



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

Origen y evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen, San Luis Potosí

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Mariana Elizabeth Coutiño Taboada

Becaria CONACYT n.º 1009351

Asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón

San Luis Potosí, S. L. P.

Febrero de 2022





17 de junio de 2021

**ING. MARIANA ELIZABETH COUTIÑO TABOADA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Ricardo Saucedo Girón** Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 17 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"Origen y evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen,
San Luis Potosí"**

- Introducción.
1. Generalidades del área de estudio de Pozo del Carmen (localización, fisiografía)
 2. Conceptos generales sobre magmatismo-freatomagmatismo en estructuras volcánicas monogenéticas
 3. Metodología aplicada en la reconstrucción de la historia eruptiva de una estructura volcánica
 4. Marco geológico del área de Pozo del Carmen
 5. Resultados del trabajo de campo y de laboratorio
 6. Discusión de resultados
- Conclusiones
Apéndices
Referencias

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E



DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo
*etn.

Dedicatoria

A mi mamá y a mi abuela por apoyarme durante esta travesía. Gracias infinitas por su amor, las palabras de aliento y el soporte. Se merecen el mayor de los reconocimientos por todo lo que me brindan siempre. Al resto de mi familia por su cariño y apoyo y por seguirme en todas las aventuras para cumplir mis sueños.

A Sol y Naye, son la mejor compañía que pude haber tenido durante la maestría. Mil gracias por su amistad, por compartir y recorrer este camino conmigo. Mi reconocimiento y admiración por todo su esfuerzo en este proceso de estudios de posgrado; ha sido un gusto trabajar en equipo con ustedes.

A Ricardo y Katia por confiar en mí antes y durante la maestría; eso fue motivación suficiente para salir adelante en los momentos difíciles. A Elena por las charlas interminables, las caminatas, su invaluable compañía y su escucha atenta; te convertiste en una gran amiga. A Anahí por su cariño y ser como una hermana para mí. A Vero por el tiempo compartido, por hacer de la casa un lugar mejor y cuidar de mí; eres una muy buena amiga. A Efrén, por su amistad y solidaridad. A mis amigos Karime, Liz, Ale, Paty, Quero, Alex y Carla Itzuri por estar para mí, escucharme, leerme, animarme y alegrarse por mis logros. A Zayra Lázaro por su orientación tan acertada. A aquellas personas que me dedicaron parte de su tiempo para darme alguna palabra de aliento, gracias.

Agradecimientos institucionales

A mi asesor, el Dr. Ricardo Saucedo, por su orientación durante el desarrollo de este trabajo.
A mi comité evaluador conformado por los doctores Alfredo Aguillón Robles, Damiano Sarocchi y Luis Ángel Rodríguez Sedano, agradezco sus observaciones y asesorías para el enriquecimiento de esta tesis.

Al Conacyt por otorgarme la beca para realizar mis estudios de maestría.

A mis profesores de la maestría por sus enseñanzas que contribuyeron a mi formación.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez, encargado del laboratorio de laminación del Instituto de Geología de la UASLP, por su apoyo en la elaboración de láminas delgadas.

Al Dr. José Luis Macías y a los Maestros Guillermo Cisneros y Silvestre Cardona, del Instituto de Geofísica de la UNAM campus Morelia, por su apoyo con los estudios para este trabajo, con imágenes satelitales y la toma de fotografías de partículas juveniles con el Microscopio Electrónico de Barrido, respectivamente.

A don Efrén, Jessica y Juan Carlos, personal del Instituto de Geología de la UASLP, por su ayuda durante mi estancia en el posgrado.

Índice

Resumen	xi
Abstract	xiii
Introducción	1
1. Generalidades del área de estudio de Pozo del Carmen (localización, fisiografía)	4
1.1 Localización y vías de acceso	4
1.2 Fisiografía.....	5
2. Conceptos generales sobre magmatismo – freatomagmatismo	8
2.1 Antecedentes	8
2.2 Estructuras volcánicas freatomagmáticas.....	10
2.2.1 Maares.....	12
2.2.2 Anillos de tobas	13
2.2.3 Conos de tobas	15
2.3 Procesos de formación que afectan la morfología de un maar-diatrema.....	17
2.4 Depósitos freatomagmáticos.....	19
2.5 Eficiencia en la interacción agua magma y tipo de depósitos.....	21
2.6 Interacción agua magma y explosividad.....	23
2.7 Alteración de los depósitos freatomagmáticos	24
2.8 Conceptos relacionados al estudio de facies y modelos de facies en depósitos piroclásticos.....	24
2.9 Morfología de partículas juveniles de origen magmático y freatomagmático	26
3. Metodología aplicada en la reconstrucción de la historia eruptiva de una estructura volcánica	31
3.1 Trabajo de Gabinete	31
3.1.1 Recopilación y análisis bibliográfico	31
3.2 Trabajo de campo.....	31
3.3 Trabajo de laboratorio	32
3.3.1 Análisis granulométricos	32
3.3.2 Conteo de componentes.....	35
3.3.3 Micromorfología de partículas mediante el uso de Microscopio Electrónico de Barrido	35
3.3.4 Petrografía.....	37
3.3.5 Geoquímica	38
3.3.6 Morfología-morfometría de la estructura volcánica	38
3.3.7 Análisis de impactos de balísticos para el cálculo de energía liberada.....	39
4. Marco geológico del área de Pozo del Carmen	41
4.1 Geomorfología	41
4.2 Geología y tectónica regional	42
4.3 Geología estructural.....	44
4.4 Estratigrafía pre-maar	46
4.4.1 Mesozoico.....	46
4.4.2 Cenozoico	47
4.5 Antecedentes de Pozo del Carmen	50
5. Resultados de trabajo de campo y de laboratorio	53

5.1	Cartografía de la dispersión de los depósitos piroclásticos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen	53
5.2	Morfología de la estructura volcánica.....	54
5.3	Estratigrafía de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.....	58
5.3.1	Descripción de fases eruptivas.....	59
5.3.1.1	Fase eruptiva 1	61
5.3.1.2	Fase eruptiva 2	72
5.3.1.3	Fase eruptiva 3	75
5.3.1.4	Fase eruptiva 4	77
5.3.1.5	Fase eruptiva 5	80
5.4	Estimación de profundidades de explosiones mediante análisis de estratos con contenido de balísticos.....	87
5.5	Análisis petrográfico de la roca juvenil	90
5.5.1	Descripciones petrográficas.....	90
5.5.1.1	Muestra PC 01-20 lava.....	90
5.5.1.2	Muestra PC 03-20 A bomba volcánica	92
5.5.1.3	Muestra PC 04-20 lava de volcán	93
5.5.2	Análisis modal	94
5.6	Caracterización química (elementos mayores) del magma que detonó la actividad eruptiva	95
6.	Discusión de resultados	99
6.1	Cartografía de la dispersión de los depósitos piroclásticos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen	99
6.2	Morfología de la estructura volcánica.....	100
6.3	Análisis estratigráfico y evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen	102
6.3.1	Evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen	102
6.4	Análisis de profundidades de explosiones	109
6.5	Caracterización petrográfica y química del magma de Pozo del Carmen Pozo y estructuras volcánicas circundantes	111
	Conclusiones.....	113
	Apéndice.....	115
	Referencias	128

Índice de figuras

- Figura 1. Mapa de la República Mexicana con un acercamiento al estado de San Luis Potosí donde se muestra la localización del área de estudio (Pozo del Carmen) y la capital del estado (SLP: San Luis Potosí). Coordenadas en datum WGS84. 4
- Figura 2. Mapa mostrando las vías de acceso al poblado de Pozo del Carmen. 5
- Figura 3. Mapa topográfico con curvas de nivel cada 3 metros en el área de estudio (izquierda). Se muestra el contorno del cráter de la estructura volcánica. En el recuadro derecho se ilustra la distribución del poblado de Pozo del Carmen con relación al cráter..... 6
- Figura 4. Fotografía panorámica mostrando el Templo del Carmen situado en el cráter de la estructura volcánica. Hacia la izquierda se observa la pared con los depósitos piroclásticos correspondiente al sector noroeste. Tomada desde la parte más elevada de los depósitos al suroeste, a unos metros de la carretera. Al fondo de la imagen, detrás del templo, se observan edificaciones situadas al NE a mayor elevación topográfica. 6
- Figura 5. Provincias y subprovincias fisiográficas en el estado de San Luis Potosí. Pozo del Carmen se ubica dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (recuadro derecho), específicamente en la subprovincia de Sierras y Llanuras Occidentales (recuadro izquierdo). Modificado del Mapa 3 de INEGI (2014). 7
- Figura 6. Esquema mostrando las etapas de la mezcla agua/magma (fundido). A) Emplazamiento del magma en contacto con sedimentos saturados en agua. Una delgada capa de vapor se desarrolla a lo largo del contacto. B) Crecimiento de lámina de vapor en el contacto agua-magma. C) Interacción a gran escala de agua/magma. Mezcla de sedimentos, vapor y magma. D) Expansión explosiva del vapor sobre-presurizado. Tomado de Wohletz y Heiken (1992); modificado de Sheridan y Wohletz (1983). 11
- Figura 7. Modelo revisado de Valentine y White (2012) para el crecimiento de una diatrema, con interacciones de combustible fundido-refrigerante (MFCI) llevándose a cabo a diferentes profundidades, fracturando la roca encajonante donde las explosiones tienen lugar, siendo las más efectivas a menor profundidad. Después del desarrollo inicial de la protodiatrema, las explosiones continúan ocurriendo en un rango de profundidad, pero ensanchando la parte superior más rápido para producir la típica estructura de cono de una diatrema. Los diques intra-diatrema ascienden varios niveles y en ocasiones están sometidos al proceso de MFCI, creando zonas de fragmentación de intra-diatrema y jets de debris que circulan en el relleno de la diatrema, pero sólo las explosiones más someras o especialmente explosivas darán lugar a una erupción. Modificado de Valentine y White (2012). 14
- Figura 8. Secciones esquemáticas mostrando las diferencias entre los tres tipos de volcanes freatomagmáticos. Modificado de Cas y Wright (1987)..... 15
- Figura 9. Ilustración mostrando las etapas temprana (protodiatrema) y madura de un sistema maar-diatrema. La formación de una diatrema comienza con las explosiones ocurriendo a distintas profundidades a lo largo de un dique alimentador inicial, formando un cráter

pequeño y un anillo de tefras así como un dominio de roca encajonante brechada en la subsuperficie. Explosiones repetidas, un mayor brechamiento y subsidencia conducen a un desarrollo de un sistema maduro. Ejemplos del comportamiento eruptivo para profundidades entre la d_{cont} y la d_{opt} , y para profundidades cercanas a la d_{opt} , se muestran en el maar-diatrema maduro. Tanto explosiones que generan erupciones como las que no, dan lugar a una mezcla ascendente y descendente de materiales de relleno de la diatrema. En cualquier momento durante la evolución de un maar-diatrema, el magma puede ascender y alimentar intrusiones las cuales pueden o no interactuar con agua en la diatrema y explotar, y en algunos casos alcanzar la superficie para erupcionar lava y escoria. Modificada de Valentine et al. (2014). 18

Figura 10. Corriente de densidad derivada de una erupción explosiva prolongada de fuente de piroclastos baja (Branney y Kokelaar, 2002). 20

