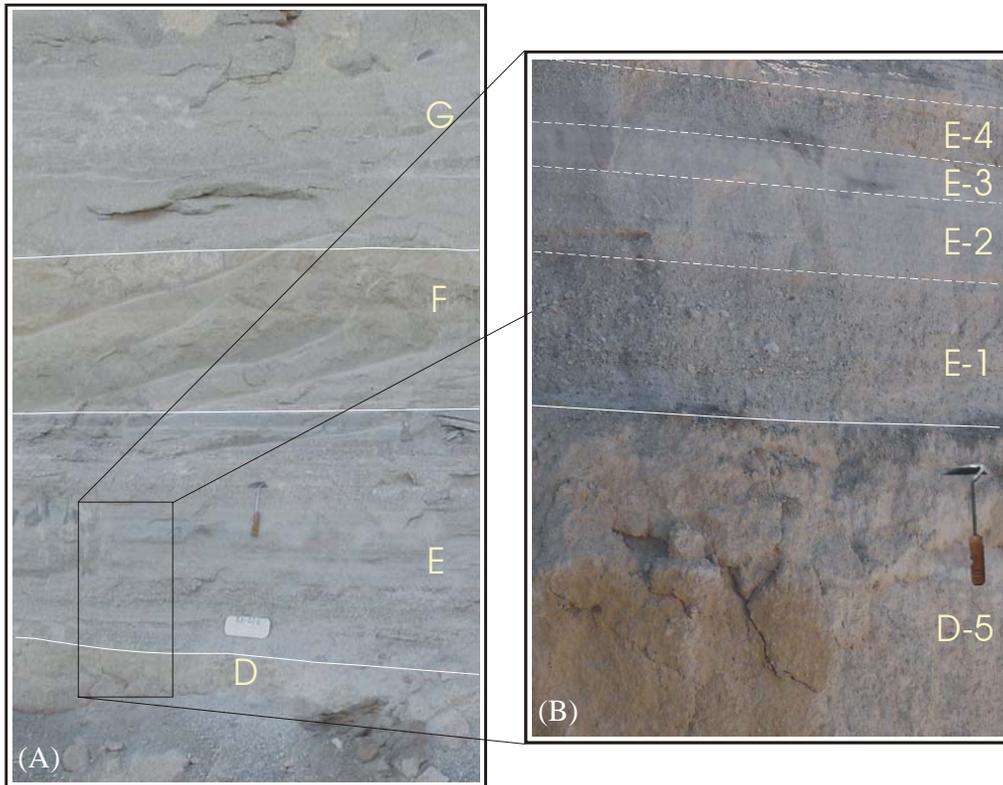


Figura 4.6.- Fotografías que muestran las unidades D, E, F y G. A) Contactos entre las unidades D con E, E con F y F con G. B) Detalle del contacto concordante entre D y E. Se puede apreciar que E comienza con una capa masiva de pómez gris con soporte de clastos.

Unidad H

Se trata de una unidad de solo 35 cm de espesor (ver Fig. 4.7). Está formada por una capa inferior de ceniza fina blanca, seguida por otra capa con pómez (lapilli grueso) subangulosa a subredondeada, en una matriz de lapilli muy fino. La parte final la constituye una capa masiva, muy bien seleccionada de ceniza fina con escasos clastos de pómez y líticos angulosos. Su contacto con la unidad G que le subyace es concordante.

Por sus características, la unidad H representa depósitos de oleadas.

Unidad I

Descansando concordantemente sobre la unidad anterior, se encuentra la unidad I de color gris, con un espesor de 388 cm. Se trata de una alternancia de capas principalmente masivas, aunque con una parte estratificada en la parte superior. La unidad inicia con una capa gruesa, masiva, bien seleccionada, de pómez lapilli muy grueso, con soporte de clastos, presentando pómez gris oscura, también ocasionales pómez alteradas amarillentas y muy pocos líticos. Finaliza con otra capa masiva de pómez en tamaño lapilli medio intercalada con capas estratificadas de lapilli medio-grueso y otras de lapilli fino, todas soportadas por clastos, típicas de depósitos de caída.

Por sus características, la unidad I representa un depósito de caída.

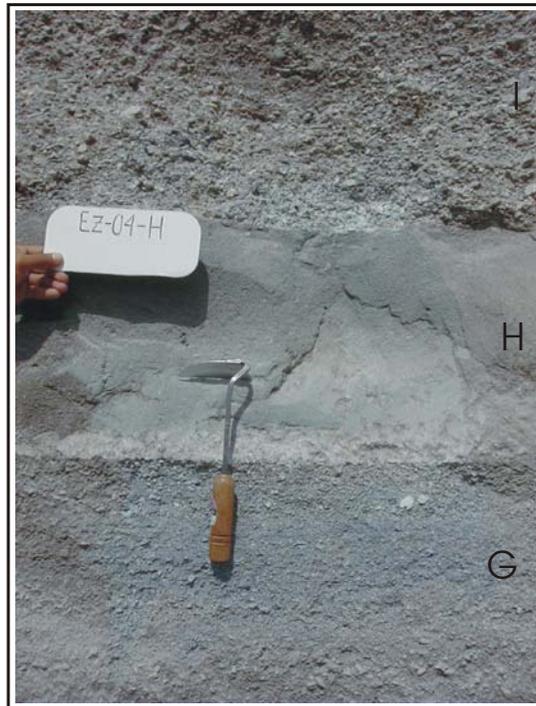


Figura 4.7.- Contactos concordantes entre las unidades G, H, I. Nótese la diferencia entre H (capas masivas de finos en matriz arenosa) y las demás (I y G con soporte de clastos). La parte inicial de I esta representada por una capa masiva de lapilli muy grueso, bien seleccionado.

Unidad J

La unidad J tiene un espesor de 270 cm, está representada por una capa masiva de pómez en tamaño de lapilli muy grueso (máximo de 5cm) bien seleccionado, con gradación normal y soporte de clastos (ver Fig. 4.8), cuyas

características son típicas de depósitos de caída. Algunas pómez presentan una superficie externa amarilla de alteración.



Figura 4.8.- Fotografía que muestra el contacto transicional entre la unidad I con J. Se aprecia que la parte final de "I" termina con capas estratificadas de lapilli medio y lapilli fino. J inicia con una capa masiva de pómez en tamaño de lapilli muy grueso, con soporte de clastos.

Unidad K

La unidad K tiene un espesor de 331 cm y comprende un conjunto de capas estratificadas en la parte basal y masivas en la parte media y superior de esta unidad. La parte inferior (Fig. 4.9-B) está representada por una alternancia de capas estratificadas de color café-gris y amarillas de lapilli fino, con capas de ceniza de gruesa-fina. Las capas masivas son de pómez en tamaño de lapilli medio y lapilli medio-grueso, respectivamente, ambas capas con buena selección y sin gradación. La parte final de K muestra una zona de alteración intensa (Fig. 4.10). Un análisis químico por difracción de rayos X de esta alteración dio como resultado un contenido de minerales de zeolita y esmectita. Por lo tanto, es probable que esta zona se haya intemperizado por efecto de agua meteórica.

Por sus características, la unidad K representa un depósito de caída.

Unidad L

Comprende una capa masiva café de 50 cm de espesor, con clastos de pómez (lapilli medio) en una matriz de ceniza fina (Fig. 4.10). Los clastos son subredondeados a subangulosos, y presenta una selección mala. Su contacto con la

unidad K es discordante, debido a la zona de alteración de la parte final de K. Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo intenso de retrabajo.



Figura 4.9.- Fotografías de las unidades J y K. A.- Contacto transicional entre unidades J y K. B.- Detalle de la base de K, donde se aprecia una alternancia de capas estratificadas de lapilli fino, y ceniza gruesa-fina.

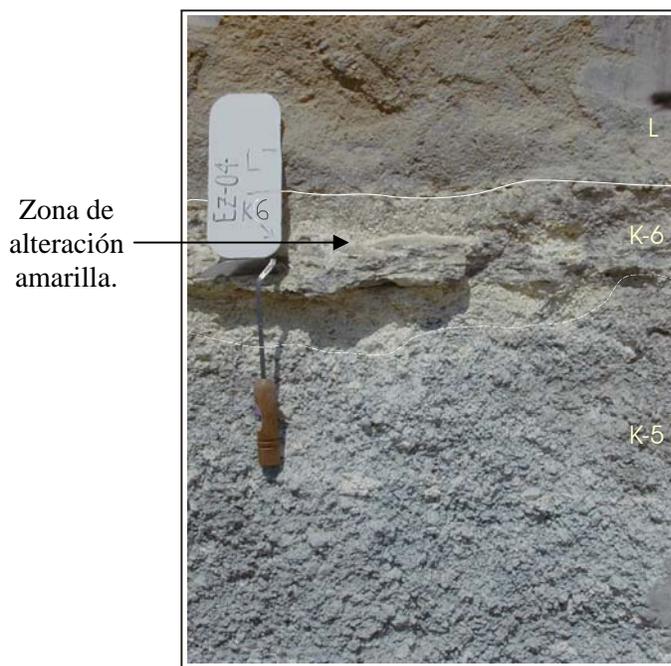


Fig. 4.10.- Fotografía que ilustra la parte superior de K, y muestra una zona de alteración intensa (k-6). También se aprecia el carácter masivo de la base de L, con cierta matriz de ceniza fina.

Unidad M.

La unidad M tiene un espesor de 53 cm y es de color gris. Está representada por una alternancia de capas estratificadas de pómez (lapilli grueso) con capas de lapilli fino-ceniza gruesa, bien seleccionada, con soporte de clastos, cuyas características son típicas de depósitos de caída. La parte superior de la unidad presenta una zona de alteración amarilla (ver Figura 4.11).

Unidad N

Consiste de una capa masiva café de 95 cm de espesor. Contiene clastos de pómez en tamaño de lapilli medio, subredondeado, soportado en una matriz limosa (café), con mala selección. Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo de retrabajo.

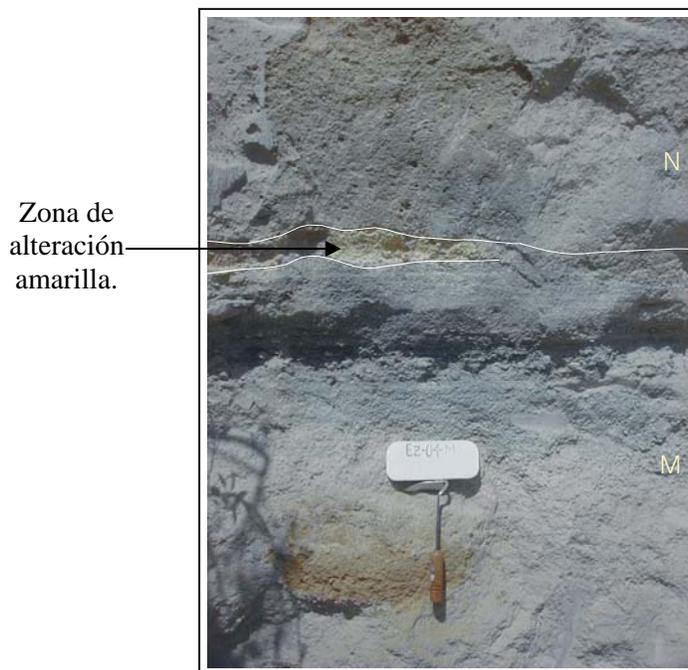


Figura 4.11.- Fotografía que muestra el contacto entre la unidad M y N. También se observa una zona de alteración amarilla (zona intemperizada) discordante en el contacto entre ambas.

Depósitos Epiclásticos y Suelo

La capa masiva N está cubierta por un horizonte de material fino, que corresponde a un relleno de capas, con diferentes clastos líticos subredondeados, que se atribuye a procesos epiclásticos con formación de suelo en la parte superior.

En la Figura 4.12 se puede apreciar, de manera general, el carácter de cada una de las unidades, desde la base del afloramiento (unidad A) hasta la unidad I. Además se aprecia una falla que afecta a estas unidades.



Figura 4.12.- Panorámica que muestra a las unidades desde la A-I. También se aprecia una falla que afecta. En su parte inferior se comporta como de tipo inverso (ver desplazamiento entre capas) y la superior, como de tipo normal. Lo cual sugiere la existencia de una falla de tipo Tijera con su eje de rotación cercano al nivel de la unidad E.

IV.2.1.2- Otras Secciones.

Sección S-L

La sección S-L está ubicada a 13 km al E del centro de la caldera Amazcala, en el pueblo de Soriano. En este lugar la sección está representada por 14 unidades (nombradas AX, B, C...K, ver Fig. 4.13), 8 de ellas corresponden a depósitos de caída intercalados con depósitos de oleada y 6 depósitos retrabajados (AY, B, D, H, R1, R2).

Las unidades piroclásticas inferiores de esta sección (AX, AZ, C, y E), están caracterizadas por depósitos de pómez, con estratificación delgada a mediana (ver Fig. 4.13 y 4.14), intercalados con 3 depósitos de retrabajo. Las unidades superiores (F, I+J, K, a excepción de la unidad FP, ver Fig. 4.13), representan los eventos más importantes de caída de toda la secuencia en esta localidad. La unidad F comprende un conjunto de capas delgadas de caída (horizonte F-1, ver Fig. 4.13), estratificadas, con pómez en tamaño de lapilli fino, con gradación inversa a nivel de capa, sobreyacidas por un depósito masivo (en su base) y burdamente estratificado (en la parte superior), el cual representa el horizonte mayor de la unidad (horizonte F-2a-b). Dicho horizonte, está representado por un depósito de caída con pómez en tamaño de lapilli grueso, sin gradar, con soporte de clastos angulosos bien seleccionados. En conjunto, la unidad F tiene un espesor de 440cm.

Un contacto discordante tipo erosional separa a la unidad F de la H. La unidad H es un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli grueso, mal seleccionado, sin gradar, soportado en una matriz de ceniza color café. La unidad H tiene un espesor máximo de 25 cm es de color café. En esta unidad, los clastos se encuentran subredondeados y con una alteración superficial color café. Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo de retrabajo.

La unidad I+J está compuesta por un depósito grueso de 450 cm de espesor, con pómez en tamaño de lapilli muy grueso, sin gradar, con soporte de clastos

angulosos y buena selección (ver Fig. 4.15-A y B). Sus características son típicas de un depósito de caída piroclástica.

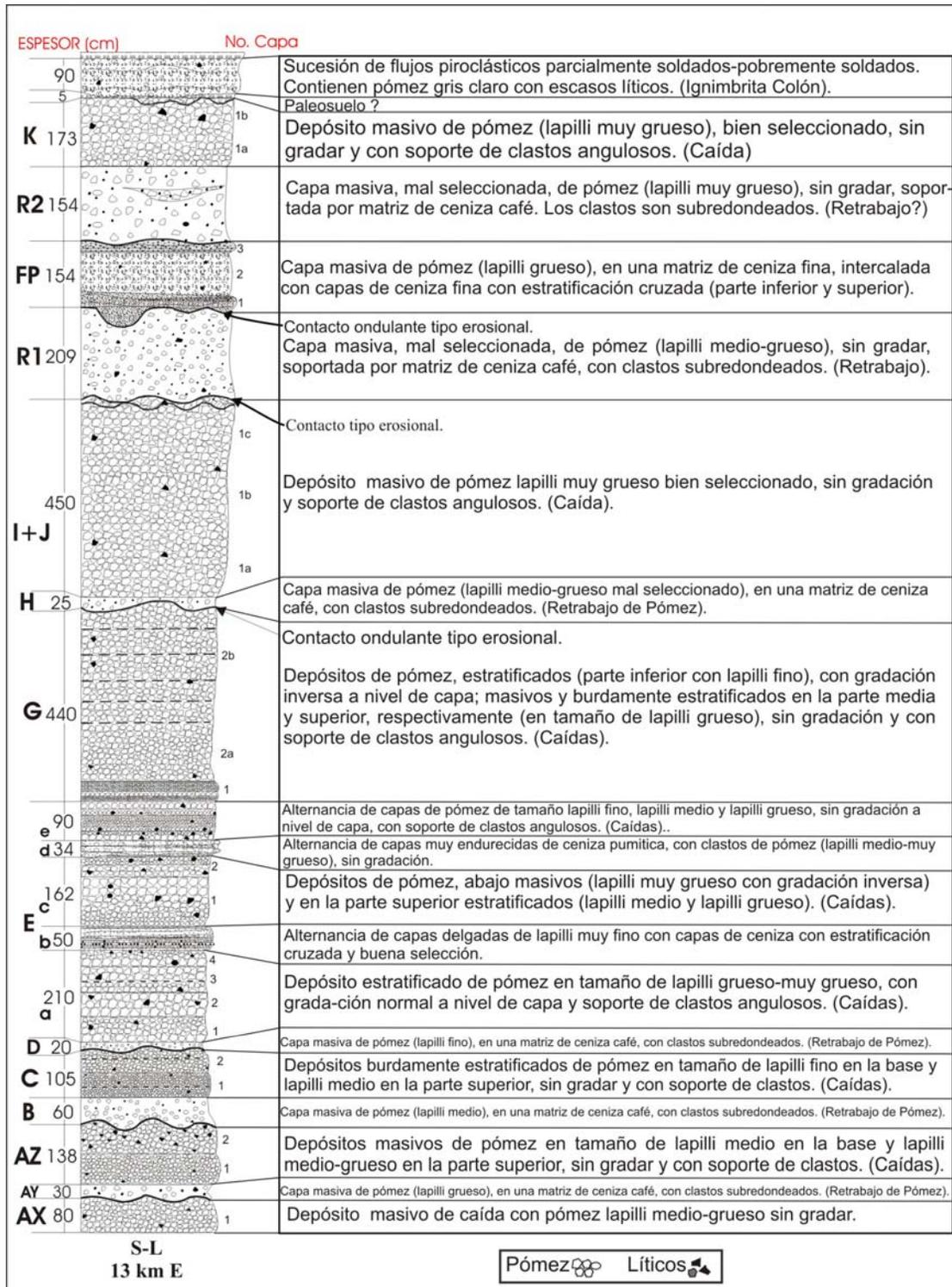


Figura 4.13.- Sección estratigráfica sintetizada S-L de la PEM, localizada en el poblado de Soriano, Qro., a 13 km al E del centro de la caldera (ver ubicación en Fig. 4.5).

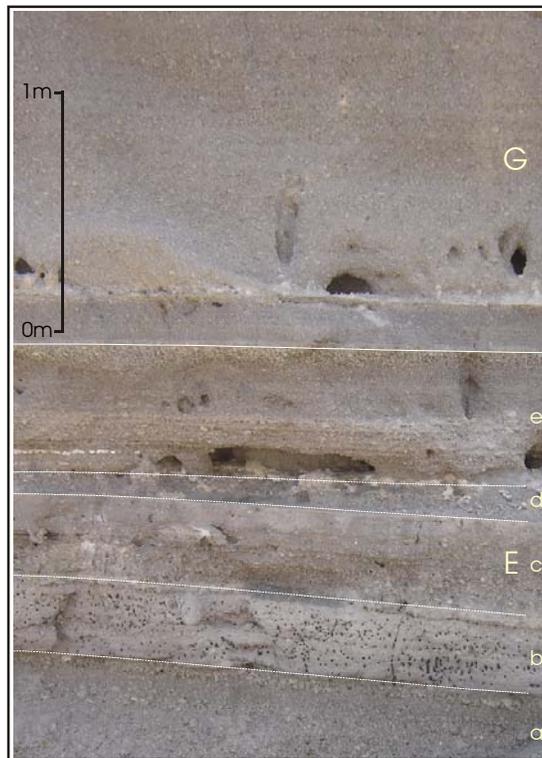


Figura 4.14.- Fotografía que muestra los contactos concordantes entre las unidades E y G. Nótese el carácter estratificado de la unidad E (capas E-a...E-e) en comparación con la unidad G.

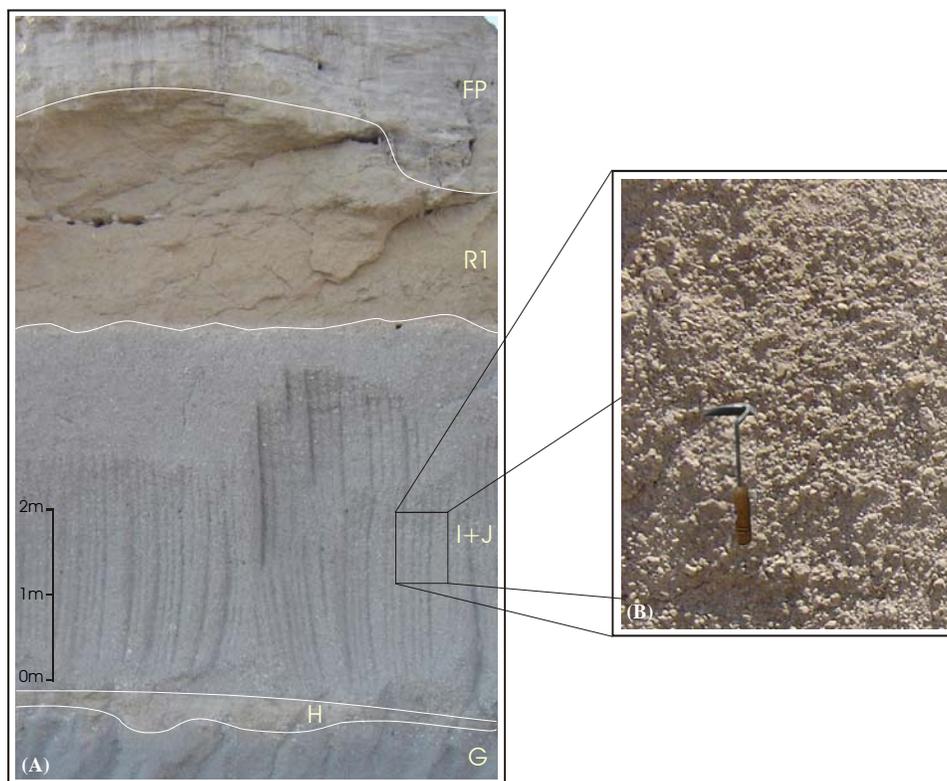


Figura 4.15.- A).- Fotografía que muestra los contactos entre las unidades G, H, I+J, R1 y FP. B).- Detalle de la unidad I+J, mostrando el carácter masivo con pómez en tamaño de lapilli muy grueso.

La unidad R1 tiene un espesor de 209 cm, es de color café y se encuentra en contacto discordante con la unidad I+J. La unidad R1 está compuesta por pómez subredondeada en tamaño de lapilli medio-grueso, en una matriz de ceniza, con mala selección y sin gradar. Las pómez de esta unidad se encuentran alteradas superficialmente y son de color café. Por sus características, esta unidad se interpreta como un periodo de retrabajo.

La unidad FP tiene un espesor de 154 cm y es de color gris. Consiste de un conjunto de capas de ceniza fina, con estratificación cruzada (oleadas), intercaladas con una capa masiva de ceniza fina con pómez subredondeada (flujo piroclástico). La unidad FP sobreyace discordantemente (contacto ondulante) a la unidad R1 (ver Fig. 4.15-A).

La unidad R2 está compuesta por una capa masiva de 154 cm de espesor, de color café, mal seleccionada, con pómez en tamaño de lapilli muy grueso, en una matriz de ceniza fina. Los clastos son subredondeados, y presenta una alteración superficial color café. Su contacto con la unidad FP es discordante. Por sus características, la unidad R2 se interpreta como un periodo de retrabajo.

La unidad K tiene un espesor de 173 cm y es de color gris. Está compuesta por una capa masiva de pómez (lapilli muy grueso) bien seleccionada, con gradación inversa y soporte de clastos angulosos, cuyas características son típicas de un depósito de caída. La parte final de K, en ocasiones presenta una zona de alteración color amarillo ocre.

Posiblemente la unidad K sea correlacionable con el evento de caída denominado como K en el sitio S-1 de la localidad tipo (ver ubicación en Fig. 4.1), ya que en algunas partes la cima de la unidad Q también se encuentra alterada con las mismas características que en la sección tipo S-1.

La unidad K está sobreyacida por una capa de color café con materia orgánica y que desaparece lateralmente (espesor de 0-5 cm). Se infiere que esta capa podría representar un desarrollo incipiente de suelo. Sobreyaciendo a esta capa café, se encuentra un depósito de flujo piroclástico color blanco-gris muy claro

(Fig. 4.16). Dicho depósito se encuentra parcialmente soldado y está compuesto por pómez subredondeadas de tamaño lapilli medio-grueso, en una matriz pumítica. Este depósito de flujo piroclástico, es muy similar a la Ignimbrita que Aguirre-Díaz et al. (2001) denominaron como Ignimbrita Colón. Entonces, aunque no se sabe con precisión cuanto tiempo haya transcurrido entre el evento de la PEM y el que dio origen a la ignimbrita Colón, se infiere que la edad de la PEM es mayor que la ignimbrita Colón, es decir, mayor a 7.3 Ma.

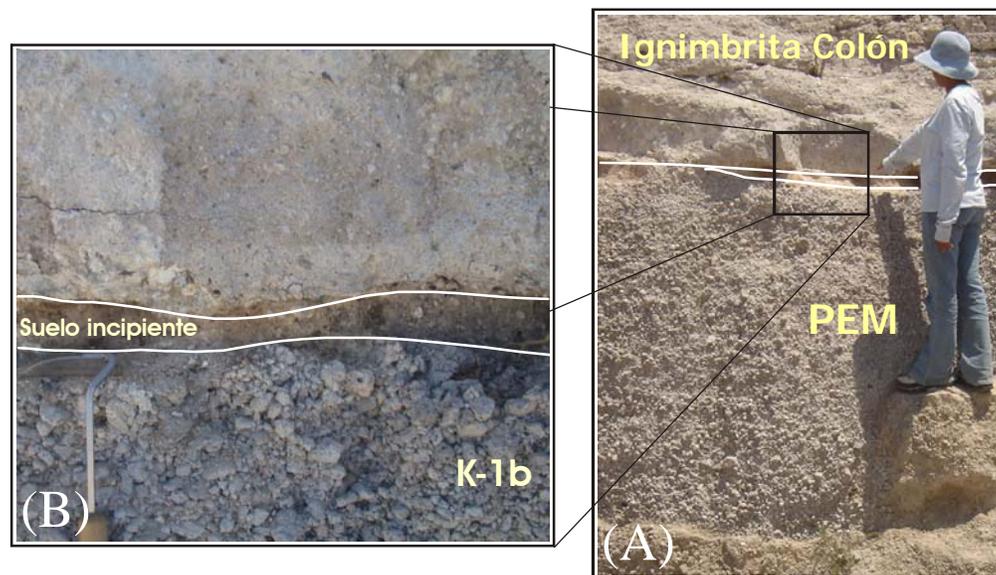


Fig. 4.16.- Fotografías que ilustran el contacto entre la unidad K de la PEM, un horizonte café y la ignimbrita Colón en la sección S-L. Nótese el carácter masivo del depósito de caída, que posiblemente se correlaciona con la unidad K de la sección tipo S-1.

Sección S-2

La sección S-2 está ubicada a 34.5 km al SE de la caldera, cerca del pueblo de Guanajuatito y está compuesta por 4 unidades piroclásticas principales, (denominadas A, I+J, K y M), intercaladas con horizontes retrabajados (ver Fig. 4.17). A continuación se describe brevemente cada una de las unidades que componen a la PEM en esta sección.

La unidad A tiene un espesor de 205 cm y es de color gris. Está constituida por un conjunto de depósitos masivos de pómez en tamaño de lapilli medio bien seleccionado, con ligera gradación normal, cuyas características son típicas de un depósito de caída (capas A-1, A-3 A-4 y A-5; ver Fig. 4.17), intercalados con capas de ceniza gruesa con estratificación cruzada (oleada, capa A-2). Debido a la

posición estratigráfica de esta unidad, en comparación a la unidad A de la sección tipo S-1, se puede proponer una correlación entre estas dos unidades.

