



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA - VULCANOLOGÍA**

**HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN
PELADO (SIERRA CHICHINAUTZIN,
MÉXICO)**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

AINHOA LORENZO MERINO

**TUTORA: DRA. MARIE-NOËLLE GUILBAUD
INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNAM**

**CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO
MAYO DE 2016**



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.

Of. No. PCT/ESR/325/16

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

AINHOA LORENZO MERINO

ESTUDIANTE DE MAESTRÍA

PRESENTE,

El Comité Académico de Posgrado, reunido el 29 de marzo del año en curso, aprobó el título de tesis **"Historia eruptiva del volcán Pelado (Sierra Chichinautzín, México)"**. Así mismo ratificó a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud, como su asesora de tesis y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás	Presidente
Dr. Giovanni Sosa Ceballos	Vocal
Dra. Marie-Noëlle Guilbaud	Secretario
Dra. Julie Roberge	Suplente
Dr. Damiano Sarocchi	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., a 30 de marzo de 2016.

COORDINADORA DEL PROGRAMA



DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

ESR' achg

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra. Al CONACyT por la beca otorgada.

A mi asesora de tesis, la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud, por darme la oportunidad de estudiar vulcanología, por guiarme y por exigirme más, para dar lo mejor de mí misma.

A los Dres. José Luis Arce y Julie Roberge, miembros de mi comité tutorial, por la supervisión durante la duración del proyecto.

Al jurado examinador, los Dres. Sergio Rodríguez Elizarrarás, Giovanni Sosa Ceballos, Marie-Noëlle Guilbaud, Julie Roberge y Damiano Sarocchi, por contribuir con sus comentarios a la mejora de la tesis.

A los Dres. Jorge Lira Chávez y Claus Siebe por ceder amablemente imágenes que forman parte de esta tesis. Al Dr. Fernando Ortega por su apoyo con la petrología y las fotografías de láminas delgadas.

A la Dra. Margarita Reyes Salas y la Quím. Sonia Ángeles García, técnicos del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), por las imágenes de microscopio electrónico de barrido (SEM). Al Ing. Carlos Linares López, técnico del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), por las imágenes composicionales y fotografías de las muestras.

A la Dra. Lilia Arana, responsable del Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica, por su apoyo incondicional.

A Gustavo Vivó por su enorme ayuda en laboratorio y en campo, y sin quien el avance en los primeros semestres de la tesis no hubiera sido posible.

A la Dra. Oryaëlle Chevrel y a Néstor López por su participación en la campaña de campo.

Al personal de la Planta de Asfalto del Distrito Federal, particularmente al Ing. Reyes Martínez Cordero, por su amabilidad y disposición para la visita a la planta de explotación de la piedra en Parres, sección clave para el desarrollo de esta tesis.

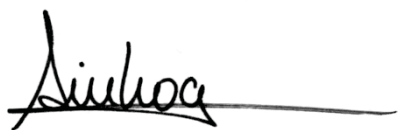
Al personal del Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, Araceli y Laurita, por su ayuda continuada.

Esta investigación fue realizada gracias al proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT IN105615, otorgado a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud.

CONTENIDO	
Declaratoria	i
Resumen	ii
Abstract	iii
Índice de figuras	iv
Índice de tablas	vi
	Pág.
Capítulo 1.- Introducción y antecedentes	1
1.1.- El vulcanismo monogenético en el mundo	1
1.2.- Volcanes tipo escudo mediano	2
1.3.- Marco geológico y tectónico	4
1.4.- Planteamiento del problema y justificación	13
1.5.- Objetivos	14
Capítulo 2.- Metodología	15
2.1.- Metodología empleada en campo	15
2.2.- Metodología empleada en laboratorio	15
2.3.- Metodología empleada en gabinete	17
Capítulo 3.- Resultados	18
3.1.- Mapa geológico del volcán Pelado y sus alrededores	18
3.2.- Clasificación del volcán Pelado	20
3.3.- Características de los depósitos piroclásticos	22
3.3.1.- Distribución y extensión	22
3.3.2.- Descripción de la secuencia piroclástica	28
3.3.3.- Granulometría	33
3.3.4.- Análisis de componentes y vesicularidad	37
3.3.5.- Mineralogía y petrografía	41
3.4.- Características de las lavas y relaciones estratigráficas con la tefra	48
3.5.- Composición química de los productos eruptivos	52
Capítulo 4.- Interpretación y discusión	54
4.1.- Cronología de la erupción del volcán Pelado	54
4.2.- Mapa de isopacas y patrón de vientos	57
4.3.- Estimación de volúmenes eruptivos	62
4.4.- Estilo eruptivo	71
4.5.- Duración de la erupción y parámetros asociados a la misma	76
4.6.- Análisis de peligros y riesgos	80
Conclusiones	88
Referencias	89

DECLARATORIA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Ainhoa', followed by a long horizontal line extending to the right.

Ainhoa Lorenzo Merino

RESUMEN

En este trabajo se presenta el primer estudio detallado de la historia eruptiva del volcán Pelado (ca. 10,000 años A.P.), un escudo mediano del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin, sector central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Este tipo de volcanes ocurre a lo largo de la FVTM, y aunque es uno de los tipos de edificios monogenéticos más grandes, su estilo eruptivo ha sido poco estudiado.

El Pelado forma un escudo de lava de 9.6 km de diámetro, coronado por un cono de escoria de 182 metros de altura, y 1029 metros de diámetro. Presenta espesos depósitos piroclásticos que no habían sido estudiados previamente. Emprendemos estudios cartográficos, estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos para estimar el volumen de los productos, definir la secuencia de eventos durante la erupción, así como caracterizar al estilo eruptivo y evaluar los peligros asociados a este tipo de erupciones.

Los datos apuntan a que la erupción del Pelado tuvo dos fases eruptivas distintas: una fase eruptiva temprana máfica (productos de composición andesita-basáltica), representada por la parte baja de la secuencia piroclástica, y una fase eruptiva tardía más evolucionada (productos de composición andesita-basáltica de alto contenido en sílice a dacita), representada por lavas vesiculares a la base, la parte alta de la secuencia piroclástica en el medio y flujos de lavas más densos a techo.

Las explosiones de la fase temprana fueron de baja explosividad, produciendo capas gruesas dominadas por sideromelanos (clastos de textura fluida y/o esponjosa con > 50 vol. % de vesículas redondeadas) que contienen fenocristales de olivino en una matriz vítrea con microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno. Las explosiones de la fase tardía fueron de mayor explosividad. Los piroclastos están dominados por taquilas (clastos angulosos con < 35 vol. % de vesículas deformadas) y clastos densos (0-10 vol. % vesículas) que contienen fenocristales de ortopiroxeno en una matriz parcialmente desvitrificada con abundantes microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno. En esta fase los olivinos presentes muestran texturas de desequilibrio, y sólo aparecen en los niveles más bajos de la secuencia. Las explosiones de esta segunda fase corresponden a la fragmentación muy eficiente de un magma más evolucionado.

La ausencia de discontinuidad importante en la secuencia piroclástica indica un evento eruptivo continuo en el tiempo. Fases explosivas y efusivas alternaron durante la erupción, terminando en un episodio efusivo. Calculamos que la erupción emitió un volumen de 0.8 km³ de roca densa equivalente (DRE) de piroclastos repartidos en un área de más de 500 km², así como un volumen de 5.6 km³ DRE de lavas. La actividad duró al menos 3 décadas, y cumple los requisitos para ser considerada como de tipo estromboliana violenta. En base a estos resultados se propone un mapa de peligros para tales erupciones.

ABSTRACT

This dissertation presents the first detailed study of the eruptive history of Pelado volcano (ca. 10.000 years B.P.), a medium-sized shield from the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). This type of volcanoes occurs all along the entire TMVB and, although they represent one of the largest monogenetic landforms, their eruptive style has so far been little studied.

Pelado volcano forms a lava shield 9.6 km in diameter, topped by a 182 meters high cinder cone, 1029 meters in diameter. It has thick pyroclastic deposits that have not been previously studied in detail. We undertook cartographic, stratigraphic, sedimentological and petrographic studies to estimate the volume of products, define the sequence of events during the eruption, characterize the eruptive style, and estimate the risks associated with this kind of eruptions.

The data suggest that the eruption of Pelado had two distinct eruptive phases: an early mafic eruptive phase (basaltic-andesite in composition) represented by the lower part of the pyroclastic sequence, and a late evolved eruptive phase (high silica basaltic-andesite to dacite in composition), represented by vesicular lavas at the base, the upper part of the pyroclastic sequence in the middle, and denser lava flows on top.

Explosions in the early eruptive phase were low-energetic, producing thick layers dominated by sideromelanes (clasts with fluid and/or spongy texture and > 50 vol. % rounded vesicles), composed of olivine phenocrysts and plagioclase and orthopyroxene microlites in a glassy matrix. Conversely, the explosions of the late eruptive phase were more energetic. Pyroclasts of this phase are dominated by tachylites (angular texture with < 35 vol. % deformed vesicles) and dense clasts (0-10 vol. % Vesicles), both of which are composed of orthopyroxene phenocrysts in a partially devitrified matrix with abundant plagioclase and orthopyroxene microlites. In this eruptive phase olivine phenocrysts show disequilibrium textures, and are only present in the lower levels of the sequence. The explosions of this phase correspond to a highly efficient fragmentation of a more evolved magma.

The absence of major discontinuities in the pyroclastic sequence indicate a continuous eruptive event. Explosive and effusive phases alternated during the eruption, culminating in an effusive episode. We estimated that the eruption emitted a total volume of 0.8 km³ DRE of pyroclastic deposits, spread over an area of over 500 km², and a volume of 5.2 km³ DRE of lavas. The activity lasted for at least 3 decades, and meets the requirements to be considered as "violent Strombolian". Based on these results a hazard map for this eruption style is proposed.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Distribución de los algunos de los principales campos volcánicos monogenéticos en el mundo, con los más relevantes de México señalados en rojo.	Página 1
Figura 2	Edificios volcánicos monogenéticos “secos” en función de su explosividad y volumen.	Página 2
Figura 3	Relación altura-diámetro basal para los escudos terrestres.	Página 3
Figura 4	Contexto tectónico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM).	Página 5
Figura 5	Localización del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSC).	Página 6
Figura 6	Situación del volcán Pelado con respecto a la Ciudad de México y a los volcanes vecinos.	Página 9
Figura 7	A: Imagen de LIDAR (fuente: INEGI) de los conos del volcán Pelado. B: Vista de los conos del Pelado desde el SW.	Página 10
Figura 8	Vista aérea del cono principal del Pelado desde el SW.	Página 11
Figura 9	Mapa geológico del volcán Pelado y sus alrededores.	Página 19
Figura 10	Comparativa entre el volcán Pelado y los volcanes representativos de las categorías de escudos mexicanos.	Página 21
Figura 11	Distribución de los puntos de muestreo del volcán Pelado.	Página 22
Figura 12	Columna tipo representativa del conjunto de los productos piroclásticos de la erupción del volcán Pelado y aspecto de la secuencia eruptiva en campo (derecha).	Página 24
Figura 13	Levantamiento de las secciones CHI-21 (completa) y CHI-71 (parcial) en campo.	Página 25
Figura 14	Ubicación de las secciones estratigráficas del volcán Pelado en un mapa de curvas de nivel realizado a partir del modelo digital de elevación y su relación con la correlación que se muestra en la Figura 15.	Página 26
Figura 15	Correlación de las secciones estratigráficas del volcán Pelado.	Página 27
Figura 16	Detalle de la parte baja de la secuencia en la sección CHI-80.	Página 29
Figura 17	Fragmentos de tefra planar o “pajaritos” de la capa B, recolectados en la sección CHI-21.	Página 30
Figura 18	Detalle de la parte alta de la secuencia en la sección CHI-80.	Página 31
Figura 19	A: Curvas acumuladas de distribución de tamaño de grano en mm. B: Diagrama de Walker (1971).	Página 35
Figura 20	Variaciones del coeficiente de selección, diámetro medio y proporción en peso de clastos vs tamaño de grano de acuerdo a la posición estratigráfica de los niveles reconocidos en la columna tipo del Pelado.	Página 36
Figura 21	Microfotografía de la tefra de la capa B en luz paralela.	Página 37
Figura 22	Relación de componentría y vesicularidad de los diferentes niveles de acuerdo a su posición estratigráfica.	Página 38

Figura 23	Imágenes de alta resolución de los clastos predominantes en la secuencia piroclástica del Pelado.	Página 40
Figura 24	Imágenes de alta resolución de muestras pertenecientes a las capas K (A y B) y N (C y D).	Página 41
Figura 25	A: Relación modal de fenocristales de los diferentes niveles de acuerdo a su posición estratigráfica. B: Fenocristal de piroxeno de la capa J, en luz paralela. C: Fenocristal de olivino de la capa C en luz paralela.	Página 43
Figura 26	Olivinos de la parte baja de la secuencia.	Página 44
Figura 27	Cristal de olivino parcialmente reemplazado por ortopiroxeno de la capa G con nícoles cruzados.	Página 45
Figura 28	Aglomerado de cristales de ortopiroxeno y plagioclasa de la capa H.	Página 46
Figura 29	Aglomerado de cristales de plagioclasa.	Página 47
Figura 30	“Xenolito” de microlitos de plagioclasas alineadas de la capa H.	Página 48
Figura 31	Imagen multispectral SPOT5 del volcán Pelado.	Página 49
Figura 32	Panorámica de los flujos de lava que afloran en la cantera.	Página 50
Figura 33	Detalle del contacto entre las lavas del flujo inferior del Pelado (PFI) y la secuencia piroclástica de la parte baja en la cantera.	Página 51
Figura 34	Clasificación geoquímica de las muestras del Pelado.	Página 53
Figura 35	Modelo tridimensional de la zona central del volcán Pelado, en el que se muestra la situación de las capas de espesor anómalo.	Página 58
Figura 36	Perfiles de altitud para las secuencias con espesores anómalos de tefra trazados desde el cono principal.	Página 59
Figura 37	Mapas de isopacas del volcán Pelado.	Página 60
Figura 38	A: Patrón de vientos en superficie el área de la Cuenca de México. B: Patrón de vientos en altura para el conjunto de la República Mexicana.	Página 61
Figura 39	Esquema utilizado para la medición de los parámetros empleados en las ecuaciones 1, 2 y 3.	Página 63
Figura 40	Izquierda: Extensión actual de las lavas del Pelado sobre el MDE de alta resolución LIDAR de INEGI. Centro: Reconstrucción de la extensión original estimada de las lavas del Pelado sobre un MDE generado por rasterización de curvas de nivel reconstruidas tras la eliminación de volcanes más jóvenes. Derecha: Reconstrucción de la paleotopografía previa a la erupción del Pelado sobre un MDE generado por rasterización de curvas de nivel reconstruidas tras la eliminación del volcán Pelado.	Página 68
Figura 41	Perfiles de elevación que marcan la topografía tras la erupción del volcán y la topografía previa a la erupción.	Página 69
Figura 42	Diagrama de caracterización de erupciones en función de los parámetros de dispersión e índice de fragmentación propuestos por Walker (1973b).	Página 72
Figura 43	Mapa de peligros del volcán Pelado.	Página 85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Datos de extensión y volumen de lavas recogidos de la literatura existente.	Página 12
Tabla 2	Localización de los puntos de muestreo presentados en la Figura 11.	Página 23
Tabla 3	Datos seleccionados de granulometría de la secuencia piroclástica del Pelado y de la pómez pliniana “Tutti-Frutti” del Popocatepetl.	Página 33
Tabla 4	Análisis modal de las tefras del volcán Pelado.	Página 42
Tabla 5	Resultados del cálculo de volumen del cono mediante los diferentes métodos empleados y los parámetros utilizados en los mismos.	Página 64
Tabla 6	Parámetros utilizados en el cálculo del volumen de los depósitos de caída y resultados obtenidos.	Página 65
Tabla 7	Densidades de depósito y magma empleadas para el cálculo del DRE.	Página 70
Tabla 8	Estimación del volumen eruptivo del volcán Pelado a partir del volumen de roca densa equivalente de cada uno de los diferentes componentes de la erupción.	Página 71
Tabla 9	Estimación de la masa de los productos del volcán Pelado a partir de la masa de cada uno de los diferentes componentes de la erupción.	Página 78
Tabla 10	Resumen de los parámetros eruptivos para el volcán Pelado.	Página 79

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

1.1.- El vulcanismo monogenético en el mundo

El vulcanismo monogenético es muy común en el planeta en general (Figura 1). Suele estar representado por campos volcánicos compuestos por agrupaciones de decenas a centenares de pequeños volcanes ubicados usualmente en zonas tanto de tectónica extensional como convergente, así como en ambientes intraplaca (Valentine y Gregg, 2008). Cada uno de estos volcanes es el producto de una sola erupción, y aunque la duración de su actividad es generalmente corta (<1 año, Wood, 1980), la “vida” de un campo monogenético puede sobrepasar la de los grandes volcanes poligenéticos (Cas y Wright, 1988). De igual manera, el volumen de productos de cada volcán es inferior a los grandes estratovolcanes hasta en tres órdenes de magnitud, y sin embargo el volumen total de un campo puede llegar a igualarlos (Németh, 2010).

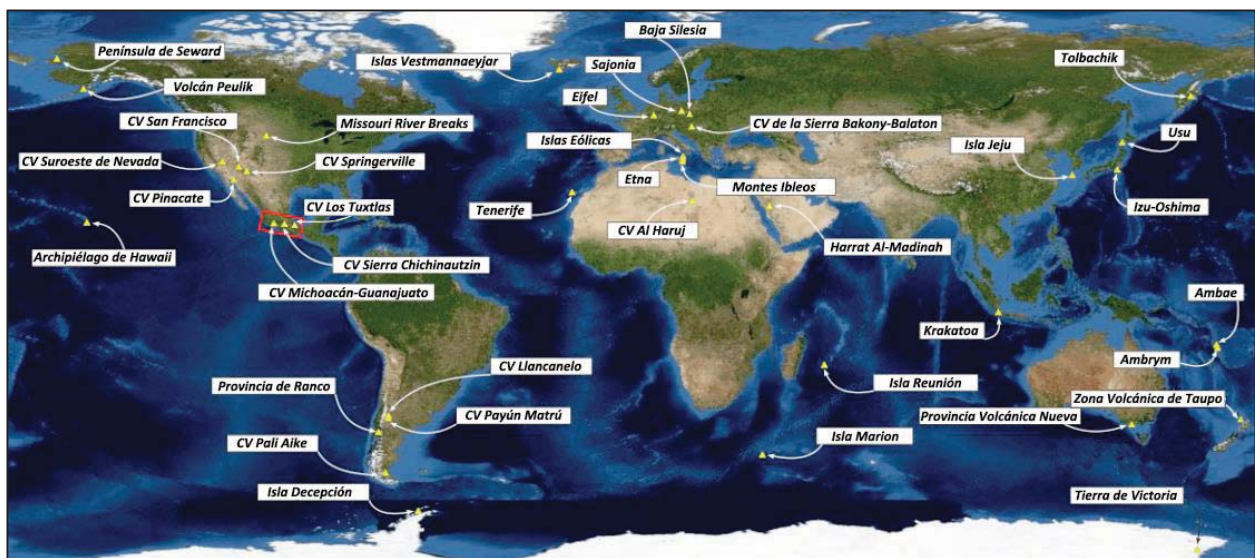


Figura 1.- Distribución de los algunos de los principales campos volcánicos monogenéticos en el mundo, con los más relevantes de México señalados en rojo. CV = Campo volcánico. Modificado de Kereszturi y Németh, 2012.

Este vulcanismo fue tradicionalmente poco estudiado por su composición predominantemente basáltica (de Silva y Lindsay, 2015), la cual favorece erupciones efusivas que tienen afectaciones locales y son relativamente inofensivas (Head y Wilson, 1989).

No obstante, el vulcanismo monogenético “seco” (excluyendo el freatomagmatismo) se puede manifestar en una multitud de estilos eruptivos con diferentes grados de explosividad, desde hawaiano hasta estromboliano violento (Valentine y Gregg, 2008; Guilbaud et al., 2009a), así como en edificios muy

diferentes, variando desde conos de escoria, cuyo principal mecanismo de erupción es explosivo y que pueden presentar actividad efusiva subordinada en forma de flujos de lava, a escudos medianos principalmente efusivos (Valentine y Gregg, 2008, y referencias), pasando por flujos espesos o “domos de lava” que pueden estar o no asociados a otras formas volcánicas (de Silva y Lindsay, 2015). Los escudos medianos son especialmente relevantes debido a su gran volumen en comparación al resto de edificios monogenéticos (Figura 2), el cual aumenta su potencial de afectación a poblaciones humanas (Chevrel et al., 2016a).

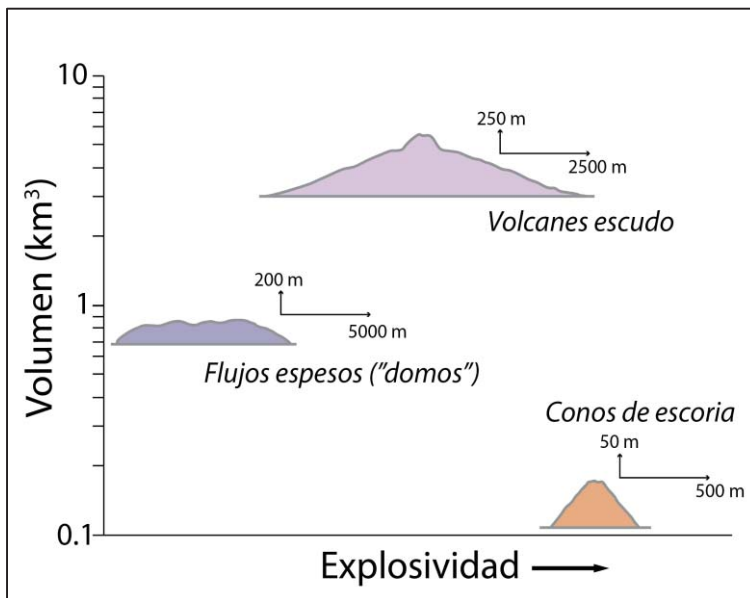


Figura 2.- Edificios volcánicos monogenéticos “secos” en función de su explosividad y volumen. Datos de de Silva y Lindsay (2015) y referencias.

1.2.- Volcanes tipo escudo medianos

Los volcanes escudo fueron formalmente definidos por Williams y McBirney en 1979 como edificios constructivos convexos de gran tamaño (decenas de kilómetros de diámetro) formados por repetidos flujos poco espesos de lava fluida (basáltica) desde un conducto central, cuyas pendientes son generalmente inferiores a los 10° (aunque pueden superar los 20° en el caso de los edificios de las islas Galápagos), y que se hallan coronados por un cráter de colapso o un complejo de caldera. Sin embargo, ya en 1968, Noe-Nygaard reconocía un tipo de volcán escudo en las Islas Feroe muy diferente al tradicional, caracterizado por su pequeño tamaño (hasta 15 km de diámetro), pendientes muy bajas (0.5°) y volúmenes muy inferiores, y al que denominó *scutulum* (“escudete” en latín). El mismo tipo de edificio es identificado posteriormente en diversas localidades, como Islandia y USA, por lo que Whitford-Stark (1975) elabora una clasificación de escudos en función de su altura y diámetro basal, con categorías designadas

de acuerdo a la localidad más representativa, y en la que se reconocen cuatro tipos (de menor a mayor tamaño): tipo *Scutulum* (Feroe), tipo Islandés, tipo Galápagos y tipo Hawaiano, siendo estos dos últimos a los que se les aplica la definición formal de Williams y McBirney. Desde entonces los escudos medianos, llamados así por ser de mayor tamaño que los conos de escoria, pero menores a los grandes estratovolcanes, y correspondientes principalmente a las categorías tipo *Scutulum* e Islandés, se han reconocido como componentes importantes de un gran número de campos monogenéticos, tanto terrestres como extraterrestres (Hawaii, Estados Unidos, Decker et al. ,1987; Idaho, Estados Unidos, Greeley, 1982; Islandia, Rossi, 1996; La Luna, Guest y Murray, 1976; Venus, Guest et al., 1992; Marte, Baptista et al., 2008).

En México, la mayor concentración de escudos medianos se halla en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (q.v. Chevrel et al., 2016b). Estos escudos fueron estudiados en detalle por Hasenaka (1994), tras lo cual fueron denominados como *escudos mexicanos* al no pertenecer exactamente a ninguna de las categorías propuestas por Whitford-Stark en 1975 (Figura 3).

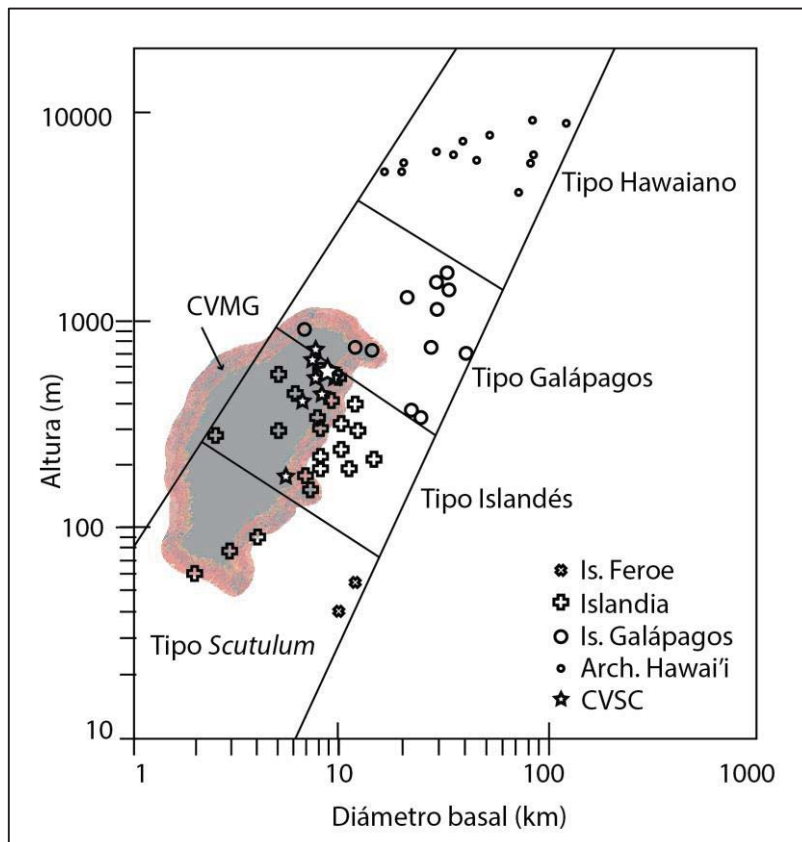


Figura 3.- Relación altura-diámetro basal para los escudos terrestres. El área coloreada corresponde a los escudos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), con la mayor concentración de edificios en la zona más oscura. Modificada de Hasenaka (1994), elaborada a partir de una figura original de Whitford-Stark (1975). Se han incluido los escudos del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSC), entre los que se encuentra el Pelado (representado por la estrella más grande), como comparativa.

Estos escudos no son exclusivos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, puesto que se han encontrado (particularmente los de tipo B) en otras áreas de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, como el Lago de Chapala (Delgado Granados, 1992), el Valle de Bravo (Aguirre-Díaz et al., 2006), el graben de Atenguillo en Jalisco (Righter y Carmichael, 1992), la región de Xalapa (Rodríguez et al., 2010) o la Sierra Chichinautzin (Martin del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999b; Siebe et al., 2004a y b; Agustín-Flores et al., 2011), donde se sitúa el área de estudio.

1.3.- Marco geológico y tectónico

La Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es la provincia volcánica activa más compleja y extensa de México. Es un arco volcánico Neógeno que comprende más de 8,000 edificios volcánicos de gran variedad geoquímica: de magmas calco-alcalinos a alcalinos, de silícicos a máficos, en ocasiones coetáneos (Ferrari et al., 1999 y 2012). Se suele dividir frecuentemente en tres sectores (Gómez-Tuena et al., 2007 y referencias): un sector occidental que se extiende desde el Golfo de California hasta el punto triple formados por los grábenes de Colima, Tepic-Zacoalco y Chapala, un sector central que se extiende desde el punto triple hasta el sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende, y un sector oriental que se extiende desde estas fallas hasta el Golfo de México. La orientación del arco es E-W en los sectores central y oriental, y WNW-ESE en el sector occidental, tiene unos 1,000 km de longitud y entre 80 y 230 km de anchura, y se extiende entre los 19° y 21° de latitud, formando un ángulo de unos 16° con la Trinchera Mesoamericana (Figura 4).

Este ángulo hace de la FVTM un arco inusual, puesto que se desvía de la tendencia normal de los arcos volcánicos, que suelen transcurrir paralelos a las trincheras (Perfit y Davidson, 2000). Es por ello que la distancia entre el arco y la trinchera varía de 150 kilómetros en su tercio occidental a más de 400 en su tercio oriental. Esta singularidad se puede explicar por la particular geometría de subducción que presenta la placa de Cocos al subducir bajo la placa de Norte América, que se coloca subhorizontal bajo el sector centro-oriental de la FVTM, mientras que en el sector occidental y al sur de ésta el ángulo de entrada es mucho mayor (Pardo y Suárez, 1993 y 1995). Estas variaciones se deben a desgarros producidos en la placa subducida combinados con una subducción oblicua hacia el N-NE (Dougherty et al., 2012; Dougherty y Clayton, 2014). La porción subhorizontal de la placa de Cocos, además, cambia bruscamente de ángulo bajo la parte central de la FVTM hasta colocarse cuasi-verticalmente (Pérez-Campos et al., 2008). Todo ello da lugar a una tectónica muy compleja, en la que para distancias muy dispares de la trinchera se

registren profundidades de placa similares y se pueda llegar a generar extensión en la placa de superficie (Contreras, 2013).

Puesto que la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo Norte América ha sido ampliamente demostrada, la mayoría de los autores relacionan el vulcanismo a lo largo de la FVTM con el proceso de subducción, con la complejidad tectónica existente como principal causa de variación en los productos y tasas de erupción (Luhr, 1997; Ferrari et al., 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Siebe et al., 2004b; Gómez-Tuena, 2007; Arce et al., 2013), aunque existen autores que argumentan que la presencia de magmas alcalinos en la FVTM es una prueba convincente de que el magmatismo de la FVTM no está relacionado en modo alguno con la subducción, sino con un sistema de "rift" continental asociado a anomalías térmicas de la corteza (Verma, 2000, como principal exponente) o con un modelo de "rift"-pluma del manto (Márquez et al., 1999a). A pesar de la controversia, se pueden apreciar firmas típicas de subducción en la mayoría de los productos, y los magmas calco-alcalinos son volumétricamente muy superiores a los alcalinos, por lo que la subducción sigue siendo el mecanismo más aceptado de formación de magmas en la FVTM.

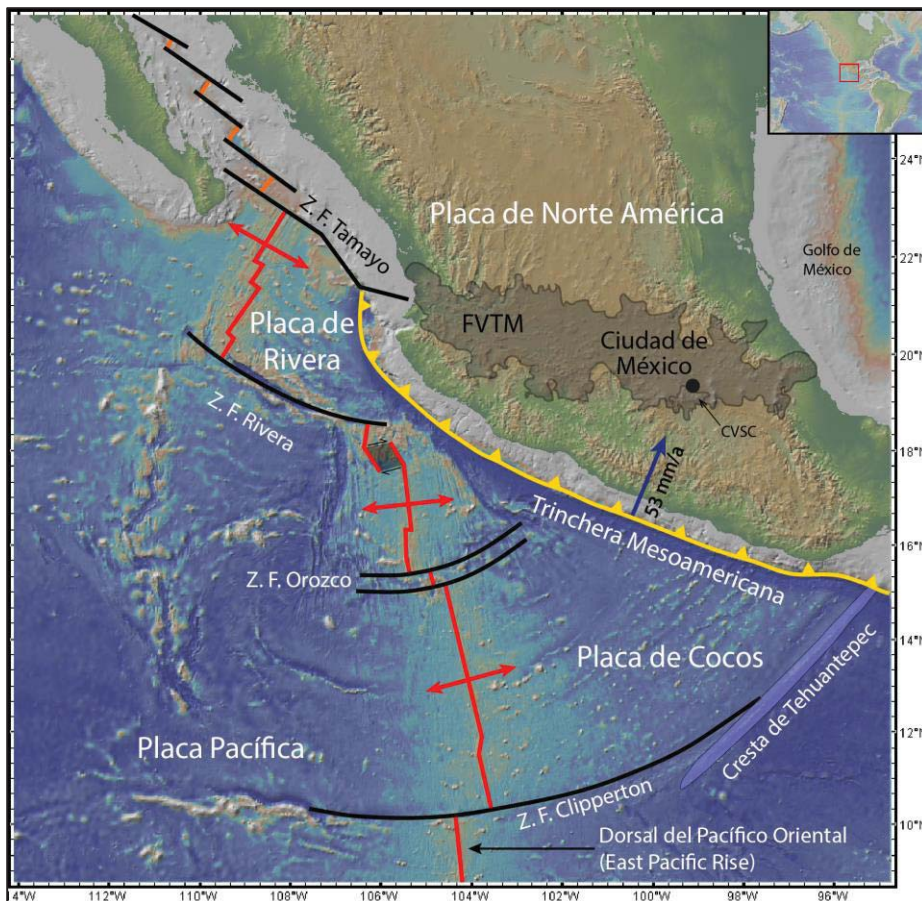


Figura 4.- Contexto tectónico de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La flecha azul marca la velocidad y dirección de subducción (DeMets et al., 2011). Z.F. = Zona de fractura. CVSC = Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin.

El Campo Volcánico Sierra Chichinautzin (CVSC), uno de los más grandes de la FVTM junto con el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, se sitúa al este del sector central, donde conforma la parte frontal del arco volcánico (Siebe et al., 2004b; Ferrari et al., 2012). Es un altiplano volcánico de lineamiento E-W situado en la divisoria continental que separa la Cuenca de México al N de los valles de Cuernavaca y Cuautla al S. Al W limita con la Sierra de Las Cruces-Zempoala, donde sufre un estrangulamiento para después extenderse más hacia el W hasta las faldas del Nevado de Toluca, y al E con la Sierra Nevada, llegando hasta las estribaciones del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl (Figura 5).

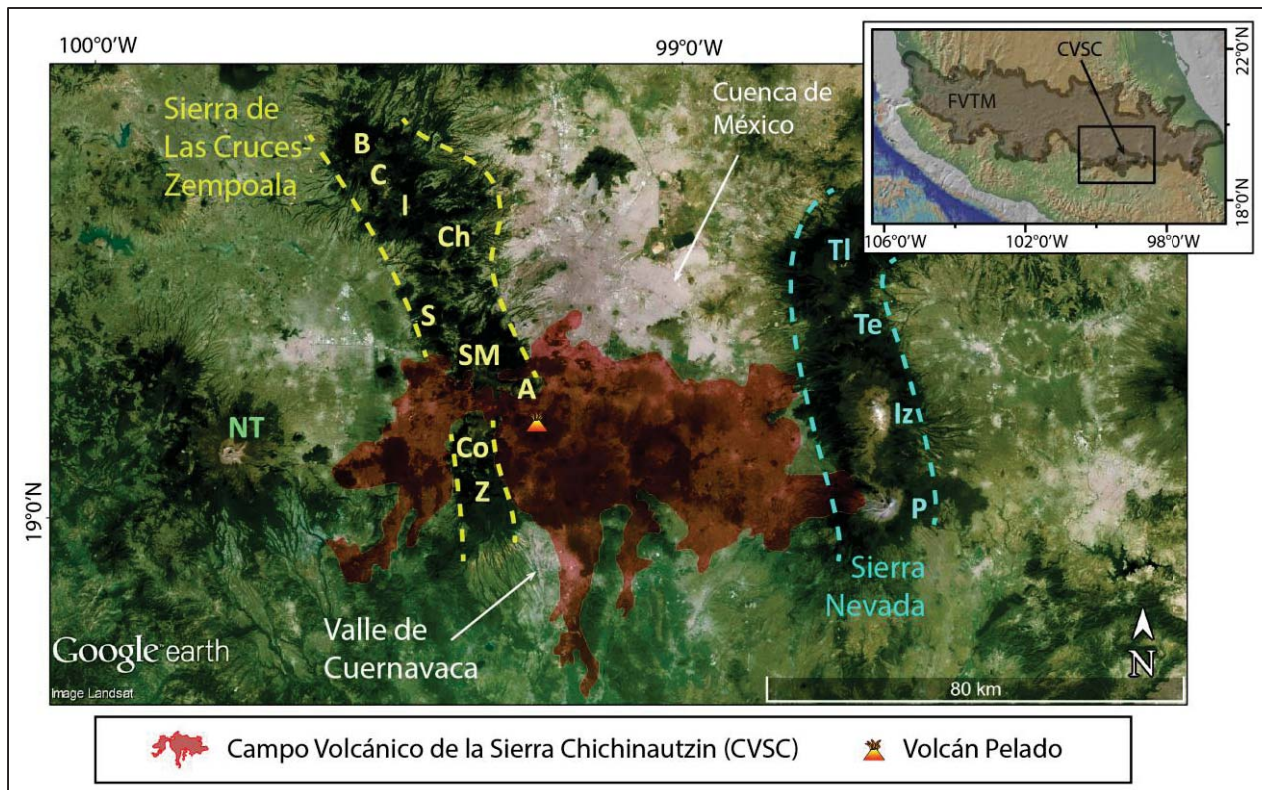


Figura 5.- Localización del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin (CVSC). FVTM = Faja Volcánica Transmexicana. NT = Nevado de Toluca; Z = Zempoala; Co = La Corona; A = Ajusco; SM = San Miguel; S = Salazar; Ch = Chimalpa; I = Iturbide; C = La Catedral; B = La Bufa; P = Popocatépetl; Iz = Iztaccíhuatl; Te = Telapón; T = Tláloc.

EL CVSC presenta una de las concentraciones de volcanes monogénéticos más elevadas de la FVTM ($0.1/\text{km}^2$, Bloomfield, 1975), ya que contiene 221 edificios entre conos de escoria con flujos de lavas asociados, flujos espesos de lava y escudos medianos en un área de aproximadamente 2500 km^2 (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Lugo Hubp, 1984; Márquez, 1999b). El vulcanismo es de tipo calco-alcalino, compuesto fundamentalmente por andesitas, andesitas basálticas y dacitas, con basaltos secundarios (Wallace y Carmichael, 1999 y referencias), y los estudios más recientes muestran que viene

desarrollándose desde hace 1.2 millones de años (Arce et al., 2013). Puesto que en las últimas décadas se han registrado sismos someros (<20 km) de baja magnitud (<4), la zona puede considerarse activa (Siebe et al., 2004b). Los últimos estudios consideran que el espesor de la corteza es de 32 kilómetros en la zona (Mazzarini et al., 2010), en contraste a los 45-50 km reportados en trabajos anteriores (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Los datos geofísicos indican que esto es debido a la adición de sucesivos lotes de magma a la base de la corteza (*underplating*, en inglés) (Mazzarini et al., 2010).

El basamento de la zona está compuesto por una secuencia de más de 3000 metros de espesor de calizas y dolomías clásticas marinas del Cretácico pertenecientes a la Plataforma Guerrero-Morelos, plegada durante la orogenia Laramídica a más de 1000 metros sobre su posición original, sobre la que se deposita en el Terciario Inferior y Medio el Grupo Balsas, compuesto por depósitos continentales evaporíticos y volcanoclásticos (Arce et al., 2013 y referencias). Tras un episodio volcánico en el Oligoceno que forma el flujo de lava de Temixco, se depositan en el Mioceno la formación Tepoztlán, caracterizada por unos 1000 metros de espesor de depósitos laháricos volcanoclásticos de composición intermedia, y una secuencia máfica compuesta por flujos de lava andesítico-basálticos. Finalmente tiene lugar el emplazamiento de las formaciones Sierra de Las Cruces y Cuernavaca, formaciones coetáneas compuestas por flujos de lava andesíticos a dacíticos y flujos piroclásticos, sobre las cuales se depositan los productos del CVSC (Arce et al., 2013 y referencias).