Figura 11. Facies sandwave, masiva y planar. Modificado de Wohletz y Sheridan (1979). ... 23

Figura 12. Representación esquemática de las tres capas formadas por el paso de una corriente de densidad piroclástica. A) capa inversamente gradada de lapilli y bombas; B) capa finamente laminada de ceniza gruesa a media; C) capa de ceniza fina sin estructura. Modificado de Dellino et al. (2004)..... 27

Figura 13. Representación gráfica de las dos partes en que se divide el flujo de gravedad cargado de sedimentos, el cual se mueve en contacto con una capa límite sólida. Se representa esquemáticamente la distribución de la velocidad, cizalla y concentración de partículas a lo largo de la altura del flujo. Modificado de Dellino et al. (2004). 27

Figura 14. a) Forma de bloque (tomada de Büttner et al., 2002), b) forma vesicular (tomada de Wohletz y Krinsley, 1982), c) forma de musgo, d) forma de gota con forma elongada por fragmentación dúctil (tomadas de Büttner et al., 2002), e) forma de placa (ver Rivera-Olguín, 2013)..... 29

Figura 16. Método estereológico de las intersecciones de Rosiwal. a) Partículas en un depósito. b) Líneas paralelas igualmente espaciadas y sobrepuestas al depósito mostrando las intersecciones con las partículas (tomado de Sarocchi et al., 2005)..... 34

Figura 17. Ejemplo de partículas de ceniza con alta vesicularidad (a), clasto elongado con vesículas en forma tubular (b), vesículas irregulares (c) o clasto angular con vesículas esféricas (d). Los clastos tienen forma angular y algunos muestran contornos cóncavos y convexos (línea amarilla) que corresponden a las paredes de grandes vesículas rotas. Estas características sugieren que su origen fue la actividad magmática (exsolución de gases durante la fragmentación; modificado de Dellino et al., 2001). 36

Figura 19. Carta geológica Peotillos F14-A75, modificada de López-Doncel et al., 2007. El poblado de Pozo del Carmen está marcado con una estrella en color negro. 41

Figura 20. Mapa mostrando la ubicación de Pozo del Carmen con respecto a las paleoestructuras Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Modificado de López-Doncel, 2003. 43

Figura 21. Modelo digital de terreno, mostrando los principales lineamientos de la carta Peotillos F14-A75 escala 1:50,000, jerarquizados de acuerdo con su orden cronológico. Color rojo indica mayor elevación; color azul indica elevación menor. En el recuadro en rojo se ubica el área de Pozo del Carmen. Tomado y modificado de López-Doncel, et al., 2007.	45
Figura 22. Esquema estructural de la carta Peotillos F14-A75, ilustrando la ubicación de Pozo del Carmen (recuadro en rojo; modificado de López-Doncel, 2007).....	45
Figura 23. Mapa geológico del área de Pozo del Carmen. Modificado de Ferrusquía-Villafranca et al., 2016.	50
Figura 24. Mapa del estado de San Luis Potosí donde se muestran los límites de provincias fisiográficas (de acuerdo con la clasificación de INEGI, 1981) y la localización de los maares descritos por Labarthe-Hernández (1978). Modificado de Aranda Gómez, 1993.	51
Figura 25. Mapa de distribución de los depósitos analizados y de los conos de escoria del área de Pozo del Carmen.....	53
Figura 26. Fotografías de campo de los depósitos señalados en el mapa de la figura 1. A) Flujo de lava cubriendo los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen. La lava tiene un espesor aproximado de 2 m (PC 04-20); B) afloramiento en el punto de control PC 17-21; fragmentos de lava de <2mm hasta ~30 cm de diámetro junto con fragmentos de piroclastos de ~4 cm de diámetro embebidos en una matriz carbonatada; C) depósitos masivos areno-limosos del abanico aluvial. Cauce de arroyo (canal de desagüe) que lleva a ápice de abanico, cerca del punto de control PC 06-21; D) contacto entre depósitos de abanico aluvial y depósito de escoria volcánica que los sobreyace (entre el punto PC 05-21 y el abanico aluvial); E) depósitos de un cono de escoria situado al SE de Pozo del Carmen; muestra los depósitos amarillos-beige similares a los de Pozo del Carmen (PC 09-21).	55
Figura 27. Ubicación de los conos de escoria El Chiquigüitillo, Cerro de Enmedio y Los Alonsos, al SW de Pozo del Carmen y que en conjunto forman un pequeño alineamiento de conos con una orientación N-S. Las lavas de estas estructuras cubren los depósitos de Pozo del Carmen.	56
Figura 28. Mapa topográfico de la estructura de Pozo del Carmen con curvas de nivel cada 3 m. Se observa que la estructura (contorno basal) tiene una forma de herradura con rumbo NW-SE, abierta hacia el SE, mostrada en línea punteada roja. Las cotas más elevadas se ubican hacia el NE, observándose una disminución en altitud y un mayor espaciamiento entre curvas hacia el SE.....	57
Figura 29. Mapa mostrando en morado un polígono correspondiente al diámetro del borde del cráter considerando la parte alta de los depósitos piroclásticos. En línea punteada, por otro lado, se muestra el contorno de la base del cráter.....	58
Figura 30. Columna compuesta de los depósitos de Pozo del Carmen ilustrando las distintas facies y fases eruptivas identificadas.....	60

Figura 32. Correlación de las cinco columnas estratigráficas obtenidas en campo ilustrando las distintas fases eruptivas identificadas. No están a escala.....	62
Figura 33. Diagramas de componentes de la facies de caída de lapilli Lf-csg de la fase eruptiva 1.	63
Figura 34. Muestra PC 01-20 B. Facies Lf-csg. 2 ϕ . a, b) Tipo de partículas mayoritarias en el total de la muestra, con alto porcentaje de vesículas y superficies suaves. c) La partícula muestra gran porcentaje de vesicularidad y textura diktitaxítica (da una apariencia rugosa a la superficie). d) muestra con escasas vesículas superficiales y con grietas por enfriamiento en la superficie y dentro de las vesículas. e) Muestra en bloque con esquinas subangulosas y escasa vesicularidad.....	65
Figura 35. Muestra PC 01-20 B. Facies Lf-csg. 3 ϕ . a, b y c) Muestras con alta vesicularidad, con algunas vesículas interconectadas y que contienen partículas más pequeñas. d y e) Fragmentos con baja vesicularidad y grietas por enfriamiento.....	65
Figura 36. Histogramas de granulometría de la facies de caída de lapilli Lf-csg de la fase eruptiva 1. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	66
Figura 37. Gráficas de componentes y granulometría para la facies LC-lm. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	67
Figura 38. Muestra PC 01-20 E. Facies LC-lm. 2 ϕ . a) Partícula con alto contenido de vesículas, algunas rellenas con fragmentos más pequeños. b) Fragmento con vesículas esféricas a irregulares interconectadas. c) Partícula en bloque, piramidal con grietas por enfriamiento y superficie escalonada. d) Partículas en bloque con agrietamiento por enfriamiento y superficie escalonada. e) Partícula en bloque con superficie escalonada y partículas de menor tamaño adheridas en su superficie.....	68
Figura 39. Muestra PC 01-20 E. Facies LC-lm. 3 ϕ . a) Fragmento alargado rico en vesículas. b) Fragmento con vesículas y de superficie suave, que pareciera estar torcida alrededor de su eje mayor. c) Partícula con vesículas. d) Forma de musgo. e) Partícula en forma de bloque. f) Partícula en forma de bloque con bordes concoideos donde se observa una textura sacaroides.	69
Figura 40. Gráficas de componentes de la facies CL-ml.	70
Figura 41. Gráfica de granulometría para la facies CL-ml de la fase 1. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	70
Figura 42. Gráficas que muestran los porcentajes de componentes en la facies Cf-lm.....	71
Figura 43. Gráfica de porcentajes de componentes para la facies C-m en la fase eruptiva 1.71	
Figura 44. Gráficas de granulometría de la facies C-m correspondiente a la fase eruptiva 1. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	71
Figura 45. Gráficas de componentes para la facies CL-ml de la fase eruptiva 2.....	72
Figura 46. Gráficas de granulometría para la facies CL-ml de la fase eruptiva 2. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	73

Figura 47. Gráficas de componentes de la facies C-m de la fase eruptiva 2.	73
Figura 48. Gráficas granulométricas para la facies C-m de la fase eruptiva 2. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	74
Figura 49. Gráficas de componentes para la facies LC-lm de la fase eruptiva 2.....	74
Figura 50. Gráficas sobre la granulometría de la facies LC-lm de la fase eruptiva 2. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	75
Figura 51. Gráficas de componentes y de granulometría para la facies CL-ml de la fase eruptiva 3. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	76
Figura 52. Gráficas de componentes para la facies C-m de la fase 3 de las columnas estratigráficas. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	76
Figura 53. Gráficas de componentes de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 4.	78
Figura 54. Granulometría de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 4. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	79
Figura 55. Gráficas de componentes de la facies LC-lm de la fase eruptiva 4.....	80
Figura 56. Gráficas de componentes de facies CL-ml de fase eruptiva 5.....	81
Figura 57. Gráficas de componentes de la facies C-m de la fase eruptiva 5.	81
Figura 58. Gráfica de granulometría de la facies C-m de la fase eruptiva 5. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	81
Figura 59. Muestra PC 01-20 I-A. Facies C-m. 2 ϕ . a) Partícula con morfología en bloque piramidal, con grietas de enfriamiento de forma casi circular en el clasto izquierdo. b) Partícula en bloque equidimensional con textura sacaroides. c) Partículas en bloque con escasas vesículas rellenas por partículas diminutas. El fragmento de la derecha muestra fractura concoidea en su sector central.	82
Figura 60. Muestra PC 01-20 I-A. Facies C-m. 3 ϕ . a) Partícula altamente vesicular. Fragmentos de menor tamaño, aglomerados en las vesículas dan lugar a textura botroidal. b) Fragmento vesicular con partículas pequeñas adheridas. c) Fragmento vesicular con partículas adheridas y algunas partículas redondeadas rellenas perfectamente. d) Fragmento escasamente vesicular con superficies concoideas y escalonadas. Se observaron pequeñas marcas en forma de "V". También presenta partículas agrupadas en vesículas originando textura botroidal. e) Partícula con escasas vesículas, con rasgos escalonados, angular. f) Fragmento en bloque equidimensional, subanguloso, sin vesículas.	83
Figura 61. Gráficas de componentes para la facies Cf-g de la fase eruptiva 5.	84
Figura 62. Gráficas de granulometría para la facies Cf-g de la fase eruptiva 5. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	84
Figura 63. Muestra PC 01-20 I-B. Facies Cf-g. 2 ϕ . a) Partícula con alta vesicularidad con algunas partículas diminutas adheridas. b) Partícula en bloque, con incisiones en forma de	