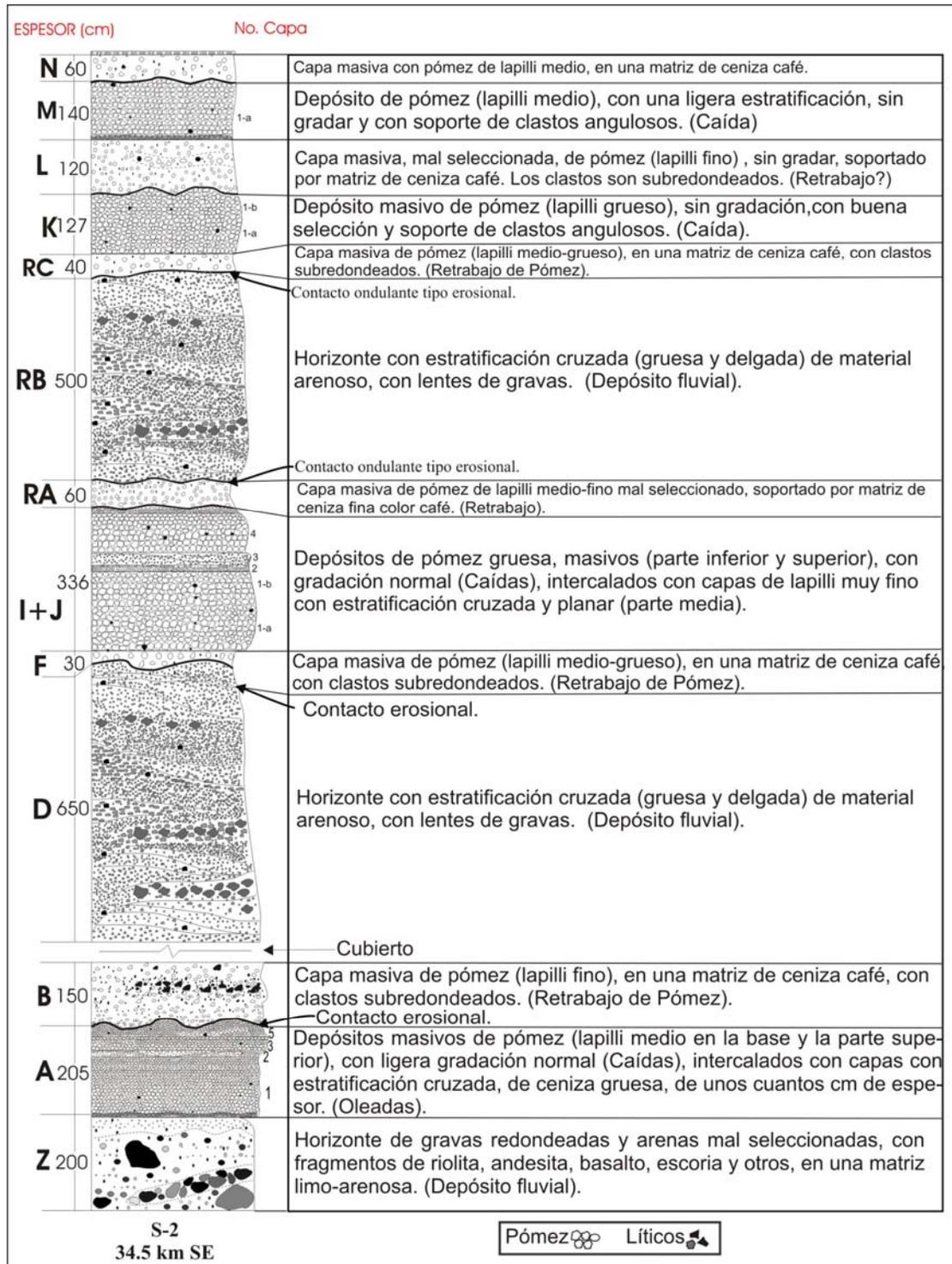


Figura 4.17.- Sección estratigráfica sintetizada S-2 de la PEM, localizada cerca del poblado Guanajuatito, Qro., a 34.5 km al SE del centro de la caldera (ver ubicación en Fig. 4.1).

La unidad B consiste de un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli fino, en una matriz de ceniza, con clastos subredondeados. En general, la unidad B presenta una mala selección y no tiene gradación. La unidad B sobreyace discordantemente a la unidad A. Por sus características, la unidad B se interpreta como un periodo de retrabajo.

Encima de la unidad B se encuentra un horizonte muy grueso de 650 cm de espesor, de gravas y arenas con estratificación cruzada (unidad C). Dicho depósito contiene clastos redondeados de riolita, pómez, obsidiana, líticos oxidados, andesitas, escorias, basaltos y otros. La unidad D sobreyace discordantemente a la unidad C, la cual está compuesta por una capa masiva de pómez en tamaño de lapilli medio-grueso, en una matriz de ceniza café. Los clastos son subredondeados y presentan una alteración superficial color café. La unidad D se encuentra mal seleccionada y tiene un espesor máximo de 30 cm, aunque desaparece lateralmente.

La unidad I+J corresponde al segundo evento piroclástico principal en esta sección, con un espesor de 336 cm. Dicha unidad está compuesta por capas masivas de pómez en tamaño de lapilli grueso (capas I+J-1 e I+J-4) y lapilli medio (capa I+J-5), con buena selección, soporte de clastos angulosos y ligera gradación normal, con características típicas de depósitos de caída. Las capas antes mencionadas, están intercaladas con capas delgadas de lapilli muy fino y con estratificación cruzada y planar (oleadas, capas I+J-2 y I+J-3). Con base a las características de tamaño de grano, espesor del depósito y posición estratigráfica de la unidad I+J, se puede inferir que esta unidad, se correlaciona con las unidades I y J de la sección tipo S-1.

La unidad RA está formada por una capa masiva mal seleccionada, color café, con un espesor máximo de 60 cm. La unidad está constituida por pómez en tamaño de lapilli medio-fino, con soporte de matriz de ceniza fina. Los clastos son subredondeados y presentan una alteración superficial color café. Por sus características, la unidad RA se interpreta como un periodo de retrabajo.

La unidad RB está constituida por un horizonte muy grueso de 500 cm de espesor, con gravas y arenas con estratificación cruzada. Dicho depósito contiene clastos redondeados de riolita, pómez, obsidiana, líticos oxidados, andesitas, escorias y basaltos (depósitos fluviales). El contacto entre la unidad RB y la unidad RC es discordante.

La unidad RC tiene un espesor de 40 cm y es de color café. Corresponde a una capa masiva mal seleccionada, con pómez en tamaño de lapilli medio-grueso, en una matriz de ceniza. Los clastos de esta unidad se encuentran subredondeados y alterados superficialmente (color café). Por sus características, la unidad RC se interpreta como un periodo de retrabajo.

La unidad K tiene un espesor de 127 cm, es de color gris. Es un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli grueso, bien seleccionado, sin gradación y con soporte de clastos angulosos. Dichas características son típicas de un depósito piroclástico de caída. Su contacto con la unidad L es discordante. De acuerdo a las características granulométricas, estratigráficas y espesor del depósito de la unidad K, se infiere que dicha unidad se correlacione con la unidad de K de la sección tipo S-1.

Las unidades L y N son de color café, corresponden a capas masivas de pómez en tamaño de lapilli fino y lapilli medio, respectivamente, con mala selección y sin gradar. En ambas unidades, los clastos son subredondeados y están soportados en una matriz de ceniza café. Por sus características, dichas unidades se interpretan como periodos de retrabajo.

La unidad M tiene un espesor de 140 cm y es de color gris. Está formada por una capa de pómez (lapilli medio) que presenta una ligera estratificación, sin gradar, con buena selección y soporte de clastos angulosos. Dichas características son típicas de un depósito piroclástico de caída.

IV.2.2- Estratigrafía en el lóbulo SW.

La secuencia más completa en este lóbulo (aunque no expone su base) se encuentra ubicada en las cercanías del poblado la Griega (S-3, aprox. a 13.8 km del centro de la caldera, ver Fig. 4.1 para localización). La secuencia está constituida por 4 unidades piroclásticas (unidades A, C, E y G) mas 3 unidades de retrabajo (unidades B, D y F).

IV.2.2.1- Sección tipo del lóbulo SW (S-3).

Unidad A.

Representa el evento más importante a juzgar por su mayor espesor, que es de 7.86 m. La parte inferior de este depósito está constituida por una capa de ceniza gruesa de unos cuantos centímetros de espesor que se acuña lateralmente (capa A-0, ver Fig. 4.21, izquierda). Esta capa solo se puede apreciar en el sitio S-4 (ver localización en Fig. 4.23) y por sus características representa un depósito de oleada.

La parte media de esta unidad (A-1, ver Fig. 4.18 y 4.19) está representada por una capa masiva con pómez en tamaño de lapilli grueso-muy grueso, con gradación simétrica de normal a inversa (N-i) y soporte de clastos angulosos bien seleccionados.

La parte superior de A (A-2) está formada por capas burdamente estratificadas de pómez en tamaño de lapilli grueso-muy grueso, con soporte de clastos angulosos. Un contacto, en ocasiones concordante y en ocasiones ondulante separa a las unidades A y B.

A excepción de la capa basal de ceniza, el resto de los depósitos presentan características típicas de caídas piroclásticas.

Unidad B

La unidad B es una capa masiva de color café cuyo espesor varía lateralmente de 30-50 cm. Está constituida por clastos subredondeados de pómez tamaño lapilli medio a grueso, con soporte de matriz de ceniza fina. Los clastos de pómez se encuentran alterados superficialmente color café. Por sus características, dicha

unidad se interpreta como un periodo de retrabajo. Esta unidad solo aflora hasta la facies intermedia, cómo en la sección S-3 (ver localización en Fig. 4.1).

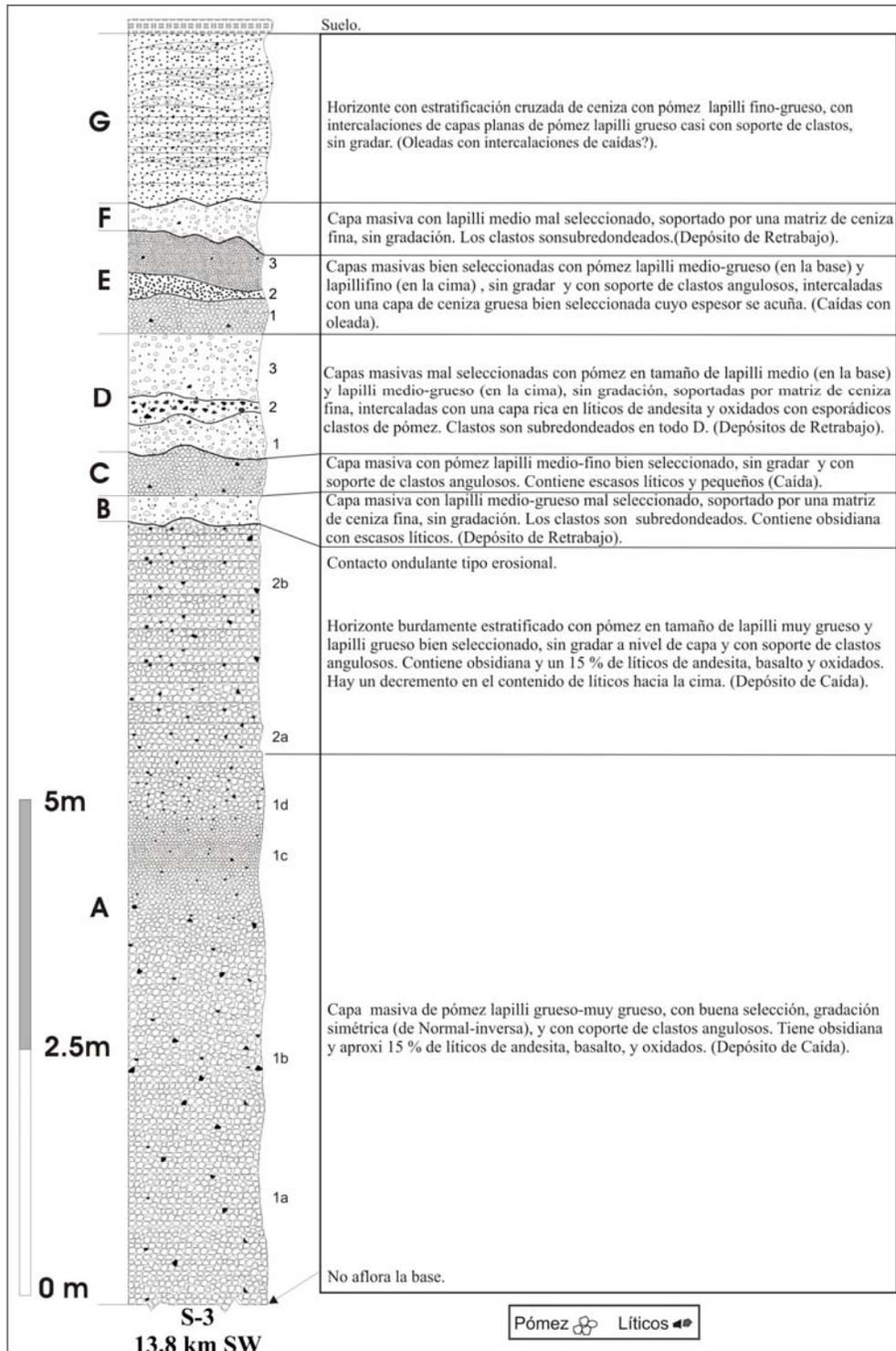


Figura 4.18.- Sección estratigráfica sintetizada S-3 de la PEM, localizada cerca del poblado La Griega, Qro., a 13.8 km al SW del centro de la caldera.

Unidad C

La unidad C tiene un espesor de 50 cm, sobreyace a la unidad B concordantemente y es de color gris claro (Fig. 4.15). Es una capa masiva, bien seleccionada, de pómez en tamaño de lapilli medio-fino, sin gradar y con soporte de clastos angulosos. Dichas características son típicas de un depósito piroclástico de caída.



Figura 4.19.- Fotografía que muestra los contactos entre las unidades A, B y C en el sitio S-3. Obsérvese que la capa A-1 es masiva, mientras que la parte superior A-2 se encuentra burdamente estratificada.

Unidad D

La unidad D tiene un espesor que varía de 145-180 cm y es en general de color café. Se encuentra en contacto discordante tipo ondulante con la unidad C. D está compuesta por 3 capas (D-1, D-2 y D-3). En general, D-1 y D-3 están

compuestas por pómez en tamaño de lapilli medio-grueso, con soporte de matriz de ceniza fina color café y presentan mala selección. Los clastos de dichas capas son subredondeados y tienen una alteración superficial color café. La capa D-2 está constituida, en su mayoría por líticos redondeados de riolita, andesita, oxidados y clastos esporádicos de pómez, en tamaños de lapilli medio.

Por sus características, la unidad D se interpreta como un periodo intenso de retrabajo.

Unidad E.

La unidad E es de color gris y tiene un espesor de 1.86 m en la sección S-3 (Fig. 4.18). Está compuesta por 3 capas: inferior, media y superior. La inferior (E-1) es una capa masiva de pómez en tamaño de lapilli medio-grueso, bien seleccionada, sin gradar y con soporte de clastos angulosos. La media (E-2) es una capa masiva de ceniza gruesa bien seleccionada, cuyo espesor varía notablemente (e.g. de 0.1 hasta 1m en S-3, y hasta 0.01m en S-4). La capa superior de la unidad E es masiva, en tamaño de lapilli fino, sin gradar y con soporte de clastos angulosos. La unidad E sobreyace concordantemente a la unidad D.

A excepción de la capa media que representa un depósito de oleada, las capas inferior y superior presentan características típicas de caídas piroclásticas.

Unidad F

La unidad F tiene un espesor máximo de 40 cm. La unidad F está constituida por una capa masiva de color café, con clastos de pómez en tamaño de lapilli medio soportados en una de ceniza fina, con escasos líticos. En general, es un depósito mal seleccionado, sin gradación y con clastos subredondeados alterados superficialmente color café. Un contacto discordante tipo erosional separa a la unidad E de la F (Fig. 4.20).

Por sus características, la unidad F se interpreta como un periodo intenso de retrabajo.

Unidad G

Sobreyaciendo a la unidad F de manera discordante, se encuentra la unidad G, la cual está constituida por una alternancia de capas de ceniza y pómez (lapilli fino-grosso) con estratificación cruzada (oleadas) y en ocasiones plana (caídas), sin gradación a nivel de capa. Las capas presentan moderada selección y en conjunto tienen un espesor de 195 cm.

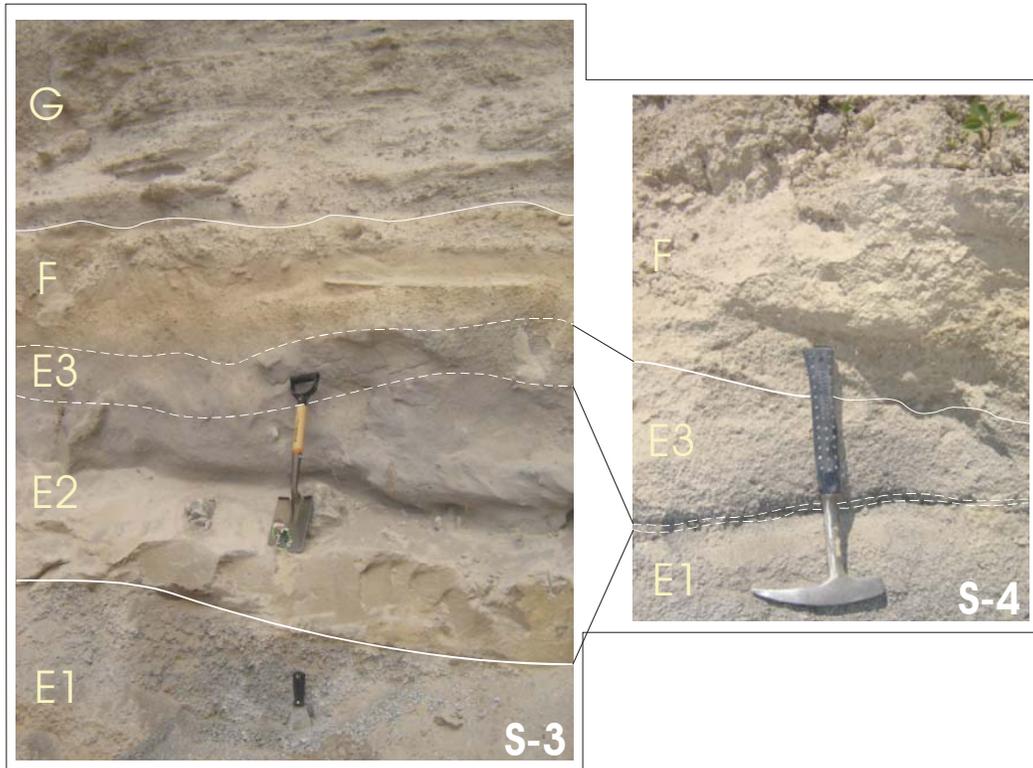


Figura 4.20.- Fotografía que muestra los contactos ondulantes entre las unidades E, F y G. Nótese la correlación de las capas de la unidad E en S-3 con la sección S-4.

IV.2.2.2.- Otras secciones.

A continuación se describen las secciones complementarias correspondientes al lóbulo SW. Dichas descripciones serán hechas de manera breve y general.

Sección S-4

La sección S-4 está ubicada a 16.8 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Saldarriaga y está compuesta por 3 unidades piroclásticas principales, (denominadas A, E y G), intercaladas con horizontes epiclásticos (ver Fig. 4.21,

izquierda). En esta sección se puede apreciar la base de la PEM, la cual inicia con una capa de lapilli muy fino con clastos de pómez en tamaño de lapilli medio, cuyo espesor varía de 5 a 0 cm (capa A-0) y sólo puede ser apreciada en esta localidad. En general, la unidad A tiene un espesor de 670 cm y es de color gris. Al igual que en la sección S-3, la capa A está constituida por un depósito tanto masivo (abajo) como estratificado (en la cima) de pómez en tamaño de lapilli grueso, con gradación simétrica de normal a inversa y presenta características típicas de depósitos de caída.

Un contacto discordante (ondulante) separa a la unidad A de D. La unidad D en esta localidad está representada por dos horizontes epiclásticos, los cuales se pueden correlacionar con la unidad D de la sección S-3.

La unidad E sobryace concordantemente a la unidad piroclástica D. La unidad E está representada (al igual que en la sección S-3) por dos depósitos de caída piroclástica en tamaño de lapilli medio separados por una capa de ceniza gruesa (oleada). Por la posición estratigráfica, se puede inferir que esta unidad se correlaciona con la unidad E de la sección S-3.

El último evento piroclástico en esta localidad se encuentra representado por una serie de oleadas piroclásticas intercaladas con depósitos de caída (capa G).

Sección S-13

La sección S-13 está ubicada a 17.2 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Jesús María y está compuesta solamente por 3 unidades piroclásticas de la PEM (capa A), intercaladas con horizontes de retrabajo (ver Fig. 4.21, derecha). En esta localidad, no aflora la base de la PEM, pero expone un espesor mínimo de 498 cm. La unidad A está constituida por un depósito de caída tanto masivo (en la base y en la parte media) como burdamente estratificado (en la cima) de pómez en tamaño de lapilli grueso con gradación simétrica de normal a inversa.

La unidad piroclástica E, en esta localidad, solo está representada por una capa masiva de caída de pómez en tamaño de lapilli medio, con gradación normal

y buena selección. Mientras que la unidad G, refleja características de estratificación cruzada y paralela (oleadas y caídas).

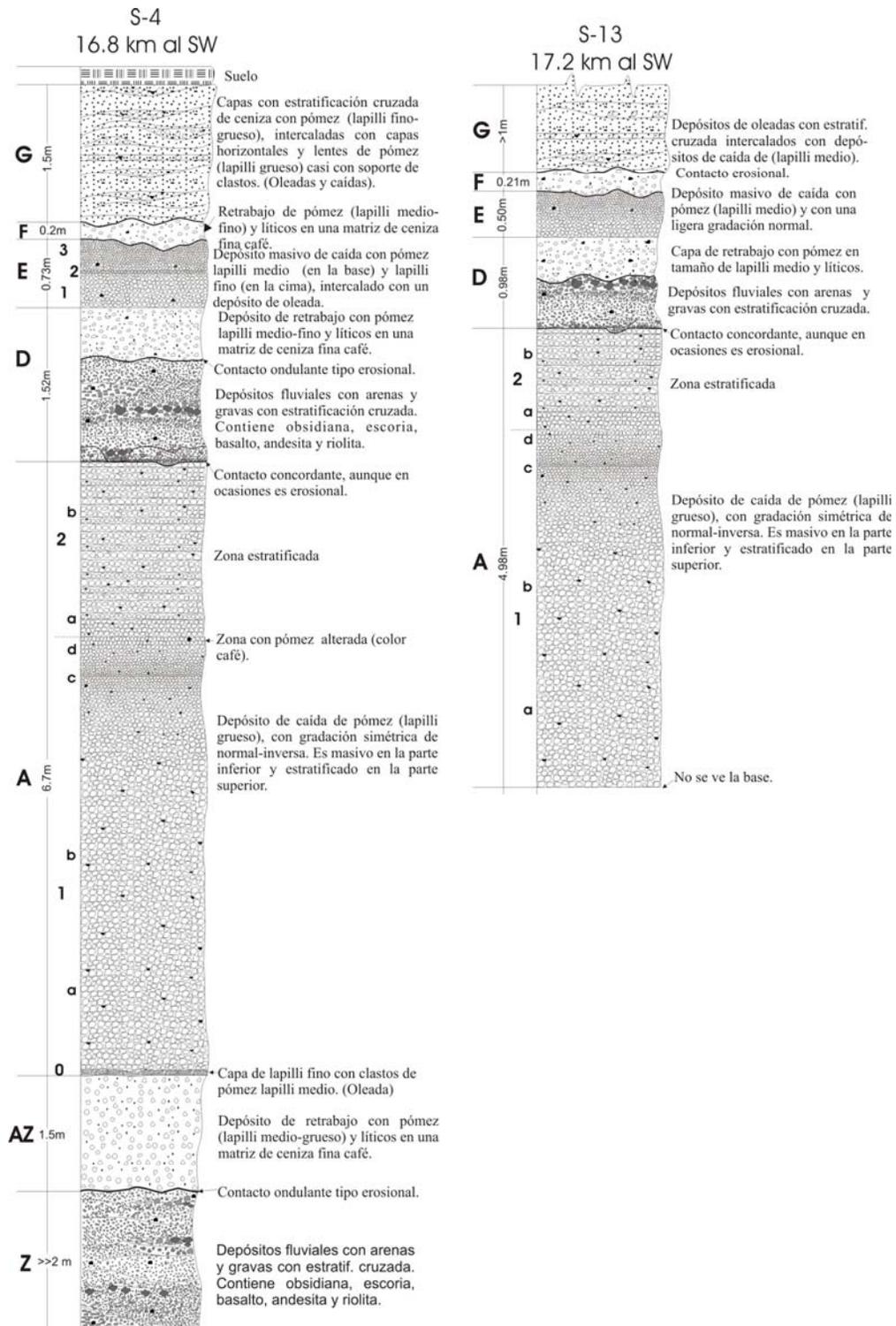


Figura 4.21.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-4 (izquierda) y S-13 (derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado Saldarriaga, Qro. y Jesús María, respectivamente. (Ver ubicación en Fig. 4.1).

Sección S-5

La sección S-5 está ubicada a 17.3 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Saldarriaga y está compuesta por 3 unidades piroclásticas de la PEM (capas A, E y F), intercaladas con horizontes epiclásticos (unidades Z, AZ y D; ver Fig. 4.22, izquierda). En esta localidad, la unidad A tiene un espesor de 636 cm y sobreyace concordantemente a depósitos epiclásticos. Con base en la posición estratigráfica la unidad A en esta localidad se puede correlacionar con la unidad A de la sección tipo S-3. Por su parte la unidad piroclástica E solo está representada por una sola capa masiva de caída, constituida por pómez en tamaño de lapilli medio, con gradación normal y buena selección. La unidad G sobreyace discordantemente (contacto ondulante) a la unidad E. La unidad G corresponde al último evento piroclástico correspondiente a la PEM, representado por depósitos de oleada intercalados con caídas. Entonces, con base a la posición estratigráfica, los eventos concernientes a E y G son correlacionables con sus correspondientes a las unidades E y G de la localidad tipo S-3.

Sección S-8

La sección S-8 está ubicada a 18 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Saldarriaga. Debido a dificultades en el acceso al afloramiento solo se levantó una parte de la sección en esta localidad. En dicha zona la base de la PEM está representada por la unidad A, con un espesor de 510 cm (ver Fig. 4.22, derecha), el evento piroclástico de mayor magnitud correlacionable con la unidad A de la sección S-3.

Sección S-6

La sección S-6 está ubicada a 18.5 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Saldarriaga y está compuesta solamente por una unidad piroclástica de la PEM (capa A con espesor de 347 cm), intercalada con horizontes de retrabajo y otros depósitos piroclásticos no asociados a la caldera Amazcala (ver Fig. 4.23, izquierda). En esta localidad, la PEM sobreyace concordantemente a unos depósitos de caída de escoria. La unidad A está constituida por un depósito tanto masivo (de la base a la parte media) como burdamente estratificado (en la cima)

de pómez en tamaño de lapilli grueso con gradación simétrica de Normal a inversa. Dichas características son típicas de depósitos de caída. Sobreyaciendo discordantemente a la unidad A, se encuentra un depósito con características de retrabajo de pómez, mientras que sobre este descansa discordantemente un flujo piroclástico rico en escoria y pómez.