Los edificios del CVSC se han considerado tradicionalmente como alineados a grandes rasgos en dirección E-W (Alaniz-Álvarez et al., 1998; Márquez et al, 1999b, por ejemplo), si bien Le Corvec et al. (2013), tras analizar estadísticamente el emplazamiento de los volcanes, recogen más de dos lineamientos preferenciales. Sin embargo, todos estos trabajos proponen los lineamientos a partir del tratamiento de imágenes y carecen de validación en campo, por lo que hay que ejercer cierto escepticismo. Siebe et al. (2004a y b) interpreta que los lineamientos E-W obedecen a pequeñas fracturas perpendiculares a la dirección de esfuerzos predominantes N-S a partir de la cual se emplazan los grandes volcanes poligenéticos, como es el caso de la Sierra de Las Cruces o la Sierra Nevada. Estas pequeñas fracturas serían paralelas a dos grandes lineamientos E-W claramente reconocibles e interpretados como fallas normales: la Falla de La Pera-Tenango al S, y la Falla de Xochimilco al N. La falla de La Pera-Tenango, además, acomoda la elevación sufrida por la Plataforma Guerrero-Morelos durante la orogenia Laramídica (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2007). Estas fallas no sólo delimitan el *horst* donde se sitúa el altiplano volcánico de la Sierra Chichinautzin, cuyas elevaciones máximas superan los 3,500 metros, sino que también habrían funcionado como vías preferentes de ascenso de magma (Siebe et al., 2004b).

Individualmente, los edificios que forman el CVSC tienen pequeños volúmenes pero en conjunto cubren un área superior y agrupan un mayor volumen que la mayoría de los grandes volcanes de la FVTM (Siebe et al., 2004a). La tasa de efusión del campo fue calculada en $0.8 \text{ km}^3/1000$ años, y su volumen total ha de ser superior a 200 km^3 si se contempla un volumen máximo de 1 km^3 por edificio (Siebe et al., 2005). De entre todos los edificios, los más voluminosos son, sin duda, los volcanes escudo medianos (Figura 2), que suponen un $\sim 7\%$ del total, y entre los que se encuentran Tláloc, Chichinautzin, Dos Cerros, Cuautzin, Teuhtli, Ocusacayo, Cilcuayo y Pelado, objeto del presente estudio.

EL volcán Pelado está situado al SW de la Ciudad de México, en la Delegación Tlalpan, en la zona centro-occidental del CVSC (Figura 6). Se halla delimitado a grandes rasgos por las coordenadas $19^{\circ}03'$ a $19^{\circ}13'$ de latitud norte y $99^{\circ}10'$ a $99^{\circ}18'$ de longitud oeste. Su centro geográfico se halla en las coordenadas $19^{\circ}09'05.8''\text{N}$ y $99^{\circ}13'01.5''\text{W}$, y su punto más alto a una altitud de 3625 metros sobre el nivel del mar. Las principales vías de acceso son la Carretera Federal 95 México-Cuernavaca, que atraviesa la zona en dirección NE-SW y la carretera estatal Xalatlaco-Ajusco al NW (Figura 6).

El Pelado es un volcán escudo mediano coronado por un cono de escoria principal bien formado, de 182 metros de altura y 1029 metros de diámetro medio, y un cono adventicio o parasítico en forma de herradura, llamado Tzotzocol o Tzotzocolli, en su flanco W (Figura 7), de 79 metros de altura y 390 metros de diámetro medio. Recibe su nombre por su cono principal parcialmente falto de vegetación arbórea, en particular los flancos E y W (Figura 8). Las especies vegetales dominantes en el entorno del cráter del Pelado son *Abies religiosa* u oyamel, con una línea arbórea de 3550 metros y que aparece sólo en las laderas N y S que, como se puede observar en la Figura 7A, son las laderas que han desarrollado barrancas, y *Pinus hartwegii* o pino de montaña, cuya distribución geográfica en altura le permitiría cubrir la totalidad del cono por tener una línea arbórea superior a los 3600 metros pero que apenas aparece. Velázquez (1993) propone que esto es debido no a la juventud del cráter, a la tala o a la altitud de la línea arbórea, sino a una plaga del escarabajo de la corteza del pino (*Dendroctonus adjunctus*), que diezmó la población, no pudiéndose ésta recuperar debido al gran aporte de contaminantes de la zona industrial de la Ciudad de México.

Sin embargo, otros escudos de gran elevación han desarrollado esta característica, y ciertamente el nombre de “Pelado” es anterior a la urbanización masiva de la Ciudad de México, ya que en la “Carta de la Demarcación de la 6ª Recaudación de Contribuciones que comprende los Partidos de Tlalpam [sic] y Xochimilco [...]” publicada en 1876 ya aparece como Cerro Pelado, por lo que la causa de la falta de vegetación probablemente sea diferente a la reportada en la literatura.

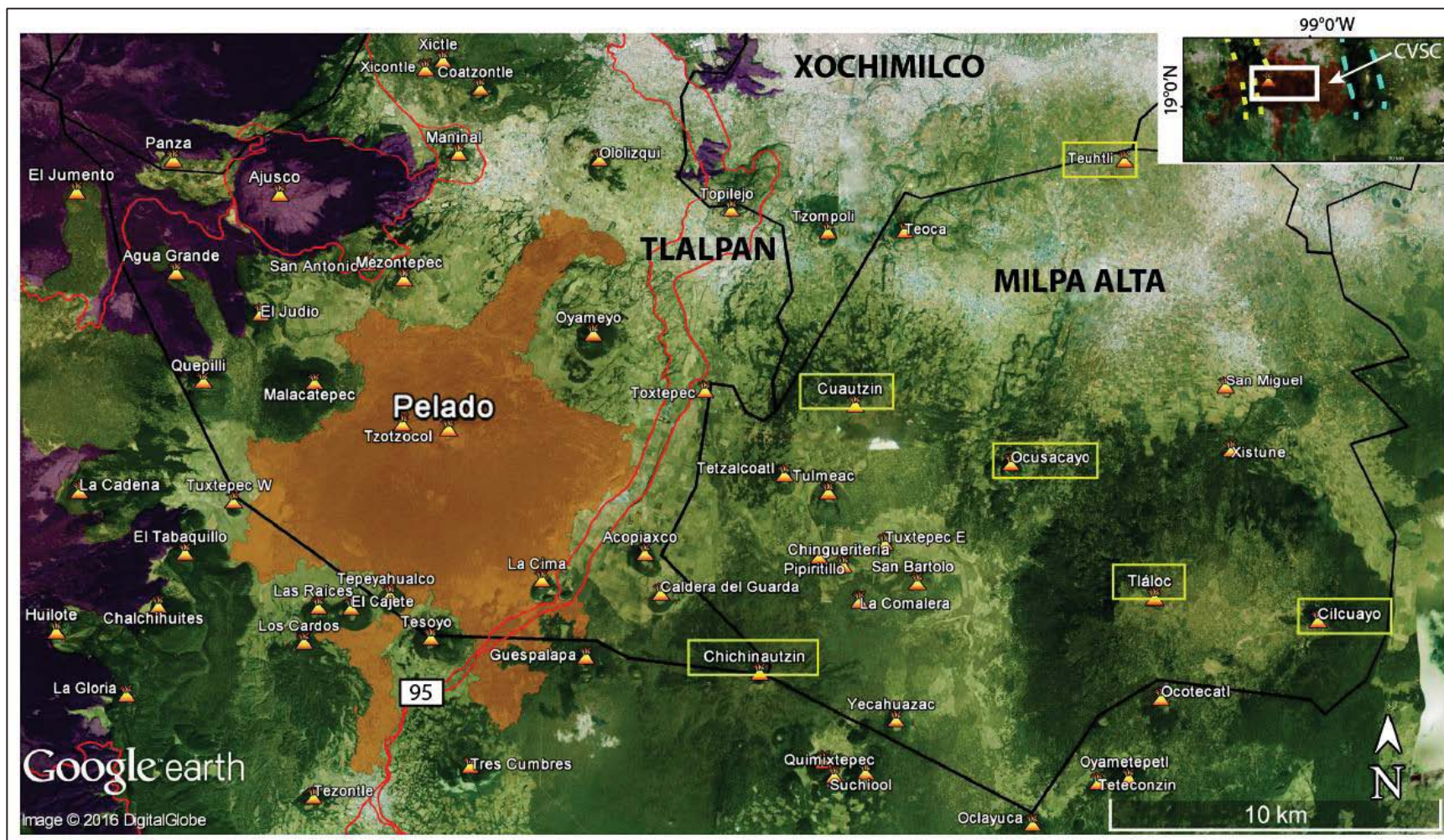


Figura 6.- Situación del volcán Pelado (con sus lavas resaltadas en color marrón) con respecto a la Ciudad de México y a los volcanes vecinos. Los escudos están enmarcados en amarillo. Nótese que de todos los escudos listados en el texto sólo está ausente el Dos Cerros, situado a 7 km al E de la imagen. Las carreteras principales están marcadas en rojo, la demarcación de las Delegaciones de la Ciudad de México en negro y la Sierra de Las Cruces-Zempoala en morado.

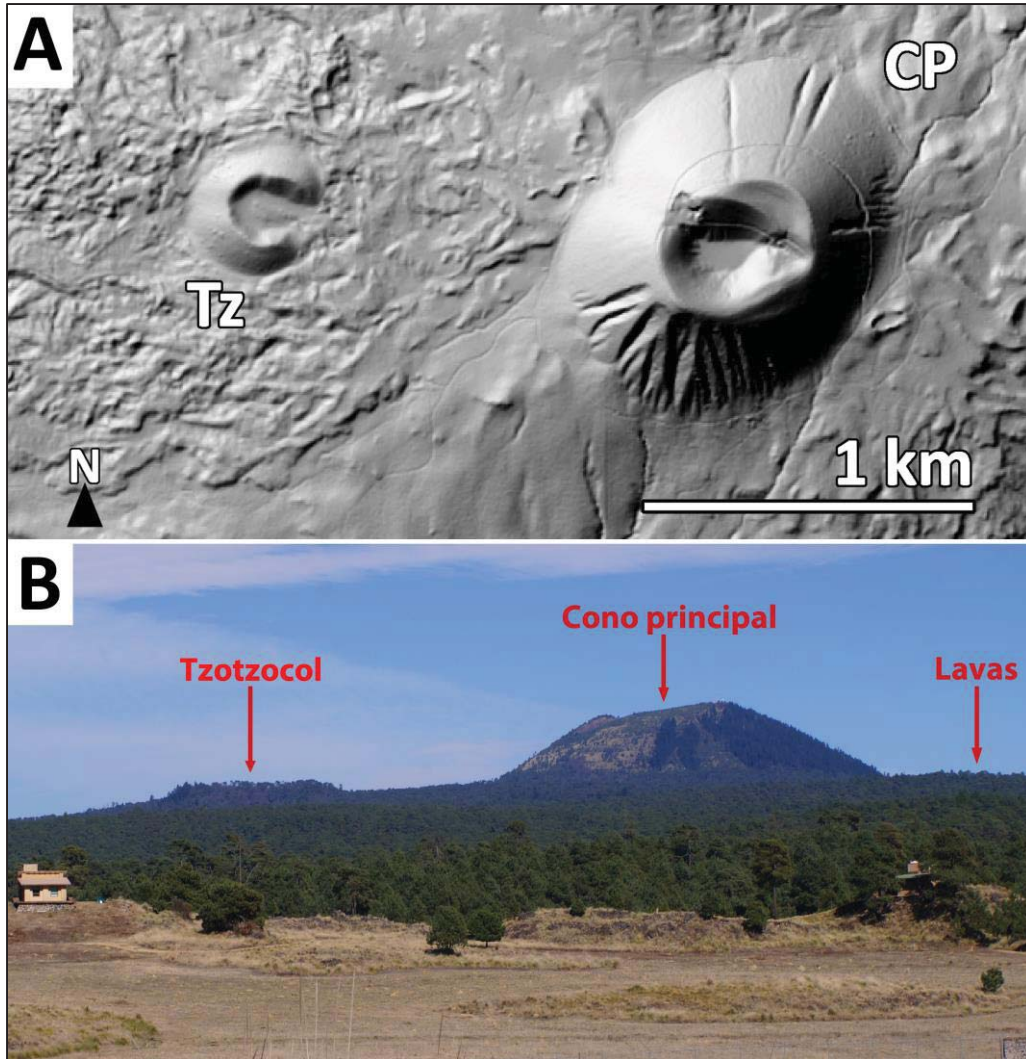


Figura 7.- A: Imagen de LIDAR (fuente: INEGI) de los conos del volcán Pelado. CP = Cono principal; Tz = Tzotzocol. **B:** Vista de los conos del Pelado desde el SW. Las lavas ocupan toda la superficie forestada. Fotografía de Marie-Noëlle Guilbaud, enero de 2016.

No existen estudios centrados exclusivamente en el volcán Pelado. Entre los trabajos previos más relevantes que mencionan o tratan al volcán se hallan:

*Martin del Pozzo (1982), Lugo Hubp (1984) y Swinamer (1989), que realizan trabajos de compilación morfológica en todo el campo. Martin del Pozzo y Swinamer denominan “escudo” al Pelado, pero sin hacer ningún tipo de distinción con respecto a otros escudos, ni definir qué es un escudo o los tipos de escudos que existen, mientras que Lugo Hubp lo considera como un cono con una colada asociada de lava que cubre un relieve preexistente.



Figura 8. - Vista aérea del cono principal del Pelado desde el SW. Se puede observar la falta de vegetación arbórea del flanco E, y la Sierra de Las Cruces-Zempoala en la lejanía. NT = Nevado de Toluca. Fotografía tomada desde un helicóptero el 9 de enero de 1996. Cortesía del Dr. Claus Siebe.

*Márquez et al. (1999b) que, además de realizar otra compilación morfológica, señalan la existencia de depósitos freatomagmáticos de oleada basal en el Pelado, aunque sin especificar una localización exacta. Denominan “escudo” al Pelado, pero sin hacer ningún tipo de distinción, como en el punto anterior.

*Julio Miranda (1998), que realiza el análisis morfométrico de los escudos de los campos monogenéticos de Michoacán-Guanajuato y la Sierra Chichinautzin, a los que clasifica como de escudos de tipo Islandés, y entre los que se encuentran el Pelado, el Tláloc y el Chichinautzin.

*Arana Salinas (1998), que estudia las lavas del Pelado, dividiéndolas en flujos temporalmente diferenciados, y que ofrecen una primera datación de las lavas (870-1,800 años A.P.) a partir de dataciones por radiocarbono de piezas de cerámica prehispánica hallada en un flujo piroclástico atribuido al Pelado.

*Siebe et al. (2004a y b), que realizan estudios detallados acerca de la edad, geoquímica, composición isotópica y ambiente tectónico del volcán, junto al Guespalapa y el Chichinautzin, a los que denominan “conos de escoria”, si bien precisa que Pelado y Chichinautzin se sitúan sobre escudos de lava. Siebe et al. (2004a) reportan una edad de ca. 10,000 años A.P (fechamiento por radiocarbono de paleosuelo debajo de las lavas: 9620 ± 160 y $10,270 \pm 190$ a A.P. y lahar de ceniza del Pelado sobre secuencia de tefra del

mismo $10,900 \pm 280$ a A.P.), rechazando la edad de Arana Salinas (1998) al considerar que el depósito estudiado no es un flujo piroclástico del Pelado, sino un abanico aluvial depositado sobre las lavas de este. Además, rechazan la existencia de los depósitos freatomagmáticos descritos por Márquez et al. (1999b), al considerar que el depósito al que aluden se trata en realidad de un depósito de caída re TRABAJADO, en el que no se pueden distinguir los elementos característicos de facies freatomagmáticas como el lapilli acrecional. Consideran que el Tzotzocol no es un cono parasítico, sino los restos de un antiguo cono de escoria que quedó prácticamente sepultado por los productos del Pelado.

Aparte del enfoque diferente de los trabajos citados, existen diferencias sustanciales en los datos de extensión y volumen de lavas recogidos por la literatura, que se hallan resumidos en la Tabla 1:

Tabla 1.- Datos de extensión y volumen de lavas recogidos de la literatura existente.

Referencia	Superficie (km ²)	Volumen (km ³)
Martin del Pozzo (1982)	63.5	1.9
Swinamer (1989)	60.5	7.7
Julio Miranda (1998)	61	11.7
Arana Salinas (1998)	62.5	1.97
Márquez et al. (1999b)	64	10
Siebe et al. (2004a)	79.1	1-2

Las diferencias en los valores de extensión se deben a que, antes de los trabajos de Siebe y colaboradores, el flujo SSE del Pelado (ver Figura 9 en la página 19) no era reconocido como perteneciente al mismo. Las diferencias en los valores de volumen son atribuibles a los métodos de medida, puesto que Swinamer (1989), Julio Miranda (1998) y Márquez et al. (1999b) realizan cálculos morfométricos, aproximando la base del Pelado a un plano, mientras que Martin del Pozzo (1982) lo calcula a partir de medidas en el mapa topográfico y de campo, Arana Salinas (1998) a partir del estudio de los flujos de lava individuales y Siebe et al. (2004a), a partir de un espesor medio de lavas de entre 15 y 25 metros.

Se presentarán datos que confirmarán o refutarán la literatura citada, con el propósito de caracterizar de manera más precisa al volcán Pelado. En cualquier caso, ninguno de los autores citados ha realizado estudios detallados de los depósitos de tefra (piroclastos), por lo que se considera que estos estudios realizados hasta ahora son incompletos. Los datos aquí proporcionados permiten remediar esta situación.

1.4.- Planteamiento del problema y justificación

En el Holoceno se han registrado más de 10 erupciones en la Sierra Chichinautzin, lo que arroja un periodo de recurrencia de <1250 años en la actualidad (Siebe et al., 2005). Puesto que el edificio volcánico más joven, el volcán Xitle, tiene una edad de 1665 ± 35 años A.P. (Siebe, 2000), este periodo de recurrencia se halla ampliamente sobrepasado y por lo tanto la actividad eruptiva en la Sierra Chichinautzin se puede reanudar en cualquier momento. Se reconoce, sin embargo, que los datos existentes sugieren que la actividad no es periódica, es decir, que los periodos de reposo entre erupciones varían, y que la edad de la próxima erupción está pobremente constreñida.

Las composiciones intermedias de los volcanes del CVSC (Wallace y Carmichael, 1999 y referencias), y por tanto la viscosidad relativamente alta de los magmas en comparación con los basaltos, suponen un potencial explosivo elevado (Parfitt y Wilson, 2008), lo que conlleva un alto riesgo para la población (Francis y Oppenheimer, 2004). Sólo hay que observar los efectos de las erupciones recientes de los volcanes históricos Jorullo y Parícutin, que ocurrieron ca. 250 y 70 años antes del presente, respectivamente, cerca del frente volcánico en el campo de Michoacán-Guanajuato (Guilbaud et al., 2009b). Estas erupciones de larga duración (10-15 años) se encuentran entre las erupciones más impactantes de la historia de México debido a sus poderosas fases explosivas, que las clasifican dentro de la actividad estromboliana violenta (Johnson et al., 2008; Pioli et al., 2008; Rowland et al., 2009).

Además, el campo volcánico de la Sierra Chichinautzin se halla muy próximo a la Ciudad de México, que en la actualidad alberga una población de más de 20 millones de habitantes en el área metropolitana según el censo realizado por INEGI en el año 2010. Varios edificios (como el volcán Xitle y el mismo Pelado) se sitúan dentro de las demarcaciones de las Delegaciones Tlalpan, Coyoacán, Xochimilco y Milpa Alta.

A pesar del riesgo que supone la repetición de un evento de similares características a los mencionados, la gran mayoría de los trabajos previos se ha enfocado en la cartografía, datación y composición química de las lavas sin analizar detalladamente las tefras (Siebe et al., 2004a, 2004b, 2005; Agustín-Flores et al., 2011; Arce et al., 2013), por lo que existe una falta de datos a la hora de evaluar con precisión el potencial explosivo de erupciones futuras. La excepción es el estudio sobre el cono de escoria Pelagatos (Guilbaud et al., 2009a; Roberge et al., 2015). Los conos de escoria representan la morfología dominante en la Sierra Chichinautzin (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Lugo Hubp, 1984; Márquez, 1999b), pero son en general de pequeño tamaño y no existe, por tanto, información detallada sobre los procesos de formación de los edificios de mayor tamaño que son los volcanes tipo escudo.

Para remediarlo se busca reconstruir de manera detallada la historia eruptiva del volcán Pelado, con objeto de cuantificar las posibles afectaciones que la erupción de un volcán de sus características pudiera tener en las poblaciones vecinas.

1.5.- Objetivos

El objetivo general del proyecto es contribuir a un mejor conocimiento de las características de la actividad monogenética en México en general y en la Sierra Chichinautzin en particular, a partir de la reconstrucción de la erupción del volcán Pelado, con vistas a los riesgos potenciales de una erupción futura. Para ello se definen una serie de objetivos particulares:

- Realizar una revisión de la cartografía y estratigrafía de la zona para elaborar un mapa geológico detallado.
- Elaborar una cronología detallada de la erupción del volcán Pelado.
- Cartografiar la distribución de los depósitos piroclásticos y estimar los volúmenes eruptivos de lavas y tefra.
- Describir el estilo eruptivo a partir de la combinación de la cartografía y correlación detallada de lavas y piroclastos con el análisis textural y granulométrico de los clastos, además de su componentría y análisis químico.
- Estimar la duración de la erupción y los parámetros asociados a la misma.
- Definir posibles afectaciones a la población en caso de erupciones similares y elaborar un mapa de peligros que pueda ser utilizado para hacer estimaciones concretas del alcance y los efectos de dichas erupciones.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

2.1.- Metodología empleada en campo

El trabajo de campo consistió en realizar un reconocimiento del entorno del volcán Pelado con el fin de identificar secuencias de tefra pertenecientes al mismo, y así poder determinar la distribución de los productos piroclásticos. Se prestó atención particular a identificar las relaciones estratigráficas entre las tefras y las lavas y se buscó muestrear flujos de lavas que no habían sido analizados previamente.

Para ello se llevaron a cabo varias campañas de campo de un mes de duración en total en las que se cartografió de forma exhaustiva la distribución y estratigrafía de la tefra del volcán mediante el levantamiento de 23 secciones estratigráficas. Se elaboró una columna tipo representativa del conjunto de la erupción con 14 niveles diferenciados que posteriormente fueron muestreados en las secciones más frescas y se determinaron tres capas marcadoras características necesarias para poder correlacionar las secciones e identificar los depósitos del Pelado fuera de toda duda.

Durante el trabajo de campo se recolectaron un total de 42 muestras de tefra, ya seleccionadas y preparadas para su posterior análisis granulométrico, de componentes¹, petrográfico, geoquímico y 8 muestras de lava, que fueron descostradas en campo para eliminar las partes alteradas.

2.2.- Metodología empleada en laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en analizar la granulometría, componentría y petrografía de las tefras, en determinar su composición modal y en la toma de imágenes de alta resolución de los diferentes componentes no cristalinos utilizando microscopía electrónica de barrido y microsonda electrónica. Así mismo, muestras seleccionadas se enviaron para análisis químico de elementos mayores, menores y traza. A continuación se detallan los distintos métodos empleados.

En primer lugar se secaron las muestras en hornos a una temperatura de 50 °C y posteriormente las tefras se tamizaron manualmente en seco con tamices comprendidos entre -5 y +4 ϕ , en intervalos de 1 ϕ , donde ϕ se define como $\phi = -\log_2(d)$, siendo d la abertura del tamiz en mm. El tiempo de tamizado varió en función de la capa, con tiempos de agitación mayores (~30 minutos) para muestras poco vesiculadas e

¹ En ocasiones, al análisis de componentes se le denomina *componentría* por su brevedad. Componentría es la traducción literal del vocablo en inglés *componentry*, y se define como el estudio de las abundancias de los diferentes tipos individuales de partículas en un depósito piroclástico (Houghton et al., 2000).

inferiores (<20 minutos) para muestras vesiculadas, con el fin de preservar en la medida de lo posible la integridad de los clastos. Posteriormente se calcularon los parámetros de distribución de tamaño de grano tales como la mediana $Md\phi$, y la desviación estándar $\sigma\phi$, mediante el empleo del software KWare SFT desarrollado por Ken Wohletz, de Los Alamos National Laboratory, NM, USA. Seguidamente se estimó la componentría de muestras representativas de cada uno de los niveles definidos en la columna tipo. Para ello se realizó la separación por componentes de las fracciones de mayor tamaño de las muestras (variable entre 0 y -3ϕ) mediante el uso de una lupa comercial de 5 aumentos y un microscopio binocular Nikon SMZ-2T de 6.3 aumentos. Los componentes separados se pesaron en balanza de precisión para obtener el peso de cada componente, en cada fracción, y así obtener proporciones relativas de los mismos.

Seguidamente se tomaron imágenes de alta resolución con microscopio electrónico de barrido en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Se eligieron muestras representativas de los diferentes componentes de la tefra en distintos niveles de la columna, se separaron manualmente los granos que presentasen las características más representativas de la muestra, elegidos a partir de un análisis mediante el uso de microscopio binocular, y estos se colocaron en un portamuestras redondo de 1 pulgada de diámetro mediante el uso de cinta adhesiva de doble cara. Se realizó un mapa de muestras, necesario para determinar qué granos queremos analizar y poder navegar la muestra con facilidad, mediante el uso del microscopio binocular. Las imágenes se obtuvieron analizando las muestras con un microscopio ZEISS EVO MA10 en condiciones de presión variable (que no requiere recubrimiento con carbono), con un voltaje de 15.00 kV y una distancia de trabajo de 9.5 mm.

Para las láminas delgadas se eligieron muestras representativas de cada uno de los niveles definidos en la columna tipo, y se elaboraron a partir de la fracción que representa la mediana del tamaño de grano (variable entre 0 y $+2\phi$). Estas láminas fueron enviadas a un taller comercial de laminación (Mann Petrographics, Arizona) para su preparación a pulido espejo, adecuado para su análisis por microsonda electrónica. Las muestras, al estar formadas por granos sueltos precisaron de ser impregnadas en resina epoxy previamente al corte y pulido. En total se elaboraron 13 láminas.

Posteriormente se realizó la petrografía y el análisis mineralógico modal (incluyendo vesicularidad) mediante el uso de un microscopio petrográfico Olympus BH-2, con objetivos de 4 a 40 aumentos, en el que se acopló un contador automático SWIFT Model F para el conteo de 1000 puntos por lámina. Así mismo se tomaron fotografías mediante el uso de un microscopio petrográfico Leitz Laborlux 12 POL, con objetivos de 2.5 a 25 aumentos, a través de una cámara FujiFilm FinePix AV150 de 14.0 megapíxeles de resolución.

Tras determinar las láminas más representativas de la sección, se procedió a la toma de imágenes de alta resolución la microsonda electrónica JEOL JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Para ello se precisó del recubrimiento de las láminas elegidas con carbono mediante una evaporadora de grafito, puesto que las muestras requieren ser conductoras.

Por último, se enviaron 11 muestras de tefra (8 de roca total y 4 de componentes seleccionados manualmente) de niveles representativos de la columna tipo, así como 4 muestras de lava a “Activation Laboratories LTD” en Ancaster, Canadá, para el análisis de elementos mayores y traza por los métodos de espectrometría de emisión de plasma de acoplamiento inductivo por fusión (FUS-ICP) y digestión total (TD-ICP), el método de activación de neutrones (INAA) y el método de espectrometría de masas por fusión (FUS-MS). Las muestras se pulverizaron con aditamentos de acero templado que contaminan con Fe (0.1%). Para los métodos FUS-ICP y TD-ICP las muestras fueron tratadas con una fusión de metaborato/tetraborato de litio y una mezcla de cuatro ácidos (ácidos hidrociorhídrico, nítrico, perclórico e hidrofiorhídrico) respectivamente. Las incertidumbres analíticas son de $\pm 100\%$ al límite de detección, de $\pm 15\text{-}20\%$ a 20 veces el límite de detección y mejor que $\pm 5\%$ a 100 veces el límite de detección. En la página de Internet www.actlabs.com se explican los detalles de las técnicas de laboratorio empleadas.

El contenido de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ fue posteriormente convertido a $\text{FeO}(\text{T})$ utilizando el factor de conversión propuesto por Irvine y Baragar (1971), que estipula que $\text{FeO}(\text{T}) = 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$. La composición normativa (norma CIPW) de las muestras fue determinada utilizando las hojas de cálculo elaboradas por Kurt Hollocher, del Union College Schenectady, NY, USA. La descripción detallada de los cálculos computados se encuentra en la página:

http://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/norms.htm (consultado por última vez el 03/05/2016)

Sólo se presentan aquí algunos resultados de elementos mayores. La serie completa será debidamente presentada e interpretada en la tesis de doctorado que se planea elaborar a continuación.

2.3.- Metodología empleada en gabinete

El trabajo de gabinete consistió en el análisis de la bibliografía relacionada con el tema, la elaboración del mapa geológico, el cálculo del volumen de tefra y parámetros eruptivos derivados, la comparación e interpretación de los datos geoquímicos y petrográficos, el cálculo del volumen de las lavas y del cono, y la redacción de la tesis. Los métodos de esta sección se explican con detalle en los capítulos de resultados e interpretación y discusión.

CAPÍTULO 3. RESULTADOS

3.1.- Mapa geológico del Volcán Pelado y sus alrededores

En la literatura existen dos mapas detallados del volcán Pelado y zonas circundantes, elaborados por Arana Salinas (1998) y Siebe et al. (2004a y b). Sin embargo, el análisis de datos más recientes, especialmente el modelo digital de elevación (MDE) de alta resolución LIDAR de INEGI (tipo terreno con una resolución horizontal de 5 metros) y las imágenes satelitales disponibles en Google Earth (2002-2016) permite revisar estos mapas y proponer un nuevo mapa geológico más preciso, el cual fue elaborado con el software de Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.1, de ESRI (Figura 9).

La zona estudiada es cubierta por las cartas topográficas 1:20.000 E14A49A (San Miguel Ajusco), E14A49B (Tezontitla), E14A49D (Tres Marías) y E14A49E (Coajomulco) y la carta 1:50.000 E14A49 (Milpa Alta) de Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y representa un área total de 1080 km². En ella se reconocieron más de 60 edificios volcánicos, pero sólo se han reportado en el mapa los más importantes o aquellos relevantes a la investigación. Según el nuevo mapa (Figura 9), el Pelado es un escudo de 9.6 km de diámetro, cuya extensión de lavas es de 80.4 km², un poco mayor a los 79.1 km² calculados por Siebe et al. (2004a). La resolución horizontal del modelo hace que el error asociado a las mediciones sea pequeño (0.57 km²) y por tanto la discrepancia de extensiones se deba a la diferencia de cobertura (ver abajo), antes que a incertidumbre de estimación.

Las principales diferencias con respecto a Siebe et al. (2004a) radican en el reconocimiento de la extensión más amplia de la parte WSW del escudo, así como de una rama más de los flujos hacia el SSW y la reasignación de parte del flujo que se extiende hacia el SSE al volcán Guespalapa (Figura 9). En las partes donde su identificación había sido errónea, los flujos están cubiertos por más de un metro de suelo y ceniza re TRABAJADA, por lo que su identificación en campo así como en imágenes satelitales y MDE de baja resolución es difícil, y sólo ha sido posible tras la publicación por parte de INEGI del MDE de alta resolución. Estas zonas han sido investigadas con mayor detenimiento en el campo para confirmar los nuevos límites.

La identificación de la extensión WSW del escudo de lava deriva principalmente del reconocimiento de lavas con olivinos como productos tempranos de la erupción (ver a continuación). El flujo SSW presenta una continuidad con los surcos y crestas del grueso de las lavas que conforman el escudo del Pelado, mientras que en el caso del flujo SSE la dirección y pendiente de una parte de los flujos indican claramente que estos flujos en particular provienen del Guespalapa y no del Pelado. Estas lavas se sitúan por encima de las del Pelado formando una pequeña terraza, lo que es coherente con la edad más reciente del Guespalapa (Siebe et al., 2004a).

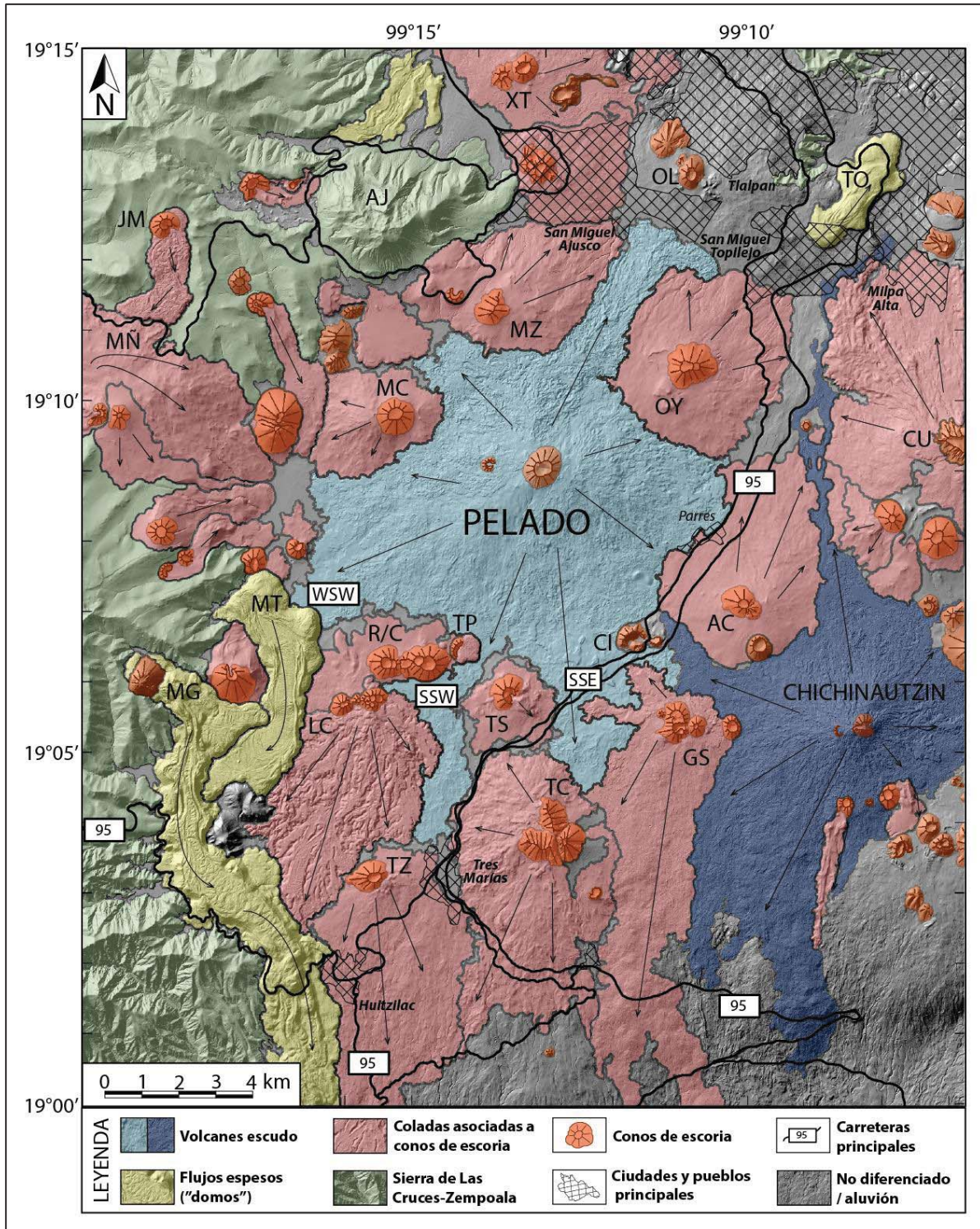


Figura 9.- Mapa geológico del volcán Pelado y sus alrededores. AC = Acopiaxco; AJ = Ajusco; CI = La Cima; CU = Cuautzin; GS = Guespalapa; JM = Jumento; LC = Los Cardos; MC = Malacatepec; MG = Mesa La Gloria; MÑ = Muñeco; MT = Mesa El Tabaquillo; MZ = Mezontepec; OL = Ololizqui; OY = Oyameyo; R/C = Complejo Las Raíces/El Cajete; TC = Tres Cumbres (también llamado Tres Cerros); TO = Topilejo; TP = Tepeyahualco; TS = Tesoyo; TZ = Tezontle XT = Xitle. Las etiquetas WSW, SSW y SSE se refieren a partes de los flujos de lava del Pelado cuyos límites han sido modificados con respecto a trabajos previos (ver texto).

El Pelado es anterior a los volcanes Los Cardos, Tepeyahualco y Mesa El Tabaquillo (Figura 9). Las lavas de estos volcanes no alteran las estructuras de flujo del Pelado, sino que las cortan en perpendicular, tienen un relieve muy marcado y una superficie muy accidentada, con surcos y crestas muy prominentes, lo que supone que los procesos erosivos no están muy avanzados y son, por lo tanto, más jóvenes. Las relaciones con las lavas del Chichinautzin son ambiguas, puesto que el contacto entre ambos flujos es restringido, pero Siebe et al. (2004a) determinaron por datación de radiocarbono que Chichinautzin es más joven, lo que concuerda con la escasez de vegetación sobre sus lavas, puesto que la edafización no ha avanzado lo suficiente como para que pueda desarrollarse una vegetación arbórea espesa.

Por otro lado, Mezontepec, Oyameyo, Acopiaco, La Cima, Tesoyo, el complejo volcánico Las Raíces / El Cajete y Malacatepec son claramente anteriores a Pelado, puesto que las lavas de este último cortan a las de los primeros, que además presentan un relieve muy poco marcado y una superficie muy lisa debido a que los procesos erosivos están más avanzados. Estas relaciones han sido verificadas en las secciones estudiadas en los depósitos presentadas a continuación.

3.2.- Clasificación del volcán Pelado

El volcán Pelado no ha sido clasificado de manera consistente por los trabajos previos de la zona (consultar páginas 10 y 11 para referencias). Si graficamos los datos generados a partir de perfiles de elevación de Google Earth sobre el diámetro basal y la altura de los volcanes escudo del CVSC en el diagrama de Whitford-Stark (Figura 3), veremos que coinciden con los del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Como estos últimos han sido denominados “escudos mexicanos”, esta definición aplica entonces también al Pelado, así como a los otros volcanes escudo del CVSC.

Como se indicó en el epígrafe 1.2, los escudos mexicanos han sido subdivididos en diferentes categorías en función de la pendiente de sus flancos (Hasenaka, 1994). El estudio del MDE LIDAR de INEGI ha permitido determinar los valores de pendiente del Pelado, que varían de media entre 4° de mínima (flanco W) y 6.5° de máxima (flanco E). Esto lo sitúa entre las categorías “A” (pendientes entre 3 y 5°) y “B” (pendientes mayores o iguales a 10°). Efectivamente, como se puede observar en la Figura 10, la morfología del Pelado no encaja exactamente con ninguna de las categorías propuestas, pues presenta curvas de nivel cuyo espaciado es intermedio entre ambos tipos, y cuyo perfil se halla entre los de Cerros Cuates y Cerro el Picacho, ambos volcanes coronados por conos de escoria.