“V” hacia el centro del fragmento. Muestra textura sacaroide. c) Fragmento con superficie escalonada y fractura concoidea. d) Partícula con baja presencia de grietas por enfriamiento y textura sacaroide. e) Acercamiento de una partícula en bloque mostrando vesículas planas.....	86
Figura 64. Muestra PC 01-20 I-B. Facies Cf-g. 3 ϕ . a) Partícula vesicular con fragmentos dentro de las vesículas. b) Fragmento vesicular con superficies escalonas o concoideas. c) Partícula en bloque con superficie escalonada y textura sacaroide. d) Fragmento en bloque, sin vesículas y superficie escalonada y cóncava. e) Fragmento en bloque con escasas vesículas conteniendo fragmentos en su interior, con superficie escalonada...	86
Figura 65. Gráficas de componentes y de granulometría de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 5. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).....	87
Figura 66. Programa Eject! (Mastin, 2001) para el cálculo de velocidades.	88
Figura 67. Diagrama ilustrando los regímenes eruptivos y no eruptivos de las explosiones freatomagmáticas; los puntos rojos muestran la energía y profundidades estimadas para los balísticos de la unidad C de la columna PC 20-21 de Pozo del Carmen (Valentine et al., 2014).	89
Figura 68. Mapa de los depósitos de Pozo del Carmen mostrando el diagrama de rosas con la dirección de los balísticos encontrados en campo.	89
Figura 69. A) Mesostasis microlítica afieltrada. Cristales de olivino con alteración a iddingsita. Luz polarizada, 100x; B) Mismo campo que en A; luz natural, 100x (Ol: olivino, Plg: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno).	91
Figura 70. A) Olivino a la izquierda. A la derecha, cristal de augita con zoneamiento concéntrico y maclas, c inclusiones de clinopiroxenos al centro (?); debajo se muestra un agregado de olivinos con piroxenos. Luz polarizada, 100x; B) Mismo campo que en A; luz natural, 100x; C) Piroxeno en la base. Agregado de clinopiroxenos desarrollados alrededor de una vesícula. Luz polarizada, 50x; D) Mismo campo que en C. Luz natural, 50x (Ol: olivino, Plg: plagioclasa, Aug: augita, Cpx: clinopiroxeno, Px: piroxeno, Ne: nefelina).....	93
Figura 71. A) Agregado de clinopiroxenos alrededor de una vesícula, luz polarizada, 100x; B) mismo campo que en A, luz natural; C) olivino con bordes de reabsorción; augita con macla simple (esquina inferior derecha) y con zoneamiento de sector-reloj de arena (cristal café oscuro hacia la parte media superior). Luz polarizada, 100x; D) mismo campo que C, luz natural; E) en la porción inferior se presenta un clasto criptocristalino; luz polarizada, 100x; F) mismo campo que E; luz natural, 100x.	95
Figura 72. A) Diagrama QAPF para la clasificación modal de las rocas volcánicas. Traducido de Le Maitre et al. (2002). Tomado de Rocas volcánicas (https://petroigne.wordpress.com/tiposrococos/clasificacion/rocas-volcanicas/). B) Diagrama ternario APF correspondiente a la parte inferior del diagrama QAPF para rocas volcánicas (Le Maitre et al., 2002). Se colocaron las muestras de lavas descritas	

petrográficamente. Tomado y modificado de Definition of QAPF diagram (https://zh.mindat.org/glossary/qapf_diagram).....	97
Figura 73. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) de clasificación de rocas volcánicas que compara el valor total de álcalis contra el de sílice. El diagrama ilustra la ubicación de las muestras analizadas en este trabajo (círculo beige-contorno negro) y de muestras tomadas previamente (Aranda-Gómez, 1993; Aguilón-Robles et al., 2012). Graficado con el programa FC–AFC–FCA and mixing modeler (Ersoy y Helvacı, 2010). Línea de discriminación de los campos alcalino y subalcalino según Irvine y Barragar (1971).	97
Figura 74. Simbología del diagrama de la historia eruptiva de Pozo del Carmen.	109
Figura 74.1; continuación. Representación de la historia eruptiva de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.	110
Figura 75. Mediciones (líneas verdes) que se tomaron para obtener el diámetro de la base del cono (Wba).....	115
Figura 76. Mediciones que se tomaron para obtener el diámetro del borde del cono (Wcr) marcadas con líneas azules.....	116
Figura 77. Sección PC 01-20, hacia el SW del cráter de Pozo del Carmen.....	119
Figura 77. Sección PC 02-20, al W del cráter de Pozo del Carmen.....	122
Figura 78. Sección PC 03-20, al NE del cráter de Pozo del Carmen.	123
Figura 79. Sección PC 04-20, situada al NE del cráter.	126
Figura 80. Sección PC 20-21, al NE del cráter de Pozo del Carmen.	127

Índice de tablas

Tabla 1. Comparación entre los diferentes tipos de volcanes basálticos de tamaño pequeño*.	16
Tabla 2. Características texturales y de estructura consideradas en la descripción de cada muestra	32
Tabla 3. Granulometría en términos piroclásticos (basada en Sohn y Chough, 1989).	34
Tabla 4. Características de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.	57
Tabla 5. Cálculos de velocidades, energía de explosiones y profundidades de explosión.....	88
Tabla 6. Datos de los impactos balísticos encontrados en Pozo del Carmen.	90
Tabla 7. Composición modal de los minerales identificados en las láminas delgadas. Los datos se presentan en porcentajes, basados en un conteo de 200 a 300 puntos por muestra. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Plg: plagioclasa, Ox: óxidos, Ne: nefelina, Lit carb: lítico carbonatado.	96
Tabla 8. Valores de los elementos mayores reportados como óxidos, recalculados (libres de volátiles), correspondientes a las muestras de lava. Calculado con el programa FC–AFC–FCA and mixing modeler (Ersoy y Helvacı, 2010).	96
Tabla 9. Minerales normativos según la norma CIPW, obtenida con el programa IgROCS (Verma y Rivera-Gómez, 2013).	96
Tabla 10. Comparación entre los diferentes tipos de volcanes basálticos de tamaño pequeño y la estructura volcánica de Pozo del Carmen*.	100
Tomada de White y Ross (2011), modificada con base en Sheridan y Wohletz (1983), Wohletz y Sheridan (1983) y Cas y Wright (1987).	100
Tabla 11. Descripción e interpretación de facies de los depósitos de Pozo del Carmen con su simbología.	103
Tabla 12. Dimensiones del diámetro de depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen (diámetro de la base del cono) y del diámetro del cráter.	115

Resumen

Las erupciones volcánicas son el proceso por el que material volcánico es expulsado del interior de la Tierra a la superficie. Las erupciones freatomagmáticas, por su parte, consisten en erupciones de tipo explosivo, altamente violentas y destructivas, generadas por la interacción entre agua subterránea y magma. La diferencia de temperatura entre estos dos materiales genera un cambio de energía térmica a energía cinética, en donde el agua es calentada y transformada en vapor y cuya expansión provoca una serie de violentas explosiones y la fragmentación del magma, formando un cráter en la parte superior del punto de contacto agua-magma y propiciando la acumulación de depósitos en los bordes de dicho cráter.

Los mares, anillos de tobas y conos de tobas son estructuras volcánicas desarrolladas a partir de este tipo de erupciones y son los volcanes más comunes de la Tierra, en cuanto a número, después de los conos de escoria (ambos de carácter monogenético). Los mares, que son las estructuras volcánicas más espectaculares derivadas de este tipo de vulcanismo, se caracterizan por el desarrollo de un cráter con diámetros de hasta 3 km y profundidades de cientos de metros, además de cortar la superficie pre-eruptiva y dejar expuesta la roca encajonante. En general estos cráteres se encuentran rodeados de un anillo de tobas.

En la porción central del estado de San Luis Potosí existe una importante presencia de estructuras volcánicas Cuaternarias de origen freatomagmático. Siete de ellas, de acuerdo con su ubicación, han sido agrupadas en dos regiones: Santo Domingo y Ventura-Espíritu Santo, siendo en esta última donde se ubica la estructura volcánica de Pozo del Carmen, la cual ha llamado la atención ya que su morfología difiere a la de las clásicas estructuras freatomagmáticas (mares, anillos de tobas y conos de tobas) que presentan un cráter circular o elongado bien definido y delimitado.

La observación de los modelos de elevación digital, ortofotos y un mapa topográfico muestra que el edificio volcánico de Pozo del Carmen morfológicamente se distingue como un área hundida alargada con forma de herradura con una orientación NW-SE, abierta hacia el SE, que no aparenta configurar la geometría de un cráter o al menos no de la forma típica, lo que sin duda representó un área de oportunidad para estudiar su historia eruptiva.

En este trabajo se muestra un estudio estratigráfico y un análisis de facies que permitió conocer sobre el proceso de evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen. Además, un análisis de componentes, granulométrico y de micromorfología de partículas juveniles fueron útiles para determinar cambios en la dinámica eruptiva y establecer cinco fases eruptivas producto de la alternancia de los mecanismos magmáticos y freatomagmáticos durante su desarrollo, sin lograr definir totalmente el tipo de estructura freatomagmática que podría ser Pozo del Carmen, teniendo más similitud con las características de un maar. Asimismo, se trató de determinar su relación con otras estructuras volcánicas monogenéticas ubicadas al SW y SE, donde los contactos estratigráficos y un afloramiento de peperitas indicarían que son contemporáneos. En cuanto a la influencia del marco geológico-tectónico en la formación de

Pozo del Carmen, ésta podría estar asociada a fallas regionales del Graben Peotillos-San Nicolás Tolentino, la estructura más importante de la región.

***Palabras clave:** erupciones freatomagmáticas, volcanes monogenéticos, mares, análisis de facies, fases eruptivas.*

Abstract

Volcanic eruptions are the process by which volcanic material is erupted from the Earth's interior to the surface. Phreatomagmatic eruptions consist of explosive eruptions highly violent and destructive generated by the interaction between groundwater and magma. The difference of temperature between these two materials generates a change of thermal energy to kinetic energy, where the water is heated and transformed into steam and whose expansion causes a series of violent explosions and the fragmentation of the magma, forming a crater in the upper part of the water-magma contact and favoring the accumulation of deposits on the crater rim.

Maars, tuff rings and tuff cones are volcanic structures developed from this type of eruptions and are the most common volcanoes on Earth after scoria cones (all of them of monogenetic origin). Maars, which are the most spectacular volcanic structures derived from this type of volcanism, are characterized by the development of a crater with diameters of up to 3 km and depths of hundreds of meters. This type of structure cuts the pre-eruptive surface and exposes the country rock. In general, these craters are surrounded by a tuff ring.

In the central portion of the San Luis Potosi State there is an important presence of volcanic structures of phreatomagmatic origin. Seven of them have been grouped into two regions according to their location: Santo Domingo and Ventura-Espiritu Santo. The volcanic structure of Pozo del Carmen is located in the Ventura-Espiritu Santo region, and has attracted attention because of its morphology, which is different from that of the classic phreatomagmatic structures (maars, tuff rings and tuff cones) that present a well-defined and delimited circular or elongated crater.

Digital elevation models, orthophotos and a topographic map shows that the volcanic structure of Pozo del Carmen has an elongated depression that seems a horseshoe with a NW-SE orientation, open to the SE, which does not appear to configure the geometry of a typical crater. This represents an opportunity to study its eruptive history.

This work shows a stratigraphic study and a facies analysis that generates information about the evolution process of the volcanic structure of Pozo del Carmen. In addition, analysis of components, grain size and micromorphology of juvenile particles were useful to determine changes in the eruptive dynamics. Five eruptive phases were established as the result of the alternation of magmatic and phreatomagmatic mechanisms, without being able to fully define the type of phreatomagmatic structure that Pozo del Carmen could be, having more similarities with the characteristics of a maar. Likewise, an attempt was made to determine the relationship of Pozo del Carmen with other monogenetic volcanoes located to the SW and SE. The stratigraphic contacts and the presence of peperites would indicate that all of them are contemporaneous. Regarding the influence of the geological-tectonic framework in the formation of Pozo del Carmen, it could be associated with regional faults of the Graben Peñon de San Nicolas Tolentino, the most important structure in the region.