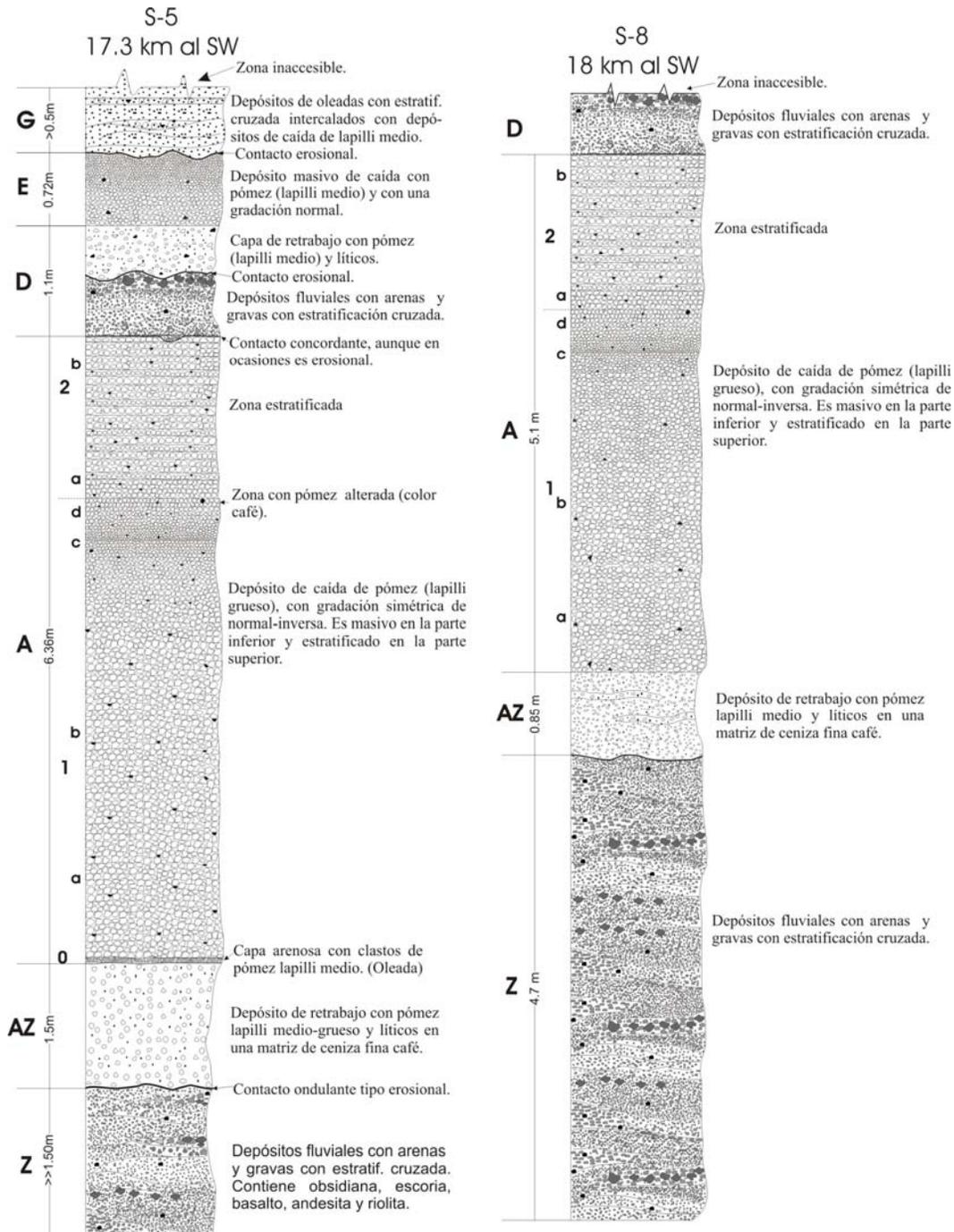


Figura 4.22.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-5 (izquierda) y S-8 (derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado Saldarriaga, Qro. (Ver ubicación en Fig. 4.1).

Sección S-7

La sección S-7 está ubicada a 24 km al SW de la caldera, cerca del poblado El Yaqui y está compuesta solamente por una unidad piroclástica de la PEM (capa A), intercalada con horizontes de retrabajo y otros depósitos (ver Fig. 4.23, derecha). En esta localidad, la PEM (unidad A con un espesor de 188 cm) está constituida por un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli medio, con gradación simétrica de Normal a inversa y buena selección. Dichas características son típicas de un depósito de caída. Sobreyaciendo discordantemente a la unidad A, se encuentra un depósito con características de retrabajo de pómez.

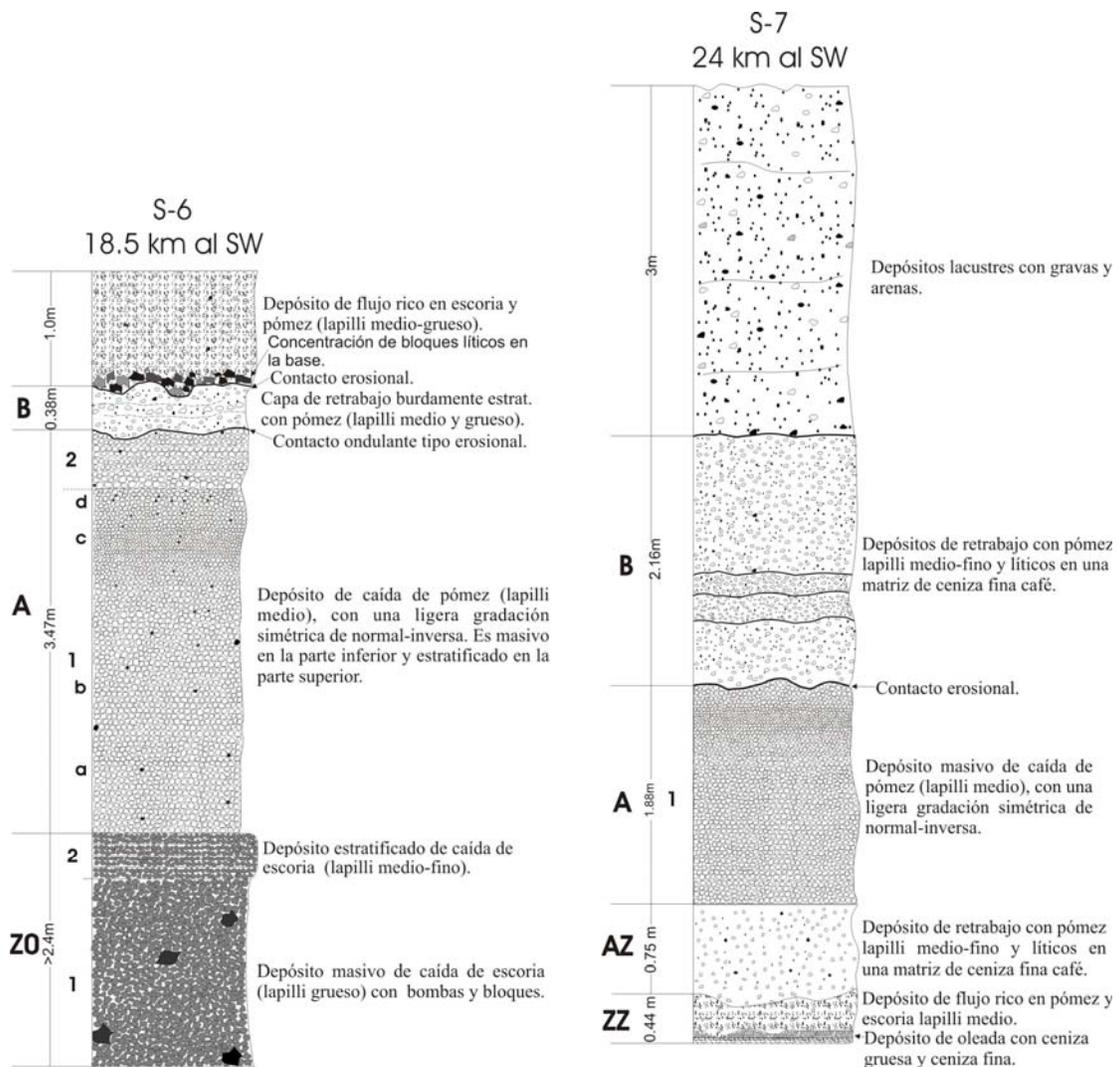


Figura 4.23.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-6 (izquierda) y S-7(derecha) de la PEM, localizadas cerca del poblado El Yaqui, y al oriente de la ciudad de Querétaro, respectivamente. (Ver ubicación en Fig. 4.1).

Sección S-9

La sección S-9 está ubicada a 24.5 km al SW de la caldera, cerca de la ciudad de Querétaro, al oeste, y está compuesta solamente por una unidad piroclástica de la PEM (capa A), intercalada con horizontes de retrabajo y otros depósitos (ver Fig. 4.24, arriba izquierda). En esta localidad, la PEM tiene un espesor de 190cm (unidad A), la cual está constituida por un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli medio, bien seleccionado y sin gradación. Dichas características son típicas de un depósito de caída. Sobreyaciendo discordantemente a la unidad A, se encuentra un depósito con características de retrabajo de pómez.

Sección S-10

La sección S-10 está ubicada a 24.5 km al SW de la caldera, cerca de la ciudad de Querétaro (al norte) y está compuesta solamente por una unidad piroclástica de la PEM (capa A), intercalada con horizontes de retrabajo y otros depósitos piroclásticos no asociados a la PEM (ver Fig. 4.24, arriba derecha). En esta localidad, la PEM tiene un espesor de 210 cm (unidad A), la cual está constituida por un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli fino, sin gradar y con buena selección. Dichas características son típicas de un depósito de caída. Sobreyaciendo concordantemente a la unidad A, se encuentra un depósito con características de retrabajo de pómez.

Sección S-12

La sección S-12 está ubicada a 29.6 km al SW de la caldera, cerca del poblado de Jesús María y está compuesta solamente por una unidad piroclástica de la PEM (capa A) (ver Fig. 4.24, abajo). En esta localidad, la PEM tiene un espesor mínimo de 95cm (unidad A), la cual está constituida por un depósito masivo de pómez en tamaño de lapilli fino, sin gradar y con buena selección. Dichas características son típicas de un depósito de caída. Sobreyaciendo discordantemente a la unidad A, se encuentra un depósito con características de retrabajo de pómez.

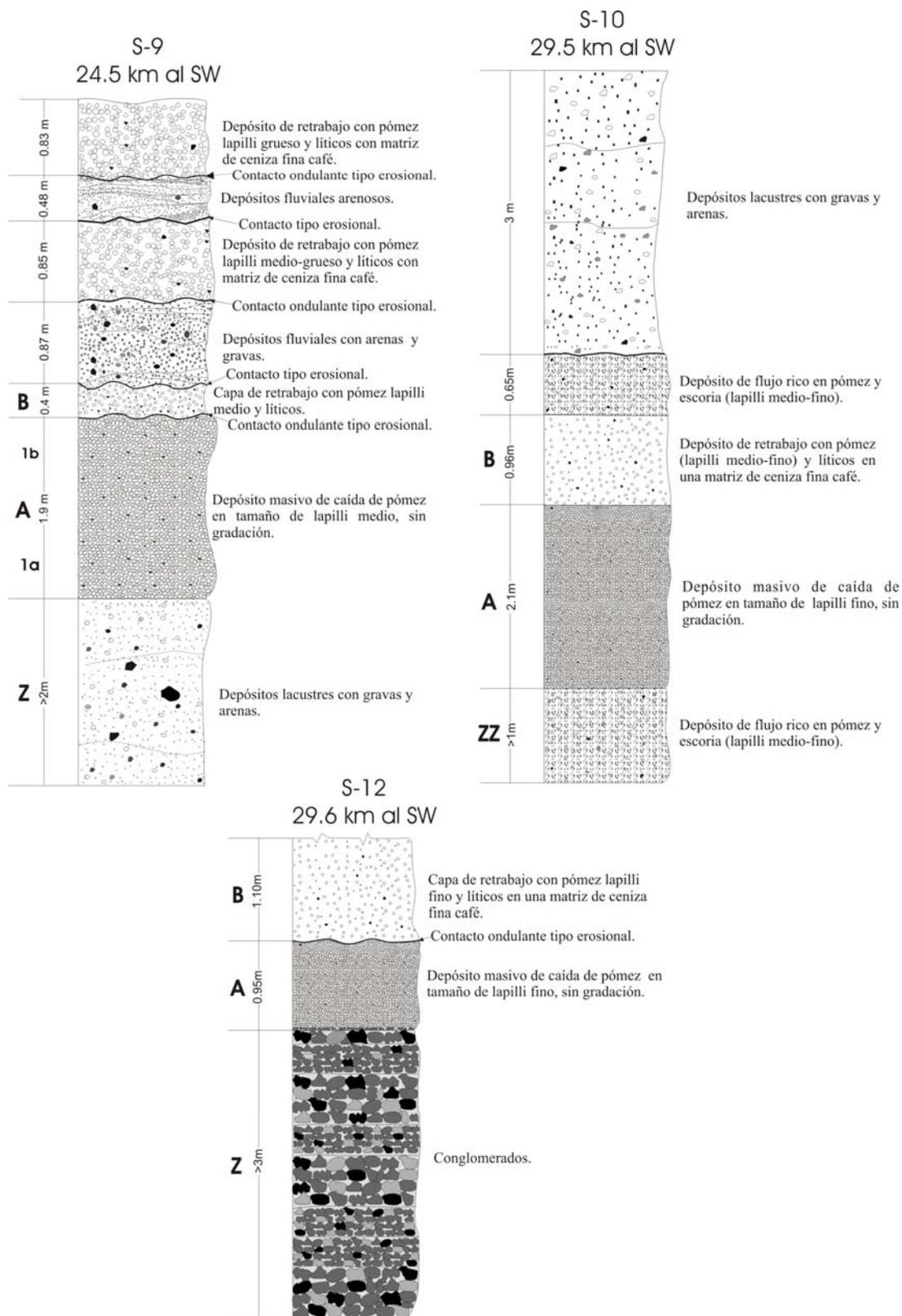


Figura 4.24.- Secciones estratigráficas sintetizadas S-9 (izquierda), S-10 (derecha) y S-12 (abajo) de la PEM, localizadas cerca de la ciudad de Querétaro (S-9 y S-10) y en el poblado Los Cues (S-12). (Ver ubicación en Fig. 4.1).

IV.3.- Correlación estratigráfica.

IV.3.1.- Lóbulo SE.

A pesar de las numerosas unidades estratigráficas identificadas en este lóbulo, particularmente en la sección tipo S-1, con más de 7 unidades, debe mencionarse que existen realmente pocos afloramientos en ese sector. Dichos afloramientos están exhibidos principalmente a través de bancos de materiales, ya sea porque estos depósitos se encuentran más profundos y solo los más superficiales están siendo explotados como bancos, o porque se encuentran cubiertos por depósitos más recientes. Ello ocasiona que solamente se hayan considerado 3 secciones completas para fines de correlación, cuya ubicación se encuentra en la Fig. 4.1.

Tomando como base para cualquier correlación del lóbulo SE a la sección tipo S-1 (a 13 km al SE del centro de la caldera), se pueden proponer algunas correlaciones, particularmente para los eventos más importantes como es el caso de las unidades A, G, I, J, así como también L.

La correlación entre las secciones del lóbulo SE se complica debido a la ausencia de varias de las capas que típicamente aparecen en la sección S-1, en particular los horizontes intercalados de color café que presentan soporte de matriz. Asimismo, las variaciones en estructuras de depósito y granulometría, y la gran cantidad de capas de caída con composiciones similares, dificultan aún más una correlación confiable. De hecho, el análisis de las variaciones de los parámetros granulométricos, como el tamaño medio de grano ($Md\Phi$), en las unidades de las diferentes secciones del lóbulo SE, permitieron hacer algunas correlaciones locales entre capas tal como se observa en la Figura 4.25, considerando una progresiva disminución en el tamaño de grano con la distancia.

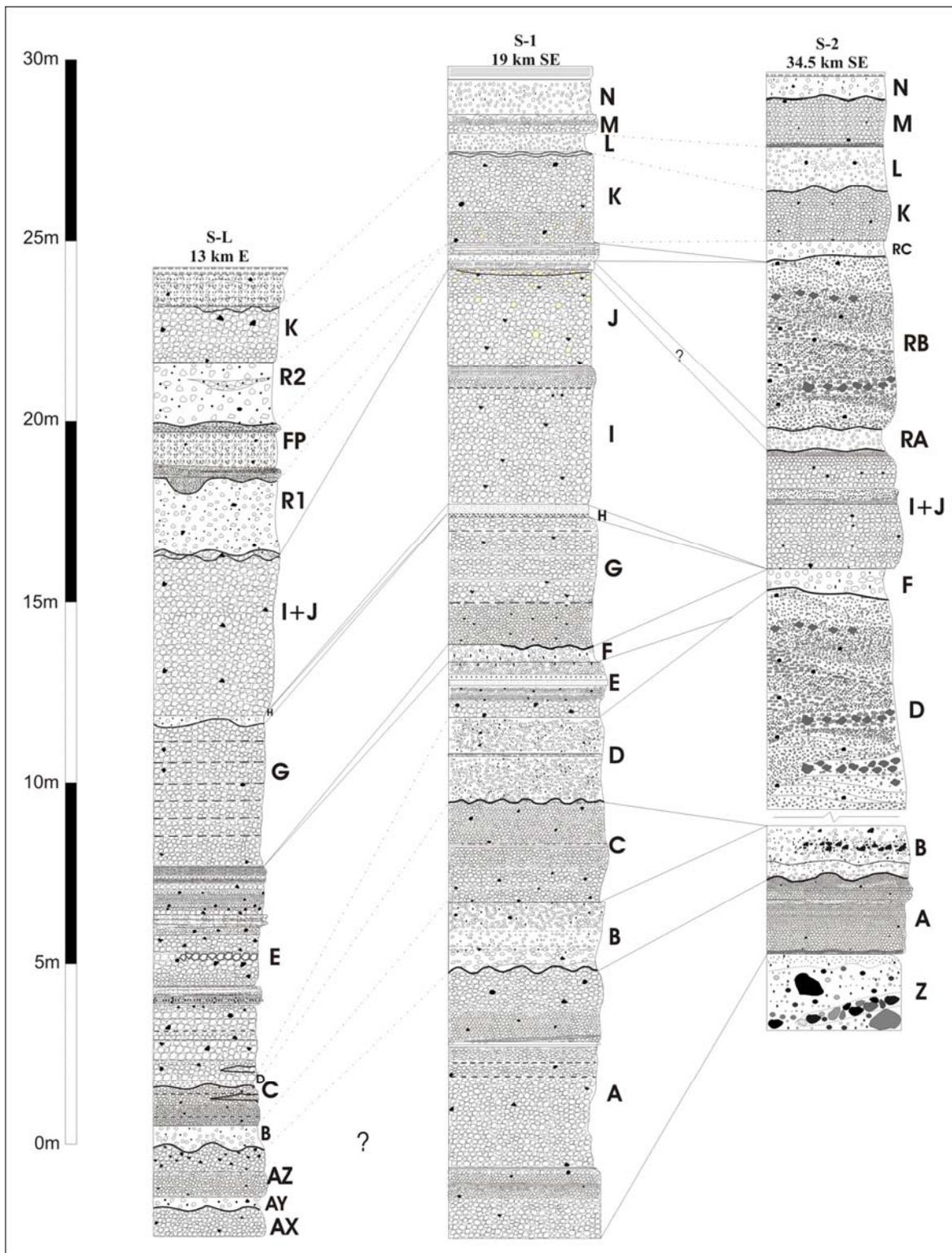


Figura 4.25.- Correlación estratigráfica de las localidades diferentes de la PEM, en el lóbulo SE.

IV.3.2.- Lóbulo SW.

En todas las localidades del lóbulo SW la unidad A fue el horizonte que por su amplia distribución y posición estratigráfica, permitió realizar las correlaciones estratigráficas con mayor certidumbre (ver Fig. 4.26). 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 A se aprecia más en las facies intermedias, por lo que en la facies distal, ya no alcanza a presentar esta estructura, porque el depósito cada vez se hace más masivo alejándose de la fuente (Fig. 4.27). Al parecer el evento A fue de gran intensidad y magnitud, como para haberse distribuido tan ampliamente en la región y con un espesor tan potente.

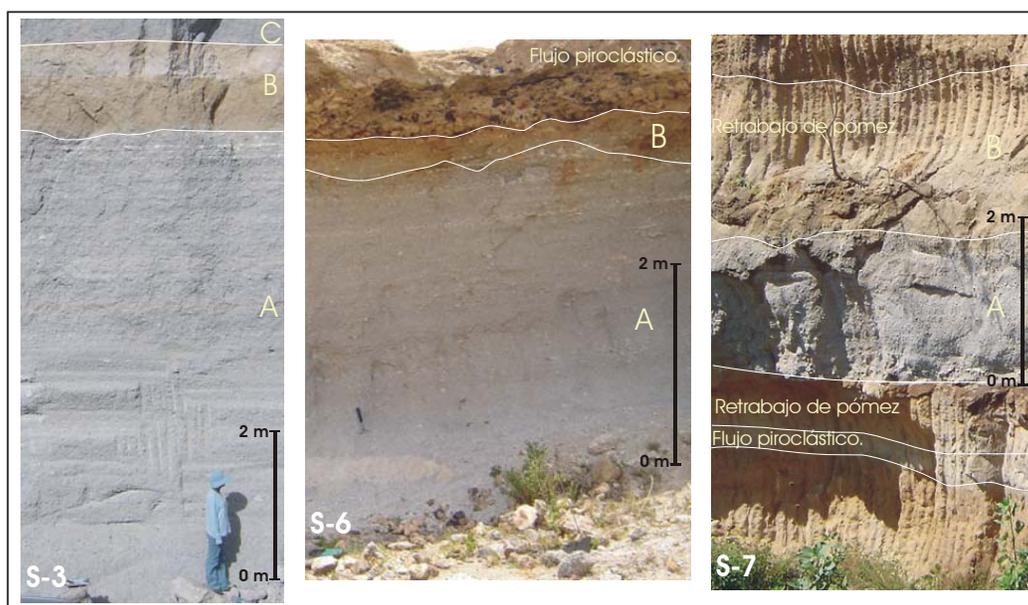


Figura 4.26.- Fotografía que muestra la correlación de la unidad A desde una facies intermedia (S-3 y S-6, a 13.8 km y 18.5 km respectivamente, del centro de la caldera) a facies distales (S-7 a 24 km del centro de la caldera).

Las unidades piroclásticas de caída C y E solo afloran en localidades cercanas a la caldera, por lo que se infiere que el evento eruptivo que dio lugar a estas, solo originó depósitos en la facies proximal-intermedia. De esta manera el evento C tuvo una distribución más local debido a que solo aflora en el sitio S-3. Por su parte la unidad E puede ser correlacionada en los sitios S-4 y S-5, gracias a la identificación de una capa índice como lo es E-2 que presenta una granulometría fina característica y se encuentra en medio de dos capas de lapilli.

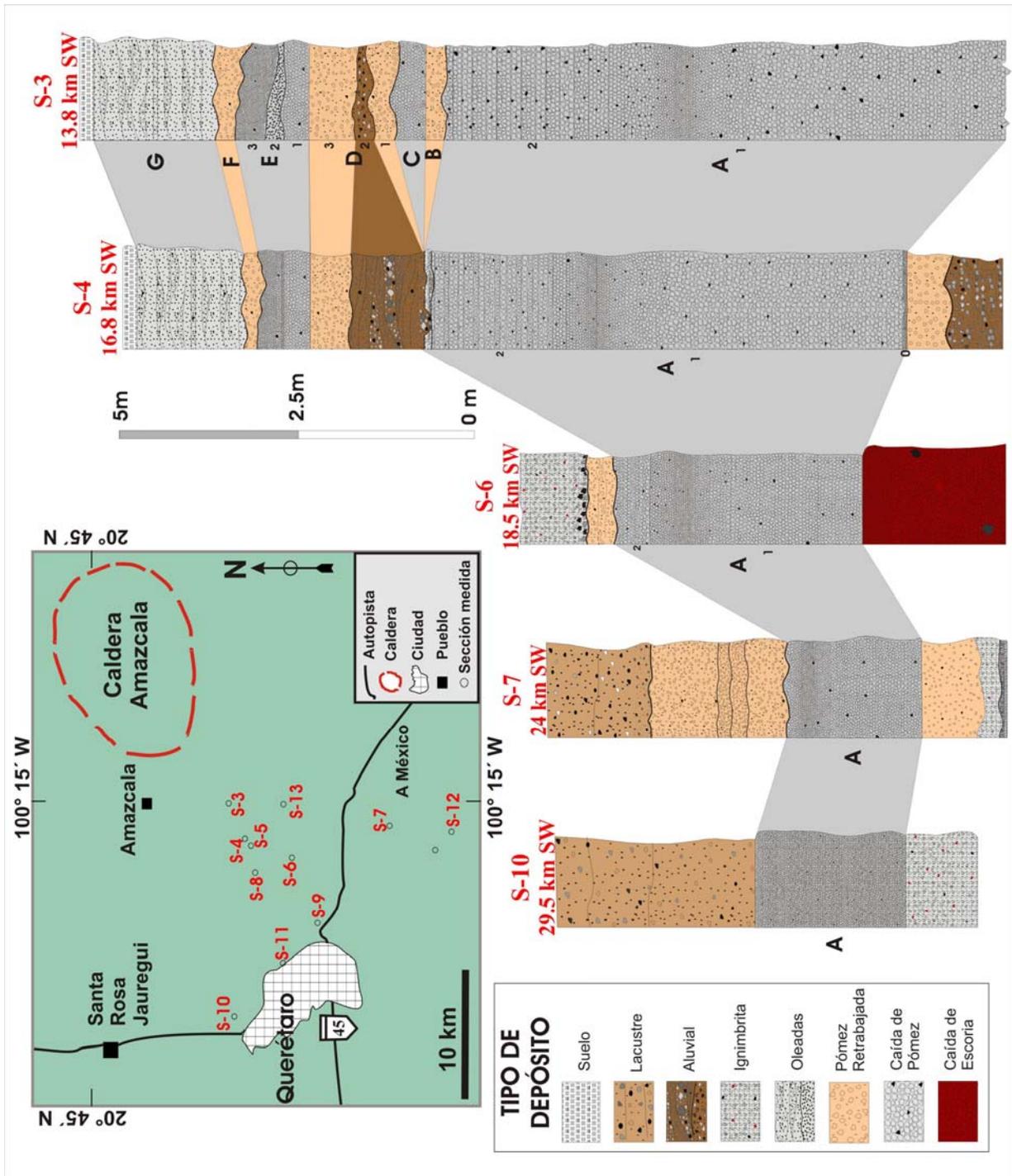


Figura 4.27.- Correlación estratigráfica de las diferentes secciones de la PEM en el lóbulo SW.

Por otra parte la evidencia geológica (capas color café, con matriz de ceniza fina y clastos subredondeados –unidades B, D y F-) muestra la posible existencia de al menos 3 periodos de reposo, de los cuales debe reconocerse que se tienen pocas evidencias sobre su duración en tiempo.

IV.3.3- Correlación estratigráfica entre ambos lóbulos.

Por lo que corresponde a la correlación entre ambos lóbulos, se consideró necesario contar con secciones intermedias entre ambos lóbulos para seguir las variaciones de los espesores de algunas capas y así poder establecer las correlaciones correspondientes, ya que con la información existente solamente la unidad A que aparece en la base de ambas secciones tipo parecía correlacionar con cierto grado de certidumbre a juzgar por su gran espesor, en comparación con las otras unidades.