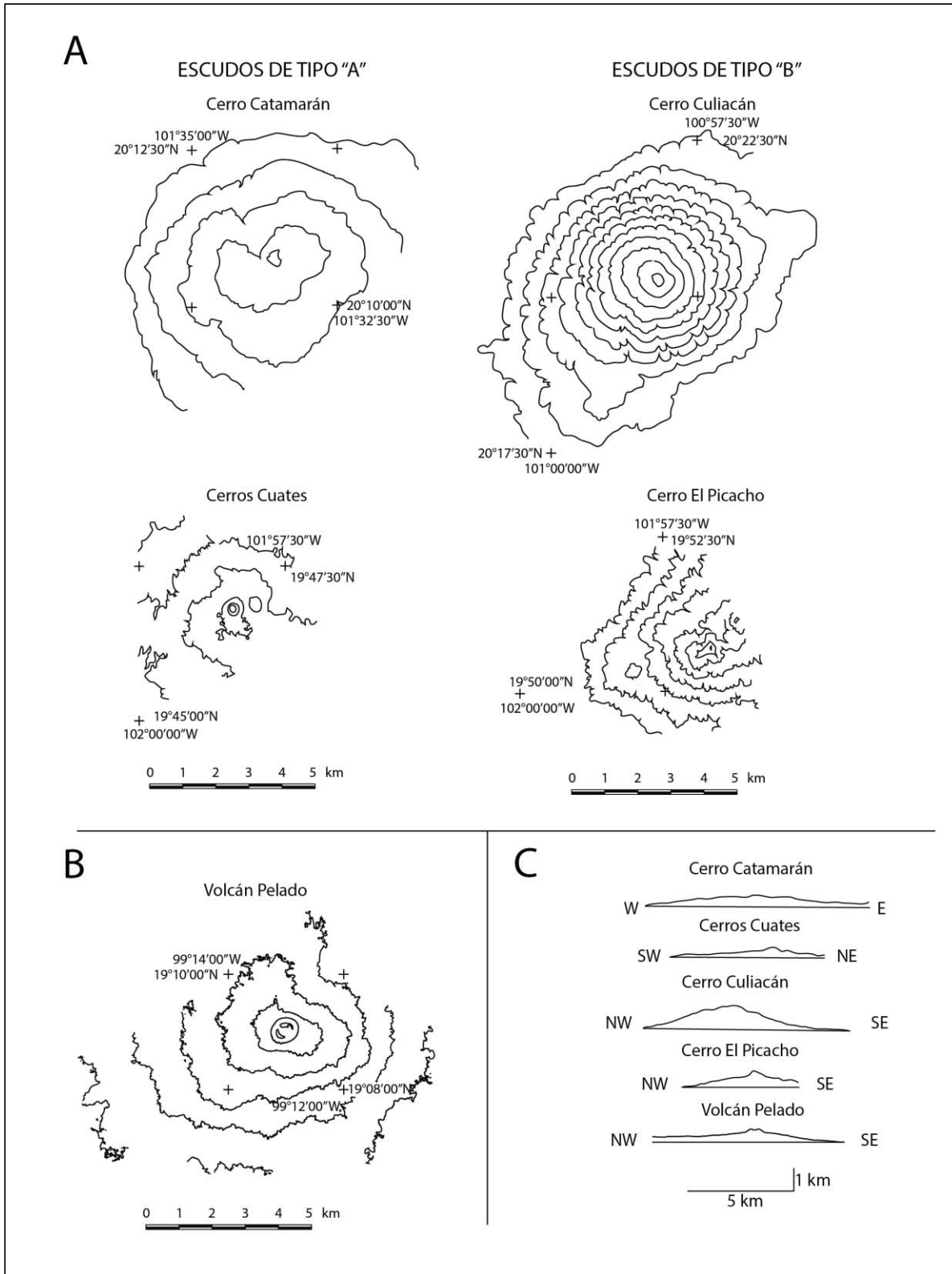


Figura 10.- Comparativa entre el volcán Pelado y los volcanes representativos de las categorías de escudos mexicanos. **A:** Curvas de nivel para escudos de tipo "A" y "B". **B:** Curvas de nivel del volcán Pelado. **C:** Comparativa de perfiles de elevación de los volcanes de las figuras A y B. Figuras A y C modificadas de Hasenaka (1994). Las curvas de nivel de las figuras A y B tienen un intervalo de contorno de 100 metros.

3.3.- Características de los productos piroclásticos

3.3.1.- Distribución y extensión

Los productos piroclásticos del volcán Pelado se han encontrado en un área que se extiende desde el NE al SW del volcán en sentido horario, y hasta una distancia de 8 km del cono principal (Figura 11). La zona es extensivamente agrícola y ganadera, por lo que la mayoría de las secciones se ha encontrado en zanjas abiertas por carreteras o caminos (Tabla 2).

Existe una sola cantera en las lavas (Cantera de Parres, Chi-82 y 83 en la Figura 11) cuyo estudio ha sido crucial para determinar la relación estratigráfica entre los depósitos de tefra y los flujos de lava (ver epígrafe 3.4). Aparte, sólo se ha encontrado otro lugar donde se observe la tefra directamente sobre los flujos de lava, a favor de un corte a lo largo de la carretera (CHI-57).

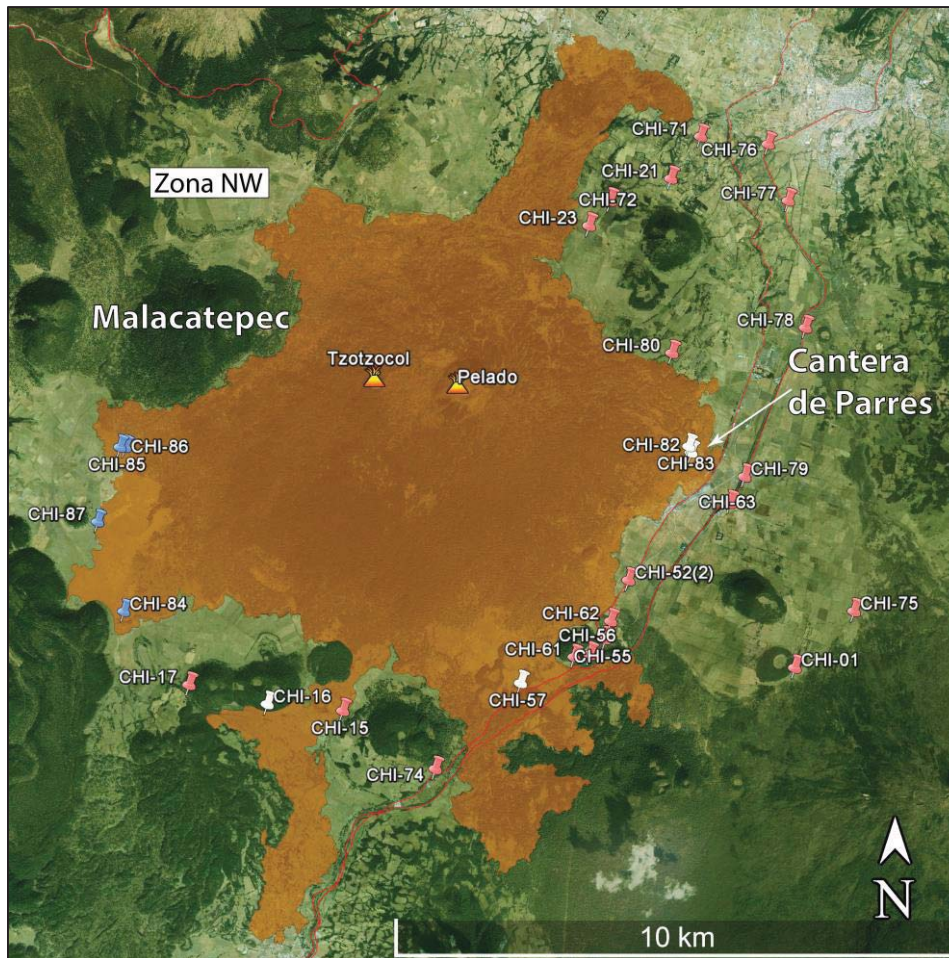


Figura 11.- Distribución de los puntos de muestreo del volcán Pelado. En azul están marcados los puntos donde sólo se han encontrado lavas, en blanco los puntos donde se han encontrado tanto lavas como tefras, y en rosa los puntos donde sólo se han encontrado tefras.

En la zona W del volcán no se han encontrado secciones. Cabe mencionar que el acceso es complicado en la linde con el volcán Malacatepec donde no hay carreteras bien trazadas, y en los pocos caminos accesibles no hay tampoco zanjas profundas. En la zona NW se han encontrado depósitos piroclásticos del Xitle que son más recientes a la erupción del Pelado (Siebe, 2000), así como productos más antiguos al Pelado, lo cual indica que los depósitos piroclásticos del Pelado no han alcanzado espesores sustanciales (>10 cm) en este área, por lo que actualmente se hallan erosionados.

Tabla 2.- Localización de los puntos de muestreo presentados en la Figura 11.

Punto	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Fecha de muestreo	Localización
CHI-01	N19°06'21.6"	W99°09'36.1"	3098	13/01/2015	Sobre cono Caldera del Guarda
CHI-15	N19°05'53.8"	W99°14'05.0"	2967	15/01/2015	Cantera afueras de Fierro del Toro
CHI-16	N19°05'58.5"	W99°14'52.3"	2981	15/01/2015	Carretera Fierro del Toro - El Capulín
CHI-17	N19°06'10.5"	W99°15'40.8"	3025	15/01/2015	Carretera Fierro del Toro - El Capulín
CHI-21	N19°11'04.1"	W99°10'44.1"	3006	12/09/2014	Camino Real a Oyameyo
CHI-23	N19°10'34.0"	W99°11'39.9"	3065	12/01/2015	Camino Real a Oyameyo
CHI-52(2)	N19°07'10.6"	W99°11'09.7"	3013	14/01/2015	Carretera México-Cuernavaca libre
CHI-55	N19°06'36.5"	W99°11'24.6"	3044	15/01/2015	Carretera México-Cuernavaca libre
CHI-56	N19°06'27.6"	W99°11'34.1"	3043	22/08/2014	Cantera La Cima
CHI-57	N19°06'10.5"	W99°12'17.6"	3036	15/01/2015	Carretera México-Cuernavaca libre
CHI-61	N19°06'26.1"	W99°11'43.7"	3027	22/01/2015	Carretera México-Cuernavaca libre
CHI-62	N19°06'46.9"	W99°11'21.0"	3024	13/01/2015	Ciclopista
CHI-63	N19°07'55.6"	W99°10'08.5"	3015	13/01/2015	Camino rural de Parres
CHI-71	N19°11'31.7"	W99°10'20.3"	3006	12/09/2014	Camino Real a Oyameyo
CHI-72	N19°10'49.1"	W99°11'25.5"	3036	12/01/2015	Camino Real a Oyameyo
CHI-73	N19°10'20.1"	W99°11'55.1"	3128	12/01/2015	Camino Real a Oyameyo
CHI-74	N19°05'20.8"	W99°13'08.7"	3012	15/01/2015	Carretera México-Cuernavaca libre
CHI-75	N19°06'53.4"	W99°08'56.0"	2977	21/01/2015	Camino rural sobre el Acopiaco
CHI-76	N19°11'30.1"	W99°09'32.2"	2681	22/01/2015	Autopista México-Cuernavaca cuota
CHI-77	N19°10'55.8"	W99°09'20.4"	2768	22/01/2015	Autopista México-Cuernavaca cuota
CHI-78	N19°09'38.6"	W99°09'15.8"	2878	22/01/2015	Autopista México-Cuernavaca cuota
CHI-79	N19°08'10.9"	W99°09'58.6"	3000	22/01/2015	Autopista México-Cuernavaca cuota
CHI-80	N19°09'22.4"	W99°10'45.1"	3019	01/06/2015	Camino rural de Parres
CHI-81	N19°09'20.2"	W99°10'42.9"	3024	01/06/2015	Camino rural de Parres
CHI-82	N19°08'25.0"	W99°10'30.2"	2899	12/01/2016	Cantera de Parres
CHI-83	N19°08'28.6"	W99°10'31.7"	2966	12/01/2016	Cantera de Parres
CHI-84	N19°06'52.2"	W99°16'20.9"	3027	15/01/2016	Camino Fierro del Toro - El Capulín
CHI-85	N19°08'28.0"	W99°16'23.3"	2995	15/01/2016	Camino Fierro del Toro - El Capulín
CHI-86	N19°08'27.9"	W99°16'20.1"	2997	15/01/2016	Camino Fierro del Toro - El Capulín
CHI-87	N19°07'44.6"	W99°16'37.0"	2987	15/01/2016	Camino Fierro del Toro - El Capulín

El estudio de las 23 secciones estratigráficas levantadas, en el que se analizaron los espesores (que varían de 35 a 314 cm de productos piroclásticos), composiciones, estructura interna y posición relativa de las capas, permitió construir una columna estratigráfica tipo de la erupción (Figura 12). Ésta reveló que la secuencia piroclástica del volcán Pelado está compuesta por 14 niveles diferenciados, agrupados en dos partes de características muy distintas, con una parte baja relativamente delgada (15-65 cm) compuesta por 3 niveles de tefra gruesa, muy vesiculada y poco densa, y una parte alta, mucho más espesa (20-249 cm), compuesta por 11 niveles de tefra fina, poco vesiculada y densa. En un epígrafe posterior (3.3.2) se describen con detalle las características particulares de la secuencia. En esta sección se hace hincapié en los rasgos que permiten distinguir las distintas partes de la secuencia en el campo, lo cual es esencial para poder hacer la correlación y dibujar el mapa de isopacas que se presentará en la sección de interpretación.

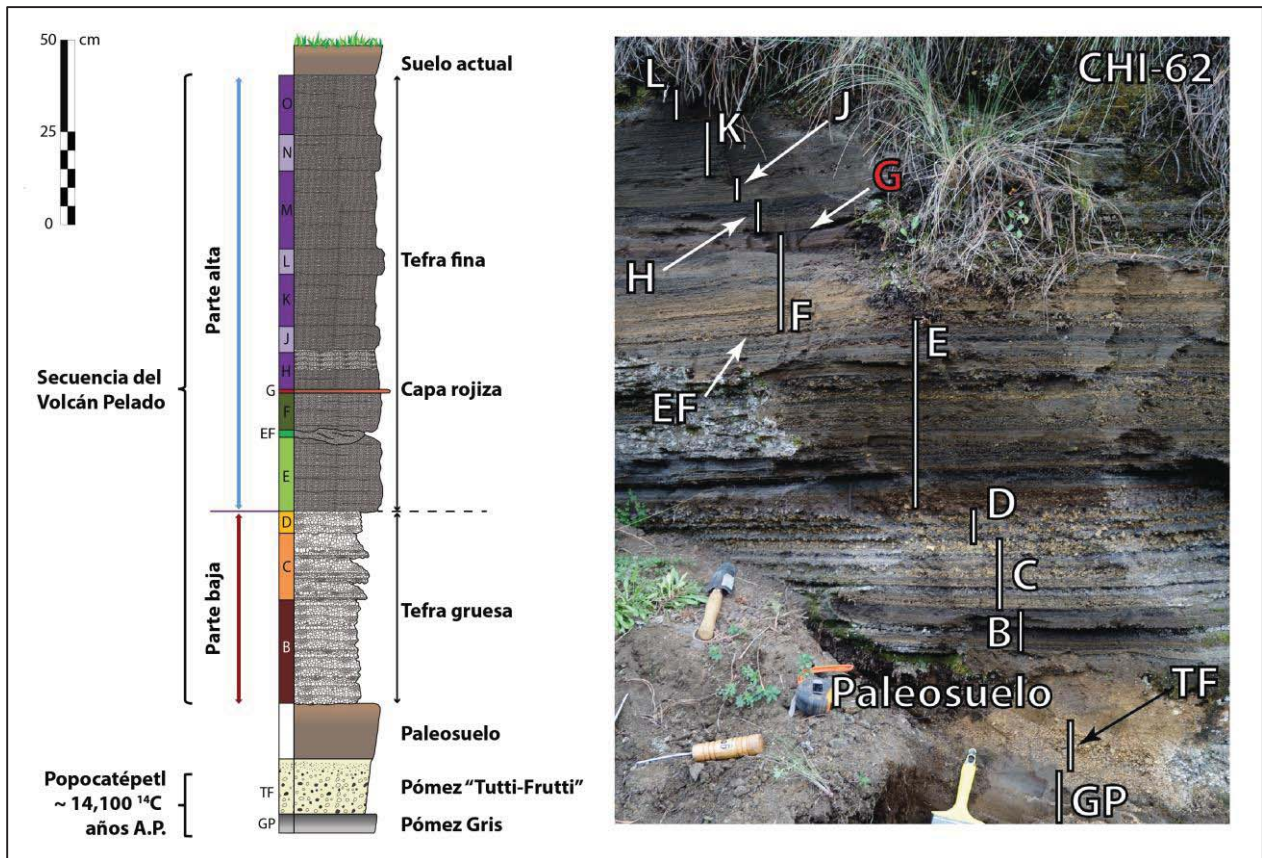


Figura 12.- Columna tipo representativa del conjunto de los productos piroclásticos de la erupción del volcán Pelado (izquierda) y aspecto de la secuencia eruptiva en campo (derecha). La edad reportada para los depósitos de la erupción del Popocatepetl es edad convencional (Sosa-Ceballos et al., 2012). Herramienta utilizada de escala en la base de la fotografía de 15 cm de longitud.

Las partes alta y baja de la secuencia son fácilmente distinguibles, no sólo por su tamaño de grano y vesicularidad, sino por su nivel de endurecimiento y alteración, puesto que la parte baja está compuesta por clastos muy sueltos, generalmente de aspecto alterado, amarillento o anaranjado, mientras que la parte alta está compuesta por capas parcial o totalmente endurecidas y por lo común poco alteradas excepto en las últimas capas (M-O), en las que los procesos de edafización y bioturbación están muy avanzados y, en ocasiones, suponen que parte de la secuencia se haya perdido por alteración (Figura 13).

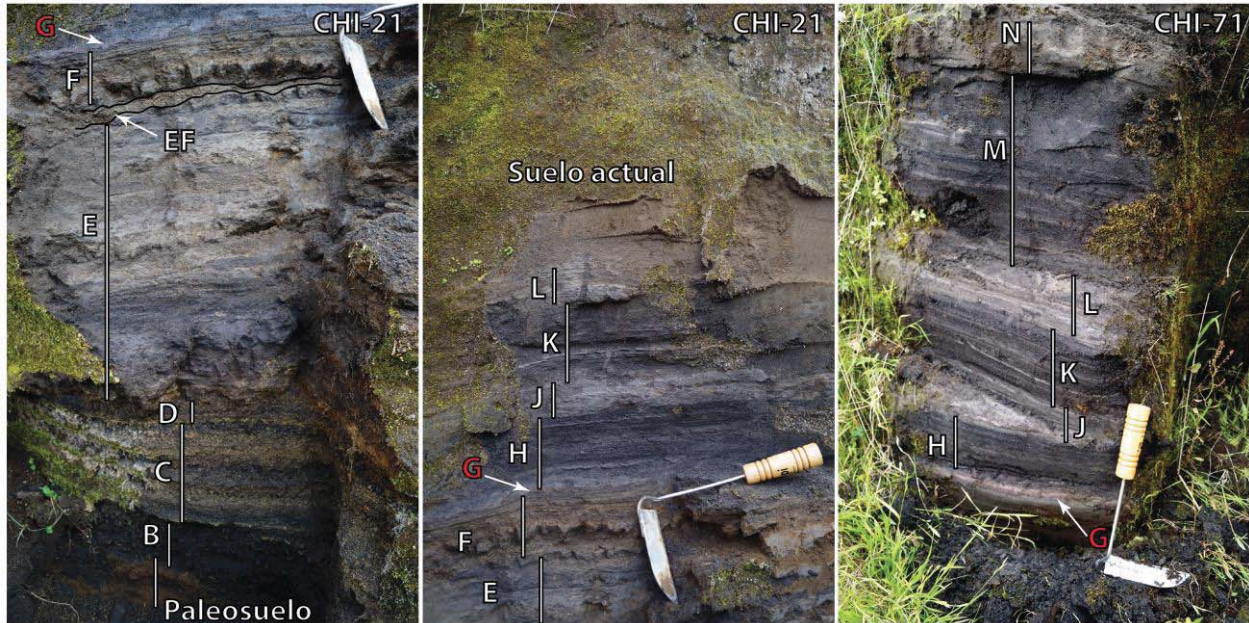


Figura 13.- Levantamiento de las secciones CHI-21 (completa) y CHI-71 (parcial) en campo. **Izquierda:** Se puede observar la transición clara entre las partes baja y alta de la secuencia, tanto por su alteración diferente como por su nivel de compactación. **Centro:** Edafización parcial avanzada de las últimas capas de la parte alta. En esta secuencia se han perdido las tres últimas capas (M-O) y parte de la capa L. **Derecha:** Edafización y bioturbación moderada de las últimas capas de la parte alta. En esta secuencia sólo se ha perdido la última capa (O) y parte de la penúltima (N). Herramienta utilizada como escala en todas las fotografías de 30 cm de longitud.

El establecimiento de las capas marcadoras y las características intrínsecas de las dos partes de la erupción permitieron correlacionar fácilmente las secciones. En particular, la presencia de una capa de ceniza rojiza (G), fácilmente distinguible en un nivel preciso de la sección (Figuras 12 y 13), permitió correlacionar entre las partes altas de las diferentes secciones, e identificar la proveniencia de la secuencia sin lugar a dudas. También se usó como capa marcadora la pómez “Tutti-Frutti” del Popocatepetl, depósito fechado precisamente en ca. 14,100 ¹⁴C años A.P. (edad convencional, Sosa-Ceballos et al., 2012) y que es un importante marcador en toda la zona. En ocasiones se ha encontrado subyaciendo a la columna del Pelado con sólo un paleosuelo (6-52 cm) entre ambas (Figura 12), mientras que en otras partes la pómez

se encuentra fuertemente alterada y poco distinguible del paleosuelo. Suele aparecer directamente sobre un nivel gris claro, casi siempre muy alterado a arcillas, el cual interpretamos como el producto de la "Pomez Gris" asociado a una fase temprana de la erupción de la Tutti-Frutti. (Figura 12) por sus características granulométricas (tamaño fino sin grandes variaciones de un afloramiento a otro, correspondiente al depósito a partir de una fuente lejana) y estratigráficas (ausencia de hiato visible entre las capa gris y la pómez Tutti-Frutti, además de presentar un espesor casi constante en toda la zona).

A la hora de elaborar la correlación, se siguió una trayectoria SW-NE, que traza un arco irregular alrededor del volcán, de entre 5 y 8 kilómetros de radio (Figura 14).

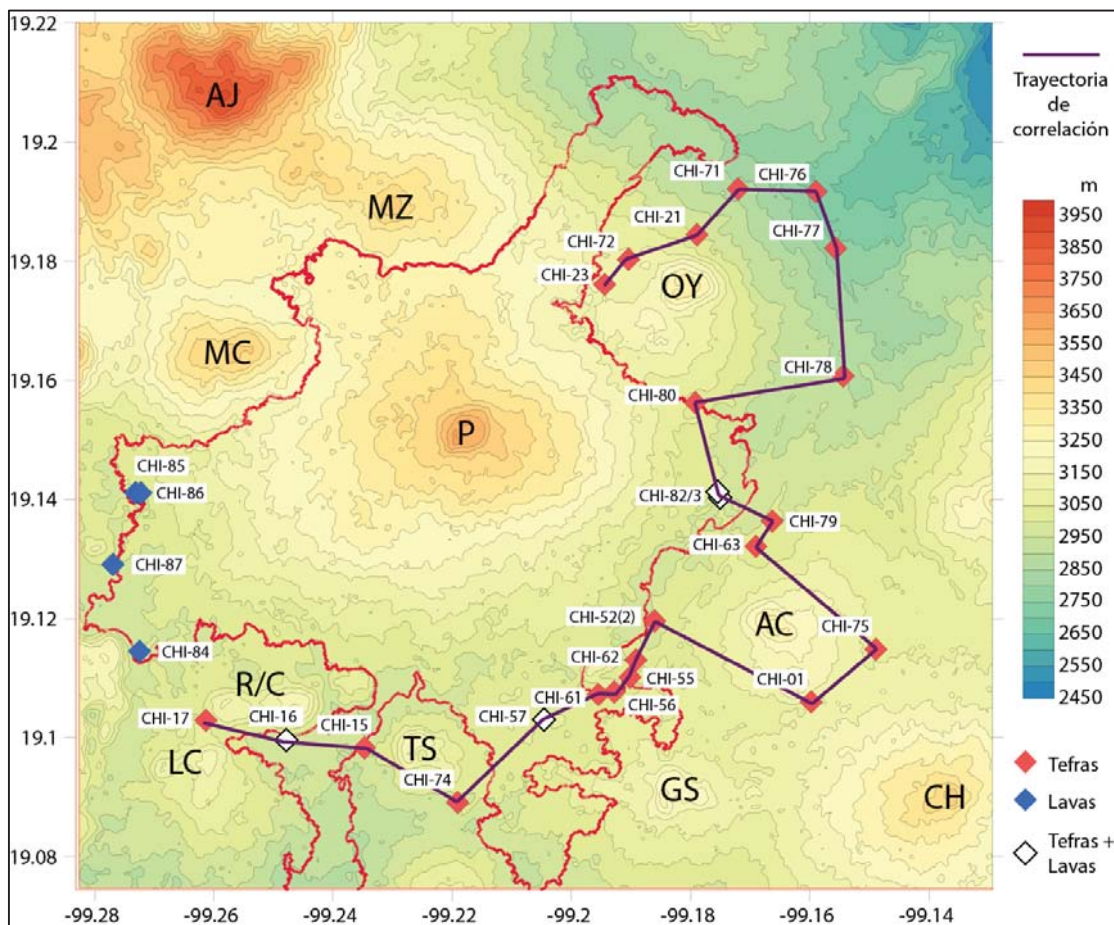


Figura 14.- Ubicación de las secciones estratigráficas del volcán Pelado en un mapa de curvas de nivel realizado a partir del modelo digital de elevación y su relación con la correlación que se muestra en la Figura 15. AC = Acopiaxco; AJ = Ajusco; CH = Chichinautzin; GS = Guespalapa; LC = Los Cardos; MZ = Mezontepec; MC = Malcatepec; OY = Oyameyo; P = Pelado; R/C = Complejo Las Raíces / EL Cajete; TS = Tesoyo.

De acuerdo a la trayectoria trazada en la Figura 14 y con los marcadores mencionados anteriormente se procedió a la correlación de las secciones (Figura 15).

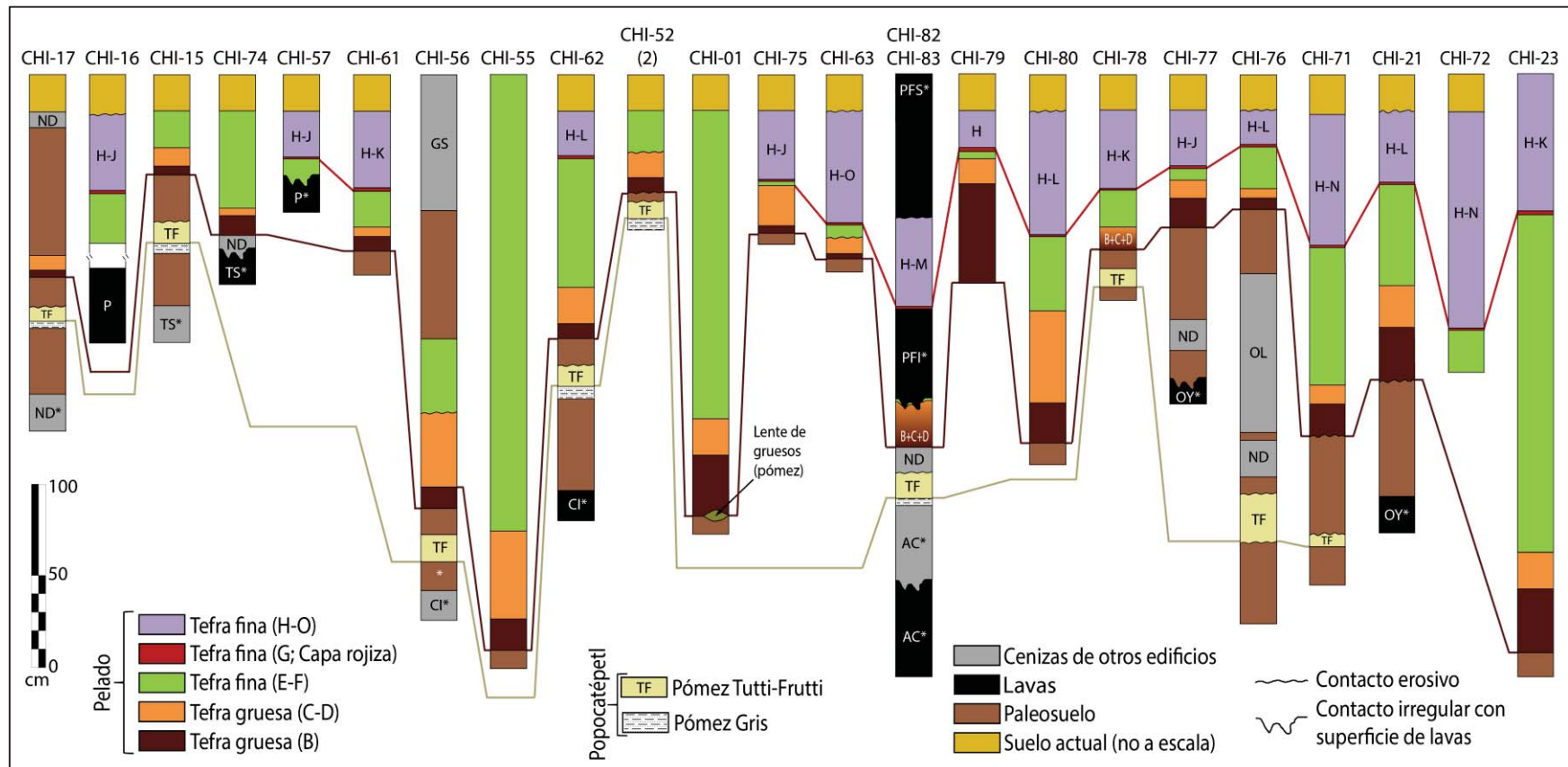


Figura 15.- Correlación de las secciones estratigráficas del volcán Pelado. AC = Acopiaxco; CI = La Cima; GS = Guespalapa; ND = No determinado; OL = Ololizqui; OY = Oyameyo; P = Pelado; PFI = Pelado Flujo Inferior; PFS = Pelado Flujo Superior; TS = Tesoyo. Las capas marcadas con un asterisco no están a escala. Las líneas coloreadas representan la correlación de las capas marcadoras. La línea beige corresponde a la pómez "Tutti-Frutti" y la línea roja a la capa rojiza. La línea marrón se corresponde con la aparición de tefra gruesa vesiculada, es decir, la base de la secuencia. En la columna correspondiente a la sección CHI-16, se infiere que existen lavas del Pelado bajo la secuencia de tefra por su posición geográfica con respecto al campo de lavas, pero no se ha excavado lo suficiente como para comprobarlo. De ahí que exista un hiato en la representación de la columna entre las tefras y las lavas.

3.3.2.- Descripción de la secuencia piroclástica

Como se ha señalado anteriormente, la secuencia de productos piroclásticos del volcán Pelado se puede dividir en dos partes bien diferenciadas. Estas se hallan separadas por un contacto normal en el que no se aprecia formación de suelo o discontinuidad, con la salvedad de algunas secciones situadas en pendientes donde el contacto es irregular (que no erosivo), y donde hay evidencias de remoción de parte del nivel superior de la parte baja por inestabilidad gravitatoria o agentes erosivos, pero no por la deposición de las capas de la parte alta. En las secciones situadas en llano el contacto es plano.

Cabe resaltar que todos los depósitos piroclásticos del volcán Pelado corresponden a depósitos de caída. Las secciones que presentan retrabajo (fundamentalmente en la parte baja de la secuencia, unidades B a D, y los niveles inferiores E y F de la parte alta) muestran localmente indicios de remoción mecánica sin- o postdeposicional como canales o estratificación cruzada, que interpretamos como producidos por agentes erosivos como viento o lluvia, ya que no presentan indicios de que hayan sido producidos por corrientes de densidad, como. Estas inferencias se deducen de la estratificación planar dominante, gradación normal de las capas, buena clasificación, ausencia de lapilli acrecional en las fracciones finas, ausencia de brechas en las fracciones gruesas y escasa presencia de xenolitos. Éste es un fenómeno localizado, puesto que no todas las secciones presentan evidencias de retrabajo.

En la descripción, la nomenclatura del espesor de las estructuras de estratificación y laminación internas obedece a la propuesta por Inman (1952), mientras que la terminología de tamaño de grano obedece a la clasificación propuesta por White y Houghton (2006).

La **parte baja** está constituida por tres capas: (de la base al techo) B, C y D. Estas capas están compuestas por fragmentos de escoria de tamaño ceniza gruesa a lapilli medio, subangulares, muy vesiculados, de colores grises claros a negros, sin evidencias de soldadura o agregados. Los clastos aparecen frecuentemente alterados a colores anaranjados y amarillentos, con grados de alteración variable entre los distintos niveles: mayor a techo y casi inexistente en la base (Figura 16). Estas tres capas presentan diferencias notables en cuanto a su estructura interna.

Capa B: base de la secuencia. Su espesor varía entre 3 y 28 centímetros, es habitualmente masiva pero puede presentar estratificación planar muy fina (1 a 3 cm) en la que alternan niveles de clastos finos y gruesos, granosoportada, bien seleccionada y con gradación normal en el conjunto de la capa (Figura 16). En las secciones más cercanas al volcán se han encontrado fragmentos planares (Figura 17), que en la erupción del Parícutin recibieron el nombre de “pajaritos”, llamados así porque al caer planean en vez de caer por su propio peso (Foshag y González, 1956). En ocasiones puede presentar granos de color rojizo

en la fracción más fina que pueden llegar a constituir una capa bien delimitada. El contacto inferior de la capa suele ser irregular por adaptación a topografías existentes, mientras que su contacto superior es normal.

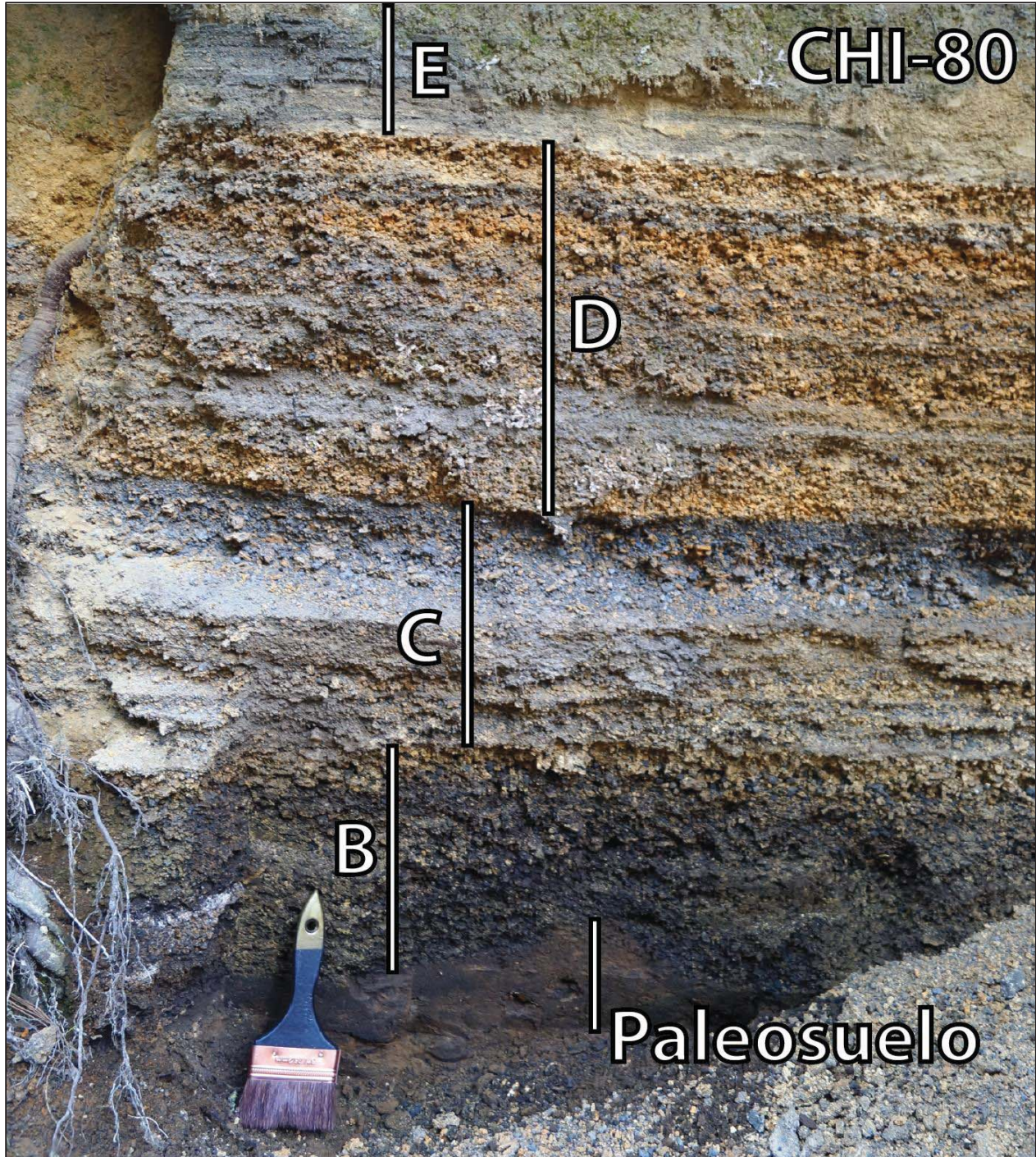


Figura 16.- Detalle de la parte baja de la secuencia en la sección CHI-80. Nótese el grado variable de alteración de los niveles y el contacto de la capa B con el paleosuelo subyacente. Brocha usada como escala de longitud 20 centímetros.



Figura 17.- Fragmentos de tefra planar o “pajaritos” de la capa B, recolectados en la sección CHI-21. Fotografía del Ing. Carlos Linares.

Capa C: nivel intermedio de la parte baja de la secuencia. Su espesor varía entre 3 y 18 centímetros, con estratificación planar muy fina (1 a 3 cm) en la que alternan niveles de clastos finos, de color oscuro, y gruesos de un color más claro (Figura 16). Es granosoportada y bien seleccionada. Internamente suele estar dividida en dos o tres paquetes que presentan gradación inversa en el tamaño de grano. Su tamaño de grano es inferior al de la capa B. Sus contactos inferior y superior son normales.

Capa D: nivel superior de la parte baja de la secuencia. Su espesor varía entre 2 y 20 centímetros, con estratificación planar muy fina (1 a 3 cm) en la que alternan niveles de clastos finos, de color oscuro, y gruesos de un color más claro (Figura 16). Es granosoportada y bien seleccionada, y no presenta gradación aparente en el conjunto de la capa. Su tamaño de grano es superior al de la capa C y similar al de la capa B. Sus contactos inferior y superior son normales, salvo en las excepciones notadas anteriormente.

La **parte alta** está constituida por once capas: (de la base al techo) E, EF, F, G, H, J K, L, M, N y O. Estas capas (salvo la excepción de la capa EF) constan de multitud de láminas finas (>0.3 cm), granosoportadas, bien seleccionadas y sin gradación aparente (Figura 18). Están compuestas por fragmentos de escoria de tamaño ceniza, angulares, poco o nada vesiculados, de colores grises claros a negros. El conjunto de la parte alta se halla parcialmente endurecido en mayor o menor grado, y sus clastos aparecen cohesionados formando agregados y cubiertos por polvo muy fino, pero no presentan evidencias de soldadura.