Key words: *phreatomagmatic eruptions, monogenetic volcanoes, maars, facies analysis, eruptive phases*

Introducción

El fenómeno freatomagmático se refiere a la interacción entre magma y agua subterránea o superficial que da lugar a erupciones que son producto de la ocurrencia de explosiones de vapor de alta energía (conocidas como interacciones de combustible fundido-refrigerante; (Zimanowski, 1998; Austin-Erickson et al., 2008; Németh y Kósik, 2020). Esto significa que hay una conversión de energía térmica a energía cinética debido a la transferencia de calor del magma hacia el agua, en donde el agua es calentada y transformada en vapor y cuya expansión provoca una serie de violentas explosiones y la fragmentación del magma (Zimanowski et al., 1997), formando en lo general un cráter en la parte superior del punto de contacto agua-magma y eventualmente una diatrema (Valentine y White, 2012; Ross et al., 2013).

Las erupciones freatomagmáticas comúnmente se asocian a estructuras volcánicas monogenéticas (maares, anillos y conos de toba), las cuales son las segundas estructuras volcánicas en abundancia sobre la Tierra después de los conos de escoria, también de carácter monogenético (Heiken y Fisher, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000). Los maares, que son los edificios volcánicos más espectaculares derivados de este tipo de vulcanismo se caracterizan por el desarrollo de un cráter con diámetros de hasta 3 km y profundidades del orden de cientos de metros; además de cortar la superficie pre-eruptiva y dejar expuesta la roca encajonante, en general estos cráteres se encuentran rodeados de un anillo de piroclastos, cuya pendiente interior alcanza 35° y en algunos casos es casi vertical, mientras que la pendiente hacia la parte externa del cráter es de 5-15° (Lorenz, 2007).

El estudio de la formación de los maares -freatomagmatismo- es fundamental para comprender mejor una parte del vulcanismo explosivo, donde los factores externos inciden directamente para detonarlo (Kereszturi et al., 2011), así como también es importante estudiar los depósitos producto de este tipo de vulcanismo (facies) y el comportamiento de sus productos volcánicos durante su transporte y depositación, sin dejar de lado el potencial riesgo que este tipo de vulcanismo representa en áreas pobladas aledañas a vulcanismo activo de este tipo o bien otro tipo de estructuras volcánicas que puedan presentar alguna fase freatomagmática. Un claro ejemplo de estas zonas es el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato y con menores probabilidades la zona centro de SLP donde hay claras evidencias de este tipo de vulcanismo durante el Cuaternario, como es el caso de la estructura volcánica que se presenta en este trabajo.

Investigaciones realizadas en maares indican que estos volcanes en ocasiones pueden ser el resultado de una alternancia de eventos freatomagmáticos y magmáticos (Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Graettinger y Valentine, 2017; Saucedo et al., 2017). Asimismo, estudios experimentales recientes muestran que la morfología del cráter está determinada por factores como la profundidad óptima, la migración vertical y lateral de las explosiones, y en menor medida por las propiedades de la roca encajonante (Valentine et al., 2012; Ross et al., 2013; Macorps et al., 2016; Valentine et al., 2017).

En la porción central del estado de San Luis Potosí existe una importante presencia de estructuras volcánicas monogenéticas cuaternarias de las cuales destacan siete maares donde en la mayoría se ha reportado la presencia de xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda Gómez, 1993). Geográficamente, estas estructuras volcánicas han sido agrupadas en dos zonas: Ventura y Santo Domingo (Labarthe-Hernández, 1978), siendo la primera en donde se localiza la estructura volcánica de Pozo del Carmen (Aranda-Gómez, 1993).

La observación de los modelos de elevación digital, ortofotos y visitas de campo han mostrado que por su morfología, la estructura volcánica de Pozo del Carmen aparentemente no parece cumplir con las características típicas de una estructura freatomagmática (maar, anillo y cono de tobas), ya que no presenta una clásica morfología de origen freatomagmático circular o elíptica como la descrita en las otras siete estructuras de la región; en su lugar aparece un área hundida alargada con forma de herradura con una orientación NW-SE, abierta hacia el SE, además de que el magma asociado a su formación al parecer no presenta xenolitos (Aranda-Gómez, 1993). Aranda-Gómez (1993) y Aranda-Gómez y Luhr (1996) se refieren la depresión de Pozo del Carmen como un maar sin embargo, no es descrita ni incluida en el trabajo de Labarthe-Hernández (1978) sobre los maares de la zona central del estado de San Luis Potosí. La escasa información corresponde a descripciones estratigráficas muy generales de los depósitos piroclásticos asociados a esta estructura volcánica (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979; López-Doncel *et al.*, 2007; Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 2016).

La poca investigación realizada hasta la actualidad que permite conocer sobre los procesos de formación de la estructura volcánica de Pozo del Carmen sin duda representa un área de oportunidad para reconstruir su historia eruptiva, definir los factores que delinearon su atípica forma y ubicar espacialmente la fuente de emisión o conducto(s), lo cual es el objeto de estudio de este trabajo. Asimismo, se tratará de determinar el papel que jugaron factores externos como el marco geológico-tectónico en su formación y a partir de éste trazar una relación geológica con las otras estructuras freatomagmáticas del campo volcánico Ventura de San Luis Potosí.

En este trabajo se plantea que el edificio volcánico de Pozo del Carmen es una estructura volcánica freatomagmática de morfología atípica, específicamente un maar-anillo de tobas, en donde su proceso de formación podría ser el resultado de una combinación de factores internos y externos que detonaron una erupción compleja con alternancia de eventos magmáticos y freatomagmáticos, cuyo origen o punto de emisión de ascenso de magmas podría estar asociado a zonas de debilidad (de tipo fisural) producto de fallas regionales.

A través de la reconstrucción de la formación del edificio volcánico de Pozo del Carmen (historia eruptiva), este trabajo de investigación busca contribuir en lo general al estado del arte de las estructuras volcánicas freatomagmáticas, en San Luis Potosí y específicamente para

aquellas que como Pozo del Carmen muestran formas atípicas y que además pueden representar un potencial riesgo e impactar a poblaciones situadas en zonas volcánicas activas. Al respecto, es importante destacar que el poblado de Pozo del Carmen, actualmente con 541 habitantes, se asentó y desarrollo sobre las paredes de la estructura volcánica, y en el fondo del “cráter” se encuentra una de las iglesias más antiguas y emblemáticas de la historia colonial de San Luis Potosí, denominada como Templo del Carmen que data del siglo XVII.

Con la finalidad de abordar las interrogantes antes planteadas, se propuso un objetivo principal y una serie de objetivos específicos:

Objetivo general

Definir origen, evolución, historia eruptiva y tipo de estructura volcánica que se desarrolló en la localidad de Pozo del Carmen, mediante la identificación y análisis de fases eruptivas.

Objetivos específicos

- a. Análisis estratigráfico.
- b. Determinación y análisis de facies.
- c. Cartografía de los alcances de los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen.
- d. Análisis de granulometría y de componentes de los depósitos.
- e. Análisis cualitativo de micromorfología de partículas juveniles para determinar los mecanismos de fragmentación (freatomagmático o magmático) de los depósitos piroclásticos.
- f. Determinar posibles profundidades de explosiones mediante el análisis de estratos con contenido de balísticos.
- g. Análisis petrográfico de la roca juvenil.
- h. Caracterización química (elementos mayores) del magma que detonó la actividad eruptiva.

1. Generalidades del área de estudio de Pozo del Carmen (localización, fisiografía)

1.1 Localización y vías de acceso

La estructura volcánica de Pozo del Carmen se ubica en la comunidad del mismo nombre, la cual forma parte del municipio de Armadillo de los Infante, localizado en la porción central del estado de San Luis Potosí. Pozo del Carmen se encuentra a aproximadamente 65 km al noreste de la capital, y el centro del cráter del volcán tiene las coordenadas 22°18'19.37" Norte, 100°36'35.41" Oeste (figuras 1 y 2). El área forma parte de la carta Peotillos F14-A75 de INEGI, a escala 1:50,000.

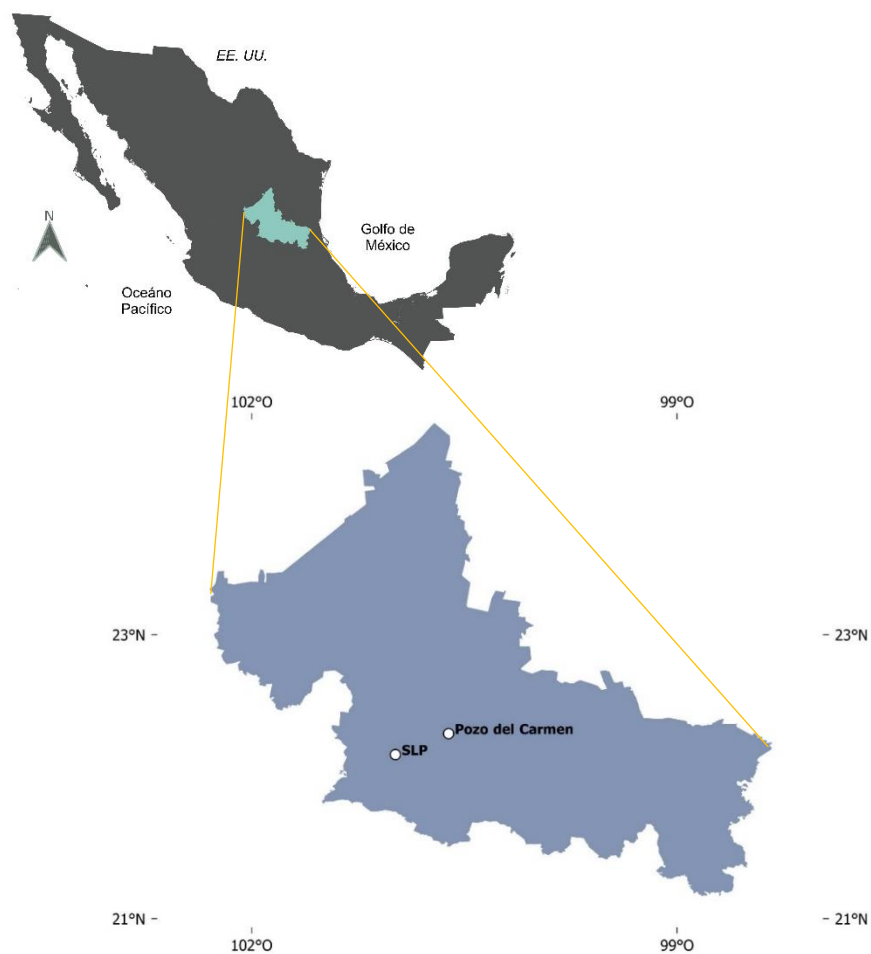


Figura 1. Mapa de la República Mexicana con un acercamiento al estado de San Luis Potosí donde se muestra la localización del área de estudio (Pozo del Carmen) y la capital del estado (SLP: San Luis Potosí). Coordenadas en datum WGS84.