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 de la CNA (Convenio CGEO-CNA), en las que se pudo identificar la presencia de unidades piroclásticas pertenecientes a la PEM (Fig. 6.1). Esa información es muy importante, ya que muestra la ausencia total de capas piroclásticas en el subsuelo en 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 que de otra manera, deberían haberse depositado en sitios intermedios entre ellas. Más adelante se discutirán las implicaciones de estas importantes observaciones (Capítulo VI).

IV.4- Características granulométricas y análisis de componentes.

En el capítulo II se describieron los procedimientos de laboratorio correspondientes al análisis granulométrico. Este análisis se realizó en 66 muestras de diferentes localidades. En las 66 muestras se determinó la mediana

($Md\Phi$: la cual nos indica el diámetro medio de los fragmentos) y también la desviación estándar ($\sigma\Phi$: que funciona como un índice de clasificación para los depósitos piroclásticos). Los términos empleados para designar el tamaño de los clastos volcánicos, así como también el índice de clasificación son mostrados en las tablas 4.2 y 4.3.

Debido a las diferencias estratigráficas entre las secciones del lado SW y SE con respecto a la caldera, los resultados obtenidos del análisis granulométrico serán descritos en dos partes.

Tabla 4.2.- Características granulométricas de los depósitos piroclásticos (modificado de Fisher, 1961, Schmid, 1981 y Fisher y Schminke, 1984).

	Piroclasto	Depósito piroclástico	
cm		No consolidado	Consolidado
25.6	Bloque, bomba	Aglomerado, capa de bloques o bombas y bloques	Aglomerado, brecha piroclástica
12.8			
6.4	Lapilli muy grueso Lapilli grueso Lapilli medio Lapilli fino Lapilli muy fino	Estratos o capas de lapilli	Lapillistone
3.2			
1.6			
0.8			
0.4			
0.2	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Toba gruesa (ceniza)
0.1			
0.05			
0.025			
0.012	Ceniza fina	Ceniza fina	Toba fina (ceniza)
0.006			
0.003			
0.001			

Tabla 4.3.- Parámetros de clasificación para depósitos piroclásticos (tomado de Cas & Wright, 1987).

Clasificación ($\sigma\Phi$)	Depósitos piroclásticos
0-1	Muy bien seleccionados.
1-2	Bien seleccionados.
2-4	Pobrementemente seleccionados.
> 4	Muy pobrementemente seleccionados.

IV.4.1.1- Características granulométricas: lóbulo SE.

A continuación se presentan los resultados de los parámetros numéricos de Inman (ver tabla 4.4) obtenidos en 51 muestras de una de las secciones más representativas de la PEM en el lóbulo SE (sección S-1).

Tabla 4.4.- Parámetros INMAN para la sección S-1.

clave	Φ_{16}	Φ_{50}	Φ_{84}	Md Φ	M Φ	$\sigma\Phi$
EZ-04-N	-0.5	1.4	3.5	1.4	1.5	2
EZ-04-M	-2.4	-0.3	1.1	-0.3	-0.65	1.75
EZ-04-L	-0.8	0.9	3.8	0.9	1.5	2.3
EZ-04-K-5	-3	-1.75	0.3	-1.75	-1.35	1.65
EZ-04-K-4	-1.8	-0.7	0.5	-0.7	-0.65	1.15
EZ-04-K-3	-1.3	-0.3	0.5	-0.3	-0.4	0.9
EZ-04-K-2	-1.6	-0.45	0.8	-0.45	-0.4	1.2
EZ-04-K-1	-1.1	0.15	1.4	0.15	0.15	1.25
EZ-04-J-2	-2.85	-1.4	0.25	-1.4	-1.3	1.55
EZ-04-J-1	-3.95	-2.7	-1.05	-2.7	-2.5	1.45
EZ-04-I-4	-0.85	0.1	1.1	0.1	0.125	0.975
EZ-04-I-3	-2.4	-1.25	-0.1	-1.25	-1.25	1.15
EZ-04-I-2	-3.8	-2.3	-0.7	-2.3	-2.25	1.55
EZ-04-I-1	-3.85	-2.5	-0.8	-2.5	-2.325	1.525
EZ-04-H	0.6	1.3	2.35	1.3	1.475	0.875
EZ-04-G-3	-2.6	-1.5	-0.4	-1.5	-1.5	1.1
EZ-04-G-2	-2.5	-1.25	0.05	-1.25	-1.225	1.275
EZ-04-G-1	-2.3	-1.3	-0.2	-1.3	-1.25	1.05
EZ-04-F	-1.95	-0.6	3.4	-0.6	0.725	2.675
EZ-04-E-7	-1.1	0.05	2.75	0.05	0.825	1.925
EZ-02-E-6	-2.7	-1.1	0.55	-1.1	-1.075	1.625
EZ-02-E-5	-2.1	-0.4	2.4	-0.4	0.15	2.25
EZ-02-E-4	-2.1	-0.8	0.35	-0.8	-0.875	1.225
EZ-02-E-3	-0.35	0.8	1.7	0.8	0.675	1.025
EZ-02-E-2	-1.3	-0.2	0.9	-0.2	-0.2	1.1
EZ-02-E-1	-3.3	-1.5	0	-1.5	-1.65	1.65
EZ-02-D-5	-2.55	-0.4	1.95	-0.4	-0.3	2.25
EZ-02-D-4	-3.75	-2.15	1.15	-2.15	-1.3	2.45
EZ-02-D-2	-2.4	-0.8	0.8	-0.8	-0.8	1.6
EZ-02-D-1-b	-2.6	-0.6	3.3	-0.6	0.35	2.95
EZ-02-D-1-a	-2.25	-0.25	2.7	-0.25	0.225	2.475
EZ-02-C-3	-2.45	-1.2	0.1	-1.2	-1.175	1.275
EZ-02-C-2-c	1.7	2.5	3.6	2.5	2.65	0.95
EZ-02-C-2-b	-2.8	0.1	2.45	0.1	-0.175	2.625
EZ-02-C-1-c	-3.1	-1.65	0	-1.65	-1.55	1.55
EZ-02-C-1-b	-3.8	-2.7	-0.85	-2.7	-2.325	1.475
EZ-02-C-1-a	-2.85	-1.3	0.2	-1.3	-1.325	1.525
EZ-02-B-5	-1.97	1.05	4	1.05	1.015	2.985
EZ-02-B-4	-1.4	1.25	3.7	1.25	1.15	2.55
EZ-02-B-3	-2.55	0.25	4	0.25	0.725	3.275
EZ-02-B-2	-3.2	-2.35	0.4	-2.35	-1.4	1.8
EZ-02-B-1	-2.4	-0.8	2.5	-0.8	0.05	2.45
EZ-02-A-8	-2.8	-1.65	-0.4	-1.65	-1.6	1.2
EZ-02-A-7	0.15	1.3	3.3	1.3	1.725	1.575
EZ-02-A-6	-1.2	-0.25	0.7	-0.25	-0.25	0.95
EZ-02-A-5-b	-2.3	-1.1	0.5	-1.1	-0.9	1.4
EZ-02-A-5-a	-3.35	-2.05	-0.35	-2.05	-1.85	1.5
EZ-02-A-4	0.6	1.7	2.5	1.7	1.55	0.95
EZ-02-A-3	-4.4	-3.65	-2.2	-3.65	-3.3	1.1
EZ-02-A-2	-3.25	-1.75	0.05	-1.75	-1.6	1.65
EZ-02-A-1	-3.95	-2.9	-0.95	-2.9	-2.45	1.5

Las variaciones verticales de los parámetros granulométricos antes obtenidos se pueden observar en la Fig. 4.28.

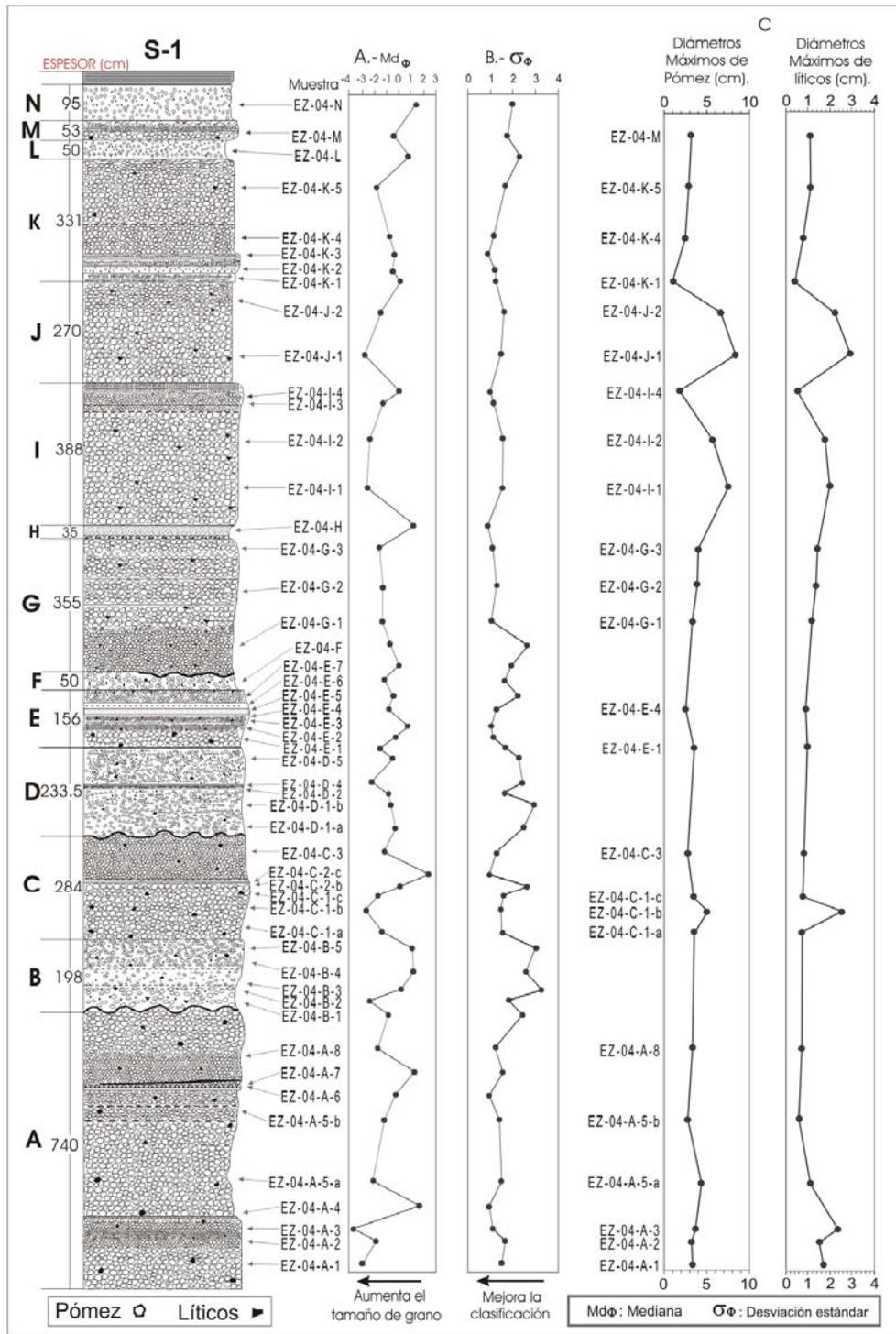


Figura 4.28.- Variaciones verticales de parámetros granulométricos de la sección S-1. A).- Diámetro mediano. B).- Clasificación o selección. C).- Diámetros máximos de pómez y de líticos (promedio de los diámetros máximos medidos a 5 clastos más grandes).

La unidad A, en general, está bien seleccionada, con valores $\sigma\Phi$ que fluctúan en el rango de 0.95 a 1.65. Los valores de $Md\Phi$ en las capas de grano grueso son del rango de -1.1 a -3.65, y -0.25 a 1.7 para las de grano fino. Ambos valores $Md\Phi$ y $\sigma\Phi$, no se comportan siguiendo una tendencia definida (ver Fig. 4.28-A y B), lo que hace suponer cambios abruptos en la energía y duración de la erupción, así como en la estabilidad de la columna eruptiva y las condiciones que le dieron origen. En esta unidad, el tamaño máximo de clastos de pómez se mantiene relativamente estable, con un ligero aumento hacia la parte media y una ligera disminución al final. Sin embargo, el tamaño máximo de líticos refleja las mismas características que siguen los valores $Md\Phi$, con cambios en el tamaño de grano en la base y una disminución hacia la cima. El valor de tamaño máximo de clastos de pómez y de líticos coincide con el máximo $Md\Phi$ en la capa A-3 (Fig. 4.28-C). En este punto se observan los clastos más grandes que con respecto a las demás capas de la unidad A.

La unidad B es, en general, de grano medio ($Md\Phi=0.25$ a -2.35) y además esta pobremente seleccionada, con valores de $\sigma\Phi$ del rango de 2.45 a 3.275, a excepción de la capa B-2 (muestra EZ-02-B-2) con un valor de 1.8 (bien seleccionada). Estos valores de $\sigma\Phi$ son los más altos que se presentan en toda la columna.

Para la unidad C, la secuencia cambia drásticamente a un conjunto de capas de grano grueso ($Md\Phi$: -1.2 a -2.7), con buena selección ($\sigma\Phi$: 1.275 a 1.5), alternadas con capas delgadas de grano fino (capas: C-2-b y C-2-c) que muestran valores $Md\Phi$ de 0.1 y 2.5, y $\sigma\Phi$ de 2.5 y 0.95, respectivamente. A partir de la capa C-1-b, se observa una tendencia definida en los valores $Md\Phi$ disminuyendo progresivamente de tamaño, hasta llegar a la capa C-2-c. Al final de esta unidad se observa un nuevo incremento en el tamaño de grano, con un valor $Md\Phi$ de -1.2 (capa C-3).

La unidad D es, en general, de grano medio ($Md\Phi=0.25$ a -2.15) y además esta pobremente seleccionada, con valores de $\sigma\Phi$ del rango de 2.25 a 2.95, a excepción de la capa D-1b con un valor de 1.6 (bien seleccionada). Se puede observar en general, un incremento progresivo en el valor $Md\Phi$ desde la base (capa D-1a) a la parte media (capa D-4) de la unidad, pero después disminuye al final de toda la unidad.

Para la unidad E no se observe una tendencia definida para los valores de $Md\Phi$ en toda la unidad. Sin embargo los valores de $\sigma\Phi$ varían en el rango de 1.02 a 1.95, lo que significa que los depósitos tienen una buena clasificación.

Hacia la unidad F, se observan valores $Md\Phi$ de -0.6 con un índice de clasificación ($\sigma\Phi$) de 2.675 (lo que significa un depósito con clasificación pobre).

A partir de la unidad F y hasta el final de la unidad G, se observa un incremento sostenido de los valores de $Md\Phi= -1.5$. Por el rango de clasificación del depósito $\sigma\Phi$: 1.05 a 1.275, representa a depósitos de caída bien seleccionados.

La unidad H representa una brusca interrupción de la actividad pliniana, generando una capa de material fino ($Md\Phi$: 1.3), con un valor $\sigma\Phi$: 0.875, que representa un depósito muy bien seleccionado.

Para la unidad I se observa una tendencia definida disminuyendo el tamaño de las partículas $Md\Phi$: -2.5 a 0.1 , lo cual, también se ve reflejado en los valores máximos de pómez y de líticos. De igual manera ocurre con los valores de $\sigma\Phi$: 1.525 a 0.975, que van disminuyendo, y representan una mejoría progresiva en el orden de clasificación, hasta llegar a un depósito muy bien seleccionado. Al inicio de la unidad I, se observa el valor más alto de los tamaños máximos de pómez

hasta ahora reportado para las unidades inferiores a esta unidad, por lo que esta zona representa una de las actividades eruptivas de mayor energía.

La unidad J comienza con una granulometría de tamaño grueso ($Md\Phi$ hasta -2.7), que después disminuye hasta alcanzar valores de $Md\Phi$ de -1.4. Esto se ve también reflejado por el carácter masivo, con gradación normal del depósito. La clasificación del depósito se mantiene buena con $\sigma\Phi$: 1.45 a 1.55. El aumento progresivo del tamaño máximo de pómez y de líticos, iniciado desde la unidad E, alcanza su máximo valor en toda la secuencia en la unidad J, aún cuando se observa una disminución en la parte superior de la unidad I.

A partir de la unidad K, se observa una tendencia opuesta a la mostrada por la unidad J. Es decir, se presenta un incremento progresivo de tamaño de clastos (tanto en valores de $Md\Phi$ como en tamaños máximos). Los valores $\sigma\Phi$ representan depósitos bien clasificados, aunque estos valores van aumentando hasta llegar a la unidad L, que representa a un depósito pobremente clasificado y de grano fino.

Para la unidad M, vuelve a suceder un cambio en la granulometría, esta vez no tan marcado, pero llega a aumentar un poco el tamaño de grano en comparación con la parte final de L. Además este depósito, se encuentra bien clasificado ($Md\Phi$: 1.75, y representa a capas estratificadas de grano medio intercaladas con algunas otras de grano fino.

Para la unidad N, que representa el final de todo el episodio, la clasificación del depósito se mantiene más o menos buena ($\sigma\Phi$: 2), y el tamaño de grano disminuye.

IV.4.1.2.- Análisis de componentes: lóbulo SE.

Este análisis se llevó a cabo en las 51 muestras que se tomaron para granulometría en la sección tipo de la PEM (S-1). Con base en esto, se

distinguieron 7 tipos de componentes: pómez gris, pómez oscura, pómez alterada, riolita, andesita, líticos alterados, y otros como agregados (Fig. 4.29). Los primeros cuatro componentes representan el material juvenil de la PEM, y son siempre los componentes más abundantes en todos los horizontes que integran la secuencia estratigráfica.

La variación de la abundancia de componentes en función de la posición estratigráfica es presentada en la Figura 4.29. En esta se puede apreciar que en la base de toda la secuencia (capas A-1 y A-2) la abundancia de juveniles predomina con más del 90% sobre los líticos accidentales, pero en las capas A-3 y A-7 el valor de los líticos (andesita) y también líticos alterados (por el continuo ascenso de gases volcánicos) aumenta en casi más del 14% y 20%, respectivamente. Además de este aumento de líticos en A-3 y A-7, también se aprecia una gran proporción de pómez oscura, sobre todo mucho mayor en A-7 (con casi un 21%). Cabe mencionar que en la capa EZ-02-A-4 (tipo oleada) se aprecia un alto contenido de material agregado (material fino, en su mayoría constituido por clastos de pómez y de líticos en pequeñas proporciones).

Para la unidad B, la abundancia de juveniles también es predominante sobre los líticos, esta vez en proporciones mucho mayores, del orden de 93 a 98% de juveniles. Sin embargo, en esta zona los clastos de pómez presentan una cáscara de alteración de color café-amarillento.

Al inicio de la unidad C (capas C-1-a y C-1-b), disminuye la proporción del material juvenil hasta llegar a valores de 85% y 76%. Sin embargo, vuelve incrementarse la proporción de los fragmentos juveniles hacia el final de la unidad.

Para la unidad D, el porcentaje de material juvenil en la base es de 99.9%, lo que significa que dicho material vuelve a ser predominante sobre los líticos, sin embargo, este porcentaje de juveniles disminuye a un 85% hacia la cima de la unidad. Las pómez nuevamente presentan una fina capa de alteración color café (excepción de las pómez en las capas D-2 y D-5), como en la unidad B.

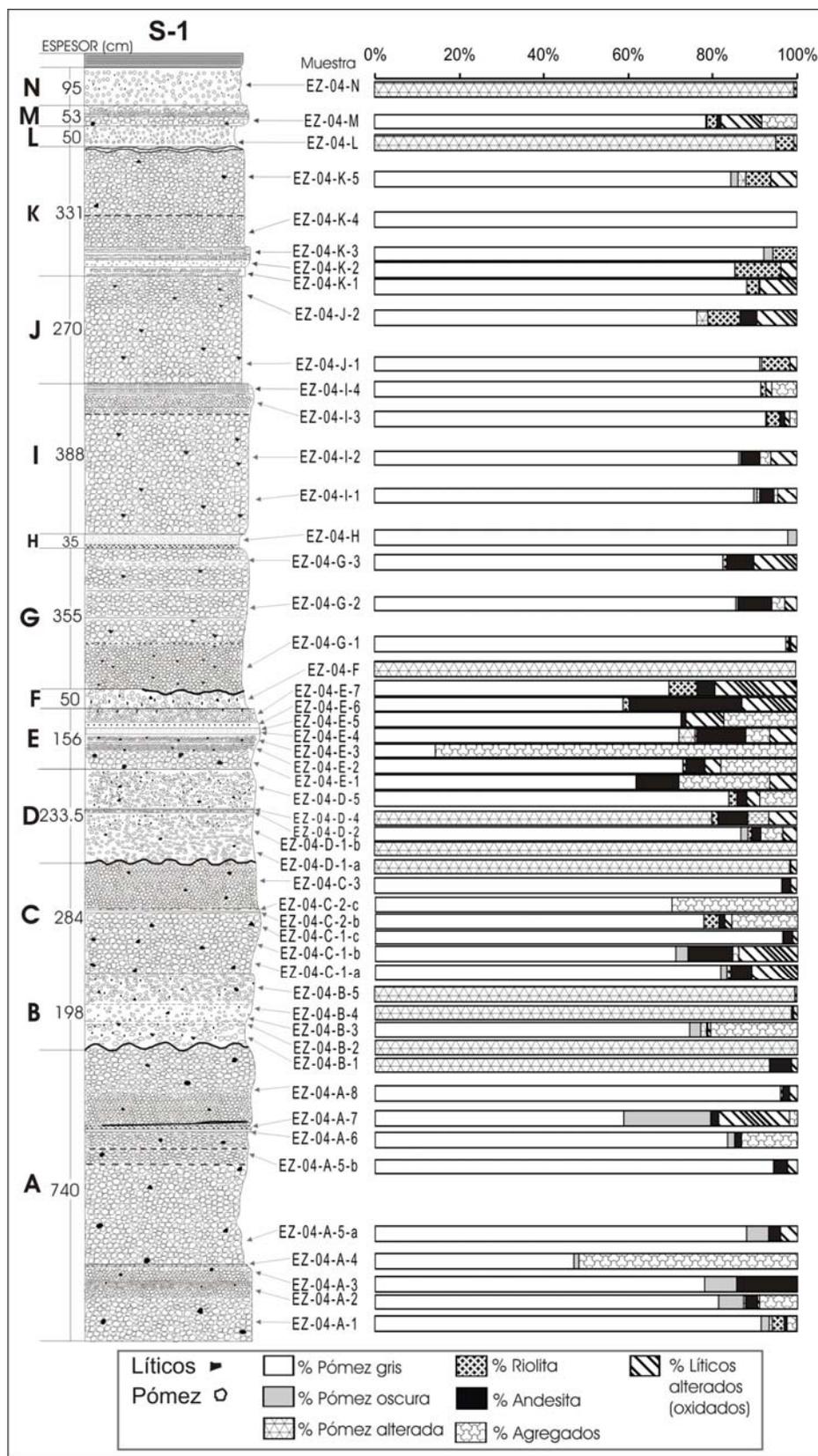


Figura 4.29.- Variación vertical de componentes de la PEM en la localidad tipo (S-1).

Hacia la unidad E, se encuentran las máximas proporciones de líticos, llegando a alcanzar hasta proporciones de casi un 40%. Cabe destacar que en este nivel se encuentra una cantidad considerable de líticos alterados. Asimismo, se presenta el mayor contenido de líticos andesíticos de toda la secuencia.

Hacia la unidad F, el material juvenil alcanza el 100%, aunque en este nivel los clastos de pómez se encuentran alterados superficialmente, con una capa fina de alteración color café.

En la unidad G se puede apreciar que de la parte inferior a la superior hay un aumento progresivo en el contenido de líticos desde 2% a 16%.

Para la unidad I la proporción de líticos comienza a disminuir, con respecto a G, alcanzando un porcentaje de 80% y en la parte superior de J vuelven a tomar proporciones relevantes del orden de casi el 13 %. A partir de aquí, la proporción de líticos con respecto a los juveniles, comienza a disminuir considerablemente hasta la unidad K con 3.8%. En los niveles superiores se observan capas con pómez alteradas (unidades L y N), y un incremento en el contenido de líticos con un 17% (unidad M).

IV.4.2.1- Características granulométricas: lóbulo SW.

A continuación se presentan los parámetros granulométricos (tabla 4.5) y se describen sus características en la sección tipo más representativa (S-3) del sector SW de la caldera Amazcala.

La unidad A, en general, está bien seleccionada ($\sigma\Phi = 1.2$ a 1.55). Los valores $Md\Phi$ en la unidad varían en el rango de -1.6 a -3.15 , los cuales representan tamaños de grano grueso. Esto también se ve reflejado en los clastos máximos de pómez y de líticos (ver Fig. 4.30). Las variaciones de los valores $Md\Phi$ son consistentes con una tendencia que se observa en la gradación que va de Normal a inversa (N-i) en la capa A1. Por su parte, en la zona estratificada de la unidad A

(zona A2), el valor $Md\Phi = -3.15$ representa un valor alto, que va disminuyendo progresivamente hacia la cima de esta unidad, donde el valor $Md\Phi$ es de -2.15 .

Tabla 4.5.- Parámetros INMAN para los depósitos de la sección S-3 del lóbulo SW.

clave	Φ_{16}	Φ_{50}	Φ_{84}	$Md\Phi$	$M\Phi$	$\sigma\Phi$
S-3-G	-1.6	0.1	2.2	0.1	0.3	1.9
S-3-F	-1.15	0.5	1.55	0.5	0.2	1.35
S-3-E3	-0.75	0.35	1.55	0.35	0.4	1.15
S-3-E2	1.05	1.7	2.6	1.7	1.825	0.775
S-3-E1	-3.3	-1.65	0.3	-1.65	-1.5	1.8
S-3-D3	-2.45	1.4	2.75	1.4	0.15	2.6
S-3-D1	-1.55	0.3	1.5	0.3	-0.025	1.525
S-3-C	-2.45	-1.3	-0.25	-1.3	-1.35	1.1
S-3-B	-2.45	-0.55	2.1	-0.55	-0.175	2.275
S-3-A2b	-3.5	-2.15	-0.4	-2.15	-1.95	1.55
S-3-A2a	-4.1	-3.15	-1.7	-3.15	-2.9	1.2
S-3-A1d	-3.75	-2.3	-0.9	-2.3	-2.325	1.43
S-3-A1c	-3.15	-1.6	-0.2	-1.6	-1.675	1.48
S-3-A1b	-3.4	-2.05	-0.55	-2.05	-1.975	1.43
S-3-A1a	-3.7	-2.35	-0.75	-2.35	-2.225	1.48

La unidad B es considerada como un depósito mal seleccionado ($\sigma\Phi = 2.275$). Así mismo, el valor $Md\Phi = -0.55$ refleja una granulometría de tamaño fino-medio.

La unidad C se encuentra en el rango de un depósito bien seleccionado ($\sigma\Phi = 1.1$). Refleja un depósito de tamaño de grano medio-gruoso $Md\Phi = -1.3$, así que representa un evento de mucho menor intensidad, comparado con el evento A.

La unidad D comienza con una capa (D1) bien seleccionada ($\sigma\Phi = 1.525$). La parte superior (D3) refleja un depósito mal seleccionado ($\sigma\Phi = 2.6$). En general, hay una tendencia desde la parte inferior a la superior en D, con tamaños de grano que 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). Los valores de $Md\Phi$ en E1 $Md\Phi = -1.65$, en E2 $Md\Phi = 1.7$ y en E3 $Md\Phi = 0.35$, por lo tanto, no hay una tendencia definida.

La unidad F, así como también una de las capas de G caen en el rango de un depósitos bien seleccionado ($\sigma\Phi = 1.35$ y 1.9 , respectivamente).