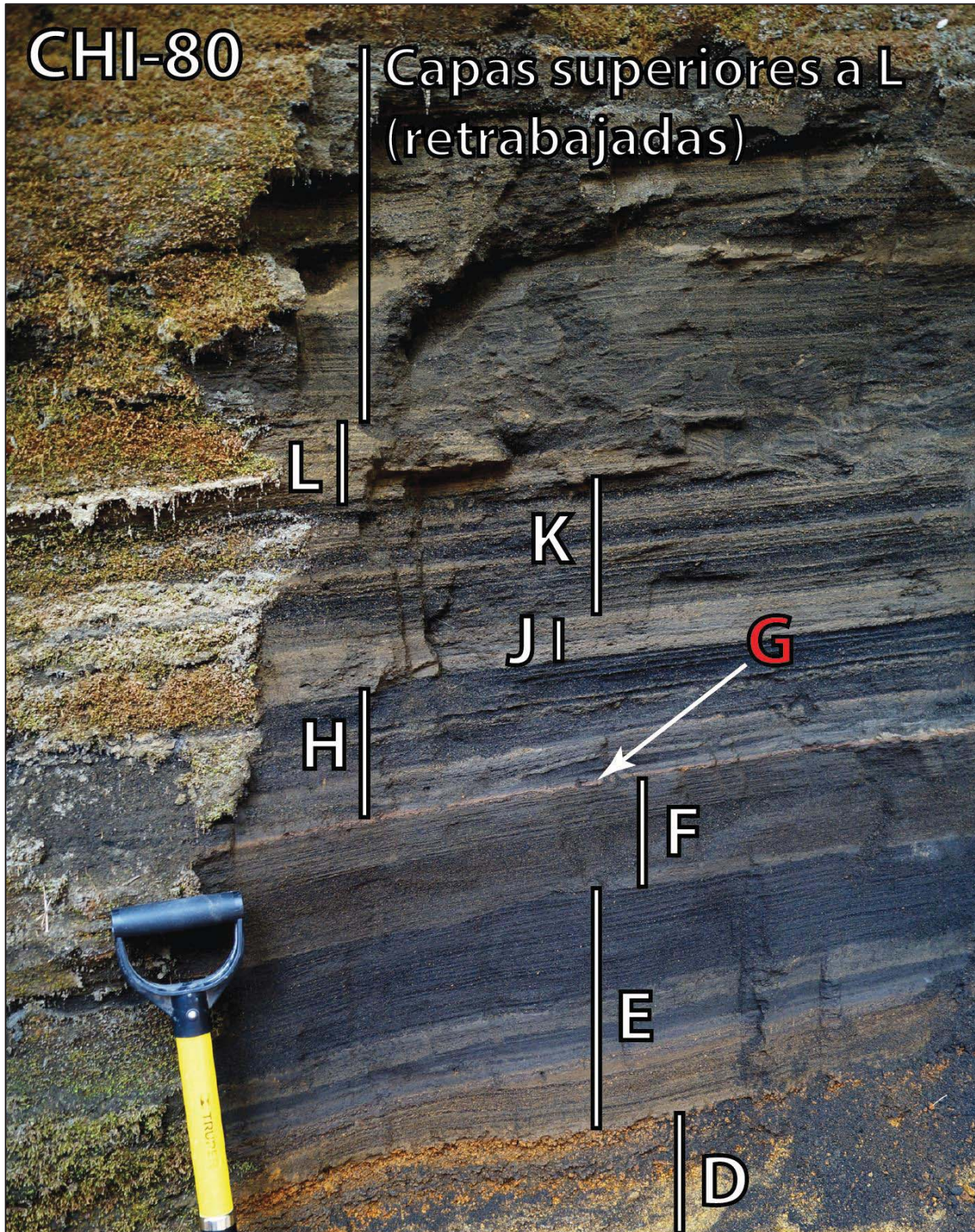


Figura 18.- Detalle de la parte alta de la secuencia en la sección CHI-80. Nótese la multitud de capas finas que componen cada nivel. Pala usada como escala de longitud 80 centímetros (parte visible 40 centímetros).

Las capas de esta parte son mucho más homogéneas en términos de espesor de capas y tamaño de clastos que las de la parte baja, y se pueden agrupar en cuatro grandes grupos de capas con características similares: las capas E y F, la capa EF, la capa G y las capas H-O. Los contactos entre capas son concordantes excepto cuando se indique lo contrario.

Capas E y F: niveles basales de la parte alta de la secuencia. Presentan espesores de 2 a 59 cm (E) y 6 a 22 cm (F), con laminación planar (en la mayoría de las secciones) o cruzada (en las secciones de espesor anómalo: CHI-01 y CHI-55). La principal diferencia entre ambas capas es el tamaño de grano ligeramente más grueso en E que en F y el grado de endurecimiento mayor de F (Figura 18). En muchos casos son indistinguibles, especialmente si no aparece la capa EF.

Capa EF: capa que separa los niveles E y F. A excepción del resto de la parte alta, en esta capa los clastos pueden alcanzar el tamaño lapilli fino. Su espesor varía entre 1 y 7 cm. Su aspecto es muy similar a la tefra de las capas C y D, incluyendo el grado y color de alteración lo que, unido a su contacto basal erosivo, su estructura interna masiva, y su adelgazamiento lateral (Figura 13 Izquierda), llevan a suponer que es el producto del retrabajo de las capas superiores de la parte baja. Esta capa no presenta las características propias de los depósitos de lahar (depósitos matrizsoportados, mal clasificados, generalmente con una capa de finos a techo) y sólo está presente en las secciones situadas al NE del cono principal.

Capa G: capa rojiza. Presenta un espesor casi constante de entre 1 y 2 cm en todas las secciones en las que aparece, conformado por láminas con estratificación planar (Figura 18). El color rojizo lo confiere la presencia de clastos de color rojo oscuro, aunque estos representan una pequeña fracción del total. Estos clastos presentan las mismas morfologías y tamaños que el resto de clastos que conforman la capa. Es importante resaltar que clastos rojos de las mismas características aparecen en otras capas, pero en proporciones muy inferiores.

Capas H-O: niveles superiores de la parte alta de la secuencia. Niveles muy homogéneos con estratificación planar que alternan entre capas más gruesas, de colores más oscuros con láminas intercaladas de finos de colores claros (H, K, M y O) y capas más finas, de color similar a las intercaladas en los niveles gruesos (J, L y N) (Figura 18). Las capas finas presentan un grado mayor de endurecimiento, y suelen ser más delgadas que las capas de gruesos.

La capa K suele presentar clastos rojos en su tercio inferior, y puede presentar un paquete de finos más claros a la base, similar en sus características a las capas J, L y N, pero que no aparece en todas las secuencias. Son los niveles que más han sufrido erosión, lo cual se puede observar en la Figura 15, donde secciones con capas por encima de K son la excepción, antes que la norma.

3.3.3.- Granulometría

El análisis granulométrico de las muestras se llevó a cabo para los diferentes niveles en diversas secciones, de entre las cuales se eligieron como representativas de la erupción aquellas que presentasen los depósitos más frescos: CHI-21 (Capas B a G), CHI-71 (pómez “Tutti-Frutti” y capas H a N) y CHI-72 (capa EF) (Tabla 3). Puesto que estas secciones se encuentran de cerca de 1 km entre sí, se considera que algunas variaciones pueden resultar de procesos de clasificación de los clastos en la nube volcánica. La única excepción es la capa O, que sólo aparece en la sección 63. Esta sección se halla muy apartada de CHI-21, 71 y 72, pero a una distancia equivalente a la distancia de CHI-21 con respecto al cono principal (~6 km), por lo que se considera que son equiparables.

Tabla 3.- Datos seleccionados de granulometría de la secuencia piroclástica del Pelado (muestras de las secciones CHI-21, 71, 72 y 63; para explicación, ver texto) y de la pómez pliniana “Tutti-Frutti” del Popocatepetl (muestra CHI-71A). Md ϕ = mediana o tamaño medio de los fragmentos; $\sigma\phi$ = desviación estándar o coeficiente de selección. Parámetros estadísticos de acuerdo a Inman (1952), considerando una distribución unimodal. *Nota:* “Peso” se refiere al peso total de la muestra tamizada.

Muestra	% en peso por fracción de tamaño de grano en ϕ										Estadística		Peso
	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	>4	Md ϕ	$\sigma\phi$	(g)
CHI-71A	0.0	6.3	9.2	13.3	18.2	17.2	22.2	11.3	1.5	0.73	0.17*	1.93*	49.48
CHI-21B	0.0	1.8	10.5	22.9	33.1	26.4	4.6	0.48	0.21	0.08	-0.55	1.22	407.05
CHI-21C	0.0	0.51	3.6	11.5	22.0	34.9	21.8	4.6	0.88	0.23	0.35	1.25	418.02
CHI-21D	0.0	0.86	4.6	17.5	31.0	27.4	13.9	3.8	0.70	0.19	-0.13	1.29	483.58
CHI-21E	0.0	0.0	0.0	0.02	0.68	7.3	32.8	33.4	14.3	11.5	2.28	1.22	230.62
CHI-72EF	0.0	0.0	2.0	16.7	14.0	13.1	19.6	24.9	7.7	2.1	1.22*	1.95*	110.28
CHI-21F	0.0	0.0	0.17	0.35	0.68	4.3	34.1	36.9	12.1	11.4	2.28	1.16	178.95
CHI-21G	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	7.9	21.2	29.5	17.2	23.0	2.67	1.49	41.67
CHI-71H	0.0	0.0	0.04	0.23	1.5	10.5	37.4	27.5	10.1	12.7	1.58	1.41	157.82
CHI-71J	0.0	0.0	0.0	0.54	0.72	7.9	31.0	26.7	13.0	20.1	2.37	1.49	111.68
CHI-71K	0.0	0.0	0.0	0.20	1.3	9.8	35.0	31.0	11.7	11.2	2.21	1.23	251.22
CHI-71L	0.0	0.0	0.0	0.01	0.30	4.2	23.1	26.4	18.6	27.4	2.85	1.46	374.02
CHI-71M	0.0	0.0	0.02	0.17	1.5	11.5	38.8	28.9	8.5	10.6	1.95	1.14	429.80
CHI-71N	0.0	0.0	0.0	0.01	0.10	2.9	27.5	36.0	16.9	16.6	2.54	1.28	289.87
CHI-63O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.06	1.8	34.2	47.4	12.9	3.6	2.28*	0.81*	147.00

Los resultados se muestran acordes con las descripciones de campo, puesto que las curvas de distribución de tamaño de grano acumuladas (Figura 19A) indican que los productos tienen características propias de depósitos de caída, con la excepción de la capa EF, cuya curva presenta una pendiente más propia de un depósito de flujo (Cas y Wright, 1988), conforme a la interpretación presentada anteriormente de acuerdo a la cual es un producto de retrabajo, posiblemente emplazado por una corriente.

En cuanto a la pómez Tutti-Frutti, si bien parece presentar características granulométricas similares a EF, en este caso no es reflejo del retrabajo de la capa, sino de su alteración de las fracciones más finas y vesiculadas (pómez) a arcillas, lo cual resulta en curvas granulométricas no representativas de las características originales del depósito, originalmente muy bien seleccionado (Sosa-Ceballos et al., 2012).

Si se grafican los datos en el diagrama de Walker (1971) (Figura 19B), se observa que también apoyan las observaciones de campo, puesto que la secuencia piroclástica del Pelado entra dentro del ámbito de depósitos de caída, excepto por la capa EF y la pómez Tutti-Frutti, que se hallan desplazadas hacia el campo de los depósitos de flujo, por las razones explicadas anteriormente.

En ambos casos (Figuras 19A y B) se puede observar que existe una separación clara entre los niveles más gruesos de la parte baja y los niveles más finos de la parte alta.

La diferencia entre las partes baja y alta se refuerza si se grafica el coeficiente de selección $\sigma\phi$, el diámetro medio $MD\phi$ y los histogramas de distribución de tamaño de grano de acuerdo a su posición estratigráfica (Figura 20). Mientras que el coeficiente de selección varía poco (con excepción de la capa EF y de la capa Tutti-Frutti que están claramente más pobremente seleccionados), el diámetro medio de partícula se reduce de la parte baja a la parte alta, lo que también se puede observar en los histogramas, sobre los que se ha trazado una línea que separa las fracciones 0ϕ y 1ϕ . Los histogramas son representativos de depósitos de caída, excepto la capa EF. Observando el histograma correspondiente a la Tutti-Frutti se puede reconocer que es un depósito de caída alterado, pues no presenta el patrón caótico de un verdadero depósito de flujo como puede ser la capa EF. Las capas H-O presentan dos picos en el histograma, uno de los cuales ($>4\phi$) corresponde a las fracciones más finas que 4ϕ , lo cual es un artefacto del tamizado. El análisis de las fracciones más finas ($4-9\phi$) mediante sedimentógrafo láser sería necesario para obtener la distribución completa de tamaños de las muestras y poder así calcular el diámetro medio y el coeficiente de selección mediante programas más avanzados que puedan contemplar también distribuciones polimodales.

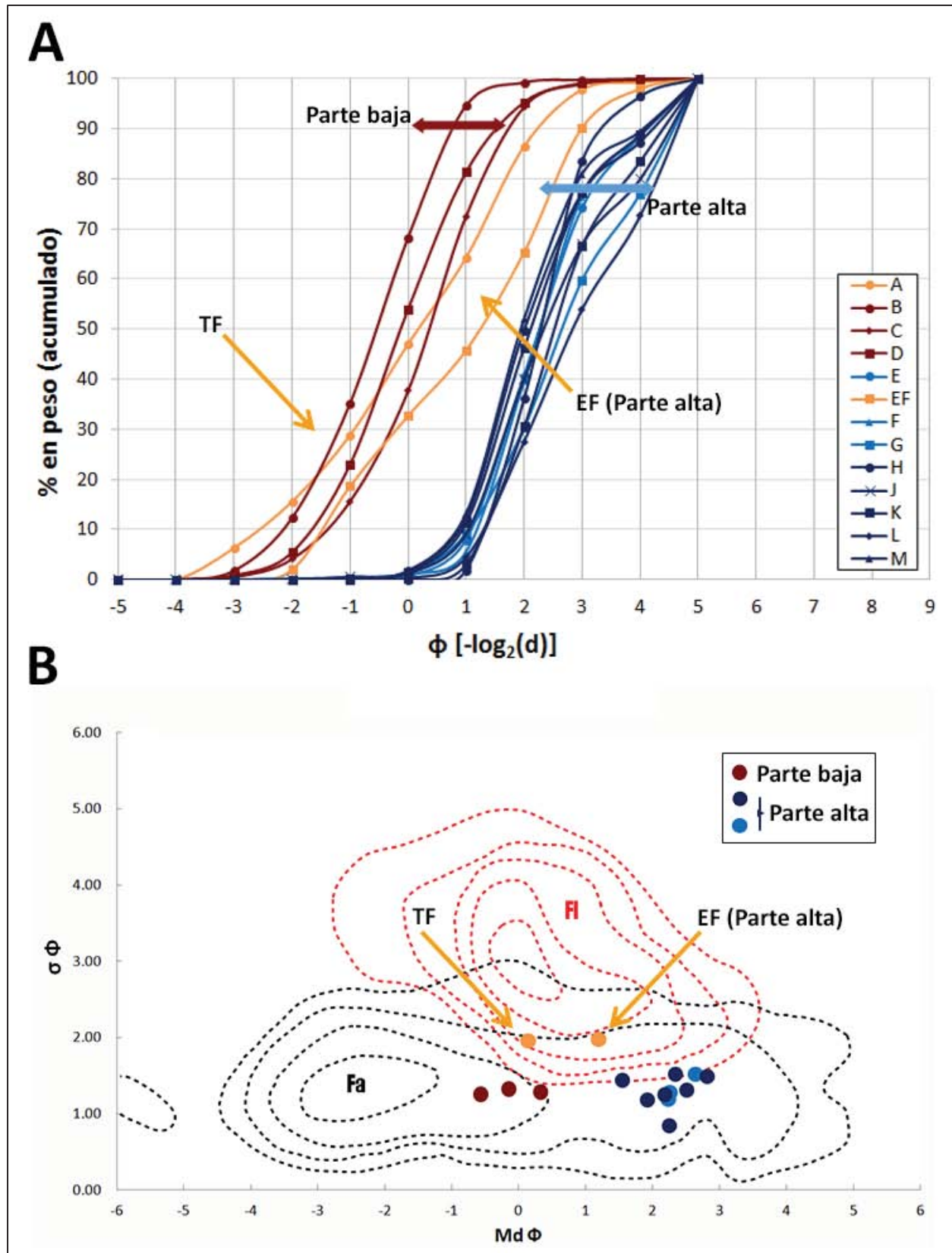


Figura 19.- A: Curvas acumuladas de distribución de tamaño de grano en mm. TF = pómez Tutti-Frutti. B: Diagrama de Walker (1971). Parámetros como en la Tabla 3. Fa = *fallout* (depósitos de caída); FI = *flow* (depósitos de flujo).

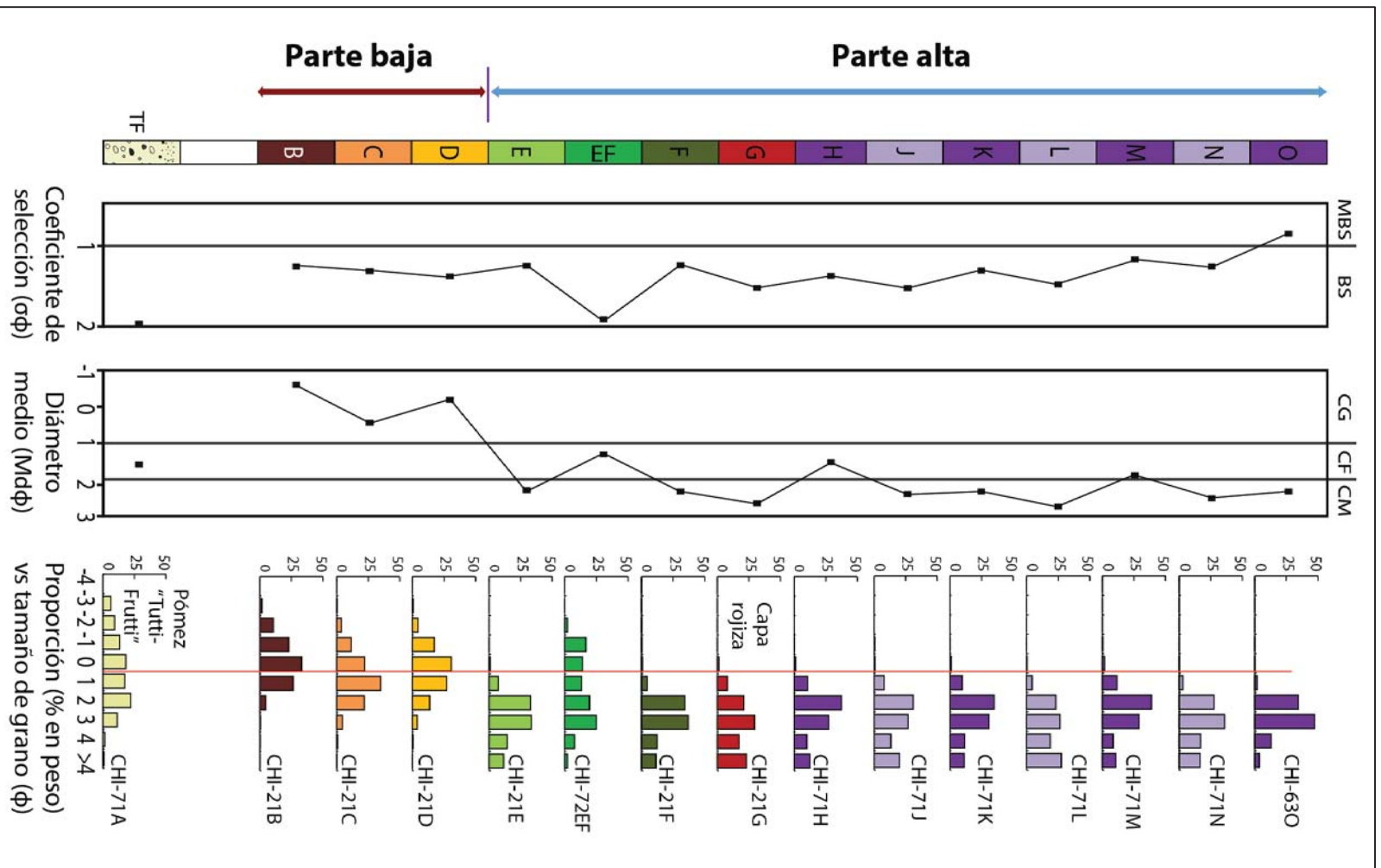


Figura 20.- Variaciones del coeficiente de selección, diámetro medio y proporción en peso de clastos vs tamaño de grano de acuerdo a la posición estratigráfica de los niveles reconocidos en la columna tipo del Pelado. MBS = Muy bien seleccionado; BS = Bien seleccionado; CG = Geniza gruesa; CM = Geniza media; CF = Geniza fina.

3.3.4.- Análisis de componentes y vesicularidad

Los componentes fundamentales de las tefras del Pelado identificados con el microscopio óptico son tres: sideromelanos, taquilas y clastos densos (Figura 21).

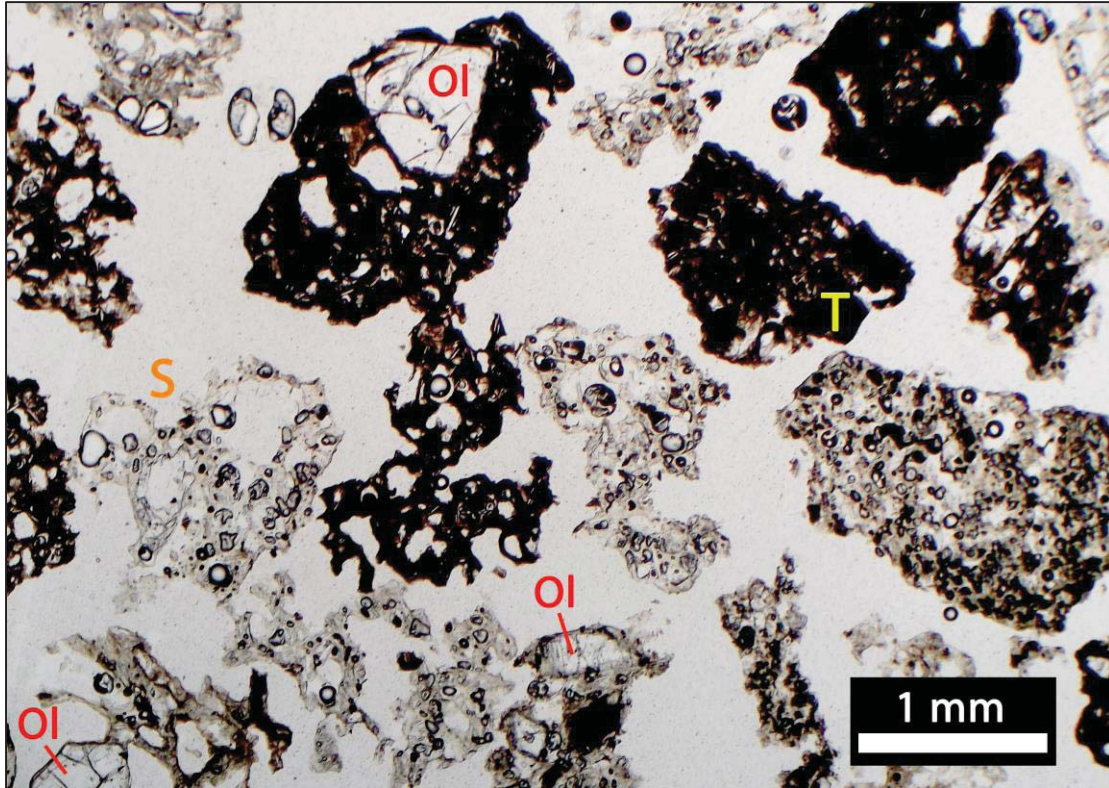


Figura 21.- Microfotografía de la tefra de la capa B en luz paralela. S = Sideromelano; T = Taquila; Ol = Olivino. Nótese que los cristales de olivino aparecen tanto en sideromelanos como en taquilas.

Sideromelanos: clastos angulares a subangulares de color entre marrón claro-dorado y marrón oscuro, con morfologías esponjosas o fluidales (Taddeucci et al., 2015). Están compuestos por escasos microlitos rodeados de una matriz vítrea de textura porfídica y altamente vesicular (> 50 vol. %), con vesículas tanto redondeadas como alargadas, en algunos casos coalescentes, y de tamaños similares.

Taquilas: clastos angulares de color entre marrón muy oscuro y negro, con morfologías rugosas y angulosas (Taddeucci et al., 2015). Están compuestos por abundantes microlitos rodeados de una matriz vítrea de textura porfídica y medianamente vesicular (< 35 vol. %), parcialmente desvitrificada. Presentan dos poblaciones de vesículas diferenciadas: unas muy pequeñas, numerosas, redondeadas y aisladas, y otras grandes, escasas, irregulares y coalescentes.

Clastos densos: similares en todo a las taquilitas, pero con morfologías angulosas más que rugosas y una vesicularidad escasa o nula (0-10 vol. %). Se han observado además durante el análisis de lámina delgada algunos clastos de color gris, que por su vesicularidad se consideran densos, y que posiblemente son xenolitos. Su porcentaje es inferior al 1 % del total en volumen (ver resultados del conteo de puntos en Tabla 4), por lo que no afectan al análisis global de componentes.

Los clastos rojos presentan características tanto de sideromelanos como de taquilitas y clastos densos, y aparecen en proporciones tan bajas que no se les considera significativos comparados con los otros componentes. De igual modo, no se han encontrado líticos accidentales en proporciones relevantes.

Los cristales no suelen aparecer aislados, sino cubiertos por una capa de vidrio tanto en sideromelanos como en taquilitas (Figura 21). En la parte baja abundan los olivinos de tamaño milimétrico, mientras que en la parte alta no se puede apreciar la presencia de cristales en la tefra a simple vista.

Las diferencias entre parte baja y parte alta de nuevo se ponen de manifiesto en el análisis de componentes y la vesicularidad(Figura 22), puesto que en la parte baja dominan los sideromelanos, hay una menor proporción de taquilitas y no aparecen clastos densos, lo que hace que la vesicularidad de la capa sea > 30 vol. %, mientras que en la parte alta dominan taquilitas y clastos densos en proporciones variables y hay escasos sideromelanos, lo que hace que la vesicularidad de la capa esté en torno al 4 vol. %.

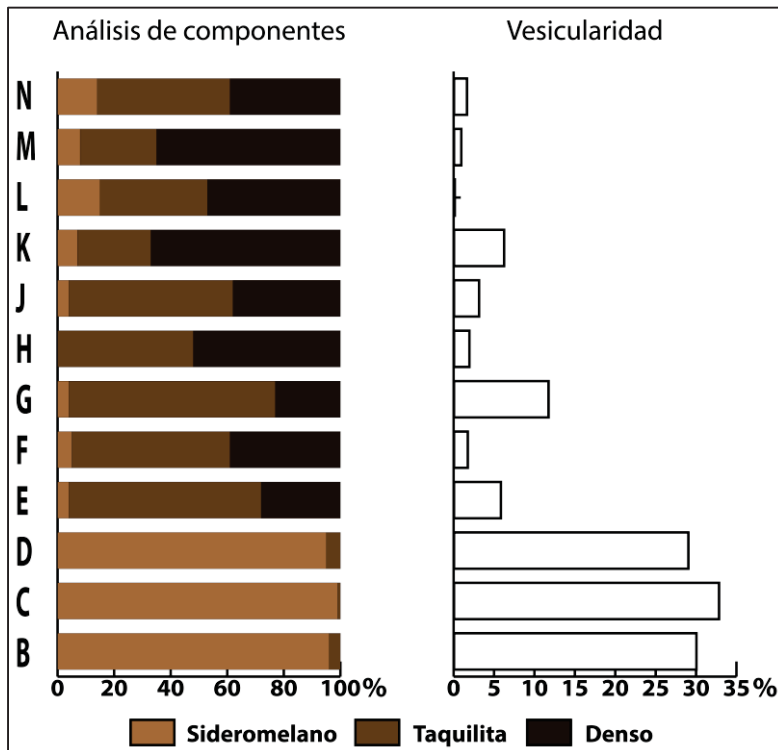


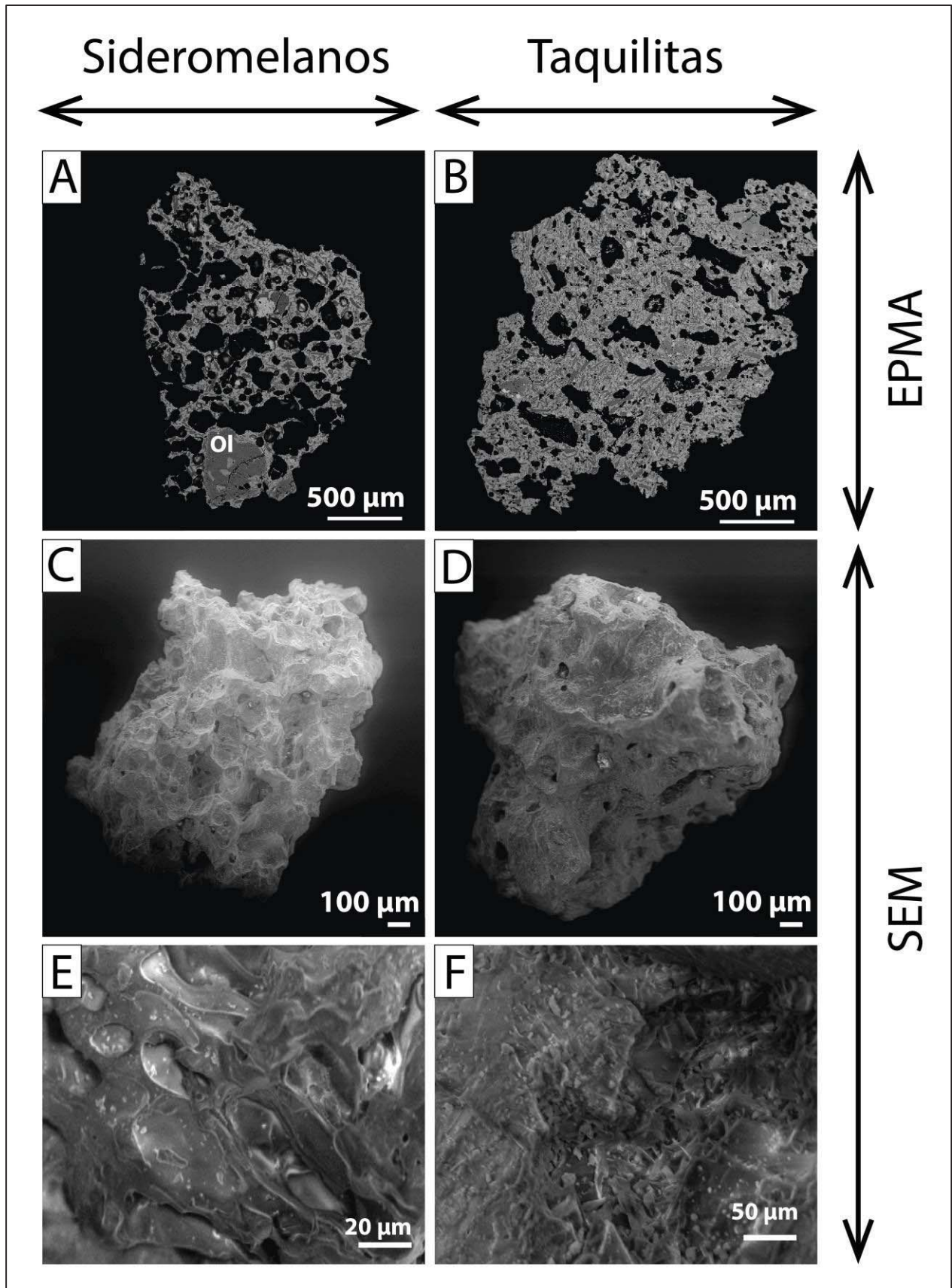
Figura 22.- Relación de análisis de componentes y vesicularidad de los diferentes niveles de acuerdo a su posición estratigráfica (datos de vesicularidad estimados a partir del análisis modal de láminas delgadas representativas de cada capa; Tabla 4)

Además, los clastos de la parte alta presentan características particulares que no se manifiestan en los clastos de la parte bajas, puesto que aparecen frecuentemente cohesionados, pueden presentar un cierto redondeamiento en los últimos niveles y suelen tener un aspecto opacado al estar cubiertos de un polvo muy fino que incluso rellena las vesículas.

Las imágenes de alta resolución, tanto composicionales como de superficie, realizadas con microscopía electrónica de barrido muestran que los sideromelanos son pobres en microlitos, que sus vesículas son coalescentes y presentan formas irregulares aunque redondeadas, y su textura micrométrica es de tipo fluidal, de bordes suaves. Las taquilitas, por el contrario, son ricas en microlitos, sus vesículas son fundamentalmente de pequeño tamaño y aisladas, si bien se pueden apreciar vesículas de mayor tamaño, elongadas y, en algunos casos, coalescentes, y su textura micrométrica es angulosa, con bordes ásperos y cortantes (Figura 23).

Las imágenes de alta resolución de SEM de los clastos densos (Figura 24, A y B) muestran su textura lisa, su escasa vesicularidad y la cobertura del clasto por polvo muy fino, de tamaño micrométrico, que además rellena las vesículas existentes. Este polvo está también presente en los agregados de clastos (Figura 24, C y D), tanto en la superficie como en los intersticios. No se aprecia que la cohesión de los clastos obedezca a soldadura, sino que aparecen simplemente cohesionados. Este polvo, ubicuo en todas las capas de la parte alta, fue analizado con el espectrómetro de energía dispersiva multicanal de rayos X (EDS) acoplado al SEM y que arroja análisis semicuantitativos. Los resultados revelaron que la composición del polvo es la misma que la de las tefras de la parte alta, lo que indica que no es resultado de un factor ambiental post-deposicional, sino el producto de una fragmentación muy eficiente durante la erupción.

Figura 23 (página siguiente).- Imágenes de alta resolución de los clastos predominantes en la secuencia piroclástica del Pelado. Muestras pertenecientes a la capa B. **A:** Sideromelano. Clasto de alta vesicularidad y escasos microlitos. Ol = Olivino. **B:** Taquilita. Clasto de baja vesicularidad y abundantes microlitos. **C:** Sideromelano. Clasto de textura esponjosa y vesiculada. **D:** Taquilita. Clasto de textura rugosa y poco vesiculada. **E:** Sideromelano. Textura fluidal en detalle. **F:** Taquilita. Textura angulosa en detalle. Nota: todas las imágenes corresponden a microscopía electrónica de barrido. EPMA = imagen composicional realizada con el microscopio electrónico de barrido acoplado a la microsonda; SEM = imagen de superficie realizada con microscopio electrónico de barrido autónomo.



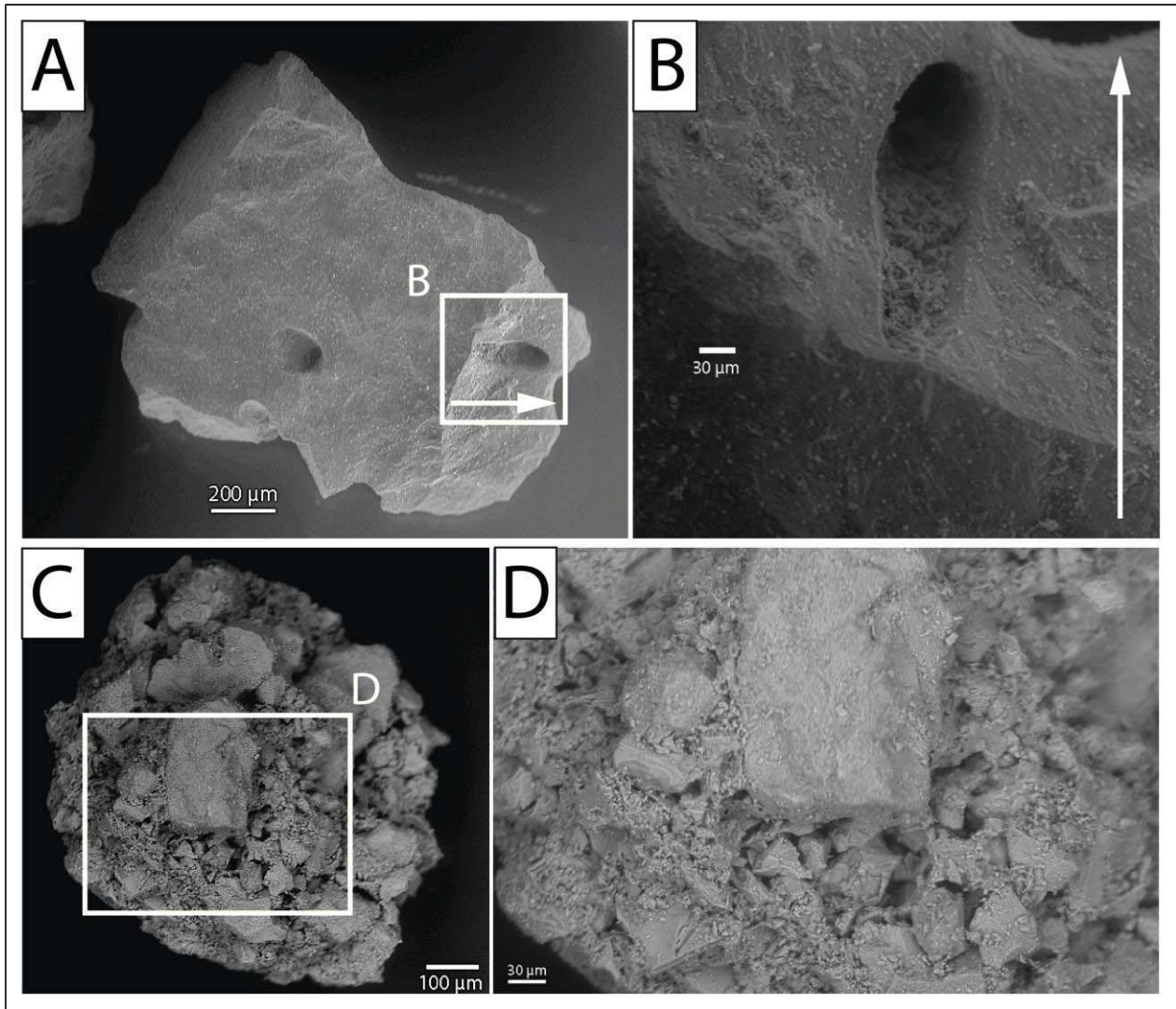


Figura 24.- Imágenes de superficie de alta resolución de muestras pertenecientes a las capas K (A y B) y N (C y D). **A:** Clasto denso. **B:** Detalle de una vesícula rellena de polvo de la imagen A. **C:** Agregado de clastos (posiblemente densos). **D:** Detalle de los fragmentos de menor tamaño y la cobertura de polvo de la imagen C. Imágenes tomadas con microscopio electrónico de barrido autónomo.

3.3.5.- Mineralogía y petrografía

El análisis modal de las muestras (Tabla 4) indica que las tefras de la parte baja contienen fenocristales (> 300 µm) de olivino, mientras que las tefras de la parte alta contienen fundamentalmente fenocristales de ortopiroxeno. Ambas especies minerales coexisten en los niveles más bajos de la parte alta (E-H) (Figura 25). En cuanto a los microlitos (< 30 µm), en la parte baja dominan los de plagioclasa sobre los de piroxeno (ortopiroxeno), mientras que en la parte alta dominan los de piroxeno (ortopiroxeno en su mayoría, con escasos clinopiroxenos) sobre los de plagioclasa, con un periodo de transición en las capas E y F, donde son equiparables. Microlitos de olivino aparecen exclusivamente en la parte baja. En la mayoría de niveles

superiores de la parte alta (H-M) aparecen clastos densos grises (denominados xenolitos en la Tabla 4) en cantidades inferiores al 1 vol. %. Los porcentajes de matriz vítrea y de opacos se encuentran en un rango de valores similar para todos los niveles (45-65 % y 0-2 %, respectivamente) excepto en la capa G, que presenta valores anormalmente altos de matriz vítrea. Se observa que en esta capa las taquilas contienen únicamente matriz, sin presentar cristales visibles en el microscopio petrográfico.

Tabla 4.- Análisis modal de las tefras del volcán Pelado. Los valores están en porcentajes del volumen total sin contar las vesículas. Ol = Olivino; Opx = Ortopiroxeno; Plg = Plagioclasa; Px = Piroxeno; cripto = criptocristalina; Xenol. = xenolito (clastos densos grises, ver texto).