Para llegar al área de estudio desde de la ciudad de San Luis Potosí, se toma la carretera federal 57 San Luis Potosí-Matehuala. Transcurridos ~45 km se toma la desviación hacia el

sureste a Corcovada-San Nicolás Tolentino. Siguiendo esta carretera por aproximadamente 20 km se llega a Pozo del Carmen (figura 2).

El poblado de Pozo del Carmen se ubica sobre los depósitos correspondientes a una estructura volcánica, presentando mayor desarrollo o población en la porción este sobre las paredes de una depresión alargada de unos 400 metros de extensión (figura 3). La depresión se presenta como un área hundida y alargada en dirección NW-SE, con forma de herradura abierta hacia el SE que no se configura como un cráter o al menos no de forma circular o elíptica que suelen presentar las estructuras de la región como Joya Honda (Saucedo et al., 2017). El histórico Templo del Carmen está ubicado en la parte central de la depresión volcánica (figuras 3 y 4).

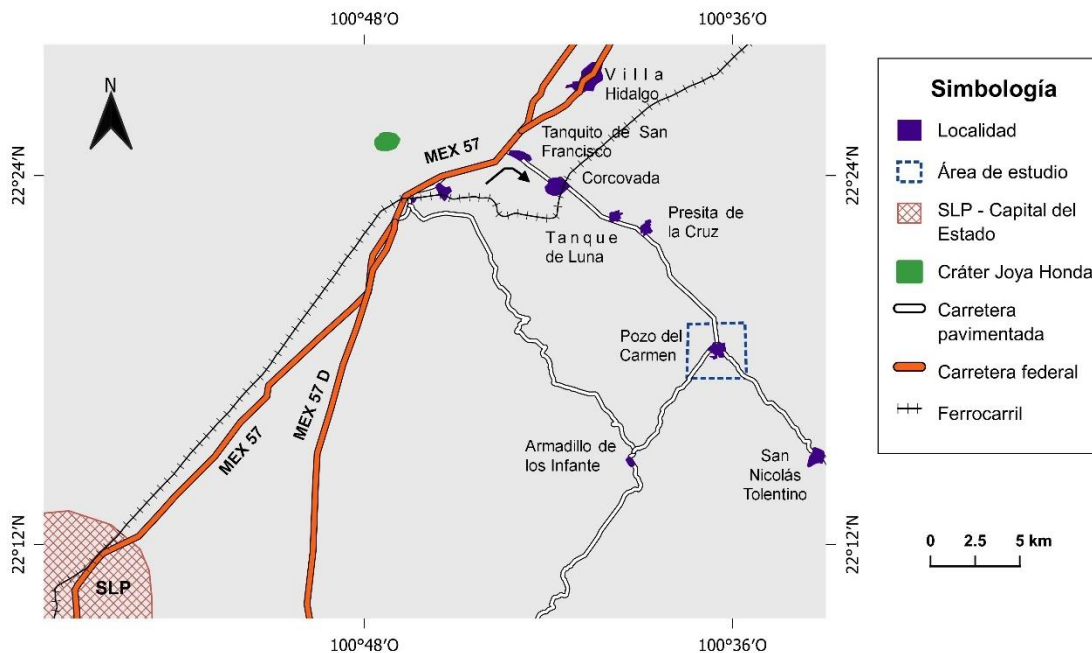


Figura 2. Mapa mostrando las vías de acceso al poblado de Pozo del Carmen.

1.2 Fisiografía

La localidad de Pozo del Carmen pertenece a la subprovincia fisiográfica Sierras y Llanuras Occidentales que forma parte de la provincia Sierra Madre Oriental, casi en el límite con la provincia de la Mesa Central (figura 5; INEGI, 2014) de acuerdo con la clasificación de INEGI de 1981 (Lugo-Hubp y Córdova, 1992). La provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) abarca desde la frontera norte del país hasta la provincia Eje Volcánico, en las inmediaciones de Pachuca, Hidalgo; además su orientación es casi paralela a la costa del Golfo de México y consiste principalmente en un conjunto de sierras formadas por estratos plegados de rocas sedimentarias mesozoicas de origen marino (calizas, areniscas y lutitas) de edad Cretácica y Jurásica Superior, que dan lugar a anticlinales y sinclinales. La transición que se tiene de la SMO a la provincia de la Mesa Central es gradual a causa de la altitud media de la segunda y

a los rellenos aluviales y volcánicos, mientras que para el lado opuesto, hacia la provincia de la Llanura Costera del Golfo, el cambio es escarpado (INEGI, 2002).

En cuanto a la subprovincia fisiográfica Sierras y Llanuras Occidentales, es formada por intercalaciones de sierras de calizas orientadas norte-sur con llanuras cubiertas de aluvi3n (Servicio Geol3gico Mexicano, 2006).

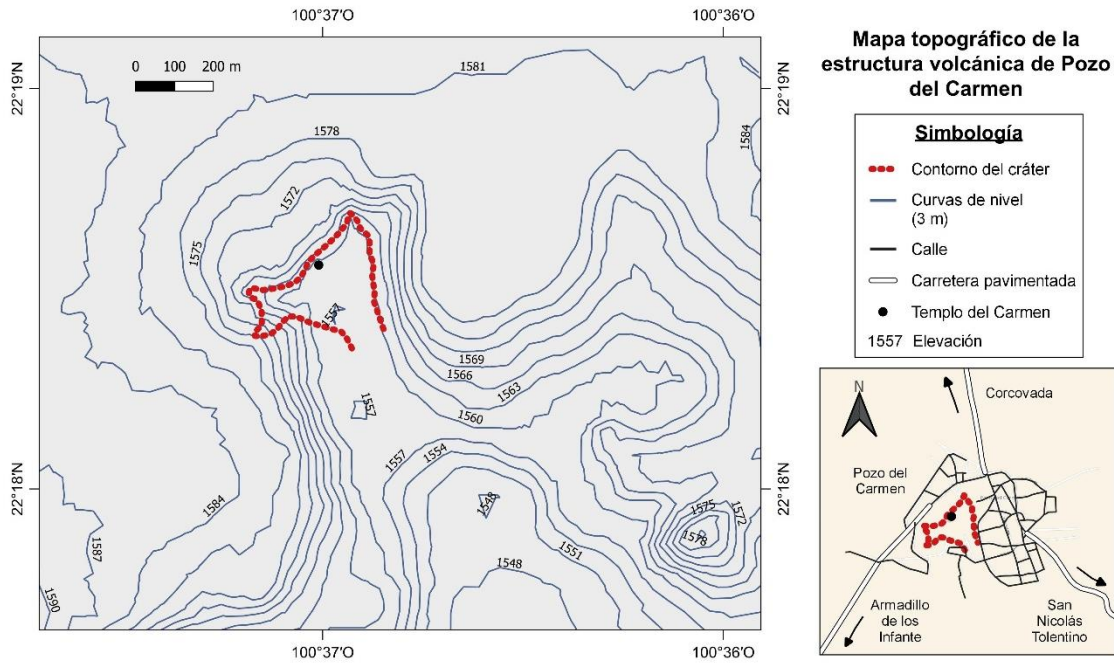


Figura 3. Mapa topográfico con curvas de nivel cada 3 metros en el área de estudio (izquierda). Se muestra el contorno del cráter de la estructura volcánica. En el recuadro derecho se ilustra la distribución del poblado de Pozo del Carmen con relación al cráter.



Figura 4. Fotografía panorámica mostrando el Templo del Carmen situado en el cráter de la estructura volcánica. Hacia la izquierda se observa la pared con los depósitos proclásticos correspondiente al sector noroeste. Tomada

desde la parte más elevada de los depósitos al suroeste, a unos metros de la carretera. Al fondo de la imagen, detrás del templo, se observan edificaciones situadas al NE a mayor elevación topográfica.

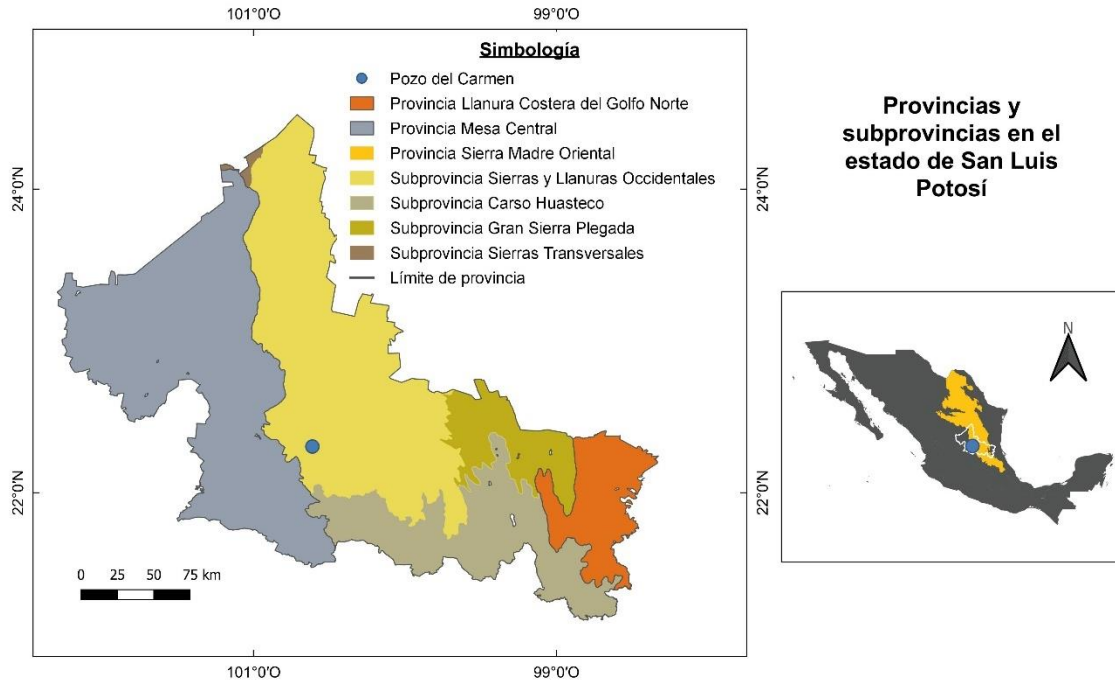


Figura 5. Provincias y subprovincias fisiográficas en el estado de San Luis Potosí. Pozo del Carmen se ubica dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (recuadro derecho), específicamente en la subprovincia de Sierras y Llanuras Occidentales (recuadro izquierdo). Modificado del Mapa 3 de INEGI (2014).

2. Conceptos generales sobre magmatismo – freatomagmatismo

2.1 Antecedentes

Una erupción volcánica es la expulsión de material volcánico del interior de la Tierra a la superficie; puede ser explosiva o efusiva (Simkin y Siebert, 2000; Lugo-Hubp, 2011). Las erupciones explosivas son el tipo de actividad volcánica más poderosa, violenta y destructiva (Cashman et al., 2000). Una explosión es considerada la consecuencia del incremento de volumen de un material confinado, el cual suele ser un gas, que por su naturaleza es compresible. Durante la explosión ocurre la transformación de energía almacenada (potencial) en energía cinética, lo que implica la expansión de la fase gaseosa (Gonnermann, 2015) pudiendo producir grandes cantidades de material fragmentado, también llamado piroclastos (Cashman et al., 2000), que no son más que fragmentos de magma eyectado y solidificado durante este tipo de erupciones y que por su diámetro consisten en: ceniza (<2mm), lapilli (2-64 mm) y bombas o bloques (>64mm) (Gonnermann, 2015). Los piroclastos pueden ascender en columnas convectivas o bien, ser transportados lateralmente como corrientes de densidad piroclásticas diluidas (oleadas) o concentradas (flujos). En resumen, los mecanismos que dan lugar a las erupciones explosivas son dos: a) magmáticos, que se originan por el contenido de gases disueltos en el magma, y b) freatomagmáticos, que ocurren cuando el magma se mezcla con agua externa (Cashman et al., 2000).