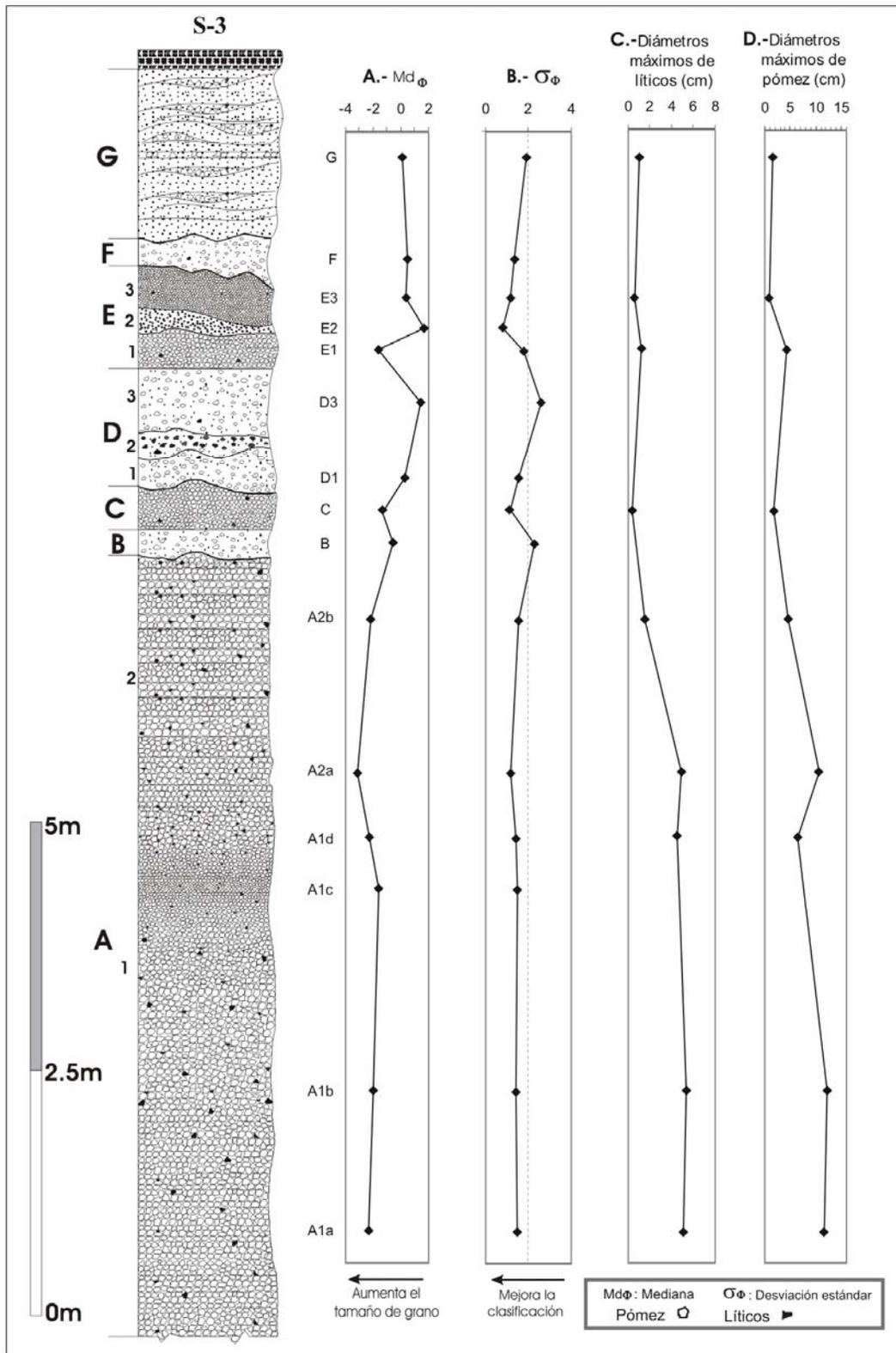


Fig. 4.30.- Variaciones verticales de parámetros granulométricos en la sección S-3. A.- Diámetro mediano. B.- Clasificación o selección. C y D.- Respectivamente, diámetros máximos de líticos y de pómez (promedio de los diámetros máximos medidos en 5 clastos).

IV.4.2.2.- Análisis de componentes: lóbulo SW.

Este análisis fue llevado a cabo en 10 niveles representativos de la sección S-3 (sección más representativa en el lóbulo SW). Con base en esto, se distinguieron 4 tipos de componentes: pómez gris, riolita, andesita y líticos oxidados (Fig. 4.31). Los primeros 2 componentes representan el material juvenil de la PEM, que son los más abundantes.

La variación de la abundancia de componentes en función de la posición estratigráfica es presentada en la Figura 4.31. En esta es evidente que en toda la secuencia estratigráfica el material juvenil predomina sobre los líticos accidentales.

La unidad A, por ser de las de mayor espesor y más representativa de este sector, fue muestreada en varios niveles para observar sus variaciones.

La base de la unidad A1 comienza con una predominancia de material juvenil con casi 94 %, mientras que en líticos solo existe el 7%. Hacia las partes media y superior de A1 (e.g. muestras A1a, A1b, A1c y A1d) las proporciones de líticos se incrementan hasta un 17 %. Cabe destacar que en estas partes se encuentra una cantidad considerable de líticos alterados. Así mismo, hacia la zona A2a también se puede apreciar esta característica con líticos alterados.

Para la etapa final de toda la unidad (zona A2b), se puede apreciar 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 casi la totalidad en proporción (98.5-100%).

Hacia la unidad G, en una de las capas también predomina el material juvenil con casi el 92 %. Cabe destacar que los clastos de pómez encontrados en esta unidad son poco vesiculados.

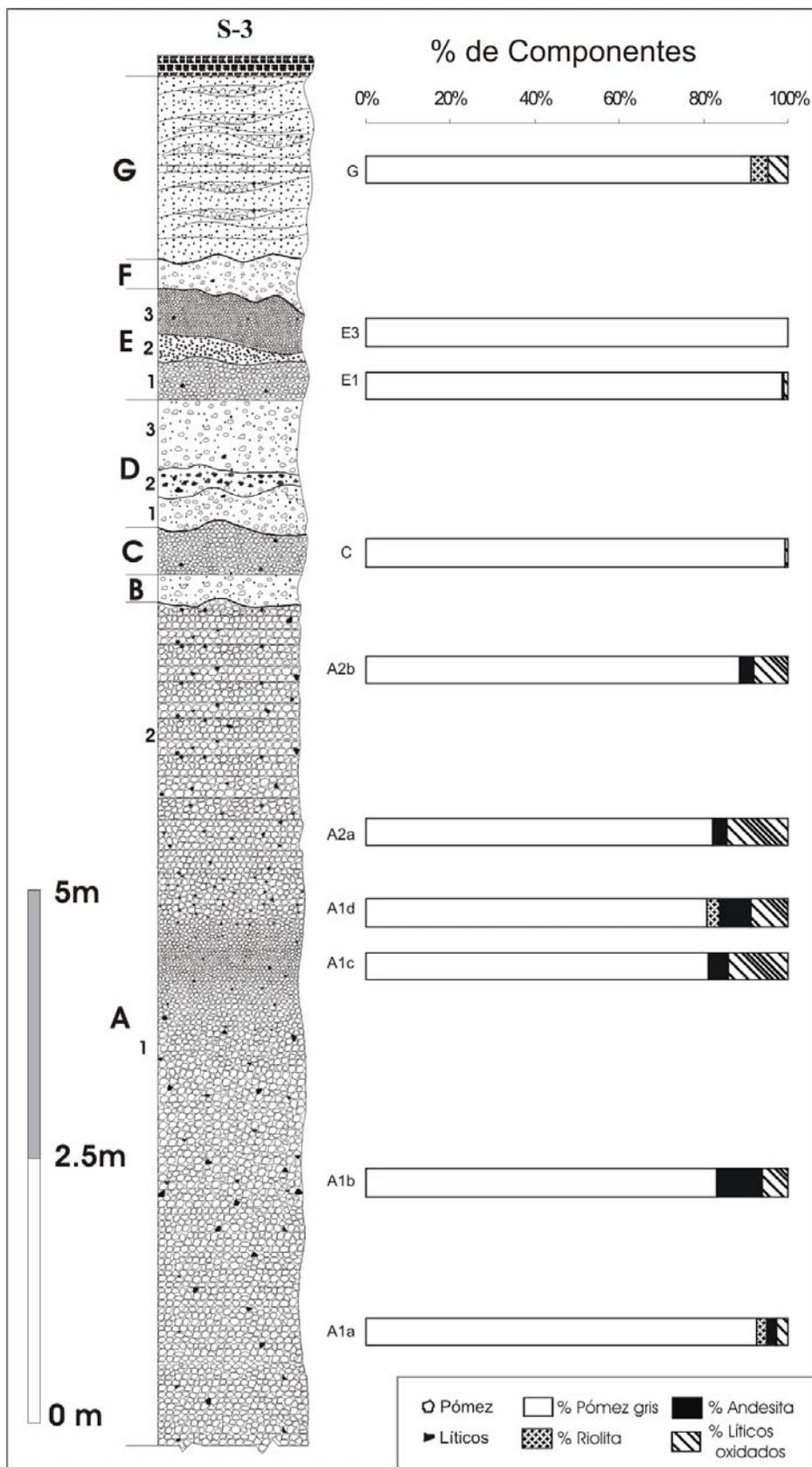


Fig. 4.31.-Variaciones verticales de componentes de la PEM en la sección tipo del lóbulo SW (S-3).

V.- COMPOSICIÓN DE LOS DEPÓSITOS.

V.1.- Petrografía.

Debido a la similitud composicional que presentan las pómez de la PEM, para este estudio se llevó a cabo el análisis petrográfico de solamente 8 muestras, recolectadas en campo en puntos representativos de la sección tipo (S-1). El proceso de preparación de las láminas se llevó a cabo en el taller de laminación del Centro de Geociencias de la U.N.A.M. Campus Juriquilla.

A continuación se presenta una síntesis de los análisis petrográficos de los 3 tipos de muestras que se reconocieron, los cuáles como se mencionó antes, presentan rasgos muy similares.

Pómez gris.

Se trata de rocas de textura vítrea (ver Fig. 5.1), con más del 99 % vidrio de composición riolítica (con base a sus propiedades ópticas), y con esporádicos microfenocristales de cuarzo y sanidino, lo que significa que su enfriamiento fue demasiado rápido, como para no dar lugar a la formación de cristales.



Fig. 5.1.- Fotomicrografía de una pómez gris, con nicoles cruzados, mostrando un microfenocristal eudral de feldespato potásico (Fd; sanidino) en una matriz vítrea.

Pómez oscura.

Las pómez de este tipo son riolíticas (con base a las propiedades ópticas del vidrio), de textura vítrea, porfírica (ver Fig. 5.2-A). Contienen un 96% de vidrio, el resto lo constituyen: microfenocristales de cuarzo, feldespato potásico (sanidino) en mayor proporción que plagioclasas sódicas (andesina) y micas (biotita).

Además contienen microfenocristales de apatito, y microlitos de feldespatos. Este tipo de pómez se encuentra presente solamente en algunas unidades, tal es el caso de la unidad A (en la base y parte superior), unidad B (parte inferior), y esporádicamente en las unidades H y K.

Pómez alterada blanca.

Roca con textura vítrea, porfírica (ver Fig. 5.2-B). Contienen una proporción aproximada de más del 96 % de vidrio riolítico. Contiene además, microfenocristales de feldespatos potásicos en mayor proporción que plagioclasas y micas. Las pómez de este tipo se encuentran presentes solamente en la base de la unidad B.

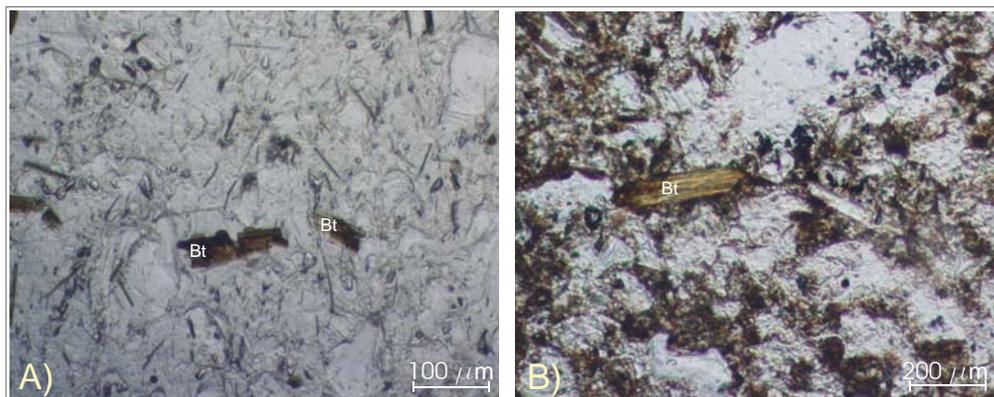


Fig. 5.2.- A) Fotomicrografía de una pómez oscura, con luz natural, mostrando microfenocristales de biotita en una matriz vítrea. B) Fotomicrografía de una pómez alterada blanca, con luz natural, mostrando al igual que en la pómez oscura un cristal de biotita en una matriz vítrea. Bt: biotita.

V. 2.- Geoquímica.

Los análisis químicos de elementos mayores fueron realizados a 13 muestras de pómez de las capas principales de caída más representativas de la sección tipo S-1 (A, C, G, I, J y K), así como también en la secciones S-L y S-2. De igual manera, las 13 muestras fueron seleccionadas para la determinación de elementos traza. Este muestreo se realizó para determinar las variaciones verticales de los productos de caída. Cabe mencionar que debido a que no hay variaciones texturales de los fragmentos de pómez del lóbulo SE con respecto a los del lóbulo SW, solo se analizaron las pómez del lóbulo SE. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Análisis químicos de elementos mayores y traza de las pómez clara y oscura. (PG) Pómez gris. (PO) Pómez oscura.

Sitio	S-1	S-2	S-2	S-L	S-L								
Muestra	EZ-04-K-5(PG)	EZ-04-J-1(PG)	EZ-04-I-1(PG)	EZ-04-G-3(PG)	EZ-04-G-1(PG)	EZ-04-C-3(PG)	EZ-04-A-8(PG)	EZ-04-A-1(PG)	EZ-04-A-1(PO)	S-2 K1a	S-2 I1b	S-L Qb	S-L N3
SiO ₂	67.453	71.321	72.089	73.057	72.919	73.391	71.701	73.589	73.682	72.558	71.947	72.428	71.998
TiO ₂	0.185	0.142	0.140	0.147	0.145	0.155	0.165	0.145	0.147	0.137	0.140	0.092	0.136
Al ₂ O ₃	13.602	11.713	10.957	10.899	11.171	11.060	11.482	10.787	11.021	10.836	10.704	11.174	10.684
Fe ₂ O ₃	3.804	3.161	3.118	3.180	3.196	3.090	3.502	3.218	3.141	2.865	2.991	2.363	2.856
MnO	0.048	0.063	0.053	0.042	0.042	0.042	0.048	0.037	0.046	0.038	0.033	0.025	0.034
MgO	1.725	0.524	0.397	0.343	0.461	0.309	0.411	0.235	0.149	0.608	0.254	0.382	0.242
CaO	1.112	0.502	0.417	0.344	0.414	0.338	0.565	0.321	0.287	0.314	0.236	0.308	0.313
Na ₂ O	1.472	1.870	2.038	2.079	2.064	1.984	1.750	2.270	2.284	1.200	1.252	1.746	1.341
K ₂ O	3.359	4.704	4.949	5.202	5.092	5.367	5.087	5.198	5.207	7.001	7.080	6.394	6.739
P ₂ O ₅	0.012	0.003	0.003	0.007	0.003	0.007	0.003	0.003	0.003	0.015	0.016	0.011	0.022
PXC	6.800	5.100	5.100	5.000	4.800	4.900	5.400	4.700	4.400	4.610	4.790	4.520	5.030
Suma	99.57	99.10	99.26	100.30	100.31	100.64	100.11	100.50	100.37	100.18	99.44	99.44	99.40
Valores normalizados a 100% (utilizados en las gráficas)													
Sitio	S-1	S-2	S-2	S-L	S-L								
Muestra	EZ-04-K-5(PG)	EZ-04-J-1(PG)	EZ-04-I-1(PG)	EZ-04-G-3(PG)	EZ-04-G-1(PG)	EZ-04-C-3(PG)	EZ-04-A-8(PG)	EZ-04-A-1(PG)	EZ-04-A-1(PO)	S-2 K1a	S-2 I1b	S-L Qb	S-L N3
SiO ₂	72.708	75.871	76.559	76.660	76.349	76.654	75.703	76.813	76.778	75.920	76.011	76.302	76.297
TiO ₂	0.199	0.151	0.149	0.154	0.152	0.162	0.174	0.151	0.153	0.143	0.148	0.097	0.144
Al ₂ O ₃	14.662	12.460	11.636	11.437	11.697	11.552	12.123	11.260	11.484	11.338	11.309	11.772	11.322
Fe ₂ O ₃	4.100	3.363	3.311	3.337	3.346	3.227	3.697	3.359	3.273	2.998	3.160	2.489	3.027
MnO	0.052	0.067	0.056	0.044	0.044	0.044	0.051	0.039	0.048	0.040	0.035	0.026	0.036
MgO	1.859	0.557	0.422	0.360	0.483	0.323	0.434	0.245	0.155	0.636	0.268	0.402	0.256
CaO	1.199	0.534	0.443	0.361	0.433	0.353	0.597	0.335	0.299	0.329	0.249	0.324	0.332
Na ₂ O	1.587	1.989	2.164	2.182	2.161	2.072	1.848	2.369	2.380	1.256	1.323	1.839	1.421
K ₂ O	3.621	5.004	5.256	5.459	5.332	5.606	5.371	5.426	5.426	7.325	7.480	6.736	7.141
P ₂ O ₅	0.013	0.003	0.003	0.007	0.003	0.007	0.003	0.003	0.003	0.016	0.017	0.012	0.023
Suma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Sitio	S-1												
Muestra	EZ-04-K-5(PG)	EZ-04-I-1(PG)	EZ-04-G-3(PG)	EZ-04-C-3(PG)	EZ-04-A-8(PG)	EZ-04-A-1(PG)							
Cs	2.35	3.82	3.55	3.26	3.57	4.09	3.26	3.57	4.09	3.26	3.57	4.09	3.26
Rb	175.74	243.08	247.56	242.14	258.13	298.55	242.14	258.13	298.55	242.14	258.13	298.55	242.14
Ba	41.61	33.12	42.34	19.72	39.01	13.98	19.72	39.01	13.98	19.72	39.01	13.98	19.72
Th	36.65	34.02	34.41	31.17	39.80	36.56	31.17	39.80	36.56	31.17	39.80	36.56	31.17
U	4.44	6.47	6.45	5.84	6.40	7.15	5.84	6.40	7.15	5.84	6.40	7.15	5.84
Nb	67.61	59.90	60.57	52.32	63.67	58.20	52.32	63.67	58.20	52.32	63.67	58.20	52.32
Ta	5.18	4.66	4.76	4.03	4.99	4.67	4.03	4.99	4.67	4.03	4.99	4.67	4.03
La	57.36	53.70	54.51	56.19	57.89	60.69	56.19	57.89	60.69	56.19	57.89	60.69	56.19
Ce	144.12	140.04	147.56	146.95	150.51	147.03	146.95	150.51	147.03	146.95	150.51	147.03	146.95
Pb	38.14	35.67	35.50	30.60	35.60	36.24	30.60	35.60	36.24	30.60	35.60	36.24	30.60
Pr	20.11	18.53	18.66	18.43	19.52	20.28	18.43	19.52	20.28	18.43	19.52	20.28	18.43
Sr	151.46	43.01	57.95	48.58	171.64	27.64	48.58	171.64	27.64	48.58	171.64	27.64	48.58
Nd	82.56	78.82	79.07	76.88	81.77	85.48	76.88	81.77	85.48	76.88	81.77	85.48	76.88
Zr	1488.89	1348.88	1375.45	1234.63	1507.67	1381.26	1234.63	1507.67	1381.26	1234.63	1507.67	1381.26	1234.63
Hf	36.09	32.29	32.70	28.35	35.10	32.60	28.35	35.10	32.60	28.35	35.10	32.60	28.35
Sm	24.48	23.04	23.06	21.29	23.70	24.39	21.29	23.70	24.39	21.29	23.70	24.39	21.29
Eu	0.48	0.41	0.41	0.40	0.43	0.46	0.40	0.43	0.46	0.40	0.43	0.46	0.40
Gd	27.40	26.96	27.22	24.04	27.12	27.97	24.04	27.12	27.97	24.04	27.12	27.97	24.04
Tb	4.81	4.74	4.73	4.15	4.70	4.87	4.15	4.70	4.87	4.15	4.70	4.87	4.15
Dy	26.73	26.42	26.72	23.56	26.32	26.92	23.56	26.32	26.92	23.56	26.32	26.92	23.56
Ho	5.67	5.65	5.71	4.99	5.57	5.71	4.99	5.57	5.71	4.99	5.57	5.71	4.99
Er	15.45	15.35	15.41	13.68	15.04	15.50	13.68	15.04	15.50	13.68	15.04	15.50	13.68
Yb	15.25	14.91	15.00	13.23	14.55	15.00	13.23	14.55	15.00	13.23	14.55	15.00	13.23
Y	196.22	195.18	195.07	167.99	189.75	196.36	167.99	189.75	196.36	167.99	189.75	196.36	167.99
Lu	2.37	2.32	2.35	2.05	2.26	2.32	2.05	2.26	2.32	2.05	2.26	2.32	2.05

La gráfica de álcalis contra sílice (TAS) (Fig. 5.3-A) (Le Maitre, 1989) muestra una composición riolítica, con SiO_2 fluctuando entre 72.7 (EZ-04-K-5) y 76.77% en peso) para las muestras de pómez de color gris claro. Para la muestra de pómez oscura (EZ-04-A1), también se observa una composición riolítica. De esta manera, nos damos cuenta de que el color en estas pómez, no significa una composición diferente a las otras de color gris. Todas las muestras en este trabajo caen dentro del campo de las rocas subalcalinas según los límites propuestos por Irvine y Baragar (1971).

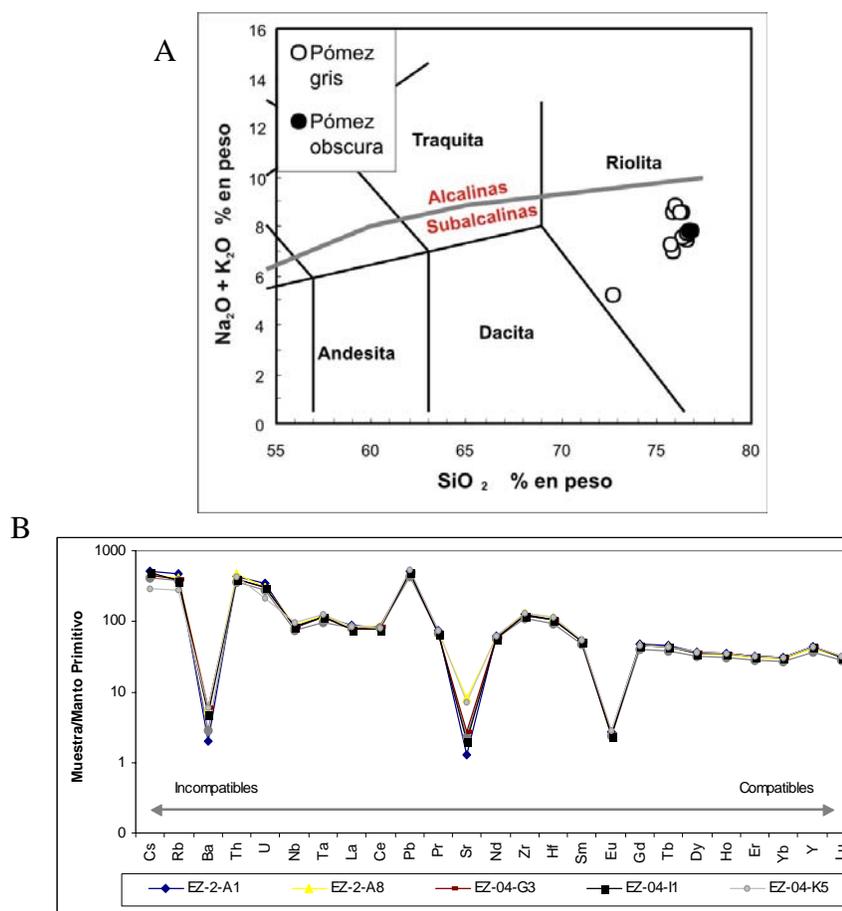


Figura 5.3: A) Clasificación Total-Alcali-Silica (de acuerdo con Le Maitre et al., 1989) de las rocas de este estudio. B) Diagrama multielementos.

En la gráfica de los elementos traza (Fig 5.3-B) no se observa una variación considerable entre las muestras de pómez. Se observa que hay un enriquecimiento de elementos incompatibles (e.g. Cs, Rb, Th y U) y un empobrecimiento de elementos compatibles (e.g. Ho, Er, Yb, Y y Lu).

La Fig. 5.4 muestra las variaciones de los elementos mayores de acuerdo a su posición estratigráfica dentro de la sección tipo S-1. Los valores de SiO_2 desde la base de toda la sección (unidad A) hasta la unidad J se comportan de manera relativamente homogénea con rangos de 75.7% a 76.8%. Solamente se observan cambios ligeros al inicio de la secuencia entre las unidades A y B. Sin embargo, el valor más bajo de sílice se presenta en una de las unidades superiores de la sección (unidad K) con un 72.7%. Dichos patrones también se ven reflejados en los valores de K_2O y Na_2O . Los valores de TiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , y alúmina también muestran un patrón relativamente homogéneo a lo largo de toda la sección, a excepción de la unidad K, en donde se encuentran los valores máximos de TiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 .