Muestra	Fenocristales			Opacos (vol.%)	Microlitos en matriz			Matriz vítrea / cripto	Xenol.	Total	% vesículas
	Pl	Ol	Opx		Plg	Ol	Px				
CHI-71B	-	11.6	-	0.9	24.4	2.4	10.6	50.1	-	100	30.0
CHI-21C	-	8.6	-	0.9	29.5	1.2	12.2	47.6	-	100	32.8
CHI-21D	-	8.5	-	1.7	20.6	0.7	16.3	52.2	-	100	29.0
CHI-21E	-	1.6	0.5	0.4	19.6	-	24.0	53.9	-	100	5.8
CHI-21F	-	1.9	0.6	0.4	17.8	-	14.5	64.8	-	100	1.7
CHI-21G	-	0.7	1.5	0.2	5.7	-	8.0	83.8	0.1	100	11.7
CHI-71H	8.9	0.2	2.2	0.0	3.4	-	33.2	51.6	0.5	100	1.9
CHI-71J	5.9	-	1.5	0.2	3.2	-	31.1	57.4	0.7	100	3.1
CHI-71K	7.4	-	1.8	0.4	7.1	-	36.8	45.9	0.4	100	6.2
CHI-71L	7.2	-	1.3	0.0	6.5	-	39.9	44.9	0.2	100	0.1
CHI-71M	7.0	-	1.5	0.2	7.2	-	31.5	51.9	0.7	100	0.9
CHI-71N	5.6	-	1.2	0.7	7.2	-	27.0	58.3	-	100	1.6

Al igual que en otros aspectos de los productos piroclásticos, la mineralogía y la petrografía muestran diferencias claras entre la parte alta y la parte baja de la secuencia, que se hallan resumidas en la Figura 25.

Olivinos: en las capas de la parte baja son de gran tamaño (milimétrico), presentan formas euhedrales a subeuhedrales, y tienen un alto contenido de cromitas (que varían desde completamente opacas a color marrón rojizo) e inclusiones de vidrio, tanto cerradas como reentrantes y en forma de reloj de arena, que pueden tener o no burbujas. Un pequeño porcentaje de olivinos, sin embargo, muestra morfologías características de crecimiento rápido, como puntas de flecha o colas de golondrina (Faure y Schiano, 2004

y 2005) y su tamaño es mucho más pequeño (Figura 26). Los olivinos suelen aparecer parcial o totalmente cubiertos por matriz vítrea, tanto en sideromelanos como en taquilitas, y están muy fracturados. Como microlitos son muy escasos comparados con plagioclasas y piroxenos, y suelen aparecer en taquilitas, dado que estas presentan un mayor contenido de microlitos.

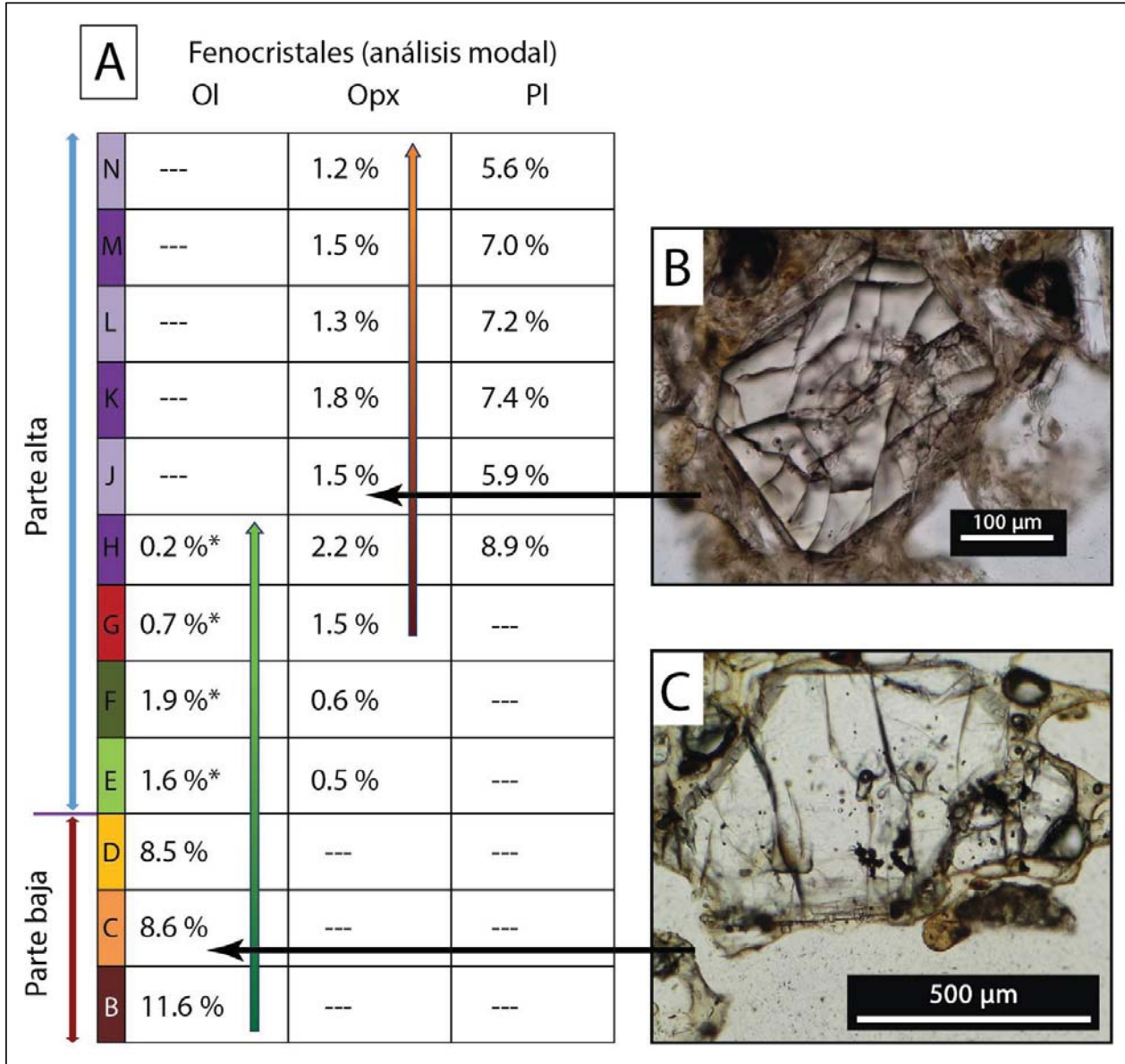


Figura 25.- A: Relación modal de fenocristales de los diferentes niveles de acuerdo a su posición estratigráfica. Abreviaturas como el Tabla 4. **B:** Fenocristal de piroxeno de la capa J en luz paralela. **C:** Fenocristal de olivino de la capa C en luz paralela.

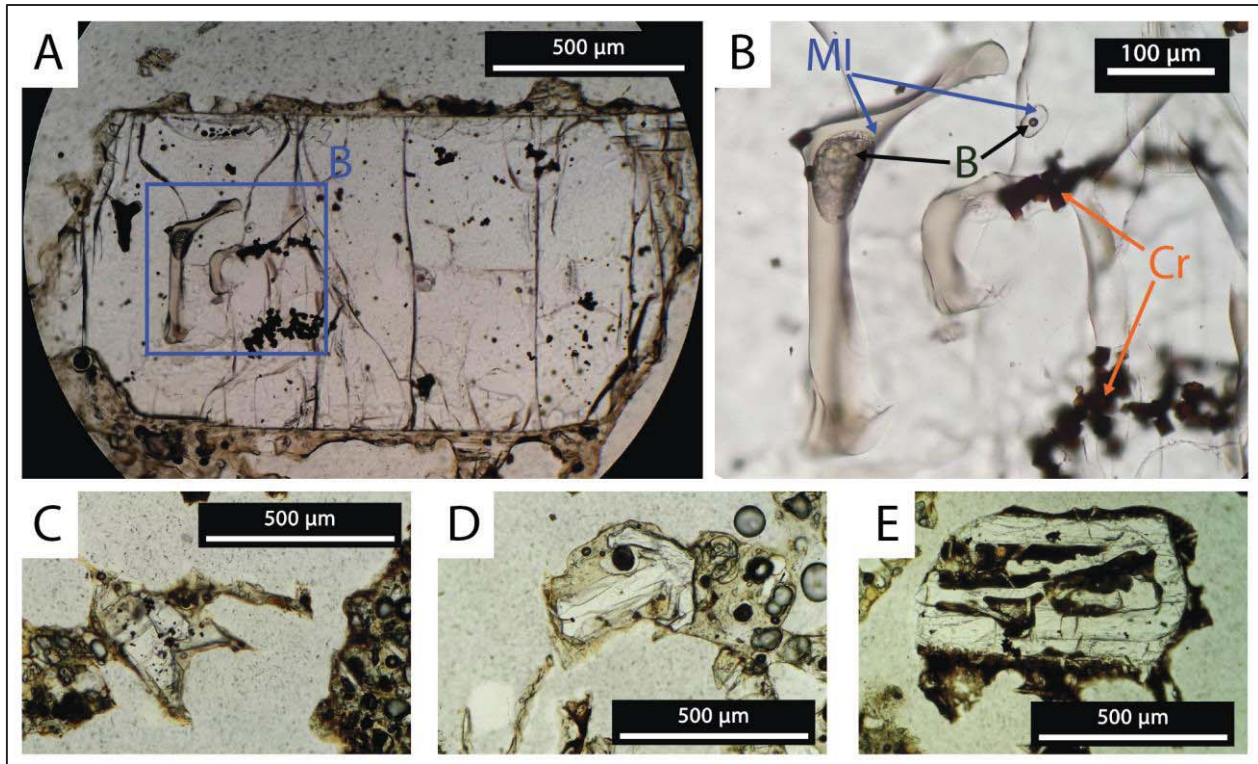


Figura 26.- Olivinos de la parte baja de la secuencia. Imágenes en luz paralela. Muestras pertenecientes a las capas B (A y B) y D (C-E). **A:** Olivino euhedral, fracturado, con múltiples inclusiones de vidrio y cromitas. El recuadro marcado se puede ver ampliado en la imagen B. **B:** Detalle de las inclusiones de cromita y vidrio del cristal de olivino de la imagen A. B = Burbuja; MI = Inclusión de vidrio; Cr = Cromita. **C-E:** Olivinos con morfologías de crecimiento rápido (C = cola de golondrina; D = punta de flecha; E = cristal esquelético). Están a la misma escala que la imagen A, a efectos de comparación de tamaño entre los dos tipos de cristales. Los olivinos de las imágenes C y E están incrustados en sideromelanos, mientras que el olivino de la imagen E está incrustado en una taquilita. En todos ellos se puede observar matriz vítrea en los intersticios cristalinos no cerrados.

En la capas E y F aún aparece un pequeño porcentaje de olivinos que conserva su forma subeuhedral, pero están mucho más fracturados, los cristales con morfologías de crecimiento rápido son más prevalentes y muchos muestran texturas de desequilibrio como coronas de reacción a ortopiroxeno. Las texturas de reacción indican que la composición del cristal no estaba en equilibrio con el magma circundante, es decir, que los cristales eran inestables y reaccionaron con el fundido que los rodeaba para formar nuevos minerales. En este caso la reacción sería $Mg-Ol + SiO_2 = Opx$, siendo Mg-Ol el miembro magnésico de la solución sólida del olivino (forsterita), y Opx ortopiroxeno.

En las capas G y H el porcentaje de olivinos es aún más reducido, los fragmentos son de tamaño menor, y las texturas de desequilibrio más desarrolladas, pudiendo llegar a presentar golfos de corrosión. En

notables excepciones el olivino conserva su forma euhedral, y aparece reemplazado parcialmente por ortopiroxeno, sin ninguna otra textura de desequilibrio (Figura 27).

Mediante análisis con el espectrómetro de energía dispersiva multicanal de rayos X (EDS) acoplado a la microsonda electrónica se determinó que la composición de los olivinos varía de Fo₈₃ en la capa B a Fo₇₄ en la capa G, es decir, que la cantidad de Mg en el magma fue decreciendo en el tiempo.

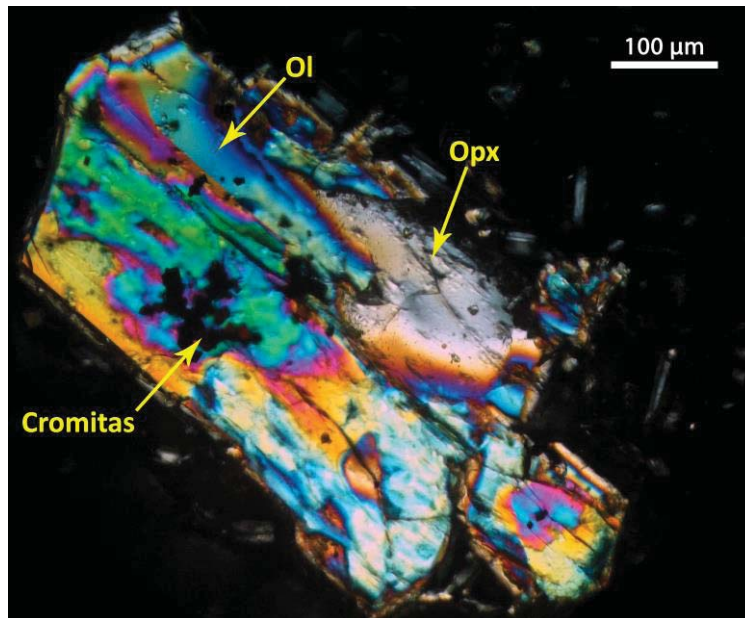


Figura 27.- Cristal de olivino (Ol) parcialmente reemplazado por ortopiroxeno (Opx) de la capa G con nícoles cruzados. Se pueden apreciar multitud de inclusiones de cromita en la parte del olivino sin reemplazar.

Ortopiroxenos: como fenocristales están completamente ausentes de la parte baja, siendo la capa E la primera donde aparecen en la secuencia. Presentan un tamaño mucho menor que los fenocristales de olivino (~ 300 µm frente a > 500 µm; ver Figura 25), aparecen en porcentajes menores (0.2-11.6 % frente a 0.5-2.2 %; ver Tabla 4 y Figura 25) y sus inclusiones de cromita y de vidrio son mucho menos numerosas, y más pequeñas. Su morfología es euhedral, presentando cortes longitudinales, donde se puede observar maclado simple, y transversales al eje óptico, donde se observan planos de clivaje que intersectan a ~90°. En ocasiones aparecen como aglomerados, tanto solos como con fenocristales de plagioclasa. Mediante microscopía óptica no es posible determinar el tipo particular de ortopiroxeno que encontramos en las muestras, aunque los piroxenos que reemplazan a los olivinos probablemente se hallan más próximos al campo de los ortopiroxenos magnésicos por el alto contenido en magnesio de la fase mineral previa.

Una característica particular de los fenocristales de ortopiroxeno de las tefras del Pelado es la presencia de parches de alta birrefringencia que extinguen en ángulo recto coexistiendo en el mismo cristal con

parches de birrefringencia normal, y que son ligeramente más oscuros y verdosos en luz paralela (Figura 28). Estas anomalías no se presentan en todos los cristales, y solamente son evidentes en secciones longitudinales. Posiblemente corresponden con una zonación composicional del mineral, quizá relacionada con su formación a partir de la transformación de un núcleo de olivino en desequilibrio, pero se requieren análisis más en detalle para poder interpretar satisfactoriamente estas anomalías.

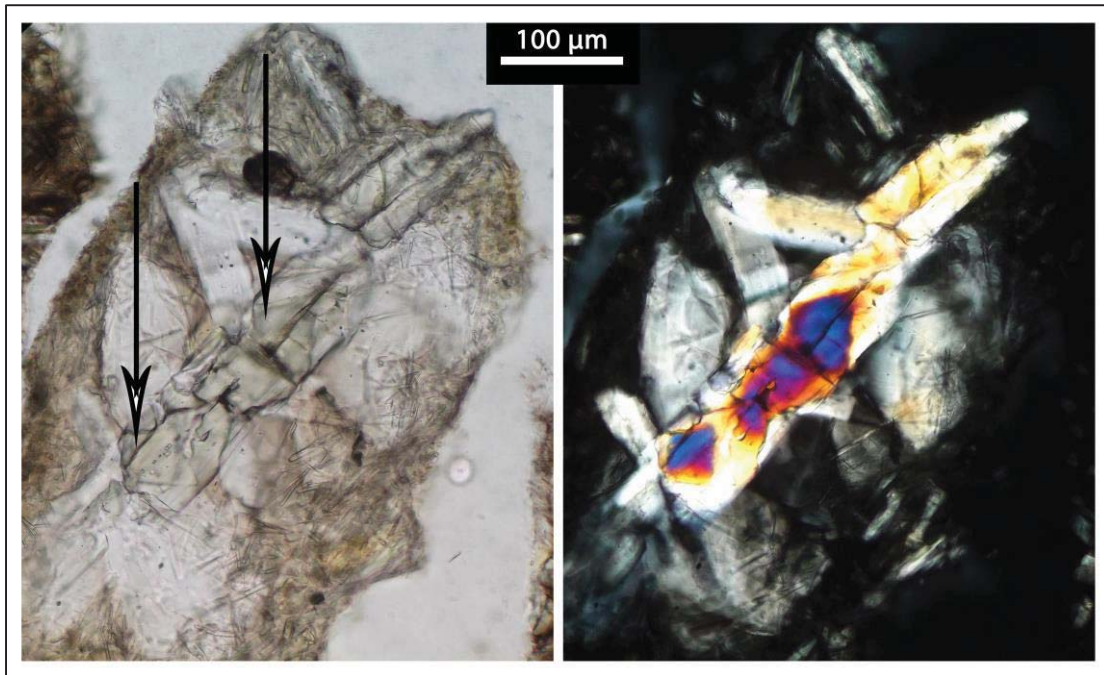


Figura 28.- Aglomerado de cristales de ortopiroxeno y plagioclasa de la capa H. **Izquierda:** Luz paralela. Los parches de color verdoso del centro del cristal, marcados con flechas, corresponden con los parches de birrefringencia anómala de la imagen B. **Derecha:** Nícoles cruzados. Nótese los parches de birrefringencia alta que están en ángulo de birrefringencia máxima junto con los parches de birrefringencia normal.

Como microlitos, son más abundantes en taquilitas que los microlitos de plagioclasa, por lo que son más abundantes en la parte alta de la secuencia que en la parte baja. Predominan los cortes transversales y el maclado simple es frecuente.

Cabe destacar que en la parte alta de la secuencia se pueden apreciar microlitos aislados de clinopiroxeno, identificados por su extinción en ángulo, por lo que no son parches de birrefringencia elevada ubicados dentro de ortopiroxenos. Sin embargo, su número es muy bajo y su tamaño es muy pequeño, por lo que se necesitaría el uso de la microsonda electrónica para tener mayor información sobre ellos (composición, forma, etc.).

Plagioclasas: como fenocristales aparecen principalmente en los últimos niveles (H-N) de la parte alta de la secuencia, donde pueden aparecer aislados o formando aglomerados. Algunos cristales presentan una extinción ondulante muy particular (Figura 29).

Como microlitos son más abundantes que los microlitos de piroxeno en los sideromelanos, por lo que son más abundantes en la parte baja de la secuencia que en la parte alta. En general son de un tamaño mayor que los microlitos de piroxeno, y suelen presentar maclas de tipo Carlsbad y lamelares. Analizando el ángulo de extinción de los microlitos de mayor tamaño (mínimo 5 microlitos) se determinó que los microlitos de plagioclasas de la parte baja (ángulo de extinción 32-34°) son mayoritariamente labradoritas ($An_{50}-An_{70}$), mientras que los microlitos de plagioclasas de la parte alta (ángulo de extinción 23-29°) son mayoritariamente andesinas ($An_{30}-An_{50}$) (método de Michel Lévy para rocas volcánicas, según Nesse, 2000).

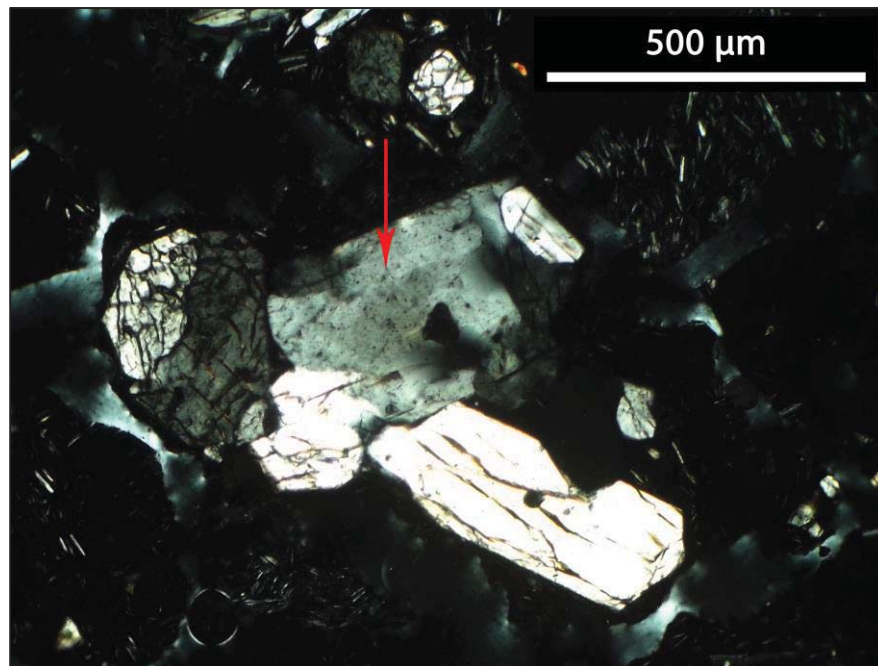


Figura 29.- Aglomerado de cristales de plagioclasa. El cristal marcado con una flecha muestra extinción ondulante. Muestra de la capa G con nicoles cruzados.

Opacos: compuestos fundamentalmente por óxidos, de formas poligonales euhedrales. Por su morfología y opacidad, los opacos de la matriz son probablemente magnetitas e ilmenitas.

Otros componentes menores de los productos del Pelado son las inclusiones aciculares de apatito en los ortopiroxenos de la parte alta de la secuencia.

Como se ha mencionado anteriormente, se encontraron también clastos densos compuestos por masas de plagioclasas alineadas de textura microlítica en las que se hallan incluidos algunos piroxenos, rodeadas de una matriz oscura (vítrea), con bordes irregulares, a veces redondeados (Figura 30). Aparecen en la parte alta de la secuencia y, si bien su tamaño no es muy grande, sí son frecuentes. Son denominados aquí “xenolitos” por su textura y orientación diferentes a las del resto de microlitos presentes en las muestras, aunque se requiere un estudio más a detalle para determinar si son de composición similar o distinta a los clastos juveniles.

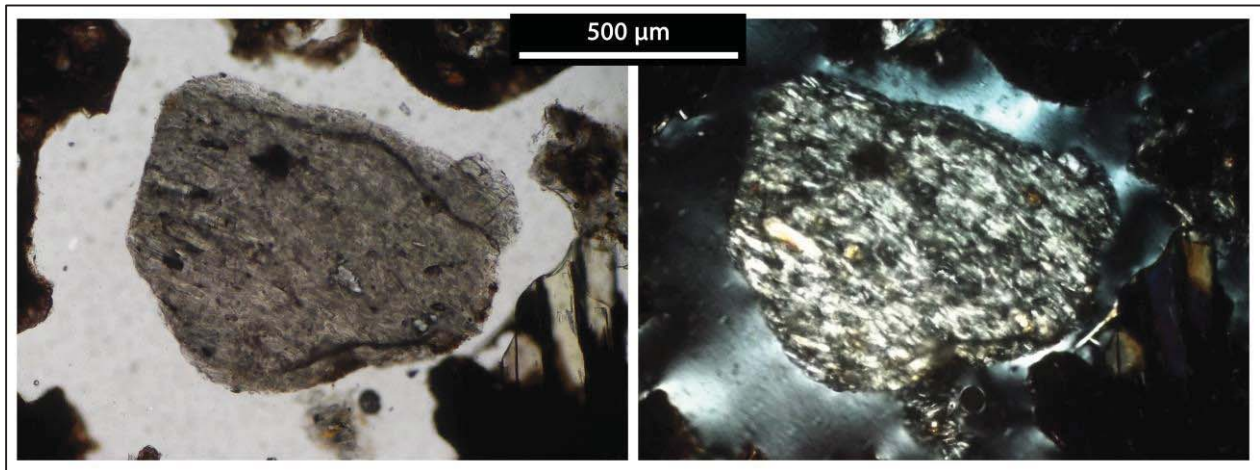


Figura 30.- “Xenolito” compuesto por microlitos de plagioclasas alineadas de la capa H, a 10 aumentos. *Izquierda:* Luz paralela. *Derecha:* Nícoles cruzados. En ambas imágenes se pueden observar piroxenos englobados en las plagioclasas, que parecen rodearlos.

3.4.- Características de las lavas y relaciones estratigráficas con la tefra

Las lavas del Pelado han sido descritas con anterioridad por Arana Salinas (1998) y Siebe et al. (2004a y b). Sin embargo, estos autores sólo describen un tipo de flujos de lava: andesítico con predominancia de ortopiroxenos como fenocristales máficos. Sin embargo, hemos determinado que estas lavas corresponden al flujo superior de las lavas del Pelado, y que existe un flujo inferior notablemente más máfico y con olivinos como fenocristales predominantes. Este descubrimiento ha sido posible gracias a la excavación de las lavas que se ha realizado en la cantera de la Planta de Asfalto del Distrito Federal, en la localidad de Parres (Figura 31), que revela la base de las lavas del Pelado, la cual no aflora en ningún otro lugar y que se describe en este trabajo por primera vez. Después de este hallazgo, se han encontrado otros lugares ubicados al margen del escudo donde flujos de lava evidentemente más vesiculares y de espesor más delgado a los flujos del escudo presentan olivinos (Figura 31). El estudio de los afloramientos existentes en la cantera reveló también las relaciones estratigráficas entre estas unidades de lava y la

secuencia de tefra arriba descrita, que se presentan a continuación. Este afloramiento corresponde a los puntos CHI-82 y CHI-83, cuya columna estratigráfica se encuentra en la Figura 15.



Figura 31.- Imagen multispectral SPOT5 del volcán Pelado. En la imagen se señalan los lugares donde se ha encontrado el flujo inferior del Pelado. En el caso del flujo WSW, la línea punteada marca la extensión de flujo inferior no cubierta por el flujo superior. Cortesía del Dr. Jorge Lira.

En la cantera se pueden reconocer tres unidades de lava (Figura 32). Los dos flujos basales, de más de 10 metros de espesor, corresponden probablemente a las lavas del Acopiaxco, el volcán ubicado directamente cuesta arriba de la cantera (Figura 31), y cuyas lavas estas cubiertas por depósitos piroclásticos del Pelado, con un paleosuelo intercalado. En estas lavas se pueden encontrar lo que los locales denominan “corazones de piedra”, que no son más que xenolitos de cuarcita (este estudio y Siebe et al., 2004b).



Figura 32.- Panorámica de los flujos de lava que afloran en la cantera (CHI-82 y 83). El flujo que aparece señalado como Acopiaxco es el flujo superior de este volcán. PFI = Flujo Inferior del Pelado; PFS = Flujo Superior del Pelado; TF = Pómez Tutti-Frutti. Retroexcavadora de 2.5 metros de altura.

Directamente sobre estos flujos (sin presencia de paleosuelo) yace una secuencia piroclástica de 241 cm de espesor (Figura 33) cuya proveniencia del Volcán Acopiaxco es coherente con su gran espesor y tamaño de grano grueso a la base (hasta lapilli), puesto que el Volcán Acopiaxco se ubica a una distancia de <3 km de la cantera (Figura 31). Le sobreyacen 40 cm de paleosuelo, sobre los cuales se depositan 5 cm de Pómez Gris y 16 cm de pómez Tutti-Frutti que, como se explicó en el epígrafe 3.3.1., pertenecen a la erupción de ca. 14.100 ¹⁴C años A.P. del Popocatépetl y que sirven como marcador de correlación. Sobre la Tutti-Frutti yacen 16 cm de ceniza re TRABAJADA de procedencia desconocida, y sobre ésta hasta 23 cm de secuencia piroclástica del Pelado, en concreto las capas de la parte baja (B-D) y las capas basales de la capa E de la parte alta, recubiertas directamente por un flujo de lava de 3 metros de espesor (Figura 33).

Este flujo, denominado flujo inferior del Pelado, presenta olivinos milimétricos visibles a simple vista, y una estructura interna masiva, muy vesiculada y fracturada. El contacto con las cenizas inferiores es erosivo. Sobre el flujo inferior y sin discontinuidad yacen unos 50 cm de la parte alta de la secuencia piroclástica del Pelado, que en la cantera está compuesta por las capas G a posiblemente M (difícil determinar el nivel superior), sobre los cuales, y con un contacto erosivo, se halla el flujo superior de las lavas del Pelado, que en el sector de la cantera que se ha estudiado alcanza 12 metros de espesor. El flujo superior está muy fracturado, formando lajas finas de varios cm de espesor o con fracturas de exfoliación en “cebolla” que rodean a núcleos masivos. Es un flujo pobremente vesiculado en el que los cristales visibles a simple vista son piroxenos y plagioclasas.

El hecho de que el flujo superior de lava en esta localidad no está cubierto de un espesor detectable de tefra, y que casi la totalidad de la secuencia piroclástica se encuentra debajo de él, indica que el último episodio eruptivo del Pelado fue de tipo efusivo.

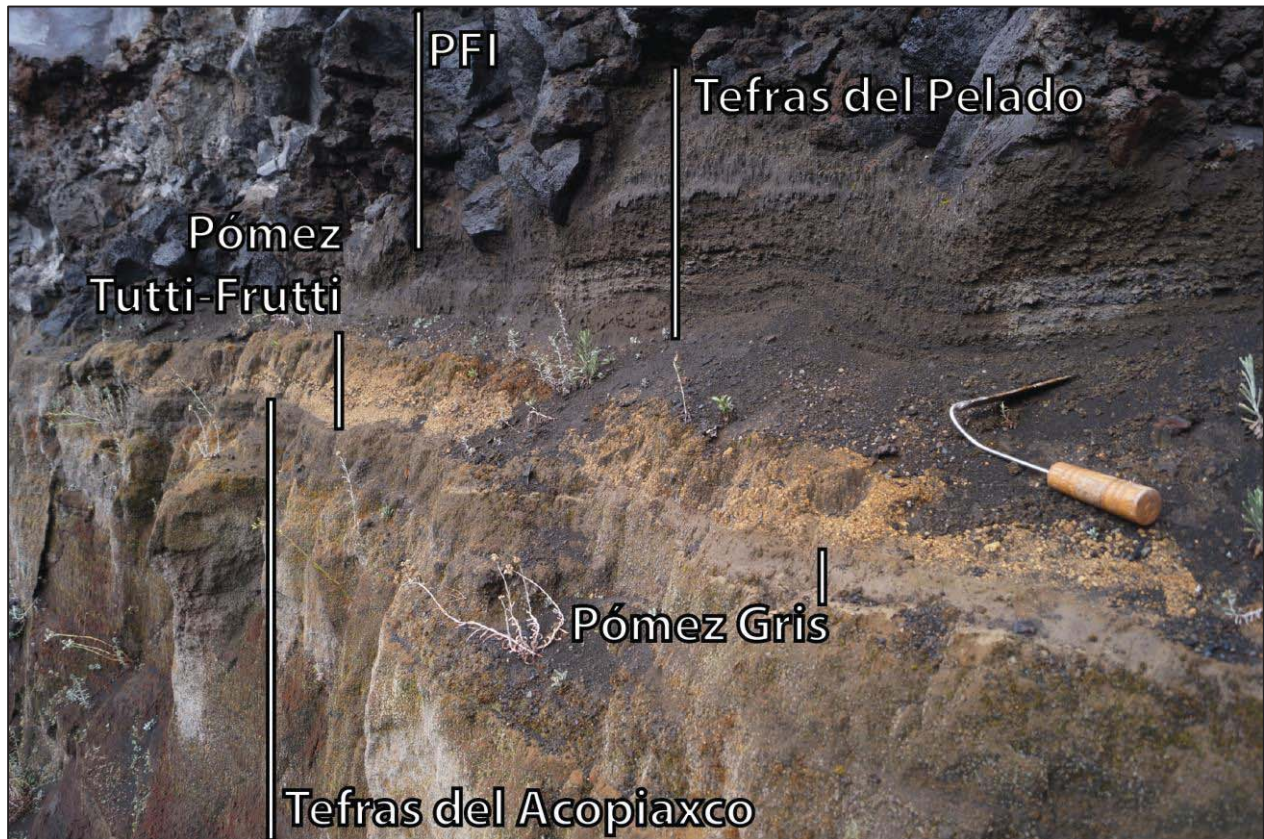


Figura 33.- Detalle del contacto entre las lavas del flujo inferior del Pelado (PFI) y la secuencia piroclástica de la parte baja en la cantera (CHI-82). También pueden observarse la pómez Tutti-Frutti y la Pómez Gris del Popocatepetl, y la secuencia piroclástica del Acopiaco. Herramienta utilizada como escala de 30 cm de longitud.

Existe solo otro afloramiento donde se ha encontrado el contacto entre las tefras y las lavas del Pelado. En este punto (CHI-57) la secuencia de tefra depositada directamente sobre las lavas corresponde a la parte alta de las capas E y F, y capas superiores (Figura 15). El flujo de lava expuesto en esta ubicación corresponde a la muestra A2-24 de Siebe et al. (2004b) la cual incluye fenocristales de ortopiroxenos, sin olivinos.

Estos datos nos indican que existen dos tipos de lavas en el Pelado: unas tempranas, vesiculares con olivinos, que recubren a la parte basal de la secuencia piroclástica (el flujo inferior), y unas más tardías, densas y sin olivinos (el flujo superior), que están asociadas a la parte alta de la secuencia piroclástica, siendo coetáneas a la misma.

3.5.- Composición química de los productos eruptivos

Aquí presentamos brevemente los datos químicos de roca total de las tefras y lavas analizadas. Los datos completos serán interpretados y publicados en un trabajo doctoral posterior.

Las tefras y lavas del Pelado presentan una variación química importante que define una serie calcoalcalina (Figura 34). Tras el cálculo de la norma CIPW (ver Capítulo 2 para más detalles), se determinó que las tefras de la parte baja corresponden a un magma Ol-Hy-normativo de primitivo a poco evolucionado de composición andesita basáltica, mientras que las tefras de la parte alta corresponden a un magma Hy-normativo de poco a moderadamente evolucionado de composición andesita a dacita. El análisis de separados de taquilitas, sideromelanos y clastos densos muestra que todas estas partículas tienen la misma composición para los componentes de la misma unidad (con variaciones dentro del error analítico), por lo que todos son clastos juveniles que han sufrido procesos de enfriamiento, desgasificación y cristalización "in situ" diferentes (ver capítulo 4).

Las lavas del flujo inferior están composicionalmente intermedias entre las tefras de la parte baja de la secuencia piroclástica y las de la parte alta, con una composición de andesita basáltica a andesita, mientras que las lavas del flujo superior son composicionalmente similares a las capas E-O de la parte alta de la secuencia piroclástica. Por otra parte, los datos del Tzotzocol publicados por Siebe et al. (2004b) son muy similares al conjunto de las lavas del flujo superior y las tefras de la parte alta, lo que apoya la noción de que el Tzotzocol es un cono adventicio, formando durante la erupción del Pelado, y no una estructura anterior al Pelado como sugieren Siebe et al. (2004a). Curiosamente, estos autores describen estos mismos datos como distintos de los de las lavas del Pelado, sin dar mayores explicaciones.

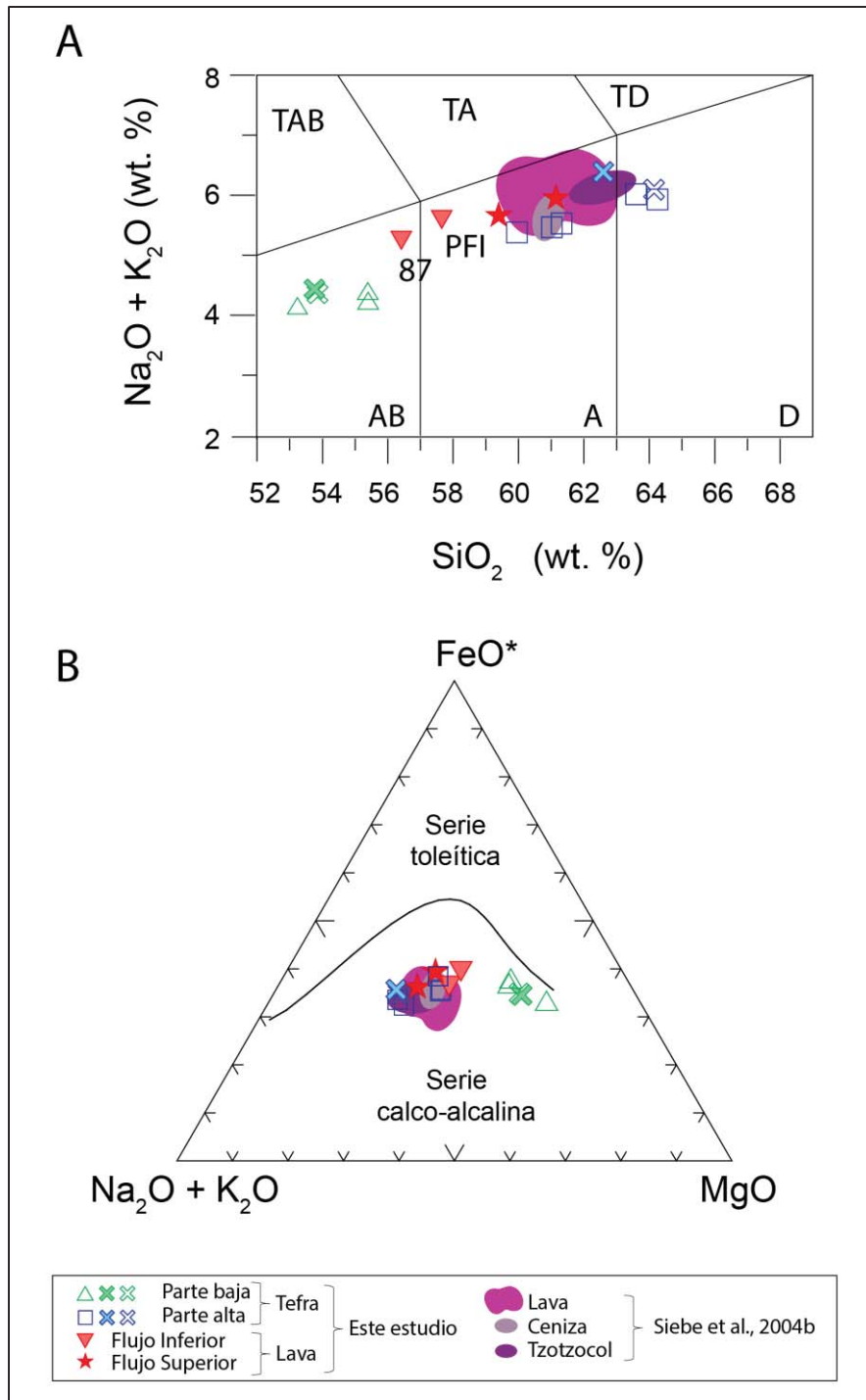


Figura 34. Clasificación geoquímica de las muestras del Pelado. A: Diagrama TAS simplificado (a partir de Le Bas et al., 1986). TAB = Traquiandesita basáltica; TA = Traquiandesita; TD = Traquidacita; AB = Andesita basáltica; A = Andesita; D = Dacita. 87 representa la muestra de flujo inferior de CHI-87 (Figura 31), mientras que PFI representa la muestra de flujo inferior de CHI-82 (cantera de Parres). B: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). En las tefras de la parte baja, el triángulo representa muestras de roca total (es decir, incluyendo clastos de todos los tipos), la cruz rellena representa un separado de taquilitas y la cruz hueca representa un separado de sideromelanos. Obsérvese la similitud de ambas composiciones. En las tefras de la parte alta, el triángulo representa muestras de roca total (todo tipo de clastos), la cruz rellena representa un separado de taquilitas y la cruz hueca representa un separado de clastos densos.

CAPÍTULO 4. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

4.1.- Cronología de la erupción del volcán Pelado.

Todos los datos apuntan a que la erupción del volcán Pelado se desarrolló en dos fases eruptivas diferenciadas: una fase eruptiva temprana representada por las tefras de la parte baja, y una fase eruptiva más tardía representada, en orden cronológico, por las lavas del flujo inferior, las tefras de la parte alta y las lavas del flujo superior.