Debido a que el agua es un recurso abundante cerca y sobre la superficie de la Tierra, es hasta cierto punto común su interacción con el magma, por lo que sin duda juega un papel importante dentro del vulcanismo, de modo que éste puede ser considerado como un espectro continuo entre procesos completamente magmáticos y procesos de erupciones de vapor (freatomagmáticos) (Sheridan y Wohletz, 1983).

Las erupciones magmáticas son producto de la liberación de gases magmáticos (Heiken y Fisher, 2000), mientras que las erupciones freatomagmáticas son producto del contacto directo entre agua-magma, donde ambas sustancias serán erupcionadas. Una variante de este último mecanismo se da cuando el contacto agua-magma es indirecto, lo que provoca que la fuente de agua únicamente es calentada y transformada a vapor mediante el calor magmático; en estos eventos no es expulsado magma y las erupciones producidas serán llamadas freáticas (Bardintzeff y McBirney, 2000), un proceso que se manifiesta en estructuras como un géiser.

Las descripciones e interpretaciones realizadas respecto al hidrovulcanismo (freatomagmatismo), así como los conceptos que han sido empleados, tienen una historia que se remonta aproximadamente doscientos años atrás, siendo posible decir que comenzó en 1819 con la descripción de los mares en Eifel, Alemania, donde se les llamó cráteres llenos de agua (Heiken y Fisher, 2000). Así, en una de las definiciones más comúnmente usada, el hidrovulcanismo es considerado como un fenómeno en el que ocurre la interacción de magma o calor magmático con una fuente externa de agua, la cual puede ser agua superficial o un acuífero (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz y Sheridan, 1983).

Una definición para “freatomagmatismo” elaborada por Morrissey et al. (2000) es la siguiente: “actividad volcánica que resulta de la interacción entre magma-lava y agua subterránea o superficial, incluyendo agua de mar, agua meteórica, agua hidrotermal o agua de los lagos”. Heiken y Fisher (2000) generalizan los términos freatomagmático o hidrovolcánico para incluir interacciones de agua y magma en cualquier ambiente: submarino, sublacustrino, así como de agua subterránea, hielo y sedimentos húmedos. Sin embargo, en vista de que en ocasiones los términos “freatomagmático” o “hidrovolcánico” son empleados como sinónimos o para incluir todas las interacciones de agua con magma, sean explosivas o no y en cualquier ambiente, Németh y Kósik (2020) proponen una nomenclatura con varios subtérminos en la que “hidrovolcanismo” se refiere a un término global que incluye cada proceso (explosivo a no explosivo) donde el agua y el magma interactúan en cualquier ambiente. Es así que como parte del hidrovolcanismo explosivo directo se ubica el término “freatomagmatismo” sensu stricto para las erupciones donde ocurren explosiones de vapor (conocidas como interacciones de combustible fundido-refrigerante, MFCl (Zimanowski et al., 1997; Zimanowski, 1998), explicadas más adelante) y que se desarrollan cuando el magma y agua subterránea interactúan explosivamente.

Sheridan y Wohletz (1983) consideran que las hidroexplosiones superficiales pueden ir desde una sola erupción que abre un conducto volcánico o diversas erupciones freatomagmáticas que se intercalan con pulsos totalmente magmáticos, hasta jets de vapor y ceniza.

Es importante precisar que, por la naturaleza de la estructura volcánica estudiada, en este trabajo se hará énfasis en las erupciones explosivas de tipo freatomagmático.

Las explosiones freatomagmáticas son las respuestas de mayor energía de las interacciones agua-magma, y tal proceso ha sido descrito como “interacciones explosivas de combustible fundido-refrigerante” (en inglés llamado molten fuel-coolant interactions MFCl) (Zimanowski et al., 1997; Zimanowski, 1998). Corresponden al equivalente natural de un proceso físico ocurrido en explosiones industriales destructivas donde accidentalmente el metal entra en contacto con agua. Esto es conocido como el fenómeno Leidenfrost y se refiere al proceso en el que se forma una capa de vapor entre una superficie caliente y un fluido que puede vaporizarse (Dobran, 2012). El proceso de rápida transferencia de calor es periódico y funciona en pulsos separados por milisegundos o intervalos menores (Sheridan y Wohletz, 1983). Al llevarse a cabo la MFCl, entran en contacto el combustible fundido (magma) y el refrigerante (agua), el primero con una temperatura mayor al punto de ebullición que el segundo, transfiriéndose una considerable proporción de la energía térmica del magma al agua involucrada en el sistema. Es así como el agua es supercalentada para finalmente vaporizarse, ocurriendo la transformación de energía térmica en energía cinética expresada en una violenta explosión donde ocurre el proceso de fragmentación del magma (Zimanowski et al., 1997; Zimanowski, 1998).

El proceso es mejor descrito en la Figura 6 y explicado por Zimanowski (1998) en cuatro fases:

- 1) Premezcla de agua y magma: cuando el agua y el magma entran en contacto, la transferencia de calor está limitada por una delgada capa de vapor entre ellos, el fenómeno Leidenfrost.
- 2) Onda de choque desencadenante: se desarrolla una onda de choque que, si pasa a través de la premezcla de agua/magma, genera el colapso de la capa de vapor, ocurriendo entonces el “contacto directo” entre los dos líquidos lo que permite que la transferencia de calor del magma al agua incremente casi de inmediato (milisegundos) de 1 a 2 órdenes de magnitud.
- 3) Fragmentación fina y transferencia de calor: se inicia un proceso intenso de fragmentación térmica resultando en un rápido incremento del área de la interfaz de contacto directo. El flujo de calor del magma al agua aumenta y el agua es supercalentada.
- 4) Generación de vapor y de expansión: finalmente el agua supercalentada se vaporiza. El vapor en expansión da lugar a una erupción freatomagmática y a más procesos de fragmentación al ir afectando partes del sistema que no habían sido aún involucrados en el sistema.

El freatomagmatismo no está restringido a un tipo específico de magma (Sheridan y Wohletz, 1983; Morrissey *et al.*, 2000), ya que existe evidencia de que esta actividad ocurre en magmas basálticos, dacíticos, traquíticos y riolíticos (Heiken, 1974; Wohletz, 1983; Austin-Erickson *et al.*, 2011). Tampoco es particular de estructuras monogenéticas o poligenéticas: algunos volcanes poligenéticos (estructuras grandes cuya formación se debe a repetidas erupciones) como estratovolcanes o volcanes en escudo suelen presentar fases freatomagmáticas, incluso durante el proceso de formación de una caldera de colapso pueden presentarse fases freatomagmáticas (Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Morrissey *et al.*, 2000; Németh y Kósik, 2020). Sin embargo, existen estructuras volcánicas como: anillos de tobas, conos de tobas y maares cuyo origen está asociado genéticamente a una actividad volcánica dominada por el freatomagmatismo y son del tipo monogenético, es decir, son estructuras pequeñas que hacen erupción una sola vez (Morrissey *et al.*, 2000).

2.2 Estructuras volcánicas freatomagmáticas

Los conos de escoria junto con los maares, anillos de tobas y conos de tobas son estructuras volcánicas clasificadas como monogenéticas, entendiendo como “volcán monogenético” lo que Németh y Kereszturi (2015) definen como:

“Un edificio volcánico con un pequeño volumen acumulado (usualmente $\leq 1 \text{ km}^3$) que ha sido formado por una pequeña erupción continua, o varias discontinuas, en una escala breve de tiempo (normalmente ≤ 10 años) y que han sido alimentadas por uno o múltiples pulsos de magma a través de un sistema de diques o sills alimentadores sin una cámara magmática asociada bien desarrollada.”

De estas cuatro estructuras volcánicas, maeres, conos y anillos de tobas son las estructuras volcánicas de origen freatomagmático, y son las segundas estructuras volcánicas en abundancia sobre la Tierra después de los conos de escoria, cuyo origen es del tipo magmático (Heiken y Fisher, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000).

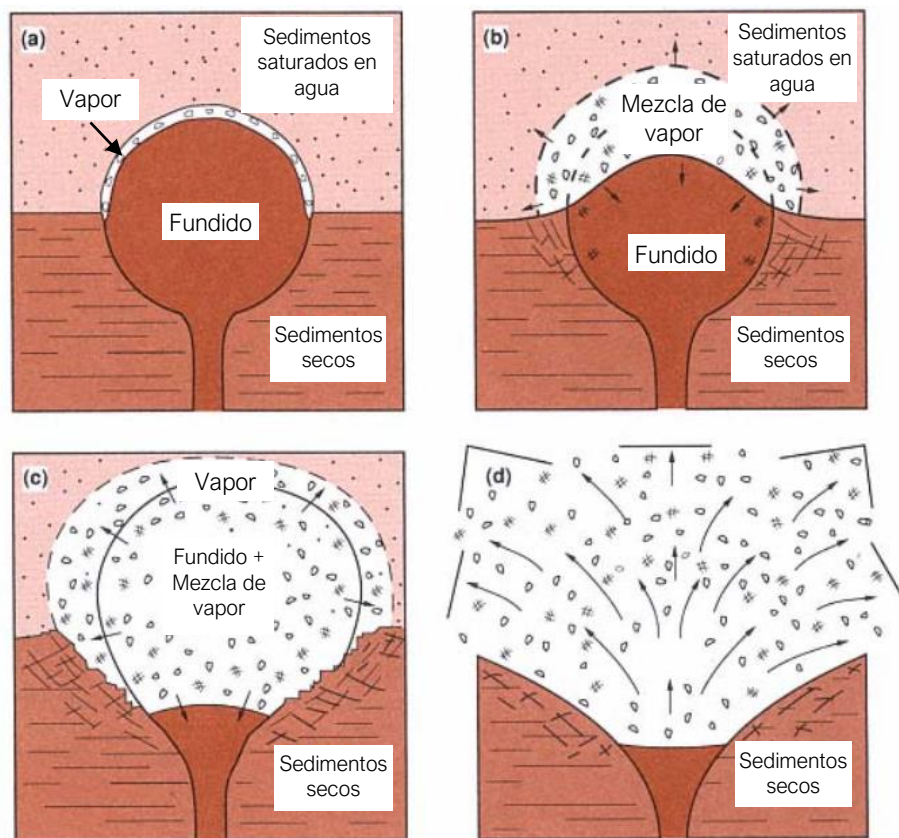


Figura 6. Esquema mostrando las etapas de la mezcla agua/magma (fundido). A) Emplazamiento del magma en contacto con sedimentos saturados en agua. Una delgada capa de vapor se desarrolla a lo largo del contacto. B) Crecimiento de lámina de vapor en el contacto agua-magma. C) Interacción a gran escala de agua/magma. Mezcla de sedimentos, vapor y magma. D) Expansión explosiva del vapor sobre-presurizado. Tomado de Wohletz y Heiken (1992); modificado de Sheridan y Wohletz (1983).