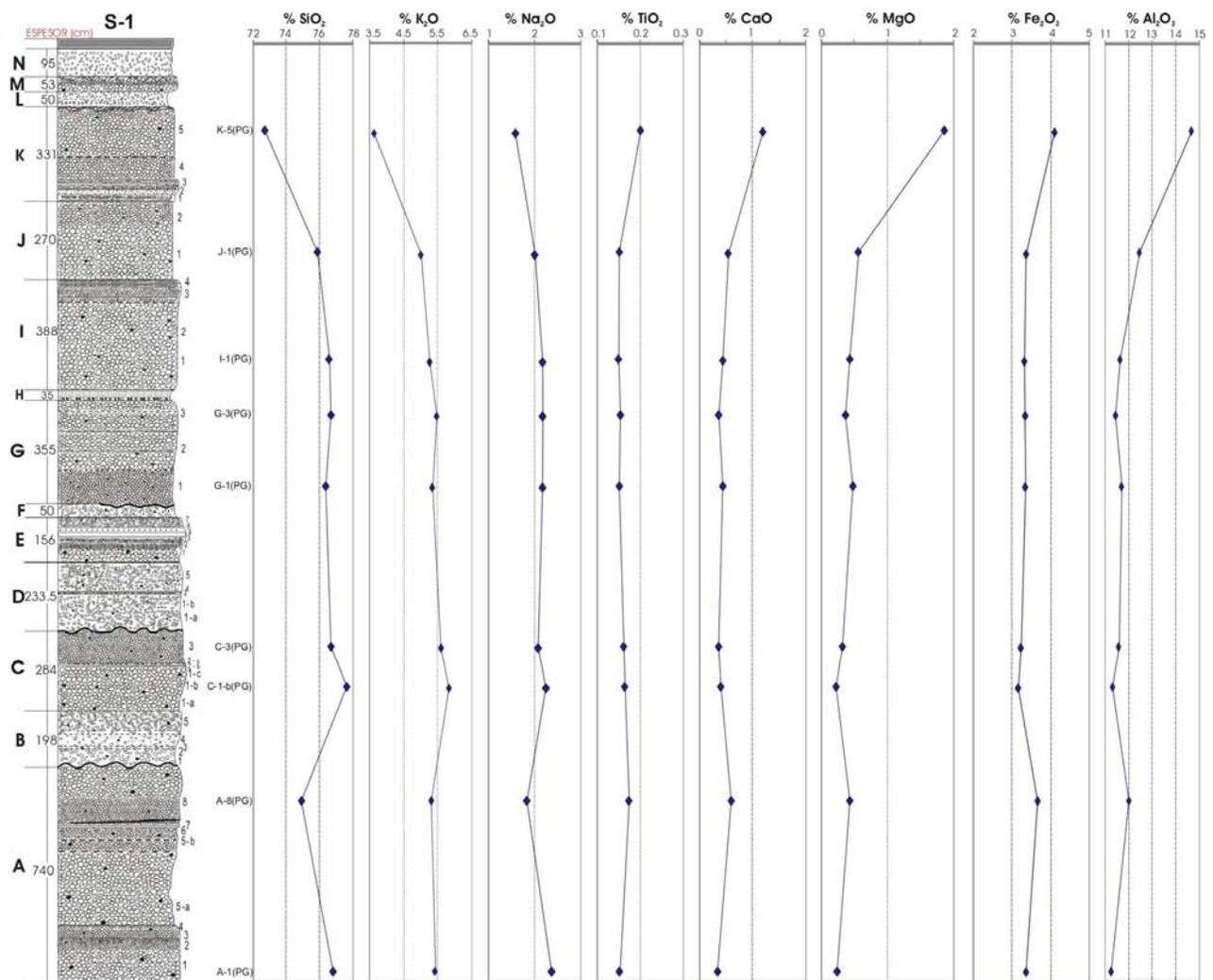


Fig. 5.4. Variación vertical de elementos mayores en la sección tipo S-1.

VI.- PARÁMETROS FÍSICOS DE LOS DEPÓSITOS

VI.1.- Distribución

La geometría, espesor, granulometría y dispersión de los depósitos depende principalmente de la altura de la columna de erupción, así como la fuerza y dirección de los vientos que desplacen a la nube o pluma eruptiva (Carey y Sparks, 1986). 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.

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 en una dirección preferencial, confiriéndole al depósito una configuración elíptica cuyo eje de dispersión mayor es paralelo a la dirección principal del viento (Ej.: el Fogo, Walker y Croasdale, 1971; la caldera Pululanga, Papale y Rosi (1993) y Campos Flegreos (Rosi et al., 1999).

El análisis estratigráfico que se llevó a cabo en este trabajo, complementado con los datos de pozos, permitió distinguir claramente dos zonas de distribución (lóbulos) de los depósitos asociados a la "PEM". Como se verá más adelante, es posible notar claramente cómo éstos se depositaron básicamente sólo en dos cuadrantes con respecto a la caldera: SE y SW. Esta observación indica que los vientos dominantes durante la erupción tenían una dirección hacia el ESE y hacia el SW.

Como ya se mencionó anteriormente no es posible efectuar una correlación estratigráfica certera entre los depósitos que conforman los dos lóbulos, como lo confirma la ausencia de depósitos intermedios tanto de afloramientos como de información de pozos. Esto sugiere que los lóbulos fueron originados por eventos eruptivos diferentes que debieron ocurrir en diferentes tiempos, como lo indican las direcciones diferentes de los ejes de dispersión de ambos lóbulos. Sin embargo, con los datos obtenidos, no fue posible argumentar cual dispersión

ocurrió primero. Para el lóbulo SW fue posible elaborar mapas de isopacas e isopletras, mismos que se muestran a continuación, para la capa A, que por tener un espesor y distribución mayores que el resto de las capas de caída, permiten hacer mejores correlaciones. Asimismo, debido a la falta de afloramientos en el lóbulo SE, no se realizaron mapas de isopletras, aunque sí se intentó configurar las isopacas de la capa A con los datos de pozos y algunos obtenidos en campo.

VI.1.1.- Isopacas

En cada afloramiento del lóbulo SW se midió el espesor máximo de la capa A. Cabe destacar que en algunos afloramientos, la capa A se encuentra erosionada en su parte superior o no aflora la base, por lo que en estos casos el valor del espesor no representa el real y lo que se obtiene entonces es un espesor mínimo. Los valores de los espesores para cada localidad se muestran en la Tabla 6.1. En este sentido, se realizaron configuraciones utilizando espesores medidos y espesores inferidos, con base a la variación del espesor de las capas en algunas localidades (ver localización en Fig. 4.1). Por ejemplo, al espesor de las capas en las secciones más alejadas de la caldera se les aumentaron 20 cm, a las capas ubicadas en zonas intermedias 30 cm y a la más cercana se le aumentó 40 cm. El aumento en los espesores se infirió tomando en cuenta una disminución del espesor con respecto a la distancia.

Tabla 6.1: Relación de espesores para la capa A de los afloramientos medidos en el Lóbulo SW, ordenados por su distancia respecto al centro de la caldera.

Lóbulo SW			
Sitio	Dist. Centro-Caldera	Espesor (m)	Localidad
		A	
S-3	13.8	>7.86	La Griega
S-4	16.8	6.7	Saldarriaga
S-13	17.2	>4.98	Jesús María
S-5	17.3	6.36	Saldarriaga
S-8	18	5.1	Saldarriaga
S-6	18.5	>3.47	Saldarriaga
S-7	24	>1.88	El Yaqui
S-9	24.5	>1.9	Qro.
S-10	29.5	2.1	Qro.
S-12	29.6	>0.95	Los Cues

A partir de la forma de las isopacas se determina el eje principal de dispersión que indica la dirección dominante del paleoviento, al momento de la depositación de los materiales de caída. En la Fig. 6.1 se presentan las curvas de isopacas para la capa A que ha sido considerada como la capa principal de la secuencia PEM en la zona SW (Las capas C, E1, E2, y G no fueron mapeadas a causa de la erosión diferencial que se observa en su parte superior y su ausencia en la mayoría de los afloramientos), de igual manera se presenta una configuración muy general de la capa A del lóbulo SE.

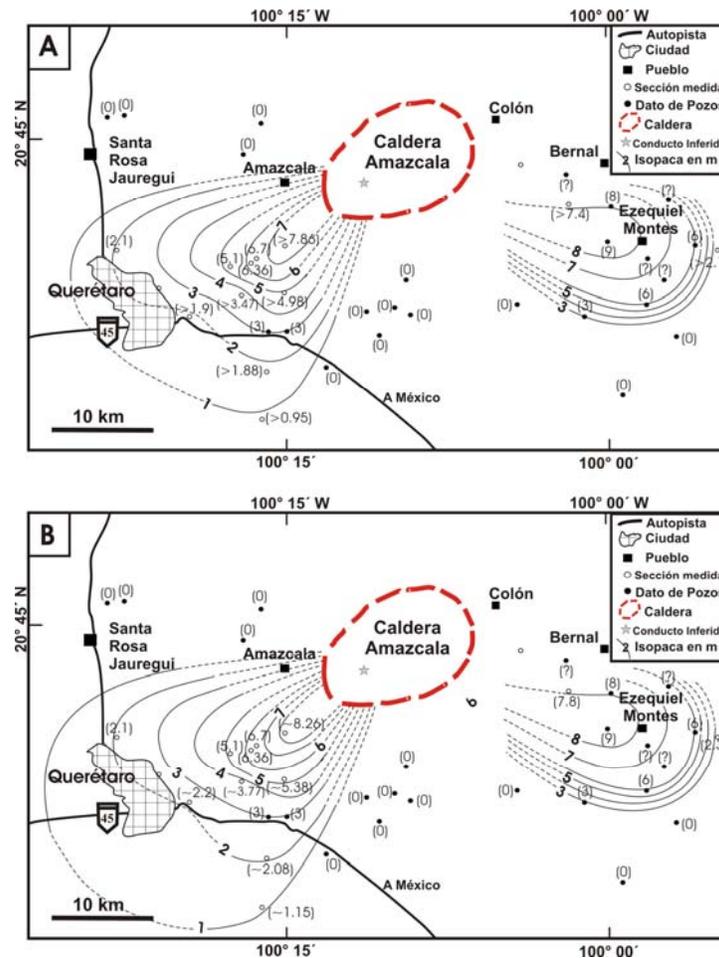


Figura 6.1.- Comparación de mapas de isopacas para ambas capas "A" del lóbulo SE y SW. A.- Tomando en cuenta el espesor medido. B.- Mapa con espesores máximos inferidos (por erosión). Nótese que en el lóbulo SE, solo se intentó configurar de manera muy general.

En ambos mapas se aprecia una dispersión hacia el SW y hacia el SE, aunque en el mapa de isopacas inferidas para la capa A (SW) se observa una configuración relativamente más suavizada, así mismo un eje de dispersión más grande con respecto al mapa de isopacas con espesores medidos (Fig. 6.1).

VI.1.2 Isopletas

En la literatura se han descrito varios métodos para obtener mapas de isopletas. Los métodos empleados difieren en cuanto al número de clastos considerados y del número de ejes principales que caracterizan su forma geométrica. Así por ejemplo, Suzuki et al. (1973) utilizan la medida de los 10 clastos más grandes dentro de un área de 1 m². En otros trabajos se ha utilizado la medida de los 5 clastos más grandes (Carey y Sigurdson, 1987; Papale y Rosi, 1993; Rosi et al., 2001, etc). En este trabajo de investigación se colectaron los 5 clastos más grandes, como se mencionó en el capítulo II. Por lo tanto, a continuación se analizarán los métodos descritos en la literatura para comparar los resultados y evaluar el grado de aproximación. En este caso se utilizaran los datos de la parte media de la capa A de las secciones del lóbulo SW, debido a que en esta zona del depósito la granulometría es más gruesa.

VI.1.2a Método de 5 clastos, un eje (5/1).

Este método es empleado por Papale y Rosi (1993) y Rosi et al. (2001). El método se basa en la medición del promedio del eje más grande de 5 clastos máximos, para obtener la media del diámetro máximo en un área de 0.5m². Dichos autores consideran que este método es el más confiable cuando se cuenta, generalmente con una buena exposición de los depósitos. De esta manera, se obtienen datos MP para pómez y ML para líticos. Los resultados pueden ser vistos en la Tabla 6.2 y Figura 6.2.

VI.1.2b Método de 5 clastos, 3 ejes (5/3-1).

Está basado en la medida del valor más grande del promedio de los 3 ejes de 5 clastos máximos. Dicho método es propuesto también por Papale y Rosi (1993), quienes consideran que este método es suficientemente confiable cuando la exposición de los depósitos es escasa. En donde AP representa las pómez y Al a los líticos (ver Tabla 6.2 y en Fig. 6.2). De igual manera, el área utilizada para recolectar los clastos es de 0.5m², no obstante, dichos autores sugieren que es preferible la colección de clastos en un área más grande (~4m²).

VI.1.2c Método de 3 clastos, 3 ejes (3/3).

Propuesto por Rosi et al. (2001), está basado en la obtención del promedio de los 3 ejes principales de los 3 clastos más grandes. Rosi et al. (2001) consideran que se obtienen formas más regulares de isopletras con este método en comparación con el método de M. Así se obtienen datos ATP y ATL para pómez y líticos respectivamente (ver Tabla 6.2 y Fig. 6.2).

Cabe destacar que para cada método se obtuvo la desviación estándar tanto de pómez como de líticos, para un mejor análisis. A continuación se presentan los datos obtenidos de los diámetros máximos y los mapas de isopletras para cada método, La comparación de los mismos permite analizar cual de estos métodos es el más adecuado.

Tabla 6.2.- 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)				A (5/3-1)				AT (3/3)			
	MP	ML	σ (MP)	σ (ML)	AP	AL	σ (AP)	σ (AL)	ATP	ATL	σ (ATP)	σ (ATL)
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
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
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

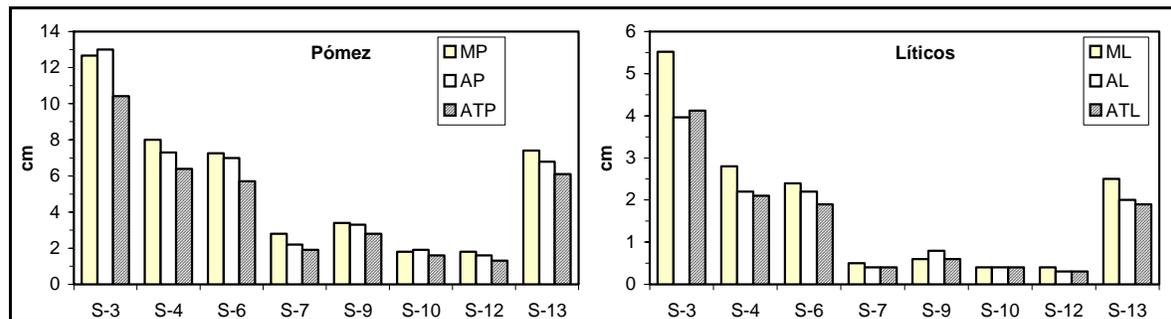


Figura 6.2.- Comparaciones en diagrama de barras entre M (promedio del eje más grande de 5 clastos), A (valor más grande del promedio de los 3 ejes) y AT (promedio de los 3 ejes principales de los 3 clastos más grandes).

VI.1.3 Análisis de los métodos.

En base a los datos obtenidos, se pueden notar los siguientes resultados:

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

2.- Las desviaciones estándar no coinciden para ningún método. Cabe destacar que los valores de σ_{AT} siempre son menores que los de σ_A y ligeramente menores o similares que los de σ_M . Solamente, tomando en cuenta los datos σ , se puede decir que el método de AT es más confiable que el de A, pero igualmente confiable que el de M.

3.- En todos los métodos, los patrones de isopletas de pómez tienen una sola tendencia, ya que se observa una sola dirección en el eje de dispersión hacia el SW (ver Fig. 6.3-B, D y F). Esto también se ve reflejado en los patrones ML (ver Figuras 6.3-A). Por lo tanto, aplicando el método de M en nuestro caso de estudio, se obtienen patrones de isopletas con tendencias muy similares. En contraste los patrones de AL y ATL reflejan ligeramente dos ejes de dispersión en comparación con los patrones correspondientes a AP y ATP 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 Fig. 6.3-C y E].

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, ambos clastos de pómez y de líticos son ligeramente equidimensionales (sobre todo los clastos líticos que se encontraron más alejados de la fuente). Por lo tanto, al momento de aplicar el método de los 5 clastos utilizando el diámetro máximo, ambas configuraciones de isopacas y de isopletas resultan con tendencias muy similares y más o menos suavizadas. En este sentido, el método más práctico para nuestro caso de estudio

es el de los valores de MP y ML, aunado al hecho de que los patrones de isopacas también siguen una sola tendencia.

Por otra parte, es importante destacar que aunque no existe la evidencia directa de un conducto principal (cráter) para el lóbulo SW, se infirió un conducto pliniano localizado en un punto medio entre el centro de la caldera y su borde suroccidental, con base en la forma de las isoplejas, así como también la forma de las isopacas del lóbulo SW. Dicho conducto será utilizado más adelante para obtener información a cerca de otros parámetros.

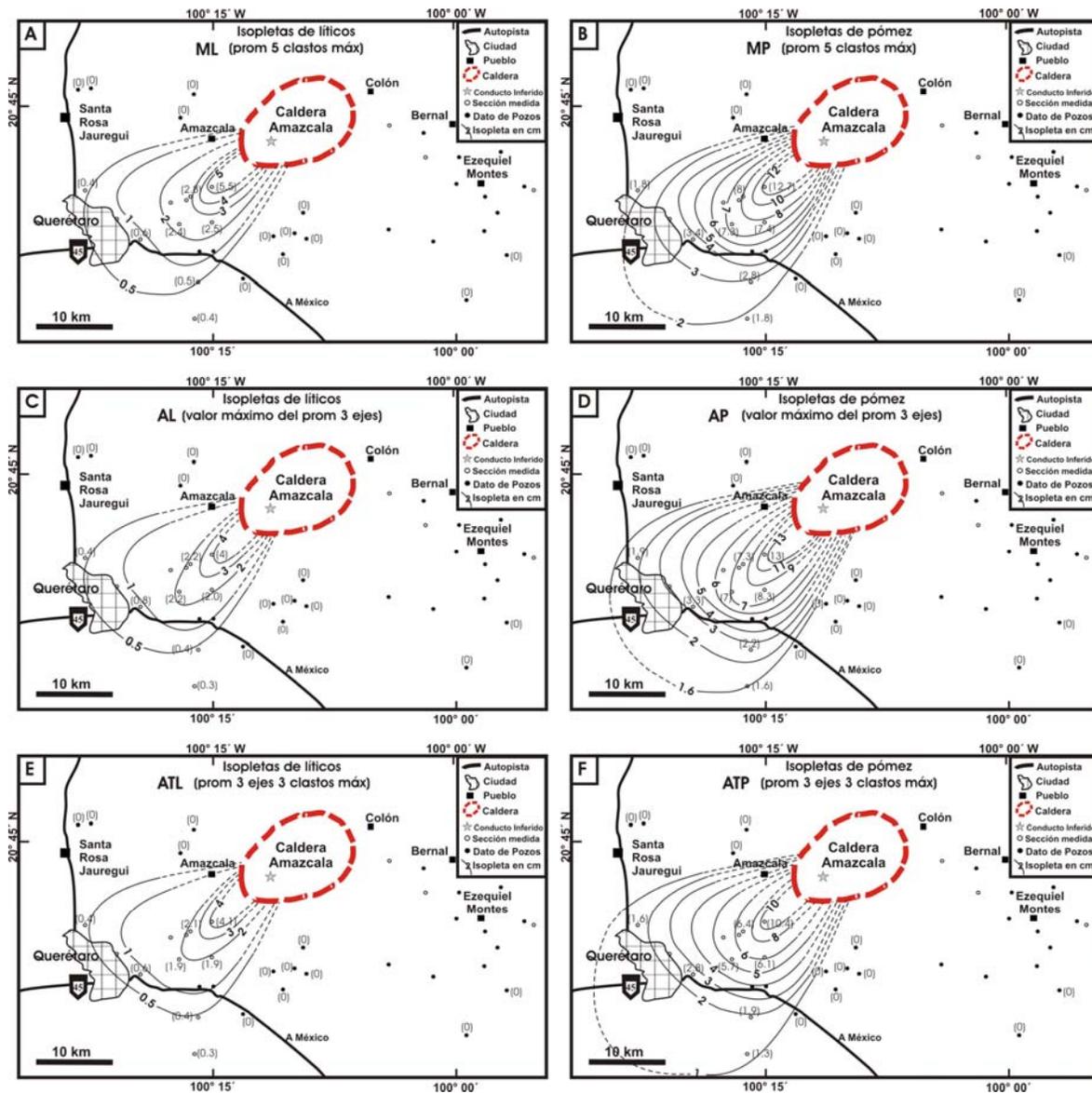


Figura 6.3.- Comparación de mapas de Isoplejas (pómez y líticos) del depósito de caída de la capa A del lóbulo SW. A-B) Método de M (promedio del eje más grande de 5 clastos). C-D) Método de A (valor más grande del promedio de los 3 ejes). E-F) Método de AT (promedio de los 3 ejes principales de los 3 clastos más grandes).

VI.2.- Volumen

En la literatura se describen varios métodos para calcular el volumen de un depósito de caída. A partir del criterio de la disminución exponencial de los espesores hacia las zonas distales, varios autores han desarrollado diferentes métodos para el cálculo del volumen de estos depósitos. A continuación se da una breve descripción de los más importantes.

Rose et al. (1973) fueron los primeros en usar escalas logarítmicas de espesor vs área. En este método se calcula el volumen total resolviendo la ecuación $V=A\int(t)dt$. En donde A es el área cubierta por cada isopaca y t es el espesor.

Posteriormente Walker (1980) propuso un método consistente en determinar la concentración de cristales en pómez de textura porfídica, asumiendo que en forma proporcional, dicha concentración es la misma que el contenido de cristales del magma original. A partir de esta igualdad se puede calcular la tasa proporcional existente entre el contenido de cristales y partículas vítreas, y estimar así la cantidad de ceniza vítrea ausente en el depósito.

Más tarde Sarna-Wojcicki (1981) y Froggatt (1982) propusieron el método de la regla trapezoidal. Este consiste en una integración numérica para calcular el área bajo la curva resultante de graficar el área en km^2 ocupada por cada isopaca, contra el espesor en cm.

Pyle (1989) usó por primera vez una escala combinada log espesor vs $A^{1/2}$, simplificando de manera considerable el cálculo del volumen, evitando en cierto modo la inexactitud al momento de extrapolar e interpolar.

Fierstein y Nathenson (1992) y Pyle (1995) propusieron modificaciones al método de Pyle (1989), modificando el uso de las formulas para el cálculo del volumen.

Con el fin de reducir la incertidumbre acerca de la aplicación de cada método Rodríguez-Elizarraras (1998) hizo una revisión sobre cada uno de los antes descritos, concluyendo que el método más apropiado para obtener un volumen mínimo del depósito es el que propuso Pyle (1989,1995) y Fierstein y Nathenson (1992). Señalando que algunos métodos están basados sobre varias asunciones y cuando son aplicados al mismo depósito, ellos muestran inconsistencias.

De acuerdo con Rodríguez-Elizarraras (1998) el método que se utilizó en este trabajo es el “método del adelgazamiento exponencial” propuesto por Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992, 1993), ya que este modelo se ajusta a nuestros datos asumiendo una ley de adelgazamiento exponencial. Para los cálculos posteriores se utilizaron los resultados obtenidos a partir de una sola recta, ya que, aunque sea muy subestimado, es el que mejor se ajusta con los demás parámetros de la columna eruptiva. Es importante tener en mente que dicho valor de volumen obtenido a partir de una sola recta, representa un valor mínimo, debido a la falta de una cantidad suficiente de valores de espesor distal para trazar las isopacas correspondientes.

Para el cálculo del volumen fue necesario, antes que nada, calcular las áreas de cada isopaca con el método de la cuadrícula kilométrica. Esto se lleva a cabo empleando un acetato transparente con una cuadrícula a escala (un cuadrado = 1 km²), el cual se interpone sobre cada curva, posteriormente se cuentan manualmente los cuadrados encimados sobre cada isocurva.

De acuerdo a Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992), el espesor de un depósito de caída disminuye exponencialmente con la distancia de acuerdo a la siguiente relación:

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

En donde T_{\max} es el valor del espesor máximo extrapolado cuando el área A es igual a “0” y $-k$ = pendiente de la recta obtenido a partir de la grafica de la Fig. 6.4 (Fierstein y Nathenson, 1992 y Pyle, 1989; 1995). Por lo tanto, si se grafica 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 extrapola el valor del espesor máximo de la isopaca en la Figura 6.4: T_{\max} capa $A=11.539$ m; con valor de $-kA=-0.0942$. Esos valores se utilizan en la ecuación 7 (Pyle, 1989; 1995 y Fierstein y Nathenson, 1992) para obtener el volumen “ V ” :

Integrando la ecuación (1) se obtiene:

$$V = \int_0^{\infty} T * dA \tag{2}$$

$$V = \int_0^{\infty} T * d(A^{1/2})^2 \tag{3}$$

$$V = \int_0^{\infty} T * 2A^{1/2} dA^{1/2} \tag{4}$$

Sustituyendo la ecuación (1):

$$V = \int_0^{\infty} T_{max} \exp(-kA^{1/2}) * 2A^{1/2} dA^{1/2} \tag{5}$$

$$\text{Resolviendo la integral: } = -2T_{max}/K^2 [(kA^{1/2} + 1) * \exp(-kA^{1/2})]_0^{\infty} \tag{6}$$

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

$$V = 2 * T_{max} / k^2 \tag{7}$$

La ecuación representa la línea recta en las gráficas semilogarítmicas y los valores representan la intercepción de la línea con el eje Y (Tmax) y el coeficiente k, respectivamente. Por lo tanto, utilizando los datos anteriores se obtuvo un volumen VA=2.6 km³ (Tabla 6.3).

Cabe destacar que a partir de la gráfica de la Figura 6.4 se infirió el índice de dispersión “D” (de acuerdo con Walker, 1973b), al extrapolar el área que representa el 0.01Tmax.

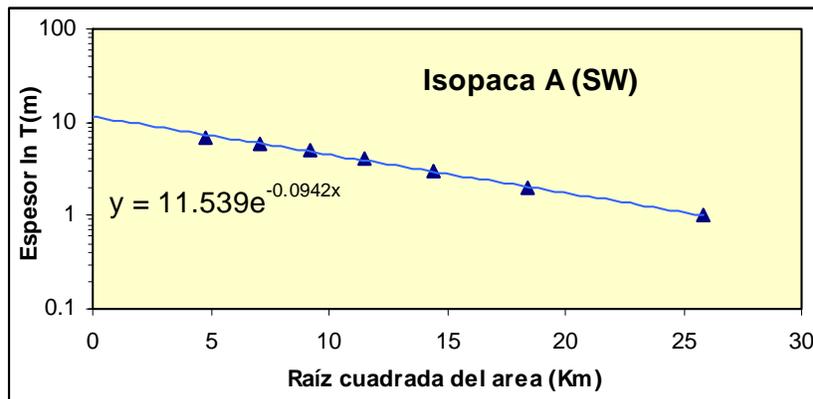


Figura 6.4: Gráfica de la isopaca A contra la raíz cuadrada del área. Ver texto para la explicación del método (Pyle, 1989). La fórmula de la recta se refiere a la del coeficiente R, en donde el valor de la X representa el espesor máximo y el exponente de “e” representa el valor de R.

Tabla 6.3: Parámetros usados para el cálculo del volumen de la capa A. k representa el coeficiente de inclinación representado en la Fig. 6.4. D: área incluida por la isopaca que representa el .01Tmax= 0.115 m (de acuerdo con Walker, 1973b).

Capa	k	T _{max} (m)	VOLUMEN (km ³) una recta	D (km ²)
A (SW)	0.0942	11.539	2.6	2450

VI.2.1.- Cálculo del Volumen de Roca Densa Equivalente (VRDE)

El DRE es básicamente la densidad del magma sin vesiculación (o porosidad). El valor promedio de 1620 kg/m^3 fue tomado como RDE del magma, en base al análisis descrito en el capítulo II, basado en el método de la tableta comprimida. Los líticos andesíticos encontrados en la PEM no presentan porosidad, por lo tanto se asume que su densidad es igual a su RDE. El valor promedio de $2,500 \text{ kg/m}^3$ fue tomado como densidad de los líticos accesorios (Da).

Los valores RDEm (para pómez) y RDEa (para líticos) fueron entonces utilizados para obtener los volúmenes de DRE de pómez (VRDEm), y de los líticos (VRDEa) y, consecuentemente el volumen total DRE (VRDEtot) de 0.88 km^3 . A continuación se describen los pasos seguidos para determinar el valor VRDE.

Densidad = Masa / Volumen;

Volumen = Masa / Densidad;

Masa = (Densidad X Volumen);

Volumen magma RDE = Masa magma RDE / Densidad magma RDE.

Datos requeridos para el cálculo del VRDE.