La posición del cono adventicio directamente al W del cono principal sugiere que la erupción pudo originarse a lo largo de una fisura E-W paralela a las fallas normales que afectan al basamento y a otros lineamientos en el campo volcánico (Márquez et al., 1999b; Siebe et al., 2004b; Guilbaud et al., 2009a). Puesto que las tefras de la parte baja (capas B-D) se encontraron (separadas por un contacto erosivo) por debajo de las lavas del flujo inferior, las cuales aparecen cubiertas por capas de tefra más altas en la secuencia (G-M), la fase eruptiva temprana parece haber consistido en una actividad puramente explosiva, probablemente asociada con la apertura de la fisura. Como no se conservan indicios de actividad freatomagmática (lapilli acrecional, microestructuras de impacto, elevada proporción de líticos o estratificación cruzada por corrientes de densidad diluidas) suponemos que la actividad fue magmática desde el principio.

La presencia de varias capas estratificadas en los depósitos de esta fase indica que la actividad se caracterizó por múltiples explosiones. Estos eventos originaron columnas eruptivas que depositaron estratos de material muy vesicular (dominancia de sideromelanos) con estratificación planar, buena selección y gradación variable, lo cual refleja variaciones en la intensidad de la erupción y la dirección del viento durante los eventos individuales (Valentine y Gregg, 2008). La caída de fragmentos de gran tamaño y balísticos cerca de la fuente seguramente causó el inicio de la formación de los conos de escoria visibles ahora (el Tzotzocol y el cono principal), además de posiblemente formar otros depósitos proximales de menor altura ahora enterrados por los flujos de lava (ver el caso del Jorullo, Rowland et al., 2009). Durante esta etapa pueden haber coincidido varios puntos de emisión a lo largo de la fisura, lo que explicaría la estratificación difusa y variable del depósito.

Tras esta etapa temprana tienen lugar algunas explosiones que conforman la base de la capa E, seguidas directamente (sin pausa temporal) por el emplazamiento del flujo inferior. El afloramiento en la cantera (CHI-82) nos informa que el emplazamiento de este flujo en este lugar es contemporáneo con la actividad explosiva que forma la sucesión de capas E-F (40 cm de espesor en la sección CHI-80, a la misma distancia de la fuente que la cantera), puesto que gran parte de estos niveles no aparecen en la cantera y

la secuencia de capas por encima del flujo inferior comienza con la capa G (capa rojiza). Por otro lado, en otra sección más lejana del cono (CHI-57), hay evidencia del depósito de las capas F y superiores directamente sobre flujos más evolucionados que el flujo inferior (el flujo superior), indicando que estos también se comenzaron a emplazar durante este periodo de la erupción.

La actividad explosiva durante este periodo tiene características muy diferentes a la actividad de la fase temprana, pues los estratos de las capas E y F son significativamente más delgados y compuestos por material más fino y denso (rico en taquilitas y clastos densos). Esto supone una sucesión de múltiples explosiones más energéticas (mayor grado de fragmentación) y separadas en el tiempo (laminación bien definida). La similitud en grosor de las capas (la cual impidió la identificación de capas marcadoras en estos niveles) implica pocas variaciones en la intensidad de las explosiones.

La presencia de una capa gruesa (EF) entre los múltiples paquetes de finos sugiere erosión sindeposicional debido a lluvias. Durante la erupción del Parícutin se observó una gran erosión y removilización de tefras durante las temporadas de lluvia de los dos primeros años (Rees, 1979). Las tefras de la parte baja no están consolidadas y en la Cuenca de México las temporadas de lluvias son fuertes y anuales, por lo que esta erosión pudo producirse sin que exista un hiato apreciable en la erupción.

La generación de lavas simultáneamente a la actividad explosiva, puede haber causado el colapso parcial de los conos durante su crecimiento. El cono principal, como demuestra el caso del Parícutin (Foshag y González, 1956), probablemente sufriera múltiples episodios de rotura y reconstrucción que no se han preservado. Alternativamente, las lavas pueden haberse emitido desde bocas secundarias localizadas en la base de los conos. La extensión del flujo inferior es poco conocida debido a la falta de perforaciones o canteras en las lavas. Sin embargo, aflora tanto a la base del escudo en el flanco E (CHI-82-83, cantera) como en el flanco W (CHI-85 a 87; Figuras 11 y 31), por lo que es posible que haya formado un escudo bastante amplio, aunque hoy día aparece recubierto casi por completo por las lavas posteriores (el flujo superior).

Tras las capas E-F, que bien pueden considerarse capas transicionales, se produce el depósito de la capa G. Esta capa, como se describió en el epígrafe 3.3.2, se caracteriza por la presencia de una concentración más alta que en los otros niveles de clastos rojos que presentan texturas tanto vesiculares (sideromelanos) como densas (taquilitas y clastos densos). De acuerdo a los análisis realizados mediante espectrómetro de energía dispersiva multicanal de rayos X (EDS) acoplado al microscopio electrónico de barrido, estos clastos presentan un elevado contenido en óxido de titanio, por lo que el color rojizo se debe sin duda a la oxidación de los clastos. La oxidación de los clastos puede atribuirse a su origen en la parte interna del

cono, donde los depósitos sufren procesos de oxidación hidrotermal por la circulación de gases. La alta proporción de estos clastos en esta capa puede significar un colapso importante de la parte interna del cono durante esta etapa de la erupción, quizá relacionado con una pausa en la actividad explosiva.

Tras el depósito de la capa G se depositan las tefras de los niveles H-O, cuyas características texturales y estratigráficas son similares a las de las capas E-F. Durante el depósito de estas tefras se produjo la formación de agregados. En el caso de erupciones como la del Eyjafjallajökull pueden alcanzar hasta un 88 % de las partículas (Taddeucci et al., 2011). La formación de agregados puede ser debido a la presencia de humedad en la parte alta de la tropósfera, donde las partículas en suspensión funcionan como semillas de nucleación de hielo hidrometeorico y formando agregados en un proceso similar a la formación de bolas de nieve (Durant et al., 2009). También puede deberse a la carga electrostática que adquieren las partículas durante el proceso de fragmentación, en ausencia total de fase líquida (James et al., 2002). Ambas hipótesis son plausibles, por lo cual no se puede concluir que la ocurrencia de las explosiones que los aloja sea exclusiva de la temporada húmeda.

La aparente constancia en la actividad en este periodo (alternancia de paquetes de capas finas de color claro y de paquetes de capas ligeramente más gruesas de un color sutilmente más oscuro) pudo haberse generado por la concentración de la actividad en el cono principal, en lugar de a partir de varios puntos a lo largo de la fisura como en la etapa temprana, similar a lo que ocurrió durante la erupción del Jorullo (Guilbaud et al., 2009b, y referencias) o la erupción del volcán Lathrop Wells (Nevada, USA) (Genareau et al., 2010).

No existen evidencias estratigráficas de que durante el emplazamiento de estas capas haya existido actividad efusiva simultánea, pero tampoco puede descartarse, puesto que sólo se han encontrado dos secciones en las que es posible observar los contactos entre tefras y lavas. Lo que se puede deducir con seguridad es que la erupción terminó con una etapa efusiva, en la que los últimos flujos probablemente se emplazaron a partir de bocas laterales en la base del cono principal, puesto que de haber sido posteriores a toda la actividad explosiva y haberse emplazado desde el conducto principal lo más probable es que el cono no conservase una forma perfecta como en la actualidad, sino que presentaría una morfología de herradura. Por lo tanto, el último periodo de la erupción estaba dominado por efusión de lavas y emplazamiento del grueso de los lóbulos que componen el escudo. Los flujos de lava dominan sobre el depósito de piroclastos, lo que resulta en la cobertura de la base del cono principal y el sepultamiento casi total del Tzotzocol (Figura 7).

4.2.- Mapas de isopacas y patrón de vientos

Para la elaboración del mapa de isopacas se requiere conocer las variaciones en el espesor de la secuencia piroclástica con la mayor precisión posible y en el mayor número de puntos posible. La correlación de las secciones (Figura 15) puso de manifiesto la evidente erosión de las capas superiores de la parte alta en la mayor parte de los afloramientos, así como irregularidades en los espesores de la tefra de dos secuencias (CHI-01 y CHI-55), especialmente en las unidades inferiores de la parte alta (E y F), con respecto a su distancia al volcán (Figura 14). Estas dos secuencias de espesores anómalos de tefra se sitúan detrás de volcanes antiguos. En el caso de la sección CHI-01 tras el volcán Caldera del Guarda, un pequeño cono situado en las faldas del Acopiaco y en el caso de la sección CHI-55 tras el volcán La Cima (Figura 35).

Si bien, como muestra la Figura 35, no son las únicas secciones situadas tras otros volcanes, estas secuencias tienen la particularidad de encontrarse directamente a sotavento de un obstáculo si se traza un perfil desde el cono principal (Figura 36). Aparte de tener un espesor que puede llegar a triplicar el espesor de secciones más cercanas al volcán, presentan otras particularidades: su tamaño de grano es más grueso que secciones situadas a distancias equivalentes del volcán, muestran estratificaciones suavemente cruzadas en las capas E y F y, en la sección CHI-01, se pueden encontrar lentes de pómez intercaladas con los niveles de la base.

Por lo tanto, consideramos que los depósitos han sufrido procesos de retrabajo sin-eruptivo en estos lugares, promovidos por las pendientes sobre las cuales estaban emplazados y posiblemente por efecto de los vientos de superficie, que generan procesos de alta turbulencia en la tropósfera baja (0-6 km) y favorecen el transporte de partículas a mayores distancias (Baines, 1995). Estas turbulencias se manifiestan en la ruptura de las ondas de sotavento, causada por la presencia del obstáculo topográfico, que reduce la velocidad del viento y, por tanto, su capacidad de carga, favoreciendo el depósito (Stull, 1988; Watt et al, 2015). Puesto que no es un fenómeno generalizado en la secuencia piroclástica del Pelado, estas dos secuencias no fueron consideradas para elaborar los mapas de isopacas.

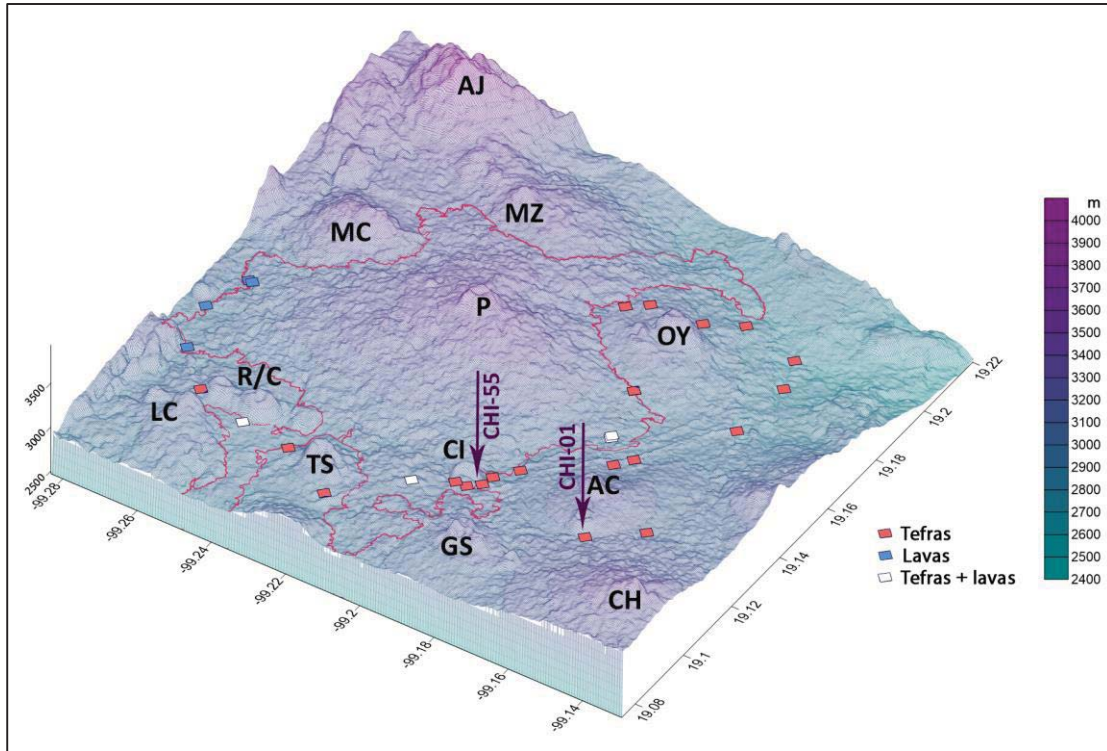


Figura 35.- Modelo tridimensional de la zona central del volcán Pelado, en el que se muestra la situación de las capas de espesor anómalo. Elaborado con Surfer 11. AC = Acopiaxco; AJ = Ajusco; CH = Chichinautzin; CI = La Cima; GS = Guespalapa; LC = Los Cardos; MC = Malacatepec; MZ = Mezontepec; OY = Oyameyo; P = Pelado; R/C = Complejo Las Raíces / El Cajete; TS = Tesoyo.

Una vez identificadas las secciones no representativas el conjunto general de la erupción, se procedió a la elaboración del mapa de isopacas a partir de los espesores recogidos en campo, utilizando como guía el modelo de distribución de tefra de erupciones históricas como la del año 1992 del volcán Cerro Negro o la del 2008 del Chaitén (Courtland et al., 2012; y Alfano et al., 2012; respectivamente) o antiguas como las del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle (Singer et al., 2008). Además de las secciones anómalas previamente mencionadas se eliminaron aquellas secciones que mostrasen señales de retrabajo evidentes. Se realizaron tres mapas para observar si existía variabilidad en la dispersión de la tefra para distintos niveles de la columna: un primer mapa para la tefra gruesa de la parte baja (B-D), un segundo mapa para las unidades inferiores de la parte alta (E-F), puesto que presentan una gran variación en su espesor, y un tercer mapa para el resto de las unidades de la parte alta (H-O), que son las que más incompletas se presentan debido a la erosión y edafización de los últimos niveles (Figura 37). No se utilizó la capa rojiza (G), puesto que esta presenta un espesor cuasi constante en todas las secciones donde aparece, y no aporta información adicional, ni la capa EF, por ser un producto retrabajado.

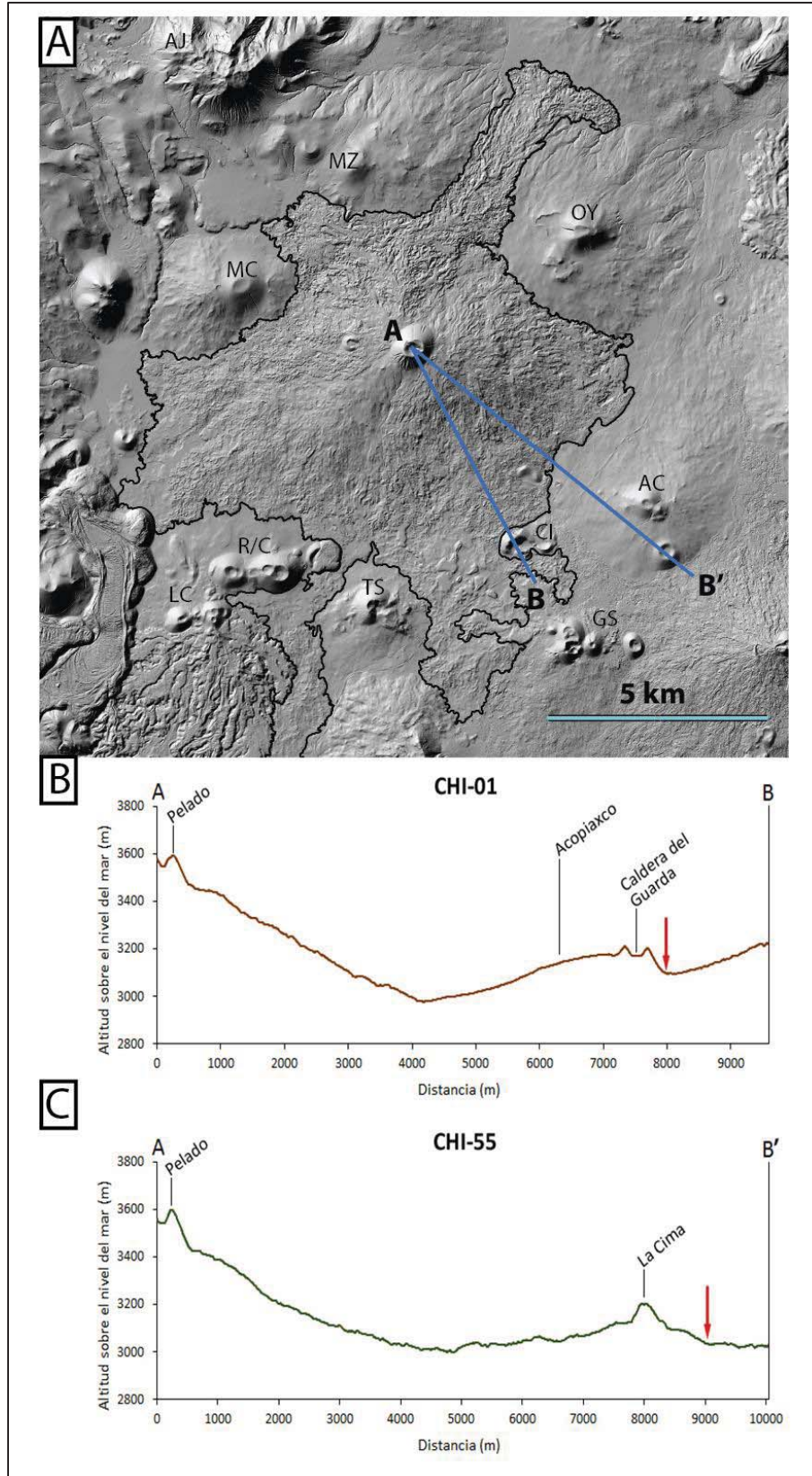


Figura 36.- Perfiles de altitud para las secuencias con espesores anómalos de tefra trazados desde el cono principal. Abreviaturas como en la Figura 34.

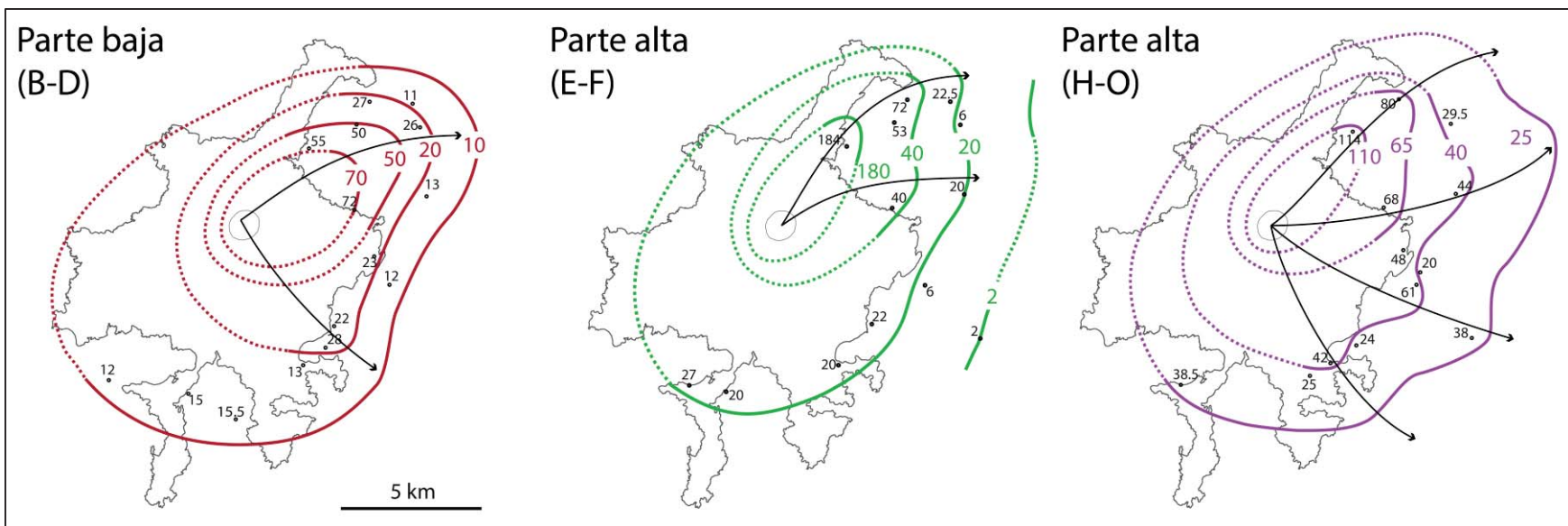


Figura 37.- Mapas de isopacas del volcán Pelado. Cifras en centímetros.

Como se puede observar, los ejes de distribución de la tefra son algo variados pero el denominador común es la dispersión en un arco de direcciones NNE-ENE.

Si observamos los patrones de viento actuales, para el área del Pelado en superficie (Figura 38A) y para el conjunto de la Cuenca de México en altura (Figura 38B), veremos que los vientos dominantes coinciden a grandes rasgos con los ejes de dispersión comunes a los tres mapas de isopacas, por lo que es lógico suponer que los vientos dominantes hace 10.000 años (edad de erupción del Pelado) seguían un patrón similar al existente hoy en día. Este hecho concuerda con la observación que las erupciones posteriores al Pelado no han cambiado de manera significativa la topografía en esta zona.

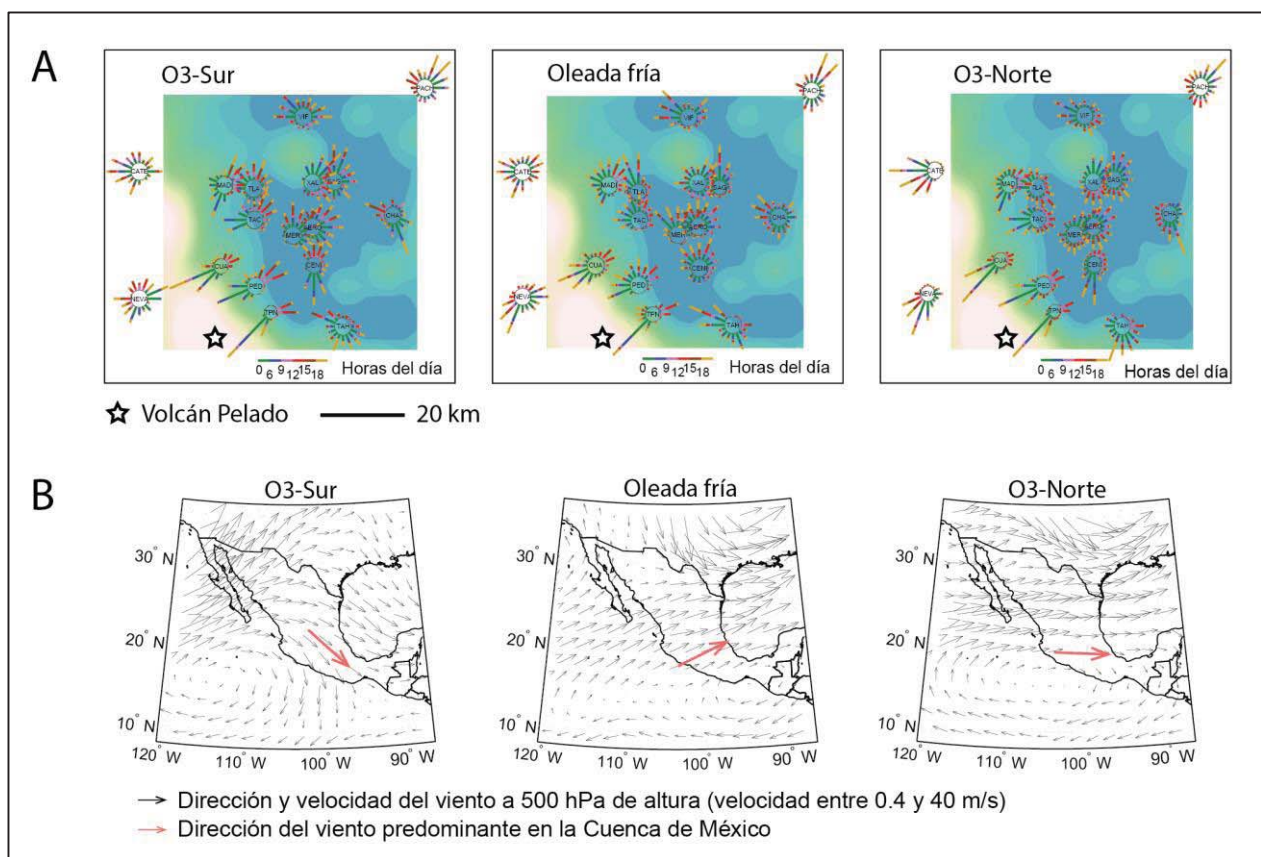


Figura 38.- A: Patrón de vientos en superficie en el área de la Cuenca de México. Está representado por “rosas de tiempo” que indican la predominancia de las distintas direcciones del viento medidas a diferentes horas del día. **B:** Patrón de vientos en altura para el conjunto de la República Mexicana. La longitud de las flechas negras refleja la velocidad del viento. Los vientos predominantes en el área de la Cuenca de México están representados por flechas de color rosado que sólo representan dirección. Modificadas de de Foy et al. (2005).

4.3.- Estimación de volúmenes eruptivos

En primer lugar, se realizó el cálculo del volumen del cono. Para ello se utilizaron cuatro métodos diferentes:

Método 1.- Cálculo del volumen a partir de una superficie de referencia en el SIG ArcGis. La herramienta de superficie funcional permite calcular el volumen de un polígono por encima de un plano de base horizontal de altitud fija.

Método 2.- Cálculo del volumen a partir de la fórmula propuesta por Hasenaka y Carmichael (1985):

$$V_{co} = \frac{\pi \times H_{co}}{12} \times [W_{cr}^2 + W_{co}^2 + (W_{co} \times W_{cr})],$$

$$\text{donde: } W_{cr} = \frac{Wb_{cr} + Ws_{cr}}{2}; W_{co} = \frac{Wb_{co} + Ws_{co}}{2} \text{ (Ecuación 1)}$$

Método 3.- Cálculo del volumen a partir de la fórmula propuesta por Dóniz-Páez et al. (2012):

$$V_{co} = \frac{1}{3} \times \{\pi \times H_{co} \times [(Wb_{co}^2 + Ws_{cr}^2) + (Wb_{co} \times Ws_{cr})]\} \text{ (Ecuación. 2)}$$

Método 4.- Cálculo del volumen a partir de la fórmula ideal de un cono elíptico truncado con corrección por volumen ausente de cráter²:

$$V_{co} = \left[\frac{\pi \times H_{co}}{3} \times \left(1 + \sqrt{\frac{Rb_{cr} \times Rs_{cr}}{Rb_{co} \times Rs_{co}}} + \frac{Rb_{cr} \times Rs_{cr}}{Rb_{co} \times Rs_{co}} \right) \right] - \left[\frac{\pi \times D_{cr} \times Rb_{cr} \times Rs_{cr}}{3} \right],$$

$$\text{donde: } Rb_{cr} = \frac{Wb_{cr}}{2}; Rs_{cr} = \frac{Ws_{cr}}{2}; Rb_{co} = \frac{Wb_{co}}{2}; Rs_{co} = \frac{Ws_{co}}{2} \text{ (Ecuación 3)}$$

² Esta fórmula ha sido desarrollada en el presente trabajo a partir de la ecuación estándar de un cono circular truncado, puesto que no existe una ecuación similar para conos elípticos truncados.

Todos los parámetros fueron obtenidos a partir del modelo digital de alta resolución LIDAR de INEGI, siguiendo el esquema de un cono idealizado (Figura 39), excepto la altitud de la superficie de referencia, que se calculó aplicando la media aritmética a 8 puntos tomados a intervalos regulares en la base del cono.

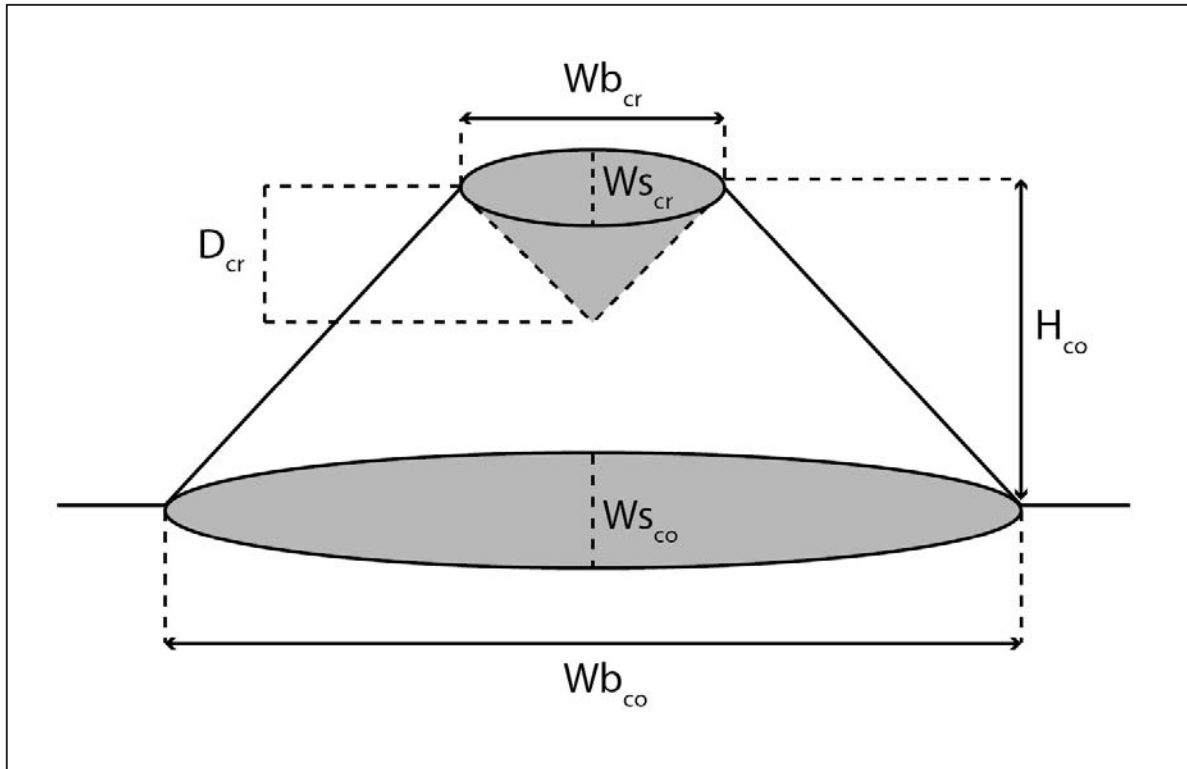


Figura 39.- Esquema utilizado para la medición de los parámetros empleados en las ecuaciones 1, 2 y 3. Modificado de Dóniz-Páez et al. (2012).

Una vez obtenidos los parámetros se procedió al cálculo de volúmenes (Tabla 5). Como se puede observar, el método que más se aproxima a la medición por SIG (la más precisa y la que se considera válida) es el cálculo del volumen a partir de la fórmula ideal de un cono elíptico truncado con corrección por volumen ausente de cráter. Los métodos de Hasenaka y Carmichael (1985) y de Dóniz-Páez et al. (2012) sobreestiman el volumen del cono, el primero por no aplicar la reducción de volumen del cráter y el segundo por no aplicar una modificación a la ecuación de cono circular, que sobreestima hasta en un orden de magnitud el volumen cuando la diferencia entre los diámetros mayor y menor del cono son muy diferentes. Es por ello que, para áreas donde no se pueda aplicar el método SIG se aplique la ecuación 3 al cálculo del volumen del cono, pues tiene en cuenta tanto el volumen que ocupa el cráter como las asimetrías de cráter y cono.

Tabla 5.- Resultados del cálculo de volumen del cono mediante los diferentes métodos empleados y los parámetros utilizados en los mismos.

Método	Volumen (km ³)	Parámetros utilizados
1) Superficie de referencia (ArcGis)	0.0767	Base del cono = 3429 m.s.n.m. H _{co} = 182.3 m
2) Hasenaka y Carmichael (1985)	0.0830	Wb _{co} = 1175 m W _{Sco} = 882.2 m
3) Dóniz-Páez et al. (2012)	0.389	D _{cr} = 66.89 m
4) Cono elíptico truncado con corrección de volumen de cráter	0.0766	Wb _{cr} = 465.4 m W _{Scr} = 414.3 m

El cálculo del volumen del Tzotzocol se calculó exclusivamente por medio del Método 1, y arrojó un valor de 0.0073 km³.

Seguidamente se procedió a calcular el volumen de los depósitos piroclásticos de caída, estimado a partir del mapa de isopacas utilizando el modelo propuesto por Pyle (1989), puesto que presenta un buen ajuste de regresión ($R^2 > 0.98$). Este modelo, de adelgazamiento exponencial, afirma que un espesor T cualquiera de un depósito depende del área A del depósito, cuyo espesor es superior a T , de un espesor inicial T_0 en el conducto de erupción y una constante de adelgazamiento k de acuerdo a:

$$T = T_0 \exp[-kA^{1/2}] \text{ (Ecuación 4)}$$

El espesor medio equivalente b_T del depósito es la distancia desde la fuente (cono principal) hasta el punto donde el depósito reduce su espesor a la mitad, y sirve como medida de dispersión del depósito. Este espesor equivale a:

$$b_T = \frac{\ln(2)}{k\sqrt{\pi}} \text{ (Ecuación 5)}$$

El volumen del depósito se estima utilizando los parámetros T_0 y b_T de acuerdo a:

$$V = 13.08T_0b_T^2 \text{ (Ecuación 6)}$$

Para obtener estos parámetros necesitamos ajustar linealmente la relación entre el área comprendida por cada una de las isopacas definidas y el espesor del depósito que representa cada una de ellas, puesto que la ordenada en el origen representa $\ln(T_0)$ mientras que la pendiente de la ecuación lineal de ajuste

representa el parámetro k , y a partir de este último podemos obtener b_T (el espesor medio equivalente). Una vez obtenidos estos parámetros calculamos el volumen mediante la aplicación de la Ecuación 6 (Tabla 6). Puesto que se definieron mapas de isopacas para tres niveles de la columna estratigráfica, estas operaciones se deben aplicar para cada uno de los mapas, y sumar el volumen obtenido de cada uno para obtener el volumen total de los depósitos piroclásticos de caída. El área contenida por cada una de las isopacas se calculó por aproximación a la elipse.

Tabla 6.- Parámetros utilizados en el cálculo del volumen de los depósitos de caída y resultados obtenidos.

Mapa	Espesor del depósito (m)	Área contenida por las isopacas (km ²)	Ecuación de ajuste lineal $y = mx + b$ $m = k; b = \ln(T_0)$	b_T (km)	Volumen (km ³)
Parte baja	0.1	523	$y = -0.1393x + 0.8244$ $R^2 = 0.9847$	2.81	0.235
	0.2	269			
	0.5	135			
	0.7	70			
Parte alta (E-F)	0.2	402	$y = -0.1632x + 1.5603$ $R^2 = 0.9799$	2.40	0.358
	0.4	197			
	1.8	42			
Parte alta (H-O)	0.25	514	$y = -0.1082x + 0.8982$ $R^2 = 0.9935$	3.61	0.419
	0.4	306			
	0.65	152			
	1.1	51			
TOTAL					1.012

El volumen total de los depósitos piroclásticos del volcán Pelado es la suma entre el volumen de los conos y el volumen de los depósitos de caída, que en este caso suponen un total aproximado de 1.1 km³. Este volumen es una estimación mínima, puesto que no es posible calcular el volumen de depósitos de caída perdidos por erosión o edafización. No toma tampoco en cuenta el volumen de los conos enterrados debajo de las lavas, el cual se estima más adelante, con base en la reconstrucción de la topografía pre-existente.

Seguidamente se procedió al cálculo del volumen del escudo. Para ello, en primer lugar se reconstruyó la superficie original cubierta por las lavas, puesto que ha habido al menos siete erupciones posteriores

en la zona (Siebe et al., 2005) cuyas lavas en algunos casos se han depositado directamente sobre los flujos del Pelado. Esta reconstrucción es necesaria para conocer con una precisión mayor el volumen emitido.

Con la cartografía de la zona proporcionada por el mapa geológico (Figura 9) se identificaron los flujos de lavas provenientes de otros volcanes que pudieran estar cubriendo a las lavas del Pelado (Figura 40, izquierda), comprobando con los datos radiométricos publicados por Siebe et al. (2004a) y las relaciones morfológicas descritas en el epígrafe 3.1, que las relaciones estratigráficas entre volcanes fueran correctas. La topografía de estos volcanes fue eliminada y la superficie original de emplazamiento reconstruida a partir de la interpolación de curvas de nivel con espaciado de 20 metros. A la hora de interpolar las curvas se tuvieron en cuenta factores como la topografía circundante o la pendiente general del terreno.

Tras la reconstrucción se generó un modelo digital de elevación (MDE) representativo de la topografía original previo a la erupción de estos volcanes jóvenes a partir de la rasterización de la superficie definida por las nuevas curvas de nivel. Considerando parámetros como las longitudes observables de los flujos del Pelado y su composición química (ver abajo), se redefinió el área cubierta por las lavas sobre este MDE. Los flujos que se consideró que originalmente se extendían más allá de sus límites actuales son el flujo WSW (bajo la Mesa El Tabaquillo), el flujo SSW (bajo las coladas de los volcanes Tepeyahualco y Los Cardos), y el flujo SSE (bajo las coladas del Guespalapa).

Se consideró que la extensión del flujo WSW alcanzó como máximo las estribaciones de la Sierra de Las Cruces-Zempoala. El flujo SSW se redefinió teniendo en cuenta la extensión máxima actual y cerrando la morfología del flujo que puede intuirse bajo las lavas de Los Cardos, y el cual es limitado en las cercanías al escudo por los edificios antiguos del complejo Las Raíces/El Cajete y del Tesoyo. En cuanto al flujo SSE se consideró que solamente estaba cubierto por las lavas del Guespalapa, puesto que su morfología actual sugiere que, tras ser desviada por el volcán La Cima, la lava fluyó principalmente hacia el SSE. La extensión máxima de este flujo se trazó a partir de la extensión máxima del flujo SSW. Teniendo en cuenta que las lavas del Pelado en las cercanías a La Cima son más evolucionadas, y por tanto más viscosas, que las del Chichinautzin y el Guespalapa (Siebe et al., 2004b), es lógico suponer que sus lavas del primero no llegarán tan lejos como las de estos últimos (Walker, 1973a), y una suposición lógica es que llegasen tan lejos como las del flujo SSW, puesto que el terreno en general está inclinado hacia el SE, lo que favorece que la lava fluya antes que acumularse en las cercanías a La Cima. En la Figura 40 (centro), se puede observar la reconstrucción de la extensión original estimada para las lavas del Pelado, que se calcula en un mínimo de 101.7 km², es decir que las lavas de Mesa El Tabaquillo, Tepeyahualco, Los Cardos y Guespalapa cubren al menos 21 km².

Con el área original definida se procedió a la estimación del volumen total del escudo. Para ello se utilizaron dos métodos:

Método 1.- Cálculo del volumen a partir de una superficie de referencia. Similar al método aplicado para el cálculo del volumen del cono, con la salvedad de que para el escudo se ha considerado la media aritmética de 40 puntos a lo largo del perímetro para definir la altura fija del plano horizontal de base.

Método 2.- Cálculo del volumen a partir de la reconstrucción de la paleotopografía previa a la erupción del volcán Pelado. Para ello se utilizó un procedimiento similar al empleado para definir la superficie original de las lavas (antes de su recubrimiento por flujos de erupciones más recientes), sólo que en este caso se eliminó el relieve del volcán Pelado y se reconstruyó la superficie previa a su emplazamiento, empleando los mismos criterios expuestos anteriormente. Se puso especial cuidado en la reconstrucción de la superficie con el fin de no generar altitudes aberrantes, especialmente en el caso del cono principal, cuya altura ha de ser plausible.

La altura total del cono del Pelado (incluyendo la parte sobre las lavas y la parte debajo de éstas) según el Método 2 sería de 445 metros, lo cual es razonable teniendo en cuenta que la altura total del Parícutin, que emplazó un volumen mucho menor de lavas, es de 397 metros (Luhr y Simkin, 1993) y entra dentro del rango de alturas registrado para conos de escoria (Vesperman y Schminke, 2000). Implica que la base del cono del Pelado se encuentra sepultada por un espesor de 263 metros de lavas, en comparación con 177 metros para el Volcán Parícutin. Para el Tzotzocol se calcula una elevación total de 240 metros, con 161 metros sepultados por las lavas.