De manera general, los productos de las explosiones causadas por la actividad freatomagmática incluyen agua, vapor, roca encajonante y partículas juveniles, todo ello eyectado desde el conducto en una serie de pulsos eruptivos; además es común la presencia de tobas pseudo estratificadas (*bedding structures*; Sheridan y Wohletz, 1983).

Antes de comenzar con la descripción de los edificios volcánicos freatomagmáticos, se considera necesario establecer la definición de *cráter* debido a las implicaciones que tiene esta estructura en la formación de estructuras freatomagmáticas. Conjuntando las definiciones dadas por la Enciclopedia de Volcanes (Lipman, 2000), por el Diccionario de Ciencias de la Tierra (Allaby, 2008), por el Diccionario geomorfológico (Lugo-Hubp, 2011) y White y Ross (2011), un cráter es considerado como un rasgo geomorfológico que consiste en una

depresión a cielo abierto con forma circular, de tazón o de embudo, producido por erupciones volcánicas en las que gases, tefra y lava están siendo o han sido eyectados; frecuentemente es el mayor conducto de las erupciones, además, puede perder su forma original de manera gradual por explosiones del mismo volcán, por relleno de piroclastos de otra actividad de un volcán cercano, por erosión y por avalanchas gravitacionales .

2.2.1 Maares

Los maares morfológicamente son cráteres volcánicos con su base ubicada por debajo de la superficie pre eruptiva, formados por decenas a cientos de explosiones subsuperficiales que resultan de la interacción de magma y agua subterránea (Graettinger, 2018) en diversos ambientes subaéreos (White y Ross, 2011) y que crean una depresión topográfica a medida que excavan en la roca encajonante. Generalmente los cráteres presentan diámetros de entre 2 y 3 km y profundidades del orden de cientos de metros, por lo que en sus paredes quedan expuestos depósitos y rocas pre-existentes (Lorenz, 2007; Figura 8A).

Normalmente el diámetro de cráteres post-eruptivos en maares cuaternarios se encuentra en un rango de 200-1500 m, con una profundidad de 10-300 m (White y Ross, 2011), además están rodeados por un anillo de piroclastos con estratificación bien desarrollada, y regularmente se extienden cerca de 1 kilómetro desde el borde del cráter (Sheridan y Wohletz, 1983; White y Ross, 2011; Valentine y White, 2012). Dicho anillo muestra una forma de duna cuya pendiente hacia el interior del cráter suele ser de 30-35° (inmediatamente después de que ha ocurrido la erupción), mientras que la pendiente hacia la parte externa del cráter es de 5-15° (Lorenz, 2007). El cráter por su parte presenta una pendiente abrupta-vertical (Cas y Wright, 1987). Los depósitos de los maares pueden estar formados hasta en un 80-90% por clastos de roca encajonante y un menor contenido de material juvenil (Wohletz y Sheridan, 1983; Lorenz, 2007). El material juvenil comúnmente es pobre en vesículas (Lorenz, 1986). Ver Tabla 1.

Los maares se encuentran subyacidos por una diatrema (Lorenz, 1986; Valentine y White, 2012) por lo que en conjunto el volcán es llamado maar-diatrema (Lorenz, 2007). De acuerdo con Valentine y White (2012), una diatrema es el sistema alimentador de un maar y consiste en una estructura rellena principalmente de roca encajonante, material juvenil e intrusiones de diques alimentadores, cuya morfología se ensancha hacia la parte superior donde entra en contacto con el cráter del maar y reduce su abertura a profundidad extendiéndose a manera de diques y tomando forma de cono (Lorenz, 1986), alcanzando una extensión vertical de cientos de metros usualmente sin exceder los 2 km de profundidad (Figura 7).

En su trabajo Sheridan y Wohletz (1983) hacen notar que los maares generalmente ocurren en sistemas de fallas, sugiriendo que el ascenso de magma en un área afectada por fracturas puede influir la movilidad de agua de un acuífero, lo que podría alterar las condiciones hidrológicas lo suficiente como para causar una hidroexplosión. Las explosiones pueden fracturar la roca y excavar el cráter incrementando el área de contacto agua-magma. Durante

las primeras erupciones de este tipo, el material expulsado estaría enriquecido en fragmentos de roca encajonante.

De acuerdo con el modelo propuesto por Lorenz (1986), la presión confinante (litostática) controla el nivel de la interacción explosiva entre agua-magma, el cual está en un rango entre los 200-300 m debajo de la superficie. Sin embargo, la disponibilidad de agua subterránea es limitada según la capacidad del acuífero para conducirla, y una vez que entra en contacto con el magma es liberada como vapor, lo que se traduce en un descenso en el nivel de la tabla de agua, por lo que las explosiones cada vez ocurren a niveles más profundos generando un crecimiento en el tamaño de la diatrema vertical y horizontalmente, y por tanto, aparentemente, los líticos encontrados en los depósitos serían un indicador de la profundidad de la explosión que los expulsó, lo cual ha sido cuestionado en trabajos experimentales (Ross et al., 2013; Valentine et al., 2017). En ocasiones, cuando el suministro del agua subterránea se termina, el magma asciende y sale a la superficie formando un cono de escoria o un lago de lava dentro del maar que incluso llega a cubrir los depósitos del anillo de piroclastos. De este modo, el estilo eruptivo cambia de freatomagmático a una fuente de lava puramente magmática. En cambio, un modelo revisado (Valentine y White, 2012) sugiere que las explosiones pueden ocurrir a cualquier nivel, desplazándose vertical y lateralmente, siendo más efectivas las explosiones más cercanas a la superficie y causando la formación del cráter. Así es como se forma una protodiatrema, es decir, es el desarrollo inicial de una diatrema y está constituida por brechas y peperitas adyacentes al dique alimentador (Figura 7). En este modelo se propone que los diques alimentadores toman direcciones aleatorias en su camino hacia la superficie, contribuyendo a la ampliación del tamaño de la diatrema, además de que el descenso en el nivel de la tabla del agua puede no siempre ocurrir como lo propone Lorenz (1986), pues no es un sistema cerrado, es decir que durante el proceso de formación de un maar el acuífero puede ser reabastecido por acuíferos cercanos o bien provocar el escurrimiento de agua superficial hacia el área de contacto agua magma. En todo caso, las transiciones en el estilo eruptivo pueden deberse a variaciones en el flujo del magma y del suministro del agua subterránea, incluso considerar la presencia de diferentes conductos, actuando alternados o simultáneamente, cada uno con un proceso o mecanismos eruptivos diferentes. Valentine et al. (2017) proponen que las diatremas no se forman únicamente por ascenso de diques, sino también por explosiones provenientes de estructuras como sills y pequeños diapiros. Además, concluyen que los fragmentos líticos que son parte de los depósitos en realidad son producto de una mezcla de roca que se desplaza gradualmente hacia arriba en el curso de la erupción hasta que son expulsados a la superficie, en lugar de ser emitidos directamente de la profundidad donde ocurren las explosiones.

2.2.2 Anillos de tobas

Según Lorenz (1986), a diferencia de los maares, los anillos de tobas son cráteres con su base a nivel de la superficie pre-eruptiva, también amplios, por lo que no cuentan con una diatrema profunda. Son frecuentemente relacionados con los maares, su perfil topográfico es bajo y los

bordes de la estructura tienen una pendiente suave hacia afuera del cráter de menos de 12°, además las capas depositadas en los bordes forman secciones con un espesor menor a los 50 m (Wohletz y Sheridan, 1983; Figura 8B). Sus depósitos producto de *surges* u oleadas son de grano fino y las estructuras de duna (*sandwave*) indican transporte de alta energía (Sheridan y Wohletz, 1983). En cuanto al material constituyente, sólo entre el 1 y 5% de los depósitos consisten en fragmentos de roca encajonante (Lorenz, 1986), sin embargo, otros autores han registrado más del 10% de material no juvenil (White y Ross, 2011). La Tabla 1 enlista sus características y las compara con las otras estructuras monogenéticas.

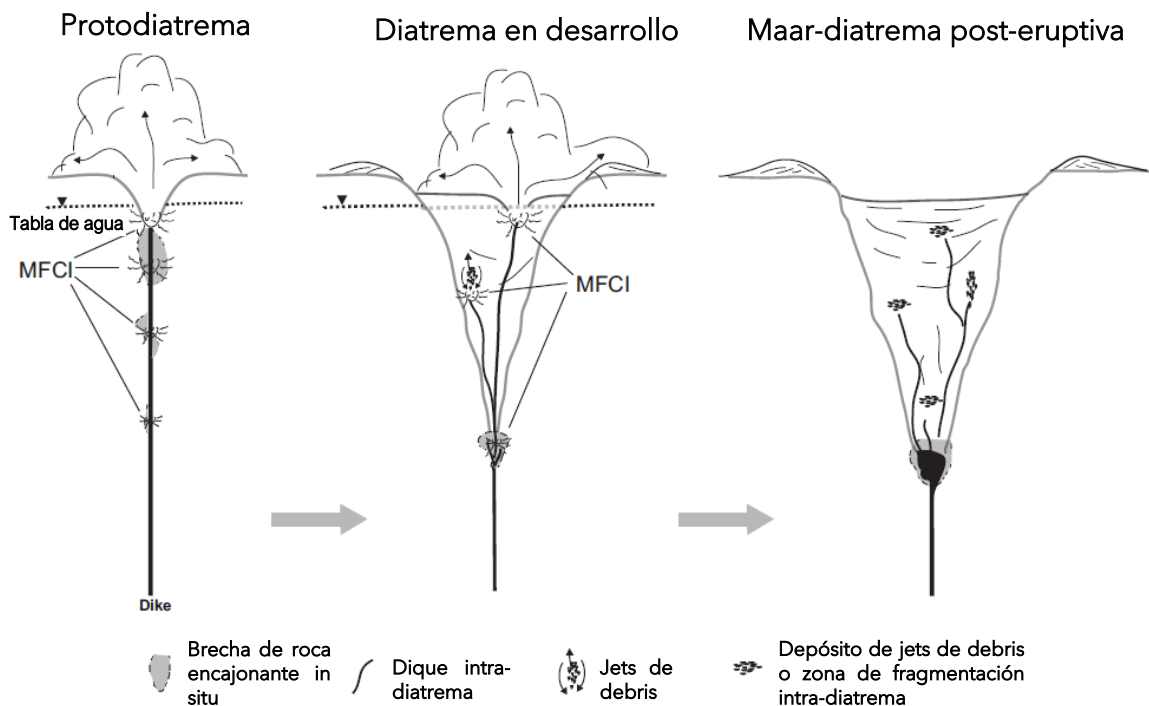


Figura 7. Modelo revisado de Valentine y White (2012) para el crecimiento de una diatrema, con interacciones de combustible fundido-refrigerante (MFCI) llevándose a cabo a diferentes profundidades, fracturando la roca encajonante donde las explosiones tienen lugar, siendo las más efectivas a menor profundidad. Después del desarrollo inicial de la protodiatrema, las explosiones continúan ocurriendo en un rango de profundidad, pero ensanchando la parte superior más rápido para producir la típica estructura de cono de una diatrema. Los diques intra-diatrema ascienden varios niveles y en ocasiones están sometidos al proceso de MFCI, creando zonas de fragmentación de intra-diatrema y jets de debris que circulan en el relleno de la diatrema, pero sólo las explosiones más someras o especialmente explosivas darán lugar a una erupción. Modificado de Valentine y White (2012).