Volumen del depósito = $2.6 \times 10^9 \text{ m}^3$

Densidad del depósito = 575 kg/m^3

Densidad del magma = 1620 kg/m^3

Densidad de líticos = 2500 kg/m^3

% en peso de material accesorio = 16/100

% en peso de material juvenil = 84/100

Masa del depósito = $(575 \text{ kg/m}^3) (2.6 \times 10^9 \text{ m}^3)$
 $= 1.50 \times 10^{12} \text{ kg}$

Masa de material accesorio = $(1.50 \times 10^{12} \text{ kg}) (0.16)$
 $= 2.40 \times 10^{11} \text{ kg}$

Masa magma = $1.50 \times 10^{12} \text{ kg} - 2.40 \times 10^{11} \text{ kg}$
 $= 1.26 \times 10^{12} \text{ kg}$

$$\begin{aligned} \text{VRDE magma} &= (1.26 \times 10^{12} \text{ kg}) / (1620 \text{ kg/m}^3) \\ &= 7.78 \times 10^8 \text{ m}^3 = 0.78 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{VRDE accesorios} &= (2.4 \times 10^{11} \text{ kg}) / (2500 \text{ kg/m}^3) \\ &= 9.6 \times 10^7 \text{ m}^3 = 0.1 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Volumen total RDE (VRDE}_{\text{tot}}) &= 0.78 \text{ km}^3 + 0.1 \text{ km}^3 \\ &= 0.88 \text{ km}^3 \end{aligned}$$

VI.3.- Densidad global (bulk density) de la capa A del lóbulo SW

La densidad global (D_{tot}) de la capa A en el lóbulo SW fue medida 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 dieron una densidad global de 575 kg/m^3 para la capa A.

VI.4.- Masa del depósito (magnitud) de la capa A del lóbulo SW

El producto de la densidad global del depósito (kg/m^3), multiplicado por su volumen (m^3) proporciona el peso (masa M) en kilogramos del depósito. El resultado arrojado para la masa de la capa A (M_t) es de 1.50×10^{12} . Para obtener la masa de pómez y líticos se multiplican la masa por el porcentaje en peso (% en peso) de líticos y pómez, en este caso se consideró un valor promedio del 16 % en peso para líticos y un 84 % para pómez, calculado a partir de los componentes determinados, como se detalla en el Anexo I. Los cálculos arrojan una masa total de magma (M_m) de $1.26 \times 10^{12} \text{ kg}$, así como una masa de líticos accesorios (M_a), de $2.40 \times 10^{11} \text{ kg}$.

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 $M_t = 4.8 \times 10^{12} \text{ kg}$ (Rodríguez et al., 2002), la erupción del Vesubio de 1906 ($M_t = 7.8 \times 10^{10} \text{ kg}$) (Arrighi et al., 2001) o la del Nevado de Toluca de $1.8 \times 10^{13} \text{ kg}$ (Arce et al., 2003).

VII.- INTERPRETACIÓN SOBRE LA DINÁMICA ERUPTIVA

Debido a la mayor cantidad de datos recabados para la zona SW, ésta se convierte en la más favorable para su análisis. De esta manera, cabe hacer hincapié que el estudio de este trabajo está más enfocado a la dispersión de la PEM sobre el lóbulo SW.

A continuación se hace la descripción y el cálculo de los parámetros físicos de la columna eruptiva que formó la capa A del lóbulo SW. Estos incluyen la altura de la columna, la tasa de descarga de masa, la duración de la erupción, el radio del cráter y la velocidad en la boca.

VII.1.- Altura de la columna (capa A lóbulo SW)

El conocimiento de este parámetro puede llevar a un mejor entendimiento de la fase eruptiva en estudio. 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 y la energía que 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 altura de la columna eruptiva, cada uno de ellos requieren el conocimiento de distintos parámetros o datos de campo. Con base a la información recabada en este trabajo se analizará el método de Wilson et al. (1978) y el método de Carey y Sparks (1986), ya que de acuerdo con Rossotti et al. (2005), éste último 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). En este sentido, el método de Carey y Sparks (1986) es

un método relativamente simple ya que evita el uso de parámetros difíciles de cuantificar y que pueden producir mayores incertidumbres. A continuación se describirá este método, el cual se aplicará para el caso de ML (promedio de los ejes más grandes de 5 clastos máximos líticos). 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.

VII.1.1.- Método de Carey y Sparks (1986)

El “método de los clastos máximos” que estos autores proponen, permite determinar la altura de la columna, al considerar la fuerza del viento a través del análisis de la forma de las isopletas de los líticos. El método considera que las partículas en una pluma volcánica de un determinado diámetro y densidad pueden ser representadas por curvas de isodensidad (“envelopes”), 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, (ver tabla 7.1 y Fig. 7.1). En esta Figura, se presentan datos de campo de la capa A de la Pómez Ezequiel Montes, junto con los datos de algunas erupciones históricas bien estudiadas, para los líticos con un diámetro máximo de 0.8 y 1.6 con una densidad de $2,500 \text{ kg/m}^3$. De acuerdo con el modelo de Carey y Sparks (1986), solo se tomaron en cuenta los máximos de 0.8 y 1.6, debido a que los clastos más grandes pueden caer de los márgenes de la columna. La gráfica arrojó una altura de columna de la capa A de 24 km para la isopleta de 0.8 cm y 22 km para la isopleta de 1.6. Los valores de viento estratosférico pueden ser apreciados en la tabla 7.1. De acuerdo con Carey y Sparks (1986), si se calcula el promedio de los

valores de altura de columna y velocidades de viento, se obtienen valores medios de 23km y 29m/s (respectivamente).

Tabla 7.1.- Comparación de los datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna eruptiva. xw= cross-wind, rango de viento cruzado. dw=down-wind Rango de sotavento máximo. h=altura de la columna (Carey y Sparks, 1986).

Capa A	Isopleta 0.8	Isopleta 1.6	Promedio
dw	21.8	19.5	-
xw	8.6	6.1	-
h (km)	24	22	23
ws (m/s)	25	~33	29

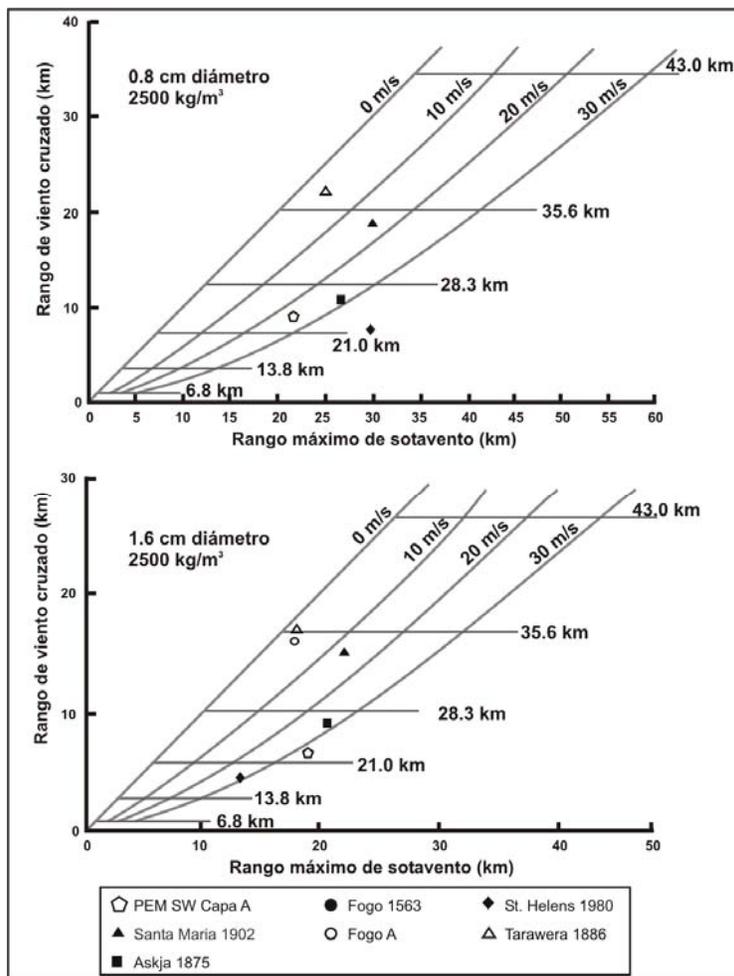


Figura 7.1: Rango de viento cruzado (xw= cross-wind) contra el rango de sotavento máximo (dw=down-wind) para clastos líticos de diámetro de 0.8 y 1.6 cm de diferentes erupciones, comparados con los datos de este trabajo (pentágono). Las líneas diagonales representan la velocidad del paleoviento (ws).

No fueron calculadas las alturas para las unidades C y E porque los datos no son suficientes para aplicar este método.

En la Fig. 7.2 se muestra una comparación de la PEM con otras erupciones prehistóricas y modernas que han ocurrido en México, así como también la ocurrida en Filipinas, como por ejemplo: La Pómez Toluca Superior (Arce et al., 2003); la Pómez Quetzalapa (Rodríguez et al., 2002); el evento del volcán El Chichón en Chiapas en 1982 (Carey y Sigurdsson, 1986); la del volcán de Colima en 1913 (Saucedo, 1997), la erupción del volcán La Virgen en el Complejo Volcánico Tres Virgenes (Capra et al., 1998) y la del Monte Pinatubo en Filipinas, 1991 (Rosi et al., 2001). La erupción de la Pómez Ezequiel Móntes constituye una de las erupciones aparentemente de gran magnitud como las reportadas en México, aunque la altura de la columna fue menor que para el Chichón, Pinatubo o Toluca.

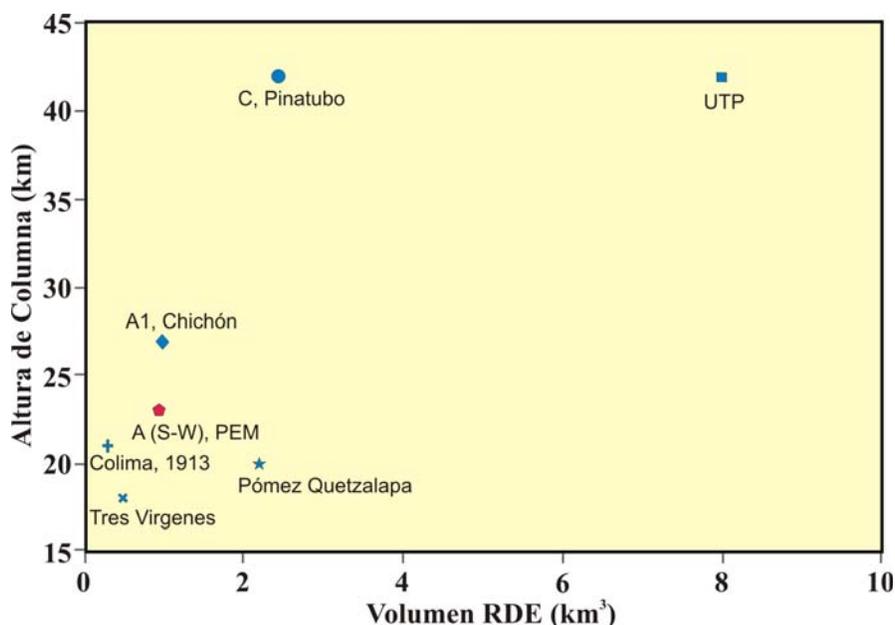


Figura 7.2.- Volumen RDE vs. Altura de columna. Comparación de la PEM con algunas erupciones prehistóricas y modernas en México y la erupción ocurrida en el Monte Pinatubo en Filipinas, 1991. A (S-W), PEM: Capa A del lóbulo SW (Pómez Ezequiel Montes). UTP: Pómez Toluca Superior.

VII.1.2 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). Dicho parámetro puede ser obtenido extrapolando valores en la gráfica de la Fig. 7.3, a partir del calculo de la tasa de descarga de volumen utilizando la ecuación $Ht=1.67Q^{0.259}$ (Sparks et al., 1997). En donde Ht es la máxima altura de columna (23 km para la capa A del lóbulo SW), Q es la tasa de descarga de volumen en m^3/s y 1.67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmósfera.

$$Ht=1.67Q^{0.259}$$

Despejando Q,

$$Q=(Ht/1.67)^{1/0.259}$$

El calculo obtenido Q para la capa A del lóbulo SW es el siguiente valor $Q \sim 2.5 \times 10^4 m^3/s$. Por lo tanto, extrapolando el valor de Ht y Q en la gráfica de la Figura 7.3 se obtiene una tasa de descarga de magma de $\sim 6 \times 10^7 kg/s$.

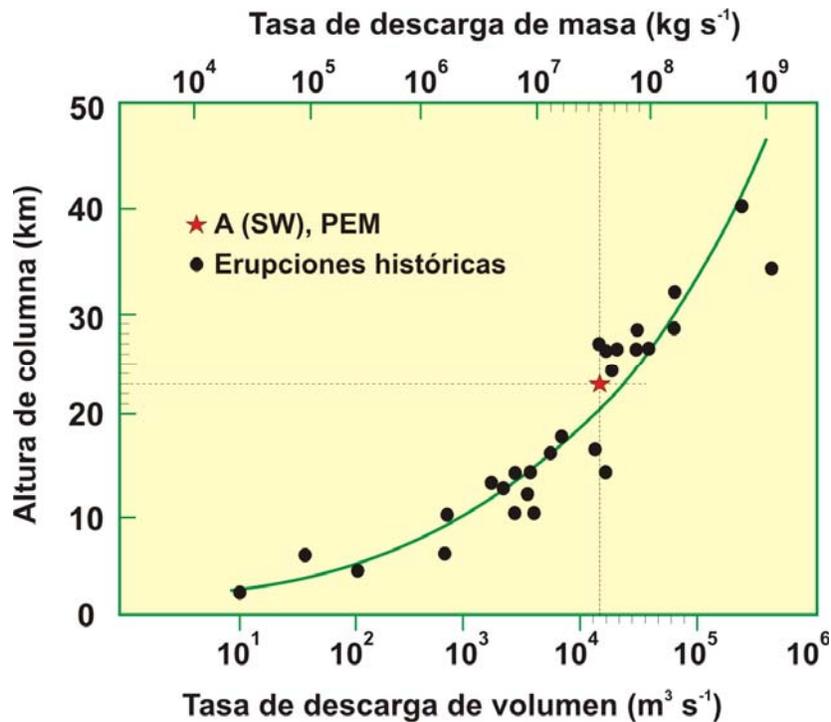


Figura 7.3.- Altura de columna de erupción contra la tasa de descarga de magma para erupciones históricas (círculos negros). La estrella representa la PEM (capa A lóbulo SW). La línea continua representa la relación predicha en la ecuación $Ht=1.67Q^{0.259}$. (Modificada de Sparks, et al., 1997).

VII.1.3 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, según la ecuación propuesta por Walker (1980):

$$Ed = Mt / MDR$$

Donde Ed= tiempo de emisión o duración de la erupción (s), Mt=masa total de productos de caída emitidos en ese lapso de tiempo (kg), MDR=tasa de descarga de la masa (kg/s). Utilizando los datos de la capa A (lóbulo SW), la duración de la erupción (Ed) fue calculada de acuerdo a la última ecuación. El resultado indica un tiempo de 25, 000 segundos (6.9 horas).

VII.1.4 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/m^3 (Wilson, 1976)) por la velocidad en la boca (u_0) y el cuadrado del radio del cráter (r). Por lo tanto, obtenemos:

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

El valor calculado para el radio del cráter durante la depositación de capa A (lóbulo SW) es de 766.6 m.

VII.1.5.- 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. La velocidad se puede determinar en modo directo con el estudio de imágenes tomadas durante una erupción, o bien se pueden inferir a través de la medición en campo de 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 casos 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/m³ para líticos).

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

g =aceleración de gravedad (9.8 m/s²)

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 extrapola el tamaño al origen.

ρ_0 =densidad del gas volcánico en el punto de emisión (0.325 kg/m³ a 1,200° K para gases con polvo en condiciones plinianas)

C =coeficiente de arrastre (drag coefficient) (~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 (ML) en una gráfica “Ln (diámetro máximo) contra la raíz cuadrada del área”, obteniendo el siguiente valor de $2r_0$: capa A=9.84 cm (Fig. 7.4).

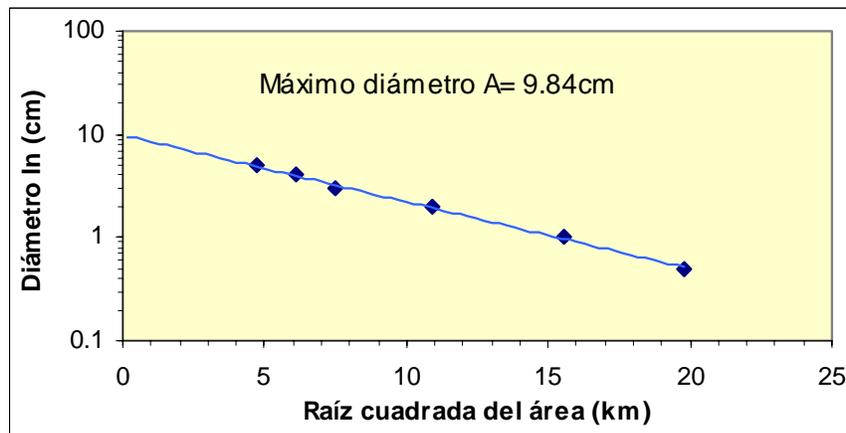


Figura 7.4: Gráfica de ln del diámetro máximo para la capa A contra la raíz cuadrada del área.

El valor calculado para la columna pliniana de la Pómez Ezequiel Montes es: u_0 capa A = 100 m/s. En los cálculos se asumió que el gas dominante era H₂O. En la Tabla 7.2 se pueden apreciar los datos utilizados para el cálculo de u_0 .

Tabla 7.2.- Parámetros usados para el cálculo de la velocidad en la boca (Wilson, 1976).

Velocidad a la boca $u^2=(8gr\sigma)/(3C\rho)$	Capa A
g =gravedad	9.81
r =radio máximo del clasto a la boca (m)	0.05
σ =densidad del clasto (Kg/m ³)	2600
C =coeficiente de arrastre para $u \ll S$	1
S =velocidad del sonido a 1200K (m/s)	830
ρ =densidad del gas volcánico a 1200K (Kg/m ³)	0.325
Max diámetro de clastos líticos (m)	0.098
Velocidad máxima a la boca (u en m/s)=	100

VII.1.6.- Método de Wilson et al. (1978)

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 $Q=Bu\pi r^2s(T-Ta)F$ es la velocidad de producción de la energía térmica (watt), B, u, s, T y Ta 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).

Empleando valores constantes para los siguientes parámetros B=0.325 kg/m³, s=1,100 kg/m³, T=1,200° K y Ta=270° K, de acuerdo con Wilson et al. (1978), la ecuación anterior permite obtener una altura de columna de 22.95 km para la capa A (lóbulo SW). De esta manera se obtiene un valor relativamente similar con este método en comparación al método de Carey y Sparks (1986).

VII.2.- Modelo eruptivo de la PEM en el lóbulo SW

Las características particulares de la Pómez Ezequiel Montes en el lóbulo SW son los depósitos de caída masivos de las unidades A, C y E y las capas de

ceniza (oleadas) intercaladas entre las unidades E y G. Estas y otras características pueden ser explicadas por medio de un modelo de erupciones plinianas y posiblemente subplinianas con diferentes fases eruptivas separadas por periodos de reposo (capas B, D y F, ver Fig. 7.5).

La erupción comenzó con una actividad de alta explosividad y corta duración que dio lugar a la generación de un depósito delgado de ceniza (oleada basal que puede ser vista en la base de la sección S-4) (Fig. 4.21), seguida por el comienzo de la actividad pliniana. Durante la actividad pliniana se formó un depósito de caída masivo muy grueso de pómez tamaño lapilli grueso (unidad A) con una gradación simétrica de Normal a inversa y burda estratificación sobre todo en la cima de la unidad. Esta unidad fue producto de una columna eruptiva pliniana sostenida que alcanzó una altura mínima de 23 km, la cual sufrió un descenso gradual, lo cual se vé reflejado por una granulometría de lapilli fino, seguida de un incremento produciendo la caída de pómez de tamaño de lapilli grueso y originando depósitos hacia el lado SW de la caldera, debido a que el paleoviento soplaba hacia esa dirección (Fig. 7.5). Posiblemente la columna se volvió ligeramente inestable, dado el carácter burdamente estratificado del depósito en la parte final, ya que de acuerdo con Rose 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 depositación 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 periódica de material juvenil a conducto abierto, con poca interacción con la roca encajonante. Posteriormente dicha erupción continuó emitiendo una cantidad considerable de líticos (en ocasiones alterados), lo cual se atribuye a un ascenso continuo de gases y una apertura en el conducto.

En general, la unidad de caída A, es marcada por un espesor de 786 cm (en la sección tipo S-3 del lóbulo SW) y granulometría muy gruesa con valores $Md\Phi = -3.15$, así como también una amplia distribución cubriendo un área mínima de 2450 km²; lo que la hace ser el depósito de mayor magnitud en este lóbulo.

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 (capa B, ver Fig. 7.5), ocasionando un subredondeamiento de los clastos. El tipo de contacto de esta capa con la que le subyace (capa A) es, en algunos casos, erosional, lo cual apoya la interpretación de un período de reposo de la actividad eruptiva, aunque su duración no debió ser demasiado larga, ya que las capas sucesivas revelan el restablecimiento de nuevas columnas eruptivas.

Después de esa interrupción, comienza un segundo evento eruptivo con la formación de una importante columna sostenida (aparentemente de tipo subpliniana) que ocasionó el depósito de la capa C (Fig. 7.5). Esta columna eruptiva dio origen a una dispersión de pómez tamaño lapilli medio hacia el SW de la caldera. Durante esta fase hubo una inyección periódica de material juvenil a conducto abierto, con poca interacción con la roca encajonante, a juzgar por la cantidad de material juvenil (casi el 100%). Se infiere que esta fase eruptiva es de menor energía que la que dio origen a la capa A, debido a su menor espesor y granulometría más fina de tamaño de lapilli medio.

Posteriormente la actividad eruptiva cesó, dando lugar a un periodo de reposo (unidad D, ver Fig. 7.5). Durante este periodo ocurrió una remobilización de clastos de pómez causando cierto redondeamiento de los mismos y confiriéndoles una superficie de alteración color café. Asimismo el contacto de la unidad C con la unidad D es de tipo erosional.

Posteriormente a ese periodo de quietud eruptiva, vuelve a ocurrir otra fase explosiva (similar a C en intensidad y magnitud) que da origen a una columna eruptiva, la cual produjo depósitos de caída correspondientes a la capa E (Fig. 7.5). Se infiere que ésta fase fue producto de una columna eruptiva subpliniana que experimentó un colapso parcial, el cual dio origen a una corriente piroclástica de densidad diluida que formó una capa de ceniza cuyo espesor varía lateralmente (oleada).

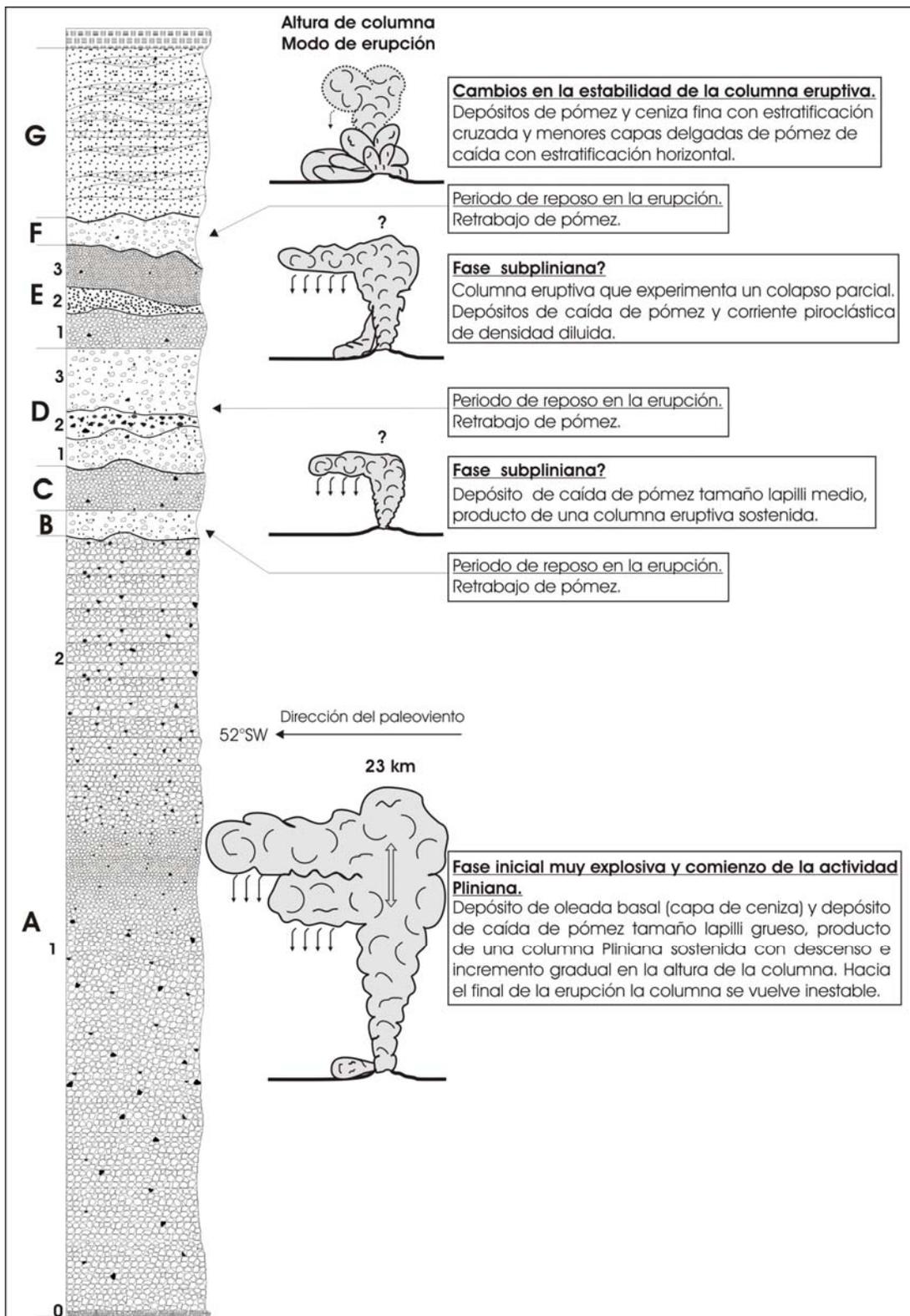


Figura 7.5.- Sección estratigráfica compuesta que ilustra los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva de la PEM en el lóbulo SW.

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 que después de la actividad eruptiva E, hubo un tiempo de reposo, a juzgar por el contacto entre 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 representado 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 (Fig. 7.5). Estos cambios pueden ser atribuidos a pequeños colapsos instantáneos de las columnas y representan un proceso relativamente común en las erupciones plinianas.

VII.3.- Modelo eruptivo de la PEM en el lóbulo SE

Debido a las limitantes que se presentan en cuanto a la falta de exposición en el lóbulo SE, no es posible hacer una interpretación cuantitativa sobre la dinámica eruptiva que dio origen a la PEM en esa zona. En este sentido, se hará una interpretación general sobre los eventos ocurridos en dicha zona.

La fase inicial pliniana A, dio origen a un depósito de caída con gradación simétrica de normal a inversa, lo que se puede inferir que la altura de la pluma volcánica se comportaba con descenso e incremento gradual (Fig. 7.6), hasta llegar a un evento en el que sucedió un colapso pulsante o repentino, que produjo corrientes de densidad diluidas (oleada, capa A-4), dado el carácter fino del depósito y su adelgazamiento lateral. Posteriormente en esta misma unidad, hubo una transición a un régimen estable de la pluma volcánica (aunque al final cambia a un régimen oscilante, dado el carácter de estratificación burda) que originó un depósito de caída masivo de pómez de tamaño lapilli grueso (capa A-5), con escasos líticos, lo que se infiere como emisión dominada por material juvenil. Más tarde vuelve a suceder otro colapso repentino de la columna, el cual originó depósitos de oleada (capas A-6 y A-7). Posteriormente, vuelve a aumentar

gradualmente el nivel energético al final de la unidad, representado por un depósito de caída de lapilli medio con gradación inversa (capa A-8, Fig. 7.6).