Con una altura total de 445 metros para el cono principal, si asumimos que los flancos sepultados del cono mantienen la misma pendiente que se observa en la parte expuesta y hacemos una reconstrucción del cono completo, obtendremos un cono cuyo volumen es de 0.456 km^3 , es decir, hasta 6 veces el volumen expuesto. De manera similar, el volumen completo del Tzotzocol equivaldría a 0.054 km^3 . Estas estimaciones supondrían que el volumen total de los depósitos piroclásticos del Pelado es de 1.5 km^3 .

Una vez reconstruida la topografía original se generó otro modelo digital de elevación por rasterización de las nuevas curvas de nivel (Figura 40, derecha). A partir de los dos MDE generados (pre-erupción de volcanes posteriores al Pelado y pre-erupción del Pelado) se crearon redes de triángulos irregulares (TIN), que se restaron para obtener la diferencia volumétrica entre ambos, la cual representa el volumen del escudo.

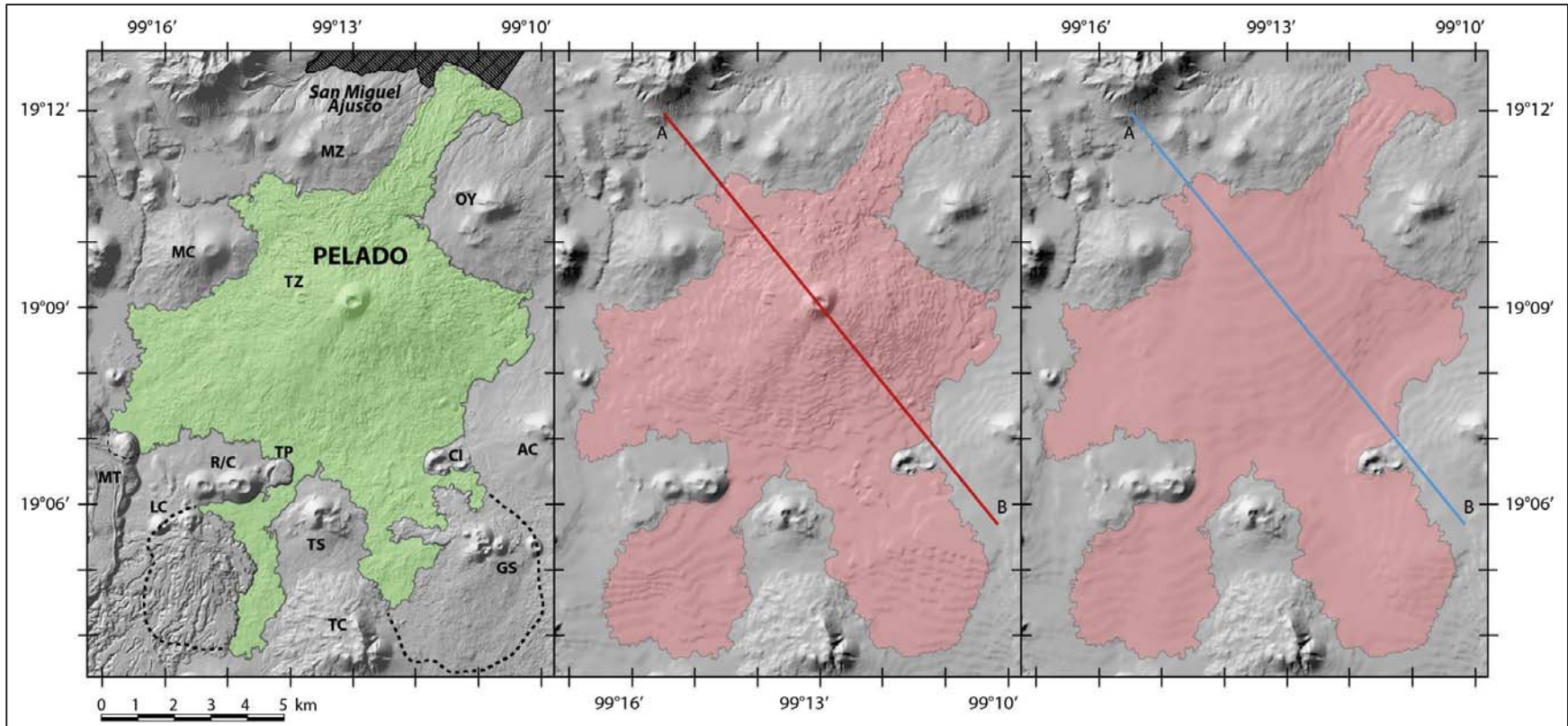


Figura 40.- *Izquierda:* Extensión actual de las lavas del Pelado, marcada en verde, sobre el MDE de alta resolución LIDAR de INEGI. Las líneas punteadas marcan flujos de lava del Pelado que han sido cubiertos parcialmente por flujos de lava de volcanes más jóvenes (Volcanes Los Cardos, Guespalapa, Tepeyahualco y Mesa El Tabaquillo). *Centro:* Reconstrucción de la extensión original estimada de las lavas del Pelado, marcada en rosa, sobre un MDE generado por rasterización de curvas de nivel reconstruidas tras la eliminación de volcanes más jóvenes. La línea roja marca el trazado del perfil de elevación post-erupción del Pelado. *Derecha:* Reconstrucción de la paleotopografía previa a la erupción del Pelado sobre un MDE generado por rasterización de curvas de nivel reconstruidas tras la eliminación del volcán Pelado. En rosa está marcada la superficie cubierta originalmente por las lavas, como referencia. La línea azul marca el trazado del perfil de elevación pre-erupción del Pelado.³

³ La diferencia de resoluciones del modelo digital de elevación de la izquierda con respecto al del centro y al de la derecha se debe a que LIDAR tiene una resolución horizontal de 5 metros, mientras que los modelos digitales de elevación creados por interpolación de curvas trabajan a partir de curvas espaciadas 20 metros, por lo que la resolución es siempre más baja que el modelo original. Abreviaturas como en Figura 10

Con el Método 1, el volumen del escudo se estima en 8.8 km^3 , mientras que con el Método 2 se estima en 6.1 km^3 . El método 1 considera emplazamiento sobre una superficie plana horizontal de altura constante o fija, lo cual es poco probable en cualquier área que presente inclinación general y topografía accidentada. Esta suposición sobreestima casi en un 50% el volumen en el caso del Pelado.

El método 2 (reconstrucción de la superficie anterior a la erupción) presenta la ventaja de que permite considerar la pendiente general de la zona e irregularidades en el terreno bajo el volcán, y ya ha sido puesto en práctica con éxito para el cálculo de volúmenes de escudos mexicanos (Chevrel et al., 2016a). Trazando los perfiles de elevación marcados en la Figura 40, se puede observar que el Pelado se emplazó en una superficie inclinada hacia el SE (Figura 41), lo que contradice la idea propuesta por Siebe et al. (2004a) de que el Pelado se emplazó en una superficie llana. Esta inclinación está probablemente originada por las faldas de la Sierra de Las Cruces-Zempoala, y es la causante de que en el flanco W del volcán la pendiente sea más baja que en el flanco E. En el flanco W las lavas encuentran una barrera topográfica que les impide seguir fluyendo y hace que se acumulen, resultando en una pendiente menor, mientras que en el flanco E pueden fluir más fácilmente, resultando en una pendiente mayor.

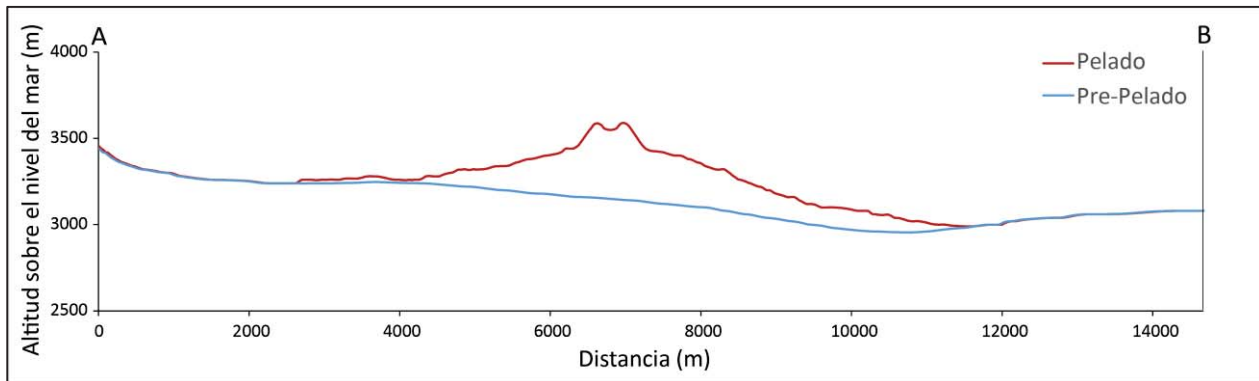


Figura 41.- Perfiles de elevación que marcan la topografía tras la erupción del volcán (línea roja/Pelado) y la topografía previa a la erupción (línea azul/Pre-Pelado). Orientación de los perfiles NW-SE.

Cabe destacar que, si no se reconstruye la extensión original de las lavas (es decir sin considerar su recubrimiento por flujos de erupciones más recientes), el volumen del escudo mediante el Método 2 se estima en 6.0 km^3 . Como se puede observar, este valor no es muy diferente del calculado tras la reconstrucción. Sin embargo, considerando que la extensión de las lavas se ha efectuado para flujos distales, los cuales son mucho más delgados que los flujos proximales que forman el cono, este valor no es anómalo, puesto que supone que en la superficie adicional estimada los flujos tendrían un espesor medio de 6.5 metros, lo cual no está fuera de rango de los 5 a 25 metros que Siebe et al. (2004a) miden para los frentes de flujo del Pelado.

El volumen del escudo calculado por estos métodos incluye el volumen de los conos, el cual tiene que sustraerse para obtener el volumen de las lavas únicamente. Haciendo tal operación, calculamos un volumen de 5.6 km³ para las lavas del Pelado. En conjunto, el **volumen de productos del Pelado** es de **7.6 km³**, con un 74 % correspondiente a lavas y un 26 % a tefras. Está muy lejos del valor de 61% de tefras calculado para el Parícutin (Luhr y Simkin, 1993) pero, como se comentó anteriormente, gran parte de la tefra del Pelado se ha perdido por erosión o edafización, por lo que el 26 % es un valor mínimo.

El volumen eruptivo o de roca densa equivalente (*Dense Rock Equivalent* o DRE por sus siglas en inglés), es decir, el volumen del magma emitido por todos los productos una vez eliminados los espacios vacíos (vesículas e intersticios), se calculó tanto para tefras como para lavas a partir de la siguiente relación:

$$DRE = \text{volumen depósito (km}^3\text{)} \times \frac{\text{densidad depósito (kg/m}^3\text{)}}{\text{densidad magma fuente (kg/m}^3\text{)}} \text{ (Ecuación 7)}$$

“Magma fuente” se refiere a un magma de la misma composición que el producto pero sin vesicularidad alguna. Se emplearon densidades de magma ideales de acuerdo a las estimaciones de Pyle (2000), en función de las características de cada depósito, como su composición o su vesicularidad promedio. Para las densidades de los depósitos de tefra se tomaron como referencia valores de densidad de depósitos de tefra del Parícutin, por considerar que textural y químicamente son muy similares a las tefras del Parícutin (Pioli et al., 2008). En concreto, se emplearon los valores reportados para las fases I y II que representan, respectivamente, mayoría de sideromelanos (*tan scoria* en inglés) y mayoría de taquilas (*black scoria* en inglés) + clastos densos. En el caso de las lavas se consideró que la mayor parte del escudo está compuesto por las lavas más evolucionadas, de andesita a dacita, y se consideró que su vesicularidad promedio estaba en torno al 7 vol. % de acuerdo a los datos de Siebe et al (2004b). Los valores utilizados se hallan recogidos en la Tabla 7.

Tabla 7.- Densidades de depósito y magma empleadas para el cálculo del DRE. ¹Datos según Pyle (2000). ²Datos tomados de Pioli et al (2008). ³Calculado de acuerdo a Siebe et al (2004b).

Depósitos	Parte baja (B-D)	Parte alta (E-F) / Parte alta (H-N) / Cono / Tzotzocol	Lavas
Densidad (kg/m ³)			
Magma	2600 ¹	2400 ¹	2400 ¹
Depósito	1010 ²	1260 ²	2250 ³

El **volumen eruptivo** para el volcán Pelado se estimó en un total de **6.0 km³**, total obtenido a partir de la suma de los volúmenes eruptivos de sus componentes (Tabla 8).

Tabla 8.- Estimación del volumen eruptivo del volcán Pelado a partir del volumen de roca densa equivalente de cada uno de los diferentes componentes de la erupción.

Parámetro	Parte baja (B-D)	Parte alta (E-F) + Parte alta (H-O)+ Cono + Tzotzocol	Lavas	TOTAL
Volumen eruptivo o de roca densa equivalente DRE (km³)	0.1	0.7	5.2	6.0

4.4.-Estilo eruptivo.

Varios de los datos aquí presentados apuntan a la definición de la erupción del Pelado como de tipo estromboliano violento.

Este término fue propuesto en base a la actividad explosiva observada durante la erupción del Parícutin (MacDonald, 1972), y se refiere básicamente a una actividad explosiva con una intensidad significativamente alta que la actividad estromboliana típica. En la clasificación de Walker (1973b), que caracteriza los diferentes estilos eruptivos de acuerdo a los parámetros de dispersión e índice de fragmentación de los depósitos piroclásticos asociados, los productos de la erupción del Parícutin (usada como erupción característica del estilo estromboliano violento) muestran un grado de fragmentación significativamente más alto que depósitos de erupciones estrombolianas, con un área de dispersión en el límite entre los estilos estrombolianos y sub-plinianos (símbolo P en Figura 42). De igual manera Rowland et al., (2009) demuestran que los productos de la erupción del Jorullo son similares a los del Parícutin en esta gráfica, implicando un estilo eruptivo parecido (símbolo EJ en Figura 42). Con el propósito de graficar las distintas fases de la erupción del Pelado en el mismo diagrama, calculamos el parámetro de dispersión (D) de las distintas unidades como el área (en km²) encerrada por la isopaca 0.01T₀ (Walker, 1973b), y el índice de fragmentación (F) como el porcentaje de depósito por debajo de 1 mm en la localización donde la isopaca 0.1T₀ intercepta el eje de dispersión (Walker, 1973b). T₀ representa el valor máximo hipotético de espesor de depósitos (ver epígrafe 4.3 y Tabla 6 para valores del Pelado) (ver epígrafe 4.3 y Tabla 6). Para los depósitos piroclásticos del Pelado se obtuvieron valores de D entre 5 y 9 km² y de F entre 60 y 75 %, lo cual corresponde a áreas de dispersión ligeramente más bajas, y un grado de fragmentación ligeramente más alto que los productos de las erupciones del Parícutin y del Jorullo (puntos rojos y azules en la Figura 42).

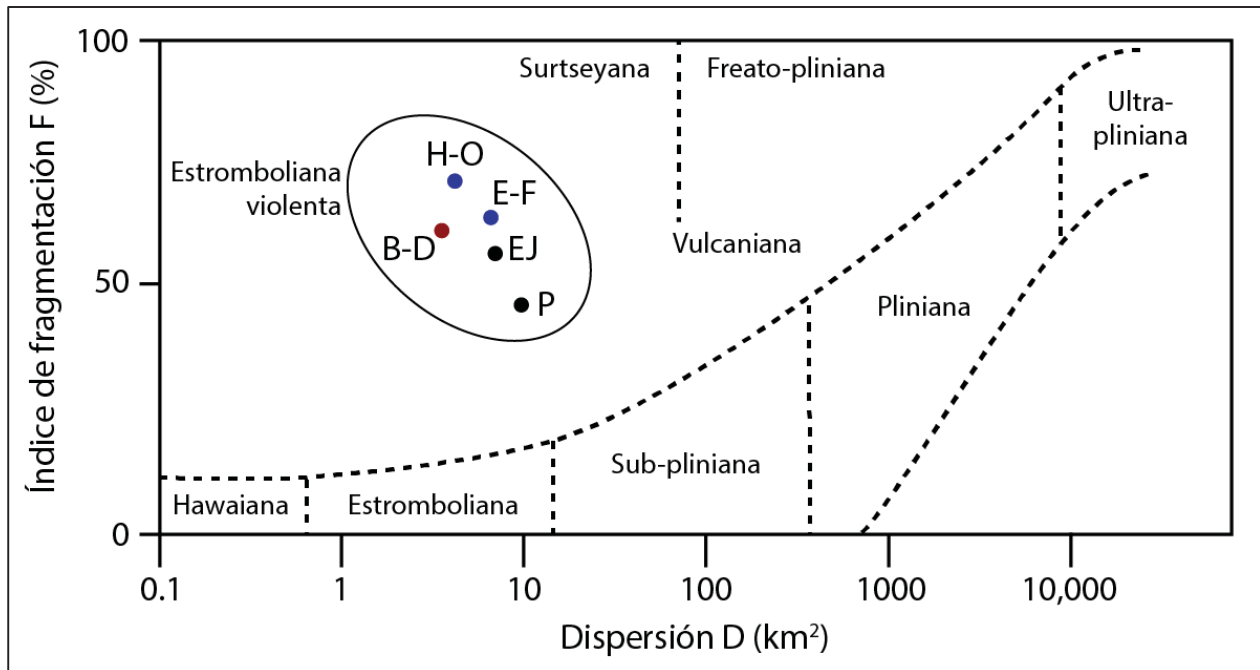


Figura 42. Diagrama de caracterización de erupciones en función de los parámetros de dispersión e índice de fragmentación propuestos por Walker (1973b). Proveniencia de los datos en el texto. P = Paricutin; EJ = El Jorullo; B-D = Tefras de la parte baja de la secuencia piroclástica del Pelado; E-F = tefras basales de la parte alta (Pelado); H-O = tefras superiores de la parte alta (Pelado).

Otra característica fundamental de las erupciones de tipo estromboliano violento es que la actividad explosiva es discontinua y altamente pulsátil (hasta 120 explosiones por minuto en el caso del Paricutin según Foshag y González, 1956). Durante este tipo de erupciones el pico de actividad viene representado por “fases cineríticas” que pueden durar de varias horas a pocos días, compuestas por cientos de erupciones individuales que ocurren en intervalos de tiempo que van desde <1 a decenas de segundos, acompañadas por la formación de columnas eruptivas verticales de altura moderada (2-8 kilómetros sobre el cono) que eyectan cantidades abundantes de ceniza fina, funcionan en régimen turbulento y sufren advección lateral por los vientos dominantes (Hill et al., 1998), así como efusión de lava subordinada (Pioli et al., 2008). La frecuencia de las explosiones es tal que las columnas son efectivamente estables y sostenidas, pero no penetran la tropopausa, por lo que los efectos, aunque en el rango de las decenas a centenas de kilómetros, son locales y no globales (Valentine y Gregg, 2008). Este tipo de actividad produce típicamente depósitos finamente estratificados y caracterizados por cientos de láminas paralelas que corresponden a depósitos de caída asociados a múltiples explosiones (Rowland et al., 2009). En el Pelado, este tipo de actividad corresponde principalmente a las características observadas en la parte alta del depósito (capas E a O), lo cual nos indica que esta parte de la erupción corresponde a la más explosiva y la más potente, de acuerdo con el grado de fragmentación más alto del depósito (Walker 1973b, Figura 42).

Los conos de escoria asociados a una actividad de tipo estromboliano violento se forman por la acumulación de tefra proximal derivada de las columnas sostenidas (Riedel et al., 2003), siendo la tefra relativamente más fina que en el caso de actividad estromboliana normal (Rowland et al., 2009). En comparación con la actividad más explosiva que produce depósitos más finos y extensos, la mayor tasa de crecimiento de un cono se alcanza normalmente durante intervalos de explosiones más débiles cuando una elevada proporción de la masa eyectada cae muy cerca del borde del cráter, antes que durante el paroxismo de la intensidad eruptiva, que dispersa fragmentos a mayores distancias (Houghton et al., 2006). Por lo tanto, en el Pelado, los conos deben de haber crecido principalmente durante las fases iniciales de la erupción que produjeron los depósitos más gruesos, es decir la etapa temprana (unidades B-D de secuencia). Este crecimiento temprano de los conos es similar a lo observado durante la erupción del Parícutin (Luhr y Simkin 1993), lo cual coincide también con la erupción del magma menos evolucionado tanto en el Parícutin como en el Pelado.

Estudios recientes de la dinámica y de los productos de la erupción del Parícutin proponen que una de las características fundamentales de las erupciones estrombolianas violentas es la simultaneidad entre las actividades efusiva y explosiva (Pioli et al., 2008). Esta actividad dual implica una separación al nivel del conducto, entre ramas que alimentan a la actividad explosiva por medio de un magma altamente vesiculado, y otras ramas que alimentan a la actividad efusiva por medio de un magma desgasificado. Posiblemente el flujo de magma del conducto principal se divida en ramas verticales (alimentando las explosiones) y horizontales (alimentando los flujos de lava) que se separan cerca de la base del cono (Pioli et al., 2008). Fluctuaciones en la intensidad de las explosiones y la simultaneidad o alternancia de las fases efusivas con las fases explosivas indican que los flujos de magma (desgasificado) y gas en el conducto son variables (Guilbaud et al., 2009a). Esto puede ser consecuencia de la apertura de *sills* someros y diques laterales que se ramifican a partir de las paredes del conducto donde partes del magma pueden haberse fraccionado y el gas segregado. Existen evidencias de que volcanes monogénéticos de larga duración desarrollan una red de diques y *sills* bajo el volcán mucho más complejos que un único dique central (Johnson et al., 2008). Si el flujo es segregado, el gas y el líquido, así como los cristales, pueden ser particionados de manera desigual entre las ramas. Desgasificación heterogénea durante el ascenso lleva al ascenso rápido de pulsos de magmas ricos en gases a la vez que el ascenso lento de pulsos de magmas pobres en gases por el mismo conducto (Cassidy et al., 2015). El magma desgasificado alimenta las efusiones de lava asociadas (Guilbaud et al., 2009a), que suelen fluir desde rupturas someras en los flancos (que pueden dar lugar a cortinas de lava) o en la base del cono (bocas). La actividad efusiva puede ser

también discontinua y puede o no presentar una relación sistemática con la actividad explosiva (Pioli et al., 2009).

Presentamos evidencias estratigráficas claras de que en el caso del Pelado ocurrió actividad efusiva y explosiva simultáneamente durante la parte central de la erupción, de manera similar a la erupción del Paricutin, que también comenzó con actividad puramente explosiva y acabo con efusión de lavas (Luhr y Simkin 1993). Es entonces altamente probable que se haya formado un sistema complejo de alimentación de los magmas durante la erupción del Pelado.

Notamos que de manera similar a la erupción del Paricutin, la erupción del Pelado ha producido magmas con una variedad de texturas mineralógicas y de composición (Figuras 23 y 34). Aunque son necesarios datos geoquímicos adicionales para discutir la evolución de los magmas durante la erupción del Pelado, las diferencias mineralógicas y composicionales entre los productos de la fase temprana y la fase tardía (Figura 34) sugieren la erupción de dos lotes de magma distintos, que pueden o no ser cogenéticos.

Finalmente, la mayor información sobre el estilo eruptivo puede ser derivada del estudio en detalle de las partículas producidas por la erupción (Heiken 1978; Taddeucci et al., 2004; Guilbaud et al., 2009a). La actividad estromboliana típicamente produce dos tipos fundamentales de piroclastos, miembros extremos de un espectro continuo de cristalización y desgasificación progresivas de un magma durante su enfriamiento: sideromelanos y taquilitas. La actividad estromboliana violenta se caracteriza por una mayor abundancia de taquilitas, mientras que una abundancia de sideromelanos se corresponde más con actividad estromboliana normal (Andronico et al., 2009). Ambos son de la misma composición de roca total, con los sideromelanos representando la fragmentación de un magma más caliente, más rico en gases, más pobre en microlitos, y menos denso y las taquilitas derivadas de un magma más pobre en gas, más rico en microlitos y con mayor densidad (Heiken, 1978; Taddeucci et al., 2004; Andronico et al., 2009; D'Oriano et al., 2011, Taddeucci et al., 2015). La erupción de clastos densos con superficies irregulares también es característica de explosiones pulsátiles, similares a explosiones de tipo vulcaniano y de magmas andesíticos (Wright et al., 2012).

Varios de estos autores interpretan que los sideromelanos se forman en el centro del conducto principal, donde el magma más caliente asciende a una velocidad que no permite que las vesículas escapen o colapsen antes de la fragmentación. Las taquilitas y los clastos densos cristalizan en las paredes del conducto, donde el magma se mueve más lentamente al estar más frío, lo que favorece la desgasificación y cristalización. En el caso de los clastos densos la desgasificación es mayor, puesto que representan las

partes más externas y frías del conducto (Cimarelli et al., 2010). La desgasificación es más favorable en diques y *sills*, puesto que son más estrechos y fríos que un conducto amplio (Andronico et al., 2009; Rowland et al., 2009). La velocidad de ascenso está controlada por el aporte de magma, ya que determina la eficiencia relativa de la desgasificación y la tasa de cristalización del magma durante su ascenso. Una tasa elevada de aporte de magma restringe la exsolución de volátiles e inhibe la formación de microlitos, dando lugar a una mayor proporción de clastos vesiculados (Pioli et al., 2008; Wright et al., 2012), es decir, sideromelanos. Cantidades elevadas de microlitos determinan cambios en las propiedades reológicas del magma, tanto durante el flujo de ascenso como durante la fragmentación, por lo que determinan en última instancia el estilo eruptivo (Cimarelli et al., 2010). El alto contenido de microlitos, la menor temperatura y la desgasificación mayor de las taquilitas con respecto a los sideromelanos incrementan la viscosidad del magma en gran medida, lo que reduce la habilidad de las vesículas remanentes de coalescer y segregarse del fundido, favoreciendo un régimen frágil que incrementa la producción de ceniza y promueve comportamientos estrombolianos violentos, puesto que la fragmentación frágil es mucho más eficiente que la fragmentación dúctil (Andronico et al., 2009; Guilbaud et al., 2009a).

Aplicando estos conceptos a los productos de la erupción del Pelado, implica que la parte temprana de la erupción, dominada por sideromelanos, estaba alimentada por un magma más caliente y rico en gases que la parte más tardía, y que posiblemente la velocidad de ascenso del magma en el conducto era mayor en la etapa temprana que en la etapa tardía. La viscosidad del magma debe de haber aumentado significativamente durante la erupción, debido a un conjunto de factores como el descenso de la temperatura del magma, un incremento en su cristalinidad y un aumento notable en su contenido en SiO₂. Estos cambios se reflejan también en el mayor espesor, la menor vesicularidad, y la mayor viscosidad aparente de las lavas tardías con respecto a las lavas tempranas, así como en las deformaciones por cizallas de los fenocristales de plagioclasa, que se manifiestan en la extinción ondulante observada.

La mayor cantidad de sideromelanos en la parte baja de la secuencia (etapa temprana de la erupción), sin embargo, no implica necesariamente un estilo estromboliano normal para ésta, ya que la presencia de “pajaritos”, también reportados en el Paricutin (Foshag y González, 1956; Pioli et al., 2008), puede ser una característica diagnóstica de actividad pulsátil en la que se produce la ruptura de burbujas atrapadas en magma caliente rico en gases durante la fragmentación explosiva de una erupción estromboliana violenta. Las burbujas se descomprimen violentamente y las paredes de las mismas se estiran y fracturan, y adquieren su forma característica en vuelo, puesto que son arrastradas por la columna eruptiva, donde se forman los pliegues por enfriamiento (Ruth y Calder, 2013).

La existencia de clastos redondeados (particularmente taquilitas) indica un cierto grado de reciclaje por abrasión de los piroclastos en la parte basal de la columna eruptiva (chorro) que puede reducir el tamaño de las partículas a finos (Rowland et al., 2009). Sin embargo, la cantidad total de estos clastos redondeados es muy baja (<5 %), por lo que no son representativos del total o siquiera la mayoría de la erupción, lo que implica que el reciclaje es un proceso subordinado (Guilbaud et al., 2009a) y no puede haber sido responsable de la formación de la fracción fina de las tefras.

4.5.- Duración de la erupción y parámetros asociados a la misma.

Una técnica común para la estimación de la duración de una erupción es el cálculo del tiempo empleado para el emplazamiento de flujos de lava individuales a partir de su volumen y espesor según el método propuesto por Walker (1973a) (q.v. Chevrel et al., 2016a). Sin embargo, la morfología de escudo del volcán Pelado dificulta la realización de perfiles de flujos de lava individuales, puesto que en la parte del escudo los flujos están sobrepuestos, y no es posible asignar un valor confiable de volumen a flujos particulares.

Es por ello que utilizaremos una aproximación a partir de la tasa del volumen eruptivo (*Volume Eruption Rate* o VER por sus siglas en inglés). El VER se utiliza habitualmente para comparar erupciones, puesto que es este parámetro (más que la duración total de la erupción) el que determina los efectos y riesgos asociados a una erupción determinada (Hill et al., 1998). Como se ha visto anteriormente, la erupción del Pelado y la del Parícutin comparten varios aspectos (texturales, composicionales, estilo eruptivo, etc.), por lo que consideramos razonable suponer que ambas erupciones sean similares. Además, la erupción del Parícutin cuenta con la ventaja de haber sido observada en su totalidad, por lo que los valores son perfectamente confiables. En el caso del Pelado, al haber pasado más de 10,000 años desde su erupción, sólo se pueden realizar inferencias, y consideramos que la comparación con el Parícutin está justificada por los motivos expuestos en el epígrafe anterior.

El Parícutin, de acuerdo a Luhr y Simkin (1993), emitió durante 3299 días de erupción un total de 1.53-1.97 km³ de productos (entre lavas y tefras). Si calculamos un VER promedio de acuerdo a estos datos, obtendremos unos valores de entre 6.0 y 7.5 m³/s. Estas cifras suponen una tasa de volumen emitido constante, lo cual es poco realista en una erupción volcánica en la que el estilo eruptivo es variable y existen diferentes fases reconocidas (Pioli et al., 2008; Rowland et al., 2009; Erlund et al., 2010) y en la que se registraron valores de VER en un amplio rango de órdenes de magnitud (Hill et al., 1998). Sin embargo, puesto que la actividad del Pelado tampoco fue constante, sino que los depósitos estudiados registran

variaciones similares a las sufridas por el Parícutin, podemos asumir que el VER promedio es aplicable también al Pelado.

Si consideramos un VER de entre 6.0 y 7.5 m³/s y un volumen eruptivo de 6.0 km³ (DRE), entonces la erupción del Pelado tuvo una duración de entre 25 y 32 años, lo que supondría una erupción hasta casi cuatro veces más longeva que el Parícutin, y mucho más larga que la duración promedio de una erupción monogénica (<1 año, Wood, 1980). Cabe mencionar que este valor de 1 año deriva principalmente de la observación de pequeñas erupciones en los flancos de estratovolcanes como el Etna, por lo que tienen lugar en un contexto muy distinto al vulcanismo observado en la Sierra Chichinautzin.

En efecto, esta duración de 1 año probablemente no aplica para las erupciones de escudos mexicanos. Righter y Carmichael (1992), reportan una duración de erupción para el volcán La Laja (grabén de Atenguillo, Jalisco) de entre 10 y 100 años para un volumen de 10 km³ (DRE), calculados a partir de la precipitación y el caudal de descarga necesarios para rellenar la represa del río Atenguillo que se formó como consecuencia de la alteración de la red de drenaje local durante la erupción. Por otro lado, Chevrel et al. (2016a) estiman una duración de erupción para el volcán El Metate (Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato) de ~30 años para un volumen de 9.2 km³ (DRE) de acuerdo a la reología de los flujos de lava. Es razonable suponer, por tanto, y a pesar de la escasez de datos, que el emplazamiento de los escudos de lava mexicanos se produce en un rango de décadas.

Una vez determinada la duración de la erupción es posible calcular otros parámetros que caracterizarán a la erupción del volcán Pelado. A continuación se listan los métodos y parámetros empleados, y en la Tabla 10 se muestra un resumen de los resultados obtenidos.

*Tasa de la masa eruptiva (*Mass Eruption Rate* o MER por sus siglas en inglés): calculada mediante el cociente entre la masa del depósito W_t y la duración de la erupción. La masa del depósito (W_t), se calcula de acuerdo a la relación:

$$W_t = V_d \times D_t \text{ (Ecuación 8)}$$

Donde V_d es el volumen del depósito y D_t la densidad del mismo. Los valores de D_t se han extraído de la Tabla 7. Con el valor total de la masa del depósito (Tabla 9), se procedió al cálculo del MER para la erupción, que se estimó entre 1.4 y 1.8 x 10⁴ kg/s. Este rango de valores, junto con la duración de la erupción, está dentro del rango que Taddeucci et al. (2015) definen para erupciones estrombolianas violentas, lo que reafirma el estilo eruptivo propuesto.

Tabla 9.- Estimación de la masa de los productos del volcán Pelado a partir de la masa de cada uno de los diferentes componentes de la erupción.

Parámetro	Parte baja (B-D)	Parte alta (E-F) + Parte alta (H-O)+ Cono + Tzotzocol	Lavas	TOTAL
Masa del depósito W_t (kg)	2.37×10^{11}	1.56×10^{12}	1.25×10^{13}	1.43×10^{13}

*Altura de la columna: la altura mínima se determinó por el patrón de vientos dominante en la actualidad (de Foy et al., 2005). Puesto que la dispersión de la tefra obedece a la dirección marcada por los vientos tanto de superficie como de altura, la columna eruptiva tuvo que tener una altura suficiente como para alcanzar la región de influencia de los vientos de altura, unos 5500 metros sobre el nivel del mar. La altura máxima, por el contrario, se estimó por comparación con erupciones históricas como la del 1992 del volcán Cerro Negro o la del Paricutin de 1943-52 (Courtland et al. (2012) y Luhr y Simkin (1993), respectivamente), en las que se pudo estimar alturas máximas de columna para erupciones de composiciones y estilos eruptivos semejante.

*Índices de magnitud (M), intensidad (I) y destructividad (D), definidos por Pyle (2000), de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$M = \log_{10}[W_t \text{ (en kg)}] - 7 \text{ (Ecuación 9)}$$

$$I = \log_{10}[MER \text{ (en kg/s)}] + 3 \text{ (Ecuación 10)}$$

$$D = \log_{10}(\text{área total cubierta por la lava} + \text{por flujos/oleadas} + \text{por lahares} + \text{por tefras} > 100 \text{ kg/m}^2) \text{ (Ecuación 11)}$$

En el caso de la destructividad, los parámetros que aplican son el área total cubierta por la lava (~100 km²) y el área total cubierta por tefras >100 kg/m², que es la totalidad del depósito (523 km²), puesto que no se han encontrado depósitos de flujos piroclásticos, oleadas o lahares asociados al volcán Pelado. Se obtuvieron valores de magnitud de 6.2, intensidad 7.2 y destructividad 2.8. Los valores de magnitud e intensidad sitúan a la erupción del volcán Pelado como intermedia entre erupciones puramente efusivas y erupciones explosivas como la del Monte Santa Helena (Pyle, 2000), lo que refleja la dualidad del Pelado como volcán escudo con una importante componente explosiva. La destructividad, por otra parte, es equiparable a la del Monte Santa Helena (2.9) y muy superior a la del Hekla en el año 1991 (1.4), lo que pone de manifiesto que la mayor amenaza para las poblaciones es la componente explosiva de la erupción.

*Índice de explosividad volcánica (*Volcanic Explosivity Index* o VEI por sus siglas en inglés), a partir de los parámetros establecidos por Newhall y Self (1982). De acuerdo al volumen de tefra (DRE), el Pelado tuvo una erupción de VEI 4, lo que la sitúa en el campo de las erupciones “grandes”, al igual que el Parícutin. Sin embargo, hay que precisar que las tefras de Pelado y Parícutin se depositaron en periodos de décadas, por lo que este VEI representa el efecto acumulado de los depósitos, es decir, de la erupción completa, por lo que el resto de los parámetros no son comparables con los calculados para erupciones discretas de grandes estratovolcanes, de duración más corta. A la vista está que esta clasificación no es muy adecuada para el vulcanismo monogenético de larga duración, aunque es útil para comparar erupciones de manera cualitativa.

Tabla 10.- Resumen de los parámetros eruptivos para el volcán Pelado.

Parámetro	Volcán Pelado
Tasa de la masa eruptiva MER (kg/s)	1.4-1.8 x 10 ⁴
Altura mínima de la columna sobre el volcán (km)	2-3
Altura máxima de la columna sobre el volcán (km)	6-8
Magnitud M	6.2
Intensidad I	7.2
Destructividad D	2.8
Índice de explosividad volcánica VEI	4 (erupción “grande”)

4.6.- Análisis de peligros y riesgos.

El vulcanismo monogenético, como se explicó en el epígrafe 1.1, suele estar asociado a campos volcánicos, cuya actividad es prolongada en el tiempo. Sin embargo, los periodos largos entre erupciones, pueden llevar a una falsa sensación de seguridad y a un desconocimiento del peligro volcánico. Puesto que los flujos de lava tienden a allanar la topografía entre edificios, y la erosión de lavas y escorias genera suelos fértiles para la agricultura, en muchos casos los campos volcánicos alojan poblaciones que están expuestas a diversos peligros asociados con los múltiples tipos de actividad volcánica (Ort et al., 2008).

En el caso del campo volcánico de la Sierra Chichinautzin, la situación es problemática, por su ubicación en las inmediaciones de la Ciudad de México. Las delegaciones más grandes de la ciudad (Tlalpan, 312 km², y Milpa Alta, 228 km²) están situadas por completo dentro del campo volcánico. Mientras que gran parte del suelo de estas delegaciones es suelo forestal o de conservación (>80% en Tlalpan, 56% en Milpa Alta; Secretaría de Desarrollo Urbano y Vivienda), en la delegación Milpa Alta se encuentran 7500 ha dedicadas al cultivo del nopal, que surten el 78% del que se consume en el país (Programa Delegacional de Desarrollo Urbano de la Delegación Milpa Alta, 2011). Una erupción en la delegación no sólo supondría un importante trastorno para sus 130,000 habitantes (censo nacional de INEGI, 2010), sino que afectaría a la población de todo el país, puesto que la producción del nopal es un componente básico de la dieta mexicana, se vería reducida considerablemente.

Si bien la actividad en el campo volcánico no se ha concentrado en una región en particular para los últimos 15.000 años (q.v. Bloomfield, 1975; Siebe et al., 2005; Arce et al., 2013), los tres volcanes datados más jóvenes hasta la fecha, es decir, Jumento (~2000 años A.P., Arce et al., 2015), Chichinautzin (1835 años A.P., Siebe et al., 2004a) y Xitle (1670 años A.P.), han hecho erupción en una franja estrecha de la parte central del campo, situada entre las coordenadas 99°07' y 99°19' de longitud oeste. Se podría suponer que esta zona es la más propicia para una nueva erupción, pero se necesitan muchos más fechamientos para confirmar si realmente es una tendencia y el vulcanismo está concentrado en esta franja en la actualidad, o un artificio matemático debido a la falta de datos.