Al parecer, después de la fase inicial A tuvo lugar un periodo de reposo, que permitió que los materiales piroclásticos recién depositados fueran afectados por procesos de retrabajo (capa B), ocasionando un subredondeamiento de los clastos. El contacto entre la unidad A y la unidad B es de tipo erosional, lo cual apoya la interpretación de un período de reposo de la actividad eruptiva.

Hacia el nivel C, ocurre un restablecimiento de nuevas columnas eruptivas plinianas (Fig. 7.6). La base de esta unidad representada por depósitos de caída (Capa C-1) presenta una proporción de líticos relevante (81%) en comparación con la unidad A, los tamaños de pómez son de lapilli grueso a muy grueso, lo que hace suponer que en esta zona el evento alcanzó un nivel de energía alto, a tal magnitud de erosionar el conducto como para arrancar fragmentos líticos. Dicho régimen cambió a niveles en donde se encuentran capas de oleadas (capas C-2a y C-2b) que se infieren como eventos en los que la columna eruptiva experimentó un colapso parcial repentino. Posteriormente vuelve a cambiar el evento al final de la unidad, a un carácter energético moderado, y estable, porque el depósito de caída se encuentra masivo.

En la unidad D, aparecen depósitos con características que revelan cierto retrabajo con clastos subredondeados (pómez en tamaño de lapilli medio) en una matriz de ceniza fina. Esta vez el contacto es de tipo erosional con la unidad C, lo que se infiere como una interrupción en la secuencia eruptiva (Fig. 7.6).

Posteriormente para la unidad E, se vuelve a restablecer la actividad explosiva dando origen a procesos en los que la altura de la pluma volcánica era pulsante, dado el carácter estratificado de los depósitos (Fig. 7.6).

Más tarde la actividad eruptiva cesó, dando lugar a un periodo de reposo (unidad F). Durante este periodo ocurrió una remobilización de clastos de pómez causando cierto redondeamiento de los mismos.

Para la unidad G, ocurre otro restablecimiento en el régimen explosivo de la erupción. La presencia de depósitos de caída masivos, estratificados y en ocasiones burdamente estratificados, representa condiciones en las que la pluma volcánica, en ocasiones era estable (capas masivas) y en ocasiones era pulsante como para que los depósitos alcanzaran a estratificar (Fig. 7.6). Además se puede inferir que el régimen eruptivo incrementó su magnitud energética con el tiempo, dado que los tamaños de clastos van aumentando hacia la cima de la unidad.

Posteriormente (unidad H), ocurre una transición en el régimen explosivo, en esta ocasión la unidad expone capas de materiales finos interpretados como oleadas.

Más tarde (unidad I), vuelve a incrementarse la energía de la erupción, representando uno de los eventos plinianos más energéticos de la secuencia (Fig. 7.6), lo cual se ve reflejado en una granulometría en tamaño de lapilli muy grueso y una tasa de descarga mayor en material juvenil, comparado con los líticos. Este nivel de energía produjo una pluma volcánica estable, pero al final de la unidad cambió a una pluma oscilante y de menor energía, debido a que en esta zona se encuentran capas de caída estratificadas de lapilli fino.

Para la unidad J, vuelve a incrementarse el nivel de energía de la erupción, ocasionando que los depósitos de caída expongan clastos de pómez de mayor tamaño en comparación con todos los anteriores. Esta vez el evento es caracterizado por condiciones que representan el régimen energético mayor en comparación con todos los demás (Fig. 7.6). Debido al carácter con gradación normal de toda la unidad se infiere que la columna eruptiva disminuyó gradualmente.

En la unidad K, es evidente los cambios de energía en la erupción (Fig. 7.6). El régimen pliniano al principio es controlado por condiciones de poca energía y plumas volcánicas pulsantes, debido a que las capas se encuentran estratificadas. Posteriormente la columna eruptiva se mantuvo estable e incrementó gradualmente, a juzgar por la gradación inversa del depósito de caída.

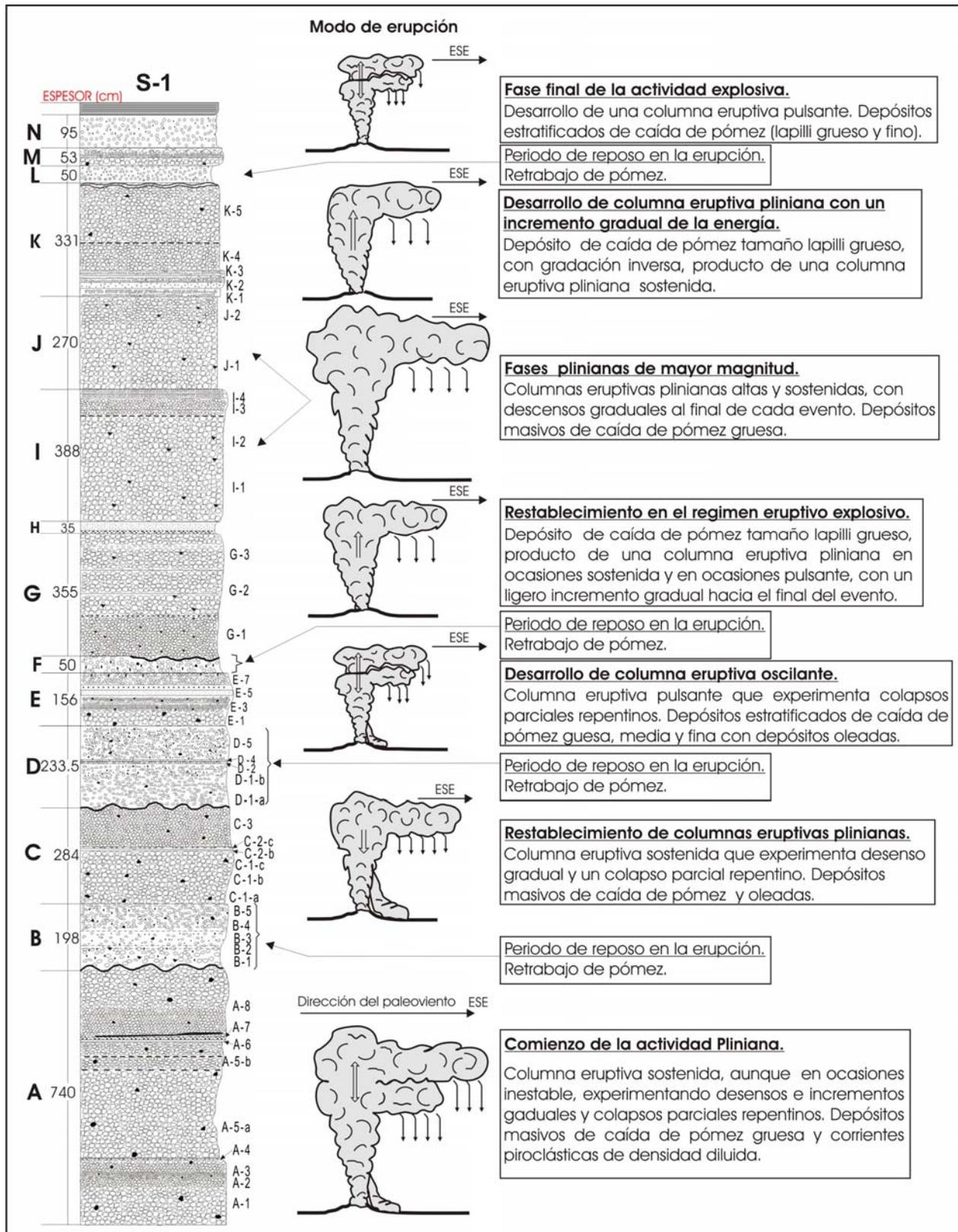


Figura 7.6.- Sección estratigráfica tipo de la PEM (S-1) que ilustra los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva en el lóbulo SE.

Más tarde (unidad L), la actividad eruptiva cesó, dando lugar a un periodo de reposo. Durante este periodo ocurrió una remobilización de clastos de pómez causando cierto redondeamiento de los mismos.

Hacia el nivel de la unidad M, ocurre un cambio en el régimen de los depósitos, pues exponen capas de caída estratificadas con soporte de clastos, lo que se infiere como condiciones de una columna eruptiva pulsante (Fig. 7.6).

Es posible que en la unidad N (final de toda la secuencia PEM) también haya ocurrido algo similar a la unidad L, debido al carácter del depósito mal seleccionado, y clastos con superficie alterada en una matriz de ceniza fina color café.

VIII.- CONCLUSIONES.

Una secuencia de erupciones tipo plinianas produjo a la PEM, hace un poco más de 7.3 Ma. Esas erupciones ocasionaron extensos depósitos de caída que se dispersaron tanto al SE como al SW.

A pesar de que los depósitos de la Pómez Ezequiel Montes son pobremente expuestos en el lóbulo SE, la identificación de secciones en el lóbulo SW y datos de pozos permiten hacer una reconstrucción razonable de los eventos que le dieron origen.

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 posible correlación entre ambas secuencias eruptivas.

La principal aportación de este estudio es un modelo eruptivo para los depósitos en el lóbulo SW y SE. Sin embargo, sólo se han podido cuantificar los parámetros de la columna eruptiva que dio origen al depósito de caída de la unidad A del lóbulo SW.

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), llegando a los niveles de la estratosfera, dando origen a un depósito de caída de 2.6 km^3 ($RDE=0.88 \text{ km}^3$). La intensidad de la erupción estimada para este evento es de $6 \times 10^7 \text{ kg/s}$ con una masa de $1.45 \times 10^{12} \text{ kg}$.

Es importante señalar las múltiples interrupciones encontradas en cada secuencia que formó la PEM (tanto al SW como al SE), lo que indica que se trata no de una única erupción, sino de una sucesión de eventos relacionados a la dinámica de columnas eruptivas, que llegan a estar separados por episodios en los que se produce la remoción de depósitos.

Debido al gran espesor de la unidad, la PEM puede ser considerada como un buen horizonte marcador estratigráfico.

Las variaciones en la proporción de fragmentos juveniles y de líticos (en ocasiones alterados) encontrados en ciertos niveles de la unidad, proporcionan información importante, ya que dan referencia acerca de una apertura en el conducto eruptivo así como también la emisión de gases volcánicos.

Cabe destacar que los productos de la PEM emitidos por la caldera Amazcala hacia el SE, son provenientes de un magma homogéneo (riolítico), con oscilaciones ligeras al principio de 75.7% a 76.8% de SiO₂ y cambios al final disminuyendo el contenido a 72.7%.

ANEXOS.- Resultados del análisis de componentes (de -5 PHI a -1 PHI)

Tabla A.1.1.- % de componentes de la sección S-1

Muestra	% Pómez gris	% Pómez oscura	% Póm. Alterada	% Riolita	% Andesita	% Agregados	% Líticos alterados (oxidados)
EZ-04-N	0	0	99.34	0.66	0	0	0
EZ-04-M	78.53	0.21	0	2.29	0.93	8.17	9.87
EZ-04-L	0	0	95.07	4.34	0	0	0.59
EZ-04-K-5	84.48	1.46	1.95	6.05	0	0	6.05
EZ-04-K-4	100	0	0	0	0	0	0
EZ-04-K-3	92.18	2.22	0	5.60	0	0	0
EZ-04-K-2	85.29	0	0	10.88	0	0	3.83
EZ-04-K-1	88.14	0	0.12	2.86	0	0.06	8.83
EZ-04-J-2	76.45	0	2.48	7.60	3.97	0.14	9.35
EZ-04-J-1	91.21	0	0.45	6.77	0	0	1.56
EZ-04-I-4	91.55	0		1.06	0	5.81	1.58
EZ-04-I-3	92.58	0	0.21	3.29	1.03	1.65	1.24
EZ-04-I-2	86.26	0.41	0.25	0	4.32	2.65	6.12
EZ-04-I-1	89.75	0.73	0.88	0	3.14	1.04	4.46
EZ-04-H	97.85	2.15	0	0	0	0	
EZ-04-G-3	82.46	0.00	0	0.97	6.36	0	10.21
EZ-04-G-2	85.67	0.35	0	0.06	8.09	2.97	2.86
EZ-04-G-1	97.47	0	0	0.61	0.49	0	1.43
EZ-04-F	0	0.27	99.73	0	0	0	0
EZ-04-E-7	69.63	0	0	6.70	4.40	0	19.27
EZ-04-E-6	58.97	0	0	1.32	26.65	0	13.07
EZ-04-E-5	72.66	0	0		1.15	17.25	8.94
EZ-04-E-4	72.12	0	3.72	0.51	11.60	5.78	6.27
EZ-04-E-3	14.42	0				85.58	
EZ-04-E-2	73.16	0	0	0.58	4.49	18.01	3.77
EZ-04-E-1	61.99	0	0		10.02	21.53	6.46
EZ-04-D-5	84.04	0	0	1.83	2.23	8.73	3.17
EZ-04-D-4	79.98	0	0	1.24	7.09	5.02	6.68
EZ-04-D-2	86.81	1.62	0	0.81	2.23	5.12	3.40
EZ-04-D-1-b	0	0	99.93	0	0	0	0.07
EZ-04-D-1-a	0	0	98.39	0.23	0	0	1.38
EZ-04-C-3	96.55	0	0	0	2.00	0	1.45
EZ-04-C-2-c	70.27	0	0	0	0	29.73	0
EZ-04-C-2-b	77.84	0	0	3.37	1.52	15.58	1.69
EZ-04-C-1-c	96.54	0	0	0.15	2.21		1.10
EZ-04-C-1-b	71.17	2.82	0	0	10.54	1.43	14.04
EZ-04-C-1-a	81.69	1.46	0	1.00	5.05	0	10.81
EZ-04-B-5	0	0	99.50	0	0	0	0.50
EZ-04-B-4	0	0	98.59	0	0.54	0	0.86
EZ-04-B-3	74.35	2.79	1.22	0.24	0	20.65	0.73
EZ-04-B-2	0	0	100	0	0	0	0
EZ-04-B-1	0	0	93.35	0	5.35	0	1.31
EZ-04-A-8	95.95	0	0	0.44	1.75	0	1.86
EZ-04-A-7	58.79	20.61	0	0	1.82	1.82	16.97
EZ-04-A-6	83.47	1.70	0	0	1.49	13.35	0
EZ-04-A-5-b	94.41	0	0	0	3.29	0	2.30
EZ-04-A-5-a	87.98	5.23	0	0	2.72	0	4.07
EZ-04-A-4	47.03	1.28	0	0	0	51.69	0
EZ-04-A-3	78.06	7.46	0.10	0	14.31	0	0.06
EZ-04-A-2	81.26	5.93	0	0.47	2.93	9.08	0.33
EZ-04-A-1	91.53	1.81	0.68	2.95	0.69	2.15	0.18

Tabla A.1.2.- % de componentes de la sección S-3

Muestra	% Pómez gris	% Riolita	% Andesita	% Líticos alterados (oxidados)
EZ-06-3-G	91.16	4.02	0	4.82
EZ-06-3-E3	100.00	0	0	0
EZ-06-3-E1	98.49	0	0.59	0.93
EZ-06-3-C	99.48	0	0	0.52
EZ-06-3-A2b	88.50	0	3.40	8.10
EZ-06-3-A2a	82.24	0	3.21	14.56
EZ-06-3-A1d	80.70	2.99	7.66	8.65
EZ-06-3-A1c	81.17	0	4.61	14.23
EZ-06-3-A1b	83.41	0	10.20	5.76
EZ-06-3-A1a	92.56	2.26	2.23	2.86

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz G. J., 2001, Calderas of the central Mexican Volcanic Belt. EOS Transactions American Geophysical Union, 82: F1350.
- Aguirre-Díaz G. J., 2003, Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores (parte 1 de 2). Unión Geofísica Mexicana GEOS, v. 23, (2), p. 118-119.
- Aguirre-Díaz G. J., 2003, Características generales del Cinturón Volcánico Mexicano. Una revisión por sectores (parte 2 de 2). Unión Geofísica Mexicana GEOS, v. 23, (2), p. 119.
- Aguirre-Díaz G. J., 2004.. Ignimbrites and calderas of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism –Proceedings of the GSA Penrose Conference at Metepec, Puebla, México 2004, Aguirre-Díaz G. J., Macías J. L., Siebe c. (eds) Publicación Especial 2. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Unión Geofísica Mexicana GEOS, v. 23, (2), p. 118-119.
- Aguirre-Díaz G. J. y López-Martínez M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, México. Geology and geochronology. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 111, p. 203-218.
- Aguirre-Díaz G. J., Nieto-Obregón J y Zúñiga F. R., 2005. Seismogenic Basin and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. Geological Journal, v. 40, p. 215-243.
- Aguirre-Díaz G. J. Nelson S. A., Ferrari I. y López-Martínez M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), in Aguirre-Díaz G. J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez G., Ferrari L. (eds), Magmatism and tectonics of central and northwestern : a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions: México, F. D., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-39.Mexico. Geology and geochronology. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 111, p. 203-218.
- Aguirre-Díaz G. J., Ferrari L., Nelson S. A., Carrasco-Núñez G. y López-Martínez M., 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: un proyecto multidisciplinario. Unión Geofísica Mexicana GEOS, p. 131-137.
- Arce J.L., Macías J.L. and Vázquez-Selem y L. 2003. The 10.5 KA Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: Stratigraphy and Hazard Implications. Bulletin of the Geological Society of America, v. 115 (2), p. 230-248.
- Arrighi S., Principe C. y Rosi M., 2001 “Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity” Bulletin of Volcanology, v. 63, p. 126-150.
- Cantagrel J. M., y Robin C., 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks—Relations between the andesitic and the alkaline Provinces: Journal of Volcanological and Geothermal Research, v. 5, p. 99-114.
- Capra L.; Macías J.L., y Garduño V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico—magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: Geofísica Internacional, v. 36, p. 161-180.
- Capra, L., Macías, J.L., Espíndola, J.M. y Siebe, C., 1998, Holocene Plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 80, p. 239–266.
- Carey S. N. y Bursik M., 2000 “Volcanic plumes” Encyclopedia of Volcanoes Academic Press.
- Carey S.N. y Sigurdsson, H., 1986, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: 2. Observations and numerical modeling of tephra fall distribution: Bulletin of Volcanology, v. 48, p. 127–141.
- Carey S. N. y Sigurdsson H., 1987. “Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius.” Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 303-314.
- Carey S. N. y Sparks R. S. J., 1986. “Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns” Bulletin of Volcanology, v. 48, p. 109-125.
- Carey S.N., Gardner J.E. y Sigurdsson H., 1995. The intensity and magnitude of Holocene Plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 66, p. 185-202.

- Carrasco-Núñez G.; Milán M., y Verma S.P., 1989. Geología del volcán El Zamorano, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 194-201.
- Cas R. A. F y Wright J V., 1987. Volcanic Successions. Modern and ancient. Allen & Unwin, London. 528 p.
- Cioni R., Marianelli P., Santacroce R. y Sbrana A., 2000 "Plinian and subplinian eruptions" Encyclopedia of Volcanoes Academic Press.
- Delgado-Granados H., Urrutia-Fucugauchi J., Hasenaka T. y Ban M., 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: Geofísica Internacional, v. 34, p. 341-352.
- Demant A., 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación: UNAM, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 172-187.
- Ferrari L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. Boletín de la sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 84-92.
- Ferrari L. y Rosas-Elguera J., 1999a, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico—the Tepic-Zacoalco rift revised: Geological Society America Special Paper #334, Chapter 03, en prensa.
- Ferrari L. y Rosas-Elguera J., 1999b. Alkalic (OIB type) and calcalkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? Comment a un artículo de Marquez, A., Oyarzun, R., Doblaz, M., Verma, S. P., Geology, v. 27, p. 1,055-1,056.
- Ferrari L., Garduño V.H., Pasquaré G., y Tibaldi A., 1994a. Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico—Oligocene to Present: Geofísica Internacional, v. 33, p. 91-105.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G.J. y Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from Sierra Madre Occidental to Mexican Volcanic Belt. Geology v. 27, p. 303–306.
- Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J, y Venegas-Salgado, S., 1997, Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt: Magmatism and Tectonics of central and northwestern Mexico. A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions. Instituto de Geología, UNAM, p. 85-129.
- Ferrari L., Conticelli, S., Vaggelli C., Petrone C. y Manetti P., 1999c, Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics. En prensa.
- Fierstein J. y Nathenson M., 1992 "Another look at the calculation of fallout tephra volumes" Bulletin of Volcanology, 54, 156-167.
- Fierstein J. y Nathenson M., 1993 "Reply to Coment by WI Rose" Bulletin of Volcanology, v. 55, p. 375-378
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks, Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 1409-1414.
- Fisher R.V. y Schmincke H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Berlin: Springer-Verlag, 472 p.
- 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, v. 14, p. 301-318.
- Gilbert C. M., G. Mahood y I. S. E. Carmichael, 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: Geofísica Internacional, v. 24, p. 169-191.
- Hernández-Rojas J., 2005. Estudio vulcanológico de la Pómez Ezequiel Montes, Qro. (Tesis de licenciatura). UNAM Campus Juriquilla, 72 p.
- Hernández-Rojas J., Carrasco-Núñez G y Aguirre-Díaz G. J., 2006. Correlación estratigráfica de la secuencia de caída Pómez Ezequiel Montes, Qro. UGM, Abstract, v. 26, p. 170.
- Houghton y Wilson, 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology, v. 51, p. 451-462.
- Houghton B.F., Wilson C.J.N. y Pyle D.M., 2000. "Pyroclastic fall deposits", Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press. p. 555-570.
- Irvine T.N. y Baragar W.R.A., 1971 "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks." Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

- Le Maitre R.W., 1989 "A classification of igneous rocks and glossary of terms" Blackwell Oxford, p. 192.
- Luhr, J.F., 2000, The geology of Volcán San Juan Nayarit, México and the compositionally zoned Tepic Pumice: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 95, p. 109-156.
- Márquez A., Oyarzun R., Doblas M., y Verma S.P., 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?. *Geology*, v. 27, p. 51–54.
- Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt—Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.
- Nixon, G.T., 1982. The relationships 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. y Harakal, J.E., 1987. K–Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. v. 26, p. 109–158.
- Papale P. y Rosi M., 1993. "A case of no-wind plinian fallout at Pululunga Caldera (Ecuador): implications for model of clast dispersal" *Bulletin of Volcanology*, v. 55, p. 523-535.
- Pérez-Venzor J.A., Aranda-Gómez J.J., McDowell F.W. y Solorio-Munguía J.G., 1997. Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana Ciencias Geológicas*. v. 13, p. 174–183.
- Pradal E. y Robin C., 1994 Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 63, p. 201-215.
- Pyle D.M., 1989 "The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits" *Bulletin of Volcanology*, v. 51, p. 1-15.
- Pyle D.M., 1995. "Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 69, p. 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. PhD Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, 263 pp.
- Rodríguez-Elizarrarás S. R., Siebe C., Komorowski J.C. y Abrams M., 2002. The Quetzalapa Pumice: A voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 113, p. 177–212.
- Rose, W. L., Bonis, S., Stoiber, R. E., Keller, M. y Bickford, T., 1973. Studies of volcanic ash from two recent Central America eruptions. *Bulletin of Volcanology*, v. 37, p. 338-364.
- Rosi M., 1996. Monitoring and mitigation of volcano hazards. Springer-Verlag Berlin. p. 632-674.
- Rosi M., Vezzoli L., Castelmennano A. y Grieco G., 1999. Plinian pumice fall deposit of the Campanean Ignimbrite eruption (Phlegrean Field, Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 91, p. 179-198.
- Rosi M., Paladio-Melosantos M. L., Di Muro A., Leoni R. y Bacolcol T., 2001. Fall vs flow activity during the 1991 climatic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines). *Bulletin of Volcanology*, v. 62, p. 549-566.
- Rossotti A., 2005. Reconstrucción de la historia eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico de Orizaba). Tesis de doctorado, UNAM Campus Juriquilla. 142 p.
- Rossotti A. y Carrasco-Núñez G., 2004. "Stratigraphy of the 8.5-9.0 Ky. B.P. Citlaltépetl Pumice fallout sequence." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, n.3, 353-370.
- Rossotti A., Carrasco-Núñez G., Rosi M. y Di Muro A., (2006). "Eruptive dynamics of the "Citlaltépetl Pumice" event at the Pico de Orizaba volcano, Eastern Mexico." *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 158, p. 401-429.
- Sarna-Wojcicki A. M., Shipley S., Wait R. B., Dzuris D. y Wood S. H., 1981. Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air fall ash from the six eruptions of 1980. In Lipman P. W. y Mullineaux D. R. Eds 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington, *Geological Survey Professional Paper*, v. 1250, p. 577-628.
- Saucedo R., 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima [M.S. thesis]: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 127 p.

- Schmid R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous Rocks, *Geology*, v. 9, p. 41-43.
- Sigurdsson H., 2000. Volcanic Plumes, *Encyclopedia of Volcanoes*, p. 527-544.
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. y Pescatore T., 1985: "The eruption of Vesuvius in AD 79" *National Geographic Research*, v1, p. 332-387.
- Sparks R.S.J.; 1976. Grain-size variations in ignimbrite and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, v. 23, p. 147-188.
- Sparks R.S.J., Self S. y Walker, G.P.L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, v. 1, p. 115-118.
- Suzuki T., Kalsui H. y Nakamura T., 1973 "Side distribution of the Tarumai T_a-T_b pumice fall deposit. *Bulletin of Volcanology Society Japan*, v. 18, p. 47-63.
- Valdéz-Moreno G., Aguirre-Díaz G.J. y López-Martínez M., 1998. El Volcán La Joya, Edos. de Querétaro y Guanajuato. Un estratovolcán antiguo del Cinturón Volcánico Mexicano. " *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v.15, p. 181-197.
- Verma, S. P. 2002. Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth? *Geology*, v. 30 (12), p. 1095-1098.
- Verma S. P. y Carrasco-Núñez G., 2003. Reappraisal of the geology and geochemistry of the Volcán Zamorano, central Mexico: implications for the discrimination of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt provinces. *Internacional Geology Review*, v. 45, p. 724-752.
- Wait R. B. y Dzurising D., 1981. Proximal air-fall deposits from the May 18 eruption –Stratigraphy and field sedimentology. *US Geological Survey*, v. 1250, p. 601-616
- Walker G.P.L., 1973b, "Explosive Volcanic Eruptions -A new Classification Scheme," *Geologische Rundschau*, v. 62, p. 431-446.
- Walker G.P.L., 1980 "The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 69-94.
- Walker G.P.L., 1981 "Plinian eruptions and their products" *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 223-240.
- Walker G.P.L. y Croasdale R., 1970 "Two Plinian-type eruptions in the Azores" *Journal Geol. Soc.*, 127 17-55.
- Walker G.P.L. y Croasdale R., 1971. Two plinian-type eruptions in the Azores. *Geol. Soc. London J.* v.127, p. 17-55.
- Wilson L., 1972. Explosive Volcanic Eruptions II. The Atmospheric Trajectories of Pyroclasts. *Geophysical Journal Roy.* v. 30, p. 381-392.
- Wilson L., 1976 "Explosive volcanic eruptions III. Plinian eruption columns". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 45, p. 543-56.
- Wilson C.J.N. y Walker G.P.L., 1981. Violence in pyroclastic flow eruptions. In Self, S. and Sparks, R.S.J., eds., *Tephra studies as a tool in Quaternary research*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, p. 441-448.
- Wilson L., Sparks R.S.J., Huang T.C. y Watkins N.D., 1978, "The control of eruption column heights by eruption energetic and dynamics." *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 1829-36.