Existe un atlas de “riesgos [sic] naturales” de la Delegación Milpa Alta, publicado en 2011 por el Gobierno Federal. En el capítulo de “Riesgos, peligros y/o vulnerabilidad ante fenómenos de origen Geológico”, apartado de “Vulcanismo” este atlas menciona (brevemente y sin información contrastada que apoye tales afirmaciones) la posibilidad de aparición de un volcán “de tipo monogenético, ya que ha sido la evidencia histórica en esa región”, lo que supone un claro error factual puesto que los documentos históricos de los que se tiene conocimiento y cuyo fechamiento de acontecimientos está fuera de toda

duda sólo recogen erupciones del Popocatepetl. Tras este pronunciamiento, el atlas incongruentemente enfatiza los peligros asociados a una gran erupción del Popocatepetl, los cuales explica en detalle. Hace hincapié en flujos, derrames o coladas de piroclastos, oleadas de piroclastos, flujos de lodo o lahares e incendios, pero no menciona en ningún momento los peligros asociados a la caída de piroclastos. Sin embargo, en el mapa adjunto señala la “caída de ceniza” como motivo único de peligro en todas las poblaciones de la Delegación, contradiciendo lo escrito en el texto, y todos los volcanes monogenéticos como origen del peligro señalado, a pesar de que el consenso general es que un volcán monogenético es producto de una única erupción, y que la reactivación de la actividad volcánica tendrá lugar en un punto diferente del campo volcánico. No proporciona ningún tipo de zonación asociada a una futura erupción ni estimaciones de las posibles afectaciones. En resumen, el valor de este atlas es muy limitado en cuanto a la ayuda que podría ofrecer a las autoridades y a la población en cuanto a la preparación ante una posible contingencia de este tipo.

Es por eso que en el marco del presente trabajo se ha elaborado un mapa de peligros del volcán Pelado. La idea de este mapa es que se utilice como plantilla para la evaluación de efectos de una erupción similar en cualquier punto del campo volcánico, más que como mapa de afectaciones potenciales de la zona del Pelado, al estilo de los mapas generados para los grandes volcanes poligenéticos (q.v. Lavigne et al., 2015). No existen mapas de este tipo en México, y puesto que no existe monitoreo del campo en previsión de una futura erupción monogenética y éstas suelen ocurrir tras un periodo muy corto de precursores sísmicos (típicamente días; Houghton et al., 2006; Albert et al., 2016), es vital tener una estimación de la extensión y la naturaleza de los posibles daños.

Es necesario recalcar que, puesto que el Pelado es el primer volcán monogenético de la zona para el cual se elabora un mapa de peligros, este mapa dista mucho de poder ser considerado representativo de la zona, especialmente al no ser los escudos los edificios más representativos del campo volcánico de la Sierra Chichinautzin. Se necesitan muchos otros estudios similares en diferentes tipos de edificios para tener un bosquejo preciso. Sin embargo, puesto que el Pelado es uno de los escudos más grandes del campo, la información aportada puede representar el extremo máximo del peligro volcánico en la zona a falta de más datos.

En el caso de volcanes de tipo escudo mediano, como el Pelado, los peligros son de dos tipos. Por un lado están los peligros asociados al vulcanismo efusivo y por otro lado los asociados al vulcanismo explosivo. Ambos tienen afectaciones muy diferentes, por lo que se van a tratar por separado.

En el caso del vulcanismo efusivo, el peligro principal es el emplazamiento de flujos de lavas, con el riesgo asociado de pérdida de terrenos habitables y/o cultivables. Es un peligro muy próximo al volcán, cuyos efectos a medio y largo plazo se extienden poco más allá del campo de lavas (Ort et al., 2008), excepto en el caso de incendios forestales causados por contacto con la lava caliente, alteración del drenaje hídrico de la zona, como ocurrió por ejemplo tras la erupción del Metate (Chevrel et al., 2016a) o corte de carreteras y vías de acceso, que pueden aislar a poblaciones enteras y afectar a la evacuación y al reparto de ayuda de emergencia, como se ha observado durante la erupción del Kīlauea en Hawai'i (Kauahikaua y Tilling, 2014). Puesto que el emplazamiento de las lavas se produce a velocidades bajas (Walker, 1973a), la evacuación es sencilla y se podría realizar de forma organizada y eficiente. Sin embargo, una vez cubierto el terreno por lavas, pasarán siglos antes de que el intemperismo genere suficiente suelo como para mantener una cobertura vegetal densa, y milenios antes de que se pueda cultivar, por lo que el efecto de pérdida es multigeneracional y se puede considerar permanente (Rees, 1979).

También cabe mencionar que el alcance máximo de las lavas o su trayectoria exacta son factores imposibles de determinar con gran precisión, por lo que esta situación imparte mucho estrés a la población ante la incertidumbre de no saber exactamente si su terreno va a estar afectado o no. Esta situación se vivió de forma angustiosa en la población de San Juan Parangaricutiro, pueblo invadido por las lavas del Paricutin, donde los habitantes rehusaron evacuar hasta no ver con sus propios ojos sus terrenos y propiedades inundados por la lava (Nolan, 1979), y se vive hoy día en Big Island (Hawai'i) donde la erupción actual del Pu'u Ō'ō en la zona de *rift* oriental del Kīlauea ha cubierto parcial o totalmente varias poblaciones y vías de comunicación desde su comienzo en 1983, desplazando a miles de habitantes que en ocasiones se niegan a abandonar sus casas mientras éstas sigan en pie, incluso cuando se hallan rodeadas por la lava (Kauahikaua y Tilling, 2014).

En el caso del vulcanismo explosivo, tenemos como peligros principales por un lado la actividad eléctrica (caída de rayos generados en la columna eruptiva) y por otro lado los riesgos asociados al depósito de tefras. La actividad eléctrica es un peligro estadísticamente menor (Auker et al., 2013) y muy localizado, sin embargo es necesario tomarlo en cuenta, puesto que causó las únicas víctimas mortales directamente relacionadas con la erupción del Paricutin (Nolan, 1979). Este fenómeno se ve probablemente favorecido durante erupciones de tipo estromboliano violento por la alta proporción de partículas finas dentro de la columna eruptiva, así como por las altas presiones generadas por las explosiones (Cimarelli et al., 2014).

En cuanto a las tefras, puesto que su dispersión es mayor y variable en función de la dirección del viento, sus efectos pueden extenderse por cientos de kilómetros a la redonda, especialmente en el caso de las fracciones finas (Luhr y Simkin, 1983). Los peligros asociados a la caída de tefra son muy numerosos y comprenden, entre otros, la polución del aire por partículas en suspensión, daños a la agricultura y vegetación, enfermedad o muerte de ganado, aguas contaminadas, inundaciones y sequías por alteración de la red de drenaje local, lahares por removilización de material depositado, daños estructurales a edificios, alcantarillado y red de suministro eléctrico (Siebe et al., 2004a) y cierre de vías de acceso, que en el caso de la Ciudad de México podrían representar un perjuicio importante para la nación, puesto que la administración gubernamental está altamente centralizada.

La polución del aire afecta a la salud de los habitantes de la zona al causar enfermedades respiratorias, puesto que erupciones con fragmentación tan eficiente como la del Pelado producen partículas inferiores a las 4 μm (Rose et al., 2001; Figura 24), que son consideradas “respirables” y causantes de efectos crónicos y agudos en la salud (Horwell y Baxter, 2006). Sin embargo, la dispersión de estas partículas es limitada, puesto que la formación de agregados de partículas reduce hasta en un factor de 10 la dispersión de la fracción más fina, reduciendo efectivamente los peligros asociados a la polución (Carey y Sigurdsson, 1982, Durant et al., 2009).

La polución afecta, además, al tráfico aéreo de la zona. Previamente a la erupción del Eyjafjallajökull en Islandia en 2010 la Autoridad de Aviación Civil (*Civil Aviation Authority* o CAA según sus siglas en inglés) prohibía el vuelo en cualquier zona en la que se detectara ceniza volcánica, puesto que la ceniza funde a 1100 °C y las turbinas de los aviones alcanzan temperaturas de funcionamiento normal de 1400 °C, por lo que las partículas se fusionarían a las palas de los rotores, causando graves daños (Casadevall, 1994). Para reducir las pérdidas económicas causadas por el cierre total del espacio aéreo y tomando en cuenta nuevos datos experimentales, la CAA ha elaborado mapas de concentración de partículas que definen zonas cerradas al tráfico aéreo (alta densidad de partículas, $> 4 \text{ mg/m}^3$), zonas de tráfico limitado (densidad intermedia, 2-4 mg/m^3), que pueden variar en función de la dirección del viento y la intensidad de la erupción y zonas de tráfico controlado pero no limitado (baja densidad, 2-0.2 mg/m^3). Por debajo del umbral de 0.2 mg/m^3 no existen restricciones al vuelo. En cuanto a los aeropuertos, el umbral de cierre de las instalaciones es de 0.1 cm de cenizas (Houghton et al., 2006), por lo que la proximidad de una erupción en las cercanías de infraestructura aeroportuaria causaría el cierre por un tiempo indeterminado.

Los daños a la agricultura y la vegetación se pueden producir por el enterramiento parcial o total de la planta, lo que restringe o corta su acceso al suministro de oxígeno, por abrasión y defoliación, o por

cobertura de las hojas, lo que bloquea el proceso de fotosíntesis (Rees, 1979). Si estas plantas son consumidas por el ganado la acumulación de piroclastos en los pulmones producirán enfermedades respiratorias y sufrirán un desgaste excesivo de sus dentaduras, lo que a la larga provoca la muerte del animal.

Los lahares por removilización de material depositado no siempre ocurren durante la erupción, sino que pueden tener lugar tiempo después de la erupción (Guilbaud et al., 2015). Una vez cesada la actividad volcánica se reduce el nivel de alerta ante posibles peligros asociados a la misma, lo que supondría un factor de riesgo adicional. Puesto que el campo volcánico de la Sierra Chichinautzin se halla situado en un *horst* (Siebe et al., 2004b), dependiendo del emplazamiento del edificio volcánico los lahares pueden no sólo afectar a la Cuenca de México, sino también al Valle de Cuernavaca.

Los daños estructurales se producen por la acumulación de piroclastos sobre los edificios. De acuerdo a Houghton et al. (2006) el umbral de daños en edificios se sitúan en 15 centímetros de depósito para daños menores (canaletas y desagües), 25 centímetros para daños permanentes a la estructura de los techos y 50 centímetros para el colapso. Estos autores evalúan umbrales para piroclastos basálticos, más densos que los productos asociados al volcán Pelado. Es por ello que estos valores se toman como un umbral mínimo. Cabe destacar, además, que son cálculos realizados considerando construcciones estructuralmente sólidas, realizadas con materiales resistentes. La USGS considera que en el caso de construcciones precarias realizadas con materiales frágiles o no permanentes (hierro corrugado, chapa, etc.) el colapso se produciría tras un umbral de 10 centímetros, por lo que las comunidades de bajos recursos (típico de las zonas habitadas de la Sierra Chichinautzin) son altamente vulnerables, especialmente en temporada de lluvias (mayo-octubre), ya que un depósito piroclástico saturado en agua tiene una densidad dos veces superior a la densidad de un depósito seco.

No se ha considerado el peligro por corrientes de densidad ya que para que éstas se formen es necesario que la concentración volumétrica de partículas sea elevada. Siendo así, la energía cinética de las partículas se transforma en energía potencial sin que exista pérdida significativa de fricción con la atmósfera, por lo que el chorro denso de gas y partículas colapsa y se forman corrientes de densidad. Si, por el contrario, la concentración volumétrica es baja, la energía cinética inicial de las partículas se disipa por fricción con la atmósfera, lo que resulta en la formación de una columna boyante a partir de la cual las partículas se depositan por caída (Dellino et al., 2014).

La concentración volumétrica depende (entre otros factores como la anchura del conducto) de la tasa de la masa eruptiva (MER). En el caso de la erupción del Pelado el MER es relativamente bajo ($\sim 10^4$ kg/s),

como es el caso para las erupciones estrombolianas en general, incluso las estrombolianas violentas, comparado con erupciones mucho más explosivas como pueden ser las plinianas (orden de magnitud 10^8 kg/s o superior) o vulcanianas, en las que es más frecuente que se produzcan corrientes de densidad.

También se ha de considerar que el MER se ha calculado a partir de datos de VER del Paricutin. Si consideramos el Paricutin como modelo a seguir, la literatura recoge datos de MER máximo de un orden de magnitud de 10^5 kg/s que, según Wilson et al. (1980) estarían por debajo del MER necesario para el colapso de la columna eruptiva. Por supuesto que suponer lo mismo para todo el CVSC es prematuro sin datos adicionales, pero los rangos de MER necesarios para el colapso de una columna eruptiva entran dentro de los valores asociados a erupciones como mínimo subplinianas, que no suelen estar asociadas a conos de escoria de pequeño tamaño (edificio más prominente en el CVSC).

De acuerdo a los peligros considerados, a los efectos que tuvo la erupción del Paricutin en las poblaciones cercanas (Nolan, 1979; Rees, 1979), y a nuestro mapa de isopacas, se han establecido tres zonas de peligro para la erupción del Pelado (Figura 43): zona roja (peligro alto), zona naranja (peligro medio) y zona amarilla (peligro bajo).

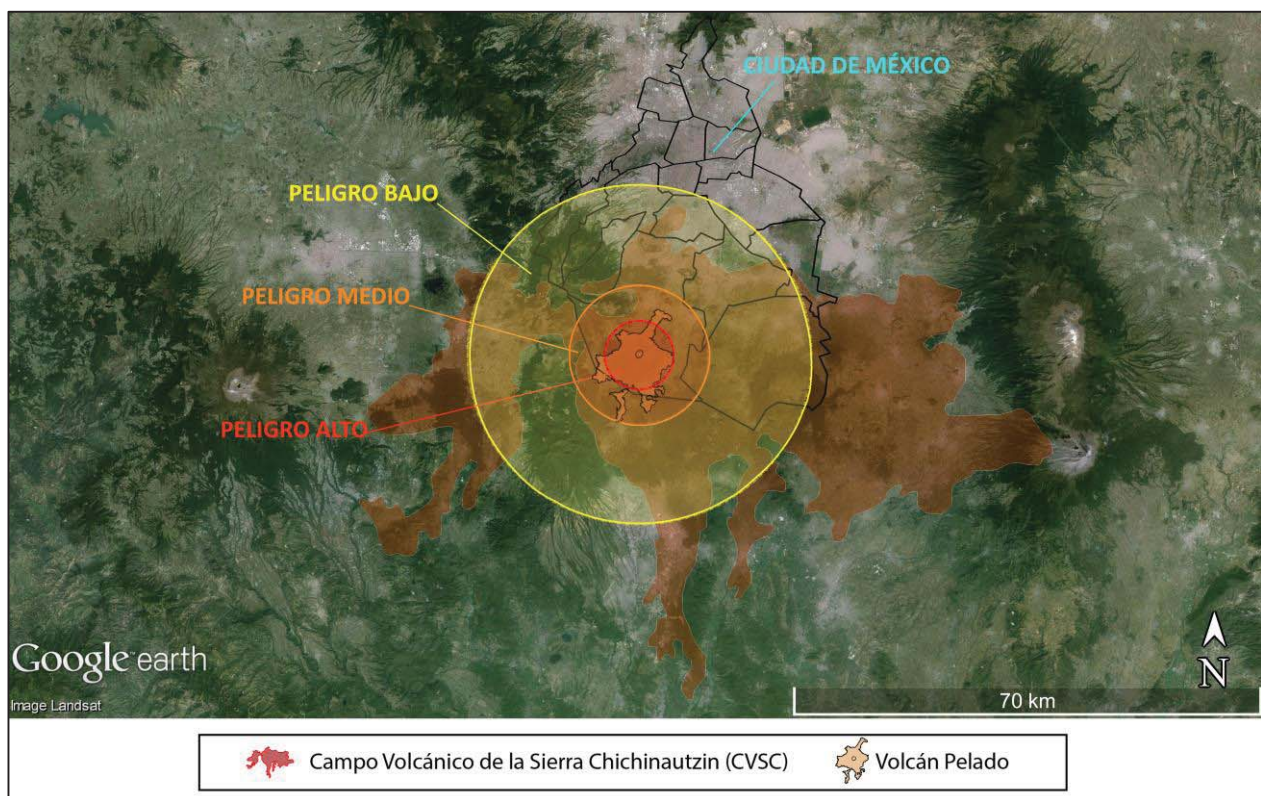


Figura 43.- Mapa de peligros del volcán Pelado. Los círculos representan las diferentes zonas de peligro. Ver explicación en texto.

La zona roja (peligro alto) se define como la zona de destrucción total por cubierta de lava y/o colapso de techos, pérdida completa de la cobertura vegetal, desplazamiento permanente de la población e imposibilidad de mitigar los daños. En el caso de una erupción similar al volcán Pelado esta zona tendría un radio de unos 5 kilómetros alrededor del centro eruptivo y los umbrales de daño por caída de tefra podrían sobrepasarse a los pocos días de iniciarse la actividad explosiva si la erupción es lo suficientemente intensa. Se calcula que esta zona recibiría en total un mínimo de 150 centímetros de tefra. El peligro por lahar en esta zona es elevado. La infraestructura agrícola y ganadera desaparece. Es una zona cerrada al tráfico aéreo, y en la que existe la posibilidad de ser alcanzado por un rayo asociado a la columna eruptiva.

La zona naranja (peligro medio) se define como una zona de daños parciales, posible cobertura parcial por lava en función de la topografía (valles donde se favorezca el flujo de lava antes que el estancamiento, por ejemplo), daño permanente y/o colapso de techos, pérdida parcial de cobertura vegetal (árboles dañados; destrucción de arbustos y plantas bajas), desplazamiento temporal de larga duración de la población e imposibilidad de mantener ganado. En el caso de una erupción similar al volcán Pelado esta zona tendría un radio de unos 10 kilómetros, y se precisaría de la evacuación (al menos temporal) de la población, puesto que el riesgo para la salud es elevado. En esta zona los daños podrían ser contenidos si las autoridades implementan un programa de limpieza de tefras, puesto que los umbrales de daño no se alcanzarían hasta pasadas unas semanas (o incluso meses, en función de la dirección predominante del viento), pero sin ningún tipo de acción los daños materiales serán severos, puesto que la zona recibiría entre 50 y 150 centímetros de tefra en total durante toda la erupción. El peligro por lahar en esta zona es moderado. La infraestructura agrícola y ganadera se pierde, pero es posible recuperarla tras labores de limpieza intensivas muy costosas. Es una zona de tráfico aéreo limitado en función de la dirección del viento y la intensidad de la erupción.

La zona amarilla (peligro bajo) se define como una zona de afectaciones menores, daños limitados a estructuras, daños parciales a la cobertura vegetal y posible desplazamiento temporal de corta duración de la población. En el caso de una erupción similar al volcán Pelado esta zona tendría un radio de unos 25 kilómetros, y la evacuación de la población sólo se realizaría en casos en los que exista riesgo para la salud, que en esta zona es moderado. La zona recibiría entre 15 y 50 centímetros de tefra en total durante toda la erupción, por lo que se requerirían trabajos de limpieza y mantenimiento, pero no tan frecuentes como en el caso de la zona naranja. El peligro por lahar en esta zona es leve. La infraestructura agrícola y ganadera sufre daños que requieren labores de limpieza importantes para evitar pérdidas mayores. Es una zona de tráfico aéreo limitado en función de la dirección del viento y la intensidad de la erupción.

Fuera de la zona amarilla estaría la zona de peligro nulo, aunque dependiendo de la dirección de viento y la intensidad de la erupción puede haber efectos debido a la dispersión de la tefra, pero los daños serán muy leves (si se producen), no se precisará evacuación, y el tráfico aéreo estará controlado rutinariamente pero no limitado.

El éxito de este plan radica en la viabilidad de implementación por parte de las autoridades. Una erupción de estas características se desarrollará a un ritmo más pausado que las erupciones de los grandes volcanes poligenéticos (Ort et al., 2008), por lo que existe un periodo de tiempo amplio en el que actuar (excepto en la zona roja). Sin embargo, y como se ha comentado anteriormente en el apartado de peligros por emplazamiento de lavas, la población generalmente se resiste a ser evacuada a no ser que se vean en riesgo inmediato. El hecho de que la erupción de volcanes como el Pelado tenga lugar durante un periodo de décadas supone que los escenarios posibles son muy diferentes a los que tienen lugar en erupciones de grandes volcanes, y la mayor capacidad de respuesta y prevención de daños se puede ver contrarrestada por la inacción de los habitantes de la zona, creando una situación de complejidad sin precedentes y que puede incurrir en costos mucho mayores a los empleados en respuesta a una erupción “convencional”.

Esto, unido a otros factores socioculturales como por ejemplo la desconfianza en las autoridades, la dificultad de establecerse en un lugar nuevo, o el sentimiento de pérdida de comunidad si los evacuados son realojados en lugares distintos, hace que la implementación de un plan como el propuesto sea complicada, aunque factible.

CONCLUSIONES

El estudio detallado de las características de los productos de la erupción del Pelado, Sierra Chichinautzin (México), permite reconstruir la secuencia de eventos durante la erupción, estimar los volúmenes eruptivos, y discutir el estilo eruptivo así como los posibles riesgos asociados a una erupción semejante en el futuro en la misma zona.

La erupción comenzó con una fase explosiva, posiblemente a partir de una fisura E-W y en la que se produjo el crecimiento principal de los conos, seguida de una fase en la que se simultanearon actividad efusiva y explosiva, siendo ésta última más energética que la actividad de la primera fase al concentrarse la actividad en un solo conducto eruptivo, y que acabó con un episodio de efusión a partir de bocas en la base del cono principal. Ambas fases representan lotes de magma diferentes que pueden o no ser cogenéticos.

El estilo eruptivo fue de tipo estromboliano violento, similar a las erupciones de Paricutin y Jorullo en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, y a las del Pelagatos y Xitle en la misma Sierra Chichinautzin.

Los volúmenes calculados a partir de la reconstrucción de la paleotopografía previa a la erupción del Pelado son de 5.2 km³ de lavas y 0.8 km³ de productos piroclásticos (roca densa equivalente), y la duración estimada, asumiendo tasas de emisión similares a las del Paricutin, es de entre 25 y 30 años, lo que supone que el emplazamiento de los escudos mexicanos se produce en un rango de décadas.

La repetición de un evento semejante en la Sierra Chichinautzin es posible, ya que es un tipo de volcán común, tanto en la propia Sierra como en otras partes del cinturón. Una erupción de características similares a las del Pelado supondría una zona de riesgo alto (destrucción total) en un radio de 5 km desde el punto de emisión, riesgos moderados (daños parciales pero severos) hasta 10 km del éste, y riesgos bajos (afectaciones menores) hasta 25 km del mismo. Los riesgos relacionados con la actividad explosiva bajan durante la erupción, dando lugar a los riesgos principalmente relacionados con la actividad efusiva.

Es importante caracterizar mejor la actividad explosiva de los volcanes escudo mexicanos, puesto que son los edificios monogenéticos de mayor tamaño, y por tanto volumen, y la caída de piroclastos es el mayor factor de riesgo de cara a la población.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., Jaimes-Viera, M.d.C., Nieto-Obregón, J., 2006, The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Special Papers 402, 139-154.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., 2011, Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, South of México City: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201, 143-162.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., 2007, The Taxco–San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Two tectonic boundaries in central México active during the Cenozoic: Geological Society of America Special Papers 422, 301-316.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: Geology, 26, 591-594.
- Albert, H., Costa, F., Martí, J., 2016, Years to weeks of seismic unrest and magmatic intrusions precede monogenetic eruptions: Geology, doi: 10.1130/G37239.1
- Alfano, F., Bonadonna, C., Guriolli, L., 2012, Insights into eruption dynamics from textural analysis: the case of the May, 2008, Chaitén eruption: Bulletin of Volcanology, 74, 2095-2108.
- Andronico, D., Cristaldi, A., Del Carlo, P., Taddeucci, J., 2009, Shifting styles of basaltic explosive activity during the 2002–03 eruption of Mt. Etna, Italy: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 180, 110-122.
- Arana Salinas, L., 1998, Geología del volcán Pelado: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 91 pp.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J.C., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J., 2013, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the quaternary Chichinautzin volcanic field, south of Mexico City: implications for timing, eruption rate, and distribution of volcanism: Bulletin of Volcanology, 75:774.
- Arce, J.L., Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Salinas, I., 2015, The ~2000 yr BP Jumento volcano, one of the youngest edifices of the Chichinautzin Volcanic Field, Central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 308, 30-38.
- Auker, M.R., Sparks, R.S.J., Siebert, L., Crossweller, H.S., Ewert, J., 2013, A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record: Journal of Applied Volcanology, 2:2.
- Baines P.G., 1995; Topographic effects in stratified flows: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 500 pp.
- Baptista, A.R., Mangold, N., Ansan, V., Baratoux, D., Lognonné, P., Alves, E.I., Williams, D.A., Bleacher, J.E., Masson, P., Neukum, G., 2008, A swarm of small shield volcanoes on Syria Planum, Mars: Journal of Geophysical Research, 113, E09010.
- Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: Geologische Rundschau, 64, 476-497.
- Carey, S.N., Sigurdsson, H., 1982, Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens volcano: Journal of Geophysical Research, 87, 7061-7072.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988, Volcanic Successions, Modern and Ancient: London, Chapman & Hall, 528 pp.

Casadevall, T.J., 1994, The 1989-1990 eruption of Redoubt Volcano, Alaska: impacts on aircraft operations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62, 301-316.

Cassidy, M., Cole, P.D., Hicks, K.E., Varley, N.R., Peters, N., Lerner, A.H., 2015, Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions: *Earth and Planetary Science Letters*, 420, 73-84.

Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., 2016a, The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards: *The Holocene*, 26, 471-488.

Chevrel, M.O., Guilbaud, M.-N., Siebe, C., 2016b, The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology: *Bulletin of Volcanology*, doi: 10.1007/s00445-016-1020-9

Cimarelli C., Di Traglia, F., Taddecucci, J., 2010, Basaltic scoria textures from a zoned conduit as precursors to violent Strombolian activity: *Geology*, 38, 439-442.

Cimarelli, C., Alatorre-Ibargüengoitia, M., Kueppers, U., Scheu, B., Dingwell, D.B., 2014, Experimental generation of volcanic lightning: *Geology*, 42, 79-82.

Contreras, J., 2013, A model for the state of brittle failure of the western Trans-Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 55, 430-441.

Courtland, L.M., Kruse, S.E., Connor, C.B., Connor, L.J., Savov, I.P., Martin, K.T., 2012, GPR investigation of tephra fallout, Cerro Negro volcano, Nicaragua: a method for constraining parameters used in tephra sedimentation models: *Bulletin of Volcanology*, 74, 1409-1424.

de Foy, B., Caetano, E., Magaña, V., Zitácuaro, A., Cárdenas, B., Retama, A., Ramos, R., Molina, L.T., Molina, M.J., 2005, Mexico City basin wind circulation during the MCMA-2003 field campaign: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 2267-2288.

de Silva, S., Lindsay, J.M., 2015, Primary volcanic landforms, in Sigurdsson, H. (ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Second Edition: Amsterdam, Elsevier, 273-297.

Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (eds.), 1987, *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1350: Washington, United States Government Printing Office, 2667 pp.

Delgado-Granados, H., 1992, *Geology of the Chapala Rift, Mexico*: Tohoku University, Sendai, Japan, Tesis de Doctorado, 283 pp.

Dellino, P., Dioguardi, E., Mele, D., D'Addabbo, M., Zimanowski, B., Büttner, R., Doronzo, D.M., Sonder, I., Sulpizio, R., Dürig, T., La Volpe, L., 2014, Volcanic jets, plumes, and collapsing fountains: evidence from large-scale experiments, with particular emphasis on the entrainment rate: *Bulletin of Volcanology*, 76:834.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010, Geologically current plate motions: *Geophysical Journal International*, 181, 1-80.

Dóniz-Páez, J., Romero-Ruiz, C., Sánchez, N., 2012, Quantitative size classification of scoria cones: The case of Tenerife (Canary Islands, Spain): *Physical Geography*, 33, 514-535.

D'Oriano, C., Cioni, R., Bertagnini, A., Andronico, D., Cole, P.D., 2011, Dynamics of ash-dominated eruptions at Vesuvius: the post-512 AD AS1a event: *Bulletin of Volcanology*, 73, 699-715.

Dougherty, S.L., Clayton, R.W., 2014, Seismicity and structure in central Mexico: Evidence for a possible slab tear in the South Cocos plate: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 3424-3447.

Dougherty, S.L., Clayton, R.W., Helmberger, D.V., 2012, Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate: *Journal of Geophysical Research*, 117, B09316.

Durant, A.J., Rose, W.I., Sarna-Wojcicki, A.M., Carey, S., Volentik, A.C.M., 2009, Hydrometeor-enhanced tephra sedimentation: Constraints from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens: *Journal of Geophysical Research*, 114, B03204.

Erlund, E.J., Cashman, K.V., Wallace, P.J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., Delgado Granados, H., 2010, Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, Mexico: The tephra record: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 167-187.

Faure, F., Schiano, P., 2004, Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes: *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 331-344.

Faure, F., Schiano, P., 2005, Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation: *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 882-898.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-306.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.

Foshag, W.F., González R., J., 1956, Birth and Development of Parícutin Volcano Mexico, *Geological Survey Bulletin 965-D*, Washington, United States Government Printing Office, 178 pp.

Francis, P., Oppenheimer, C., 2004, *Volcanoes*, Second Edition: New York, Oxford University Press, 521 pp.

Genareau, K., Valentine, G.A., Moore, G., Hervig, R.L., 2010, Mechanisms for transition in eruptive style at a monogenetic scoria cone revealed by microtextural analyses (Lathrop Wells volcano, Nevada, U.S.A.): *Bulletin of Volcanology*, 72, 593-607.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007, Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt, in Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 129-181.

Greeley, R., 1982, The Snake River Plain, Idaho: Representative of a new category of volcanism: *Journal of Geophysical Research*, 87, 2705-2712.

Guest, J.E., Murray, J.B., 1976, Volcanic features of the nearside equatorial lunar maria: *Journal of the Geological Society of London*, 132, 251-258.

Guest, J.E., Bulmer, M.H., Aubele, J., Beratan, K., Greeley, R., Head, J.W., Michaels, G., Weitz, C., Wiles, C., 1992, Small Volcanic Edifices and Volcanism in the Plains of Venus: *Journal of Geophysical Research*, 97, 15,949-15,966.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009a, Eruptive style of the Young high-Mg basaltic andesite Pelagatos scoria cone, southeast of Mexico City: *Bulletin of Volcanology*, 71, 859-880.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Salinas, S., 2009b, Excursions to Parícutin and Jorullo (Michoacán), the youngest volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt: A commemorative fieldtrip on the occasion of the 250th anniversary of Volcán Jorullo's birth on September 29, 1759, September 2009, Michoacán, México, Universidad Autónoma Nacional de México, 36 pp.

Guilbaud, M.N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Barba-Pingarrón, L.A., Ortiz, A., 2015, Volcanic stratigraphy of a high-altitude *Mammuthus columbi* (Tlacotenco, Sierra Chichinautzin), Central México: Bulletin of Volcanology, 77:17.

Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 13-31.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25, 105-124.

Head, J., Wilson, L., 1989, Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 37, 261–271.

Heiken, G., 1978, Characteristics of Tephra from Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park, California: Bulletin of Volcanology, 41, 119-130.

Hill, B.E., Connor, C.E., Jarzempa, M.S., La Femina, P.C., Navarro, M., Strauch, W., 1998, 1995 eruptions of Cerro Negro volcano, Nicaragua, and risk assessment for future eruptions: Geological Society of America Bulletin, 110, 1231-1241.

Horwell, C.J., Baxter, P.J., 2006, The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation: Bulletin of Volcanology, 69, 1-24.

Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Pyle, D.M., 2000, Pyroclastic fall deposits, in Sigurdsson, H. (ed.), Encyclopaedia of Volcanoes: San Diego, CA, Academic Press, 555-570.

Houghton, B.F., Bonadonna, C., Gregg, C.E., Johnston, D.M., Cousins, W.J., Cole, J.W., Del Carlo, P., 2006, Proximal tephra hazards: Recent eruption studies applied to volcanic risk in the Auckland volcanic field, New Zealand: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 155, 138-149.

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

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

James, M.R., Gilbert, J.S., Lane, S.J., 2002, Experimental investigation of volcanic particle aggregation in the absence of a liquid phase: Journal of Geophysical Research, 107, B92191.

Johnson, E.R., Wallace, P.J., Cashman, K.V., Delgado Granados, H., Kent, A.J.R., 2008, Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes: Earth and Planetary Science Letters, 269, 478-487.

Julio Miranda, P., 1998, Análisis morfométrico de dos campos volcánicos monogenéticos mexicanos: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 77 pp.

Kauahikaua, J.P., Tilling, R.I., 2014, Natural hazards and risk reduction in Hawai'i, in Poland, M.P., Takahashi, T.J., Landowski, C.M. (eds.), Characteristics of Hawaiian Volcanoes: U.S. Geological Survey Professional Paper 1801: Reston, VA, USA, U. S. Geological Survey, 397-427.

Kereszturi, G., Németh, K., 2012, Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation, in Updates in volcanology: New advances in understanding volcanic systems, <http://www.intechopen.com/>, consulta 19 de febrero de 2016.

Lavigne, F., Morin, J., Surono (eds.), 2015, *The Atlas of Merapi Volcano*: Meudon, France, Laboratoire de Géographie Physique, 64 pp.

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

Le Corvec, N., Spörl, K.B., Rowland, J., Lindsay, J., 2013, Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields: *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.

Lugo-Hubp, J., 1984, *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México*, Serie Varia 1: México, Instituto de Geografía, UNAM, 95 pp.

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

Luhr, J.F., Simkin, T., 1993, *Paricutin: The volcano born in a Mexican cornfield*: Phoenix, Geoscience Press, 427 pp.

MacDonald, G.A., 1972, *Volcanoes*: Englewood Cliffs, NJ, USA, Prentice-Hall, 510 pp.

Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S.P., 1999a, 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*, 27, 51-54.

Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L., 1999b, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensión at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.

Martin del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin of Volcanology* 45, 1-24.

Mazzarini, F., Ferrari, L., Isola, I., 2010, Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 486, 55-64.

Németh, K., 2010, Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism: *Geological Society of America, Special Paper 470*, 43-66.

Nesse, W.D., 2000, *Introduction to Mineralogy*: New York, Oxford University Press, 442 pp.

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

Noe-Nygaard, A., 1968, On extrusion forms in plateau basalts. Shield volcanoes of "Scutulum" type: *Science in Iceland*, 1, 10-13.

Nolan, M.L., 1979, Impact of Paricutin on five communities, in Sheets, P.D., Grayson, D.K., *Volcanic Activity and Human Ecology*: New York, Academic Press, 293-338.

Ort, M.H., Elson, M.D., Anderson, K.C., Duffield, W.A., Hooten, J.A., Champion, D.E., Waring, G., 2008, Effects of scoria-cone eruptions upon nearby human communities: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 476-486.

Pardo, M., Suárez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco block in western Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 2391-2394.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,357-12,373.

- Parfitt, E.A., Wilson, L., 2008, *Fundamentals of Physical Volcanology*: Oxford, Blackwell Science, 230 pp.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davias, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: *Geophysical Research Letters*, 35, L18303.
- Perfit, M.R., Davidson, J.P., 2000, Plate tectonics and volcanism, in Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopaedia of Volcanoes*: San Diego, CA, Academic Press, 89-113.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado Granados, H., 2008, Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico): *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 359-368.
- Pioli, L., Azzopardi, B.J., Cashman, K.V., 2009, Controls on the explosivity of scoria cone eruptions: Magma segregation at conduit junctions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186, 407-415.
- Pyle, D.M., 1989, The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits: *Bulletin of Volcanology*, 51, 1-15.
- Pyle, D.M., 2000, Sizes of volcanic eruptions, in Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopaedia of Volcanoes*: San Diego, CA, Academic Press, 263-269.
- Rees, J.D., 1979, Effects of the eruption of Parícutin volcano on landforms, vegetation, and human occupancy, in Sheets, P.D., Grayson, D.K., *Volcanic Activity and Human Ecology*: New York, Academic Press, 249-292.
- Riedel, C., Ernst, G.G.J., Riley, M., 2003, Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 121-152.
- Richter, K., Carmichael, I.S.E., 1992, Hawaiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1592-1607.
- Roberge, J., Guilbaud, M.-N., Mercer, C.M., Reyes-Luna, P.C., 2015, Insight into monogenetic eruption processes at Pelagatos volcano, Sierra Chichinautzin, Mexico: a combined melt inclusion and physical volcanology study, in Zellmer, G.F., Edmonds, M., Straub, S.M. (eds.), *The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas*: London, Geological Society, Special Publication 410.
- Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Lauer, P., González-Mercado, E., 2010, A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 149-166.
- Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Schneider, D.J., Ernst, G.G.J., Riley, C.M., Henderson, L.J., McGimsey, R.G., 2001, Observations of volcanic clouds in their first few days of atmospheric residence: The 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr volcano, Alaska: *Journal of Geology*, 109, 677-694.
- Rossi, M.J., Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland: *Bulletin of Volcanology*, 57, 530-540.
- Rowland, S.K., Jurado-Chichay, Z., Ernst, G., Walker, G.P.L., 2009, Pyroclastic deposits and lava flows from the 1759–1774 eruption of El Jorullo, México: aspects of “violent Strombolian” activity and comparison with Parícutin, in Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K., Hoskuldsson, A. (eds.), *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. Special Publications of IAVCEI, 2, 105–128.
- Ruth, D.C.S., Calder, E.S., 2013, Plate tephra: Preserved bubble walls from large slug bursts during violent Strombolian eruptions: *Geology*, 42, 11-14.

Siebe, C., 2000, Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64.

Siebe C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004a, Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards: *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.

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

Siebe C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tlaloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Chichinautzin, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 225-243.

Singer, B.R., Jicha, B.R., Harper, M.A., Naranjo, J.A., Lara, L.E., Moreno-Roa, H., 2008, Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex, Chile: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 599-618.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012, A caldera forming eruption ~14100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27-40.

Stull, R.B., 1998, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 670 pp.

Swinamer, T., 1989, *The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in Sierra del Chichinautzin Mexico*: Queen's University, Canada, Tesis de Maestría, 212 pp.

Taddeucci, J., Pompilio, M., Scarlato, P., 2004, Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 33-54.

Taddeucci, J., Scarlato, P., Montanaro, C., Cimarelli, C., Del Bello, E., Freda, C., Andronico, D., Gudmundsson, M.T., Dingwell, D.B., 2011, Aggregation-dominated ash settling from the Eyjafjallajökull volcanic cloud illuminated by field and laboratory high-speed imaging: *Geology*, 39, 891-894.

Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M.R., Vergnolle, S., 2015, Hawaiian and Strombolian eruptions, in Sigurdsson, H. (ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Second Edition: Amsterdam, Elsevier, 485-504.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geologic Review*, 38, 176–194.

Valentine, G.A., Gregg, T.K.P., 2008, Continental basaltic volcanoes - Processes and problems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 857-873.

Valentine, G.A., Krier, D.J., Perry, F.V., Heiken, G., 2007, Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 57-80.

Velázquez, A., 1993, *Landscape ecology of Tlaloc and Pelado volcanoes, México, with special reference to the volcano rabbit (*Romerolagus diazi*), its habitat, ecology and conservation*, ITC Publication Number 16: Enschede, The Netherlands, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, 159 pp.

Verma, S.P., 2000, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Special Papers*, 334, 195-222.

Vespermann, D., Schminke, H.-U., 2000, Scoria cones and tuff rings, in Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopaedia of Volcanoes*: San Diego, CA, Academic Press, 683-694.

Walker, G.P.L., 1971, Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits: *The Journal of Geology*, 79, 696-714.

Walker, G.P.L., 1973a, Lengths of lava flows, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 274, 107-118.

Walker, G.P.L., 1973b, Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme: *International Journal of Earth Sciences*, 62, 431-446.

Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1999, Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314.

Watt, S.F.L., Gilbert, J.S., Folch, A., Phillips, J.C., Cai, X.M., 2015, An example of enhanced tephra distribution driven by topographically induced atmospheric turbulence: *Bulletin of Volcanology*, 77:35.

White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006, Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, 34, 677-680.

Whitford-Stark, J.L., 1975, Shield volcanoes, in: Fielder, G., Wilson, L. (eds.), *Volcanoes of the Earth, Moon, and Mars*. New York, St. Martins Press, pp. 66-74.

Williams, H., McBirney, A.R., 1979, *Volcanology*: San Francisco, Freeman and Cooper, 397 pp.

Wilson, L., Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1980, Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 63, 117-148.

Wood, C.A., 1980, Morphometric evolution of cinder cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.

Wright, H.M.N., Cashman, K.V., Mothes, P.A., Hall, M.L., Ruiz, A.G., Le Pennec, J.-L., 2012, Estimating rates of decompression from textures of erupted ash particles produced by 1999–2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: *Geology*, 40, 619-622.