Los anillos de toba se forman en diversos ambientes ricos en agua como: planicies aluviales, arrecifes costeros o en cuerpos de agua poco profundos como mares someros o lagos (Lorenz, 1986), sin embargo la fuente de agua también puede ser subterránea (Wohletz y Sheridan, 1983). Como el suministro de agua sería constante, las erupciones explosivas se desarrollan muy cerca de la superficie una vez que el magma tiene contacto con el agua, de este modo, la excavación en las rocas antiguas y la formación de una diatrema a gran profundidad no tendría lugar a diferencia de los maars. Esto explicaría los bajos porcentajes de partículas no juveniles

en algunos anillos de tobas y el enriquecimiento en juveniles (Lorenz, 1986). Respecto a su composición, suelen ser basálticos aunque también son frecuentes aquellos con una composición más ácida (Campi Fleigrei, Italia; Cas y Wright, 1987).

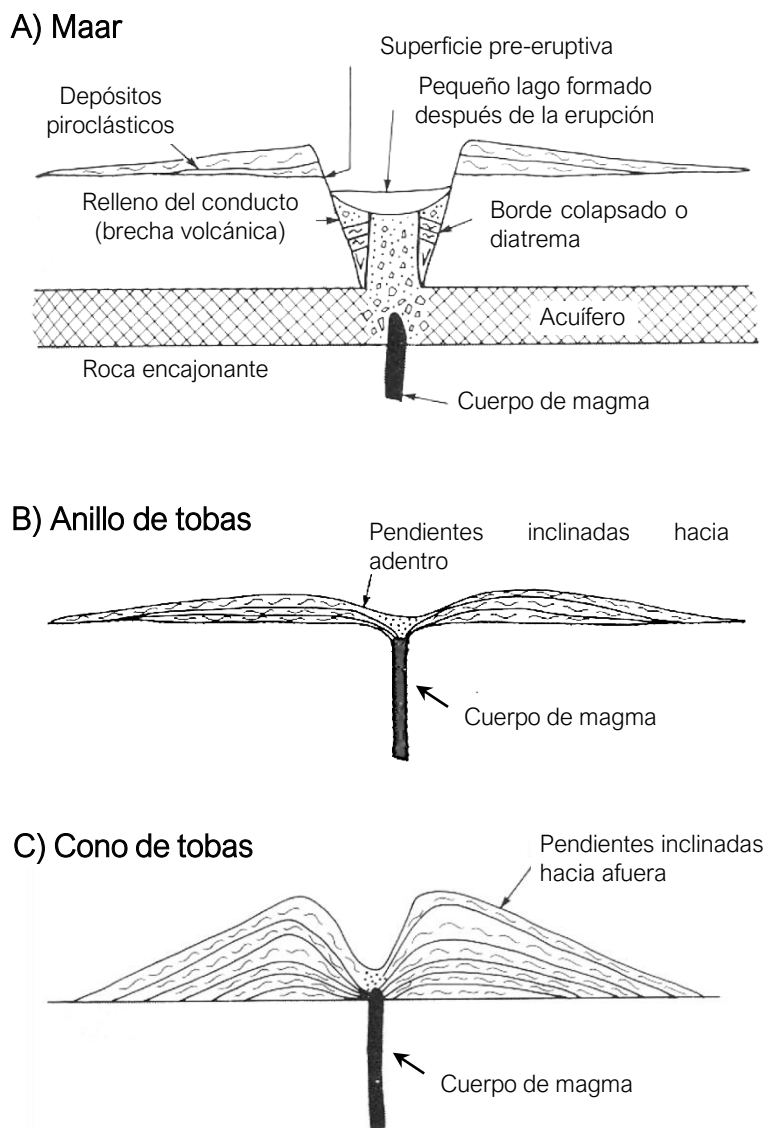


Figura 8. Secciones esquemáticas mostrando las diferencias entre los tres tipos de volcanes freatomagmáticos. Modificado de Cas y Wright (1987).

2.2.3 Conos de tobas

Como lo indica su nombre, son volcanes con forma de cono con depósitos de gran espesor cerca del conducto (White y Ross, 2011). A diferencia de los anillos de tobas, los conos de tobas tienen cráteres más pequeños con su base también a nivel de la superficie pre-eruptiva y su perfil topográfico es mayor, ya que sus proporciones de altura y ancho son mayores. Se

forman en zonas donde el agua superficial (lagos, playas, ambiente marino somero) se ubica sobre el conducto volcánico. La pendiente en los bordes suele ser más inclinada, de 20-25° y los depósitos alcanzan espesores incluso mayores a los 100 m (Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1987; Tabla 1 y Figura 8C). El que los depósitos de los conos de tobas tengan una mayor pendiente, así como las observaciones sobre un mayor grado de alteración por palagonitización (ésta posiblemente no sea una característica distintiva ya que todos los edificios freatomagmáticos la presentan), plantea que estas estructuras se forman en un ambiente más húmedo que los anillos de tobas, lo que permitiría la cohesión del material y su reposo a un mayor ángulo (Wohletz y Sheridan, 1983). Sus depósitos contienen partículas más gruesas siendo más común la presencia de capas de lapilli o de caída de ceniza, y de depósitos de oleadas planares y masivas, lo que sugiere que son el resultado de erupciones que produjeron oleadas de baja energía y caídas (Wohletz y Krinsley, 1982; Sheridan y Wohletz, 1983).

Tabla 1. Comparación entre los diferentes tipos de volcanes basálticos de tamaño pequeño*.

Tabla tomada de White y Ross (2011), modificada con base en Sheridan y Wohletz (1983), Wohletz y Sheridan (1983) y Cas y Wright (1987).

	Conos de escoria	Conos de toba	Anillos de toba	Maares
Cráter arriba o debajo de la superficie original del suelo	Arriba	Arriba	Arriba	Abajo
Pendientes internas del cráter	Inclinadas	Moderadamente inclinadas	Poco inclinadas	Inclinadas-verticales
Pendientes externas del cráter	Inclinadas (35°)	(30- Moderadamente inclinadas (25-30°)	Poco inclinadas (2-15°)	Poco inclinadas
Diámetro basal del cráter (<i>Cone basal diameter = Wco</i> , en km); promedio	0.25–2.5	-	1.6	1.4
Diámetro del cráter comparado con el cráter basal	Pequeño	Mediano	Grande	Grande
Altura del cono o del borde; promedio	0.18 <i>Wco</i>	Frecuentemente >100, pero <300 m	<50 m	<30 m
Diámetro del cráter o del borde	0.4 <i>Wco</i>	<0.1–1.5 km	0.2–3.0 km	0.2–3.0 km (600-800 m en promedio**)
Proporción altura/diámetro del borde	-	0.5-0.2	0.13-0.05	0.13-0.05
Pendiente inicial del buzamiento de las capas	25–38°	10–30°	Sub-horizontal a 20°	Sub-horizontal a 20°
Estratificación	Burda a gruesa	Masiva a débil	Bien estratificada	Bien estratificada
Tamaño de grano dominante	Bloques y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli
Proporción de fragmentos no juveniles	Generalmente << 1%***	Pequeña (poco %, o menos)	Variable	Hasta 90%

Proporción de fragmentos juveniles	~100%	90-100%	90-100%	0-100%
Fragmentos juveniles densos a pobremente vesiculares	Raros	Típicamente abundantes	Típicamente abundantes	Típicamente abundantes
Modo de transporte de los piroclastos	Caída, avalancha de clastos	Oleadas, caídas y remobilizaciones	Oleadas y caídas	Oleadas y caídas
Subyacido por diatrema	No	No	Diatrema profunda poco	Diatrema profunda
Agua externa	Poca o nada	Abundante (agua superficial poco profunda)	Abundante limitada (agua subterránea)	Limitada
Energía explosiva (fragmentación)	Muy baja	Baja-Media	Alta-Muy alta	Alta-Muy alta
Proporción agua/magma	<0.1	>0.3, pero <10	0.1-0.3	0.1-0.3

*Se recuerda que los volcanes con características mixtas son comunes y que registran variaciones del proceso eruptivo predominante que da lugar a la formación del edificio volcánico.

**Promedio tomado de Graettinger (2018).

***El cono de escoria Rothenberg (Houghton y Schmincke, 1989) en sus fases freatomagmáticas contiene entre el 12 y 53% de no juveniles.

2.3 Procesos de formación que afectan la morfología de un maar-diatrema

Las condiciones primarias que dan lugar al cráter de un maar-diatrema están relacionadas con la profundidad escalada (D_{sc} ; Macorps et al., 2016). Experimentos con explosiones llevados a cabo en un amplio espectro de energía muestran que para cierta cantidad de energía y un tipo de roca específico existe una profundidad a la que una explosión será contenida bajo la superficie, es decir, no habrá ningún tipo de expulsión de material hacia la superficie; dicha profundidad es llamada profundidad de contención (d_{cont}). Por otro lado, para esa misma energía y roca encajonante existe una profundidad que optimizará la expulsión de material fragmentado más allá de los límites del cráter y formará un cráter amplio y profundo con paredes escarpadas; a esta profundidad se le conoce como profundidad de excavación óptima (d_{opt} ; Valentine et al., 2012; Macorps et al., 2016; Graettinger y Valentine, 2017). Estos experimentos hechos a escala podrían indicar que la mayoría de las explosiones en este tipo de volcanes (maar-diatrema) probablemente ocurren en los primeros ~200 m bajo la superficie; asimismo mostraron que aquellas explosiones que se desarrollan a una menor profundidad (<100 m) dominan la depositación del anillo de tefra (Valentine et al., 2014).

Entonces, la profundidad escalada (D_{sc}) se refiere a la relación entre la profundidad física (d) y la energía absoluta (E) liberada por una explosión, y que determinará si un material será transportado fuera del cráter del maar o quedará confinado dentro de éste principalmente por colapso del material (*fallback*) en la subsuperficie del cráter (Graettinger y Valentine, 2017). De esta forma la profundidad escalada queda definida con la siguiente ecuación (Goto et al., 2001):

$$D_{sc} = d / E^{1/3}.$$

En resumen, la profundidad escalada permite conocer la profundidad óptima ($d_{opt} \approx D_{sc} * E^{1/3}$) cuando $D_{sc} \approx 0.004 \text{ m}^* \text{J}^{-1/3}$ (valor obtenido en las explosiones subsuperficiales experimentales para las máximas eficiencias de excavación y los tamaños máximos de cráteres), así como la profundidad de contención ($d_{cont} \approx D_{sc} * E^{1/3}$) cuando $D_{sc} \approx 0.008 \text{ m}^* \text{J}^{-1/3}$ (que es el umbral de contención. Cuando $D_{sc} > 0.008 \text{ m}^* \text{J}^{-1/3}$ la mayoría de las explosiones no expulsan ningún material). Este planteamiento permite de una forma cualitativa definir si una explosión detonó entre la superficie y las profundidades óptima o de contención, donde como se mencionó antes las explosiones profundas solo causarán un rompimiento en la roca encajonante con manifestaciones superficiales menores o bien, ninguna (Figura 9; Valentine et al., 2014).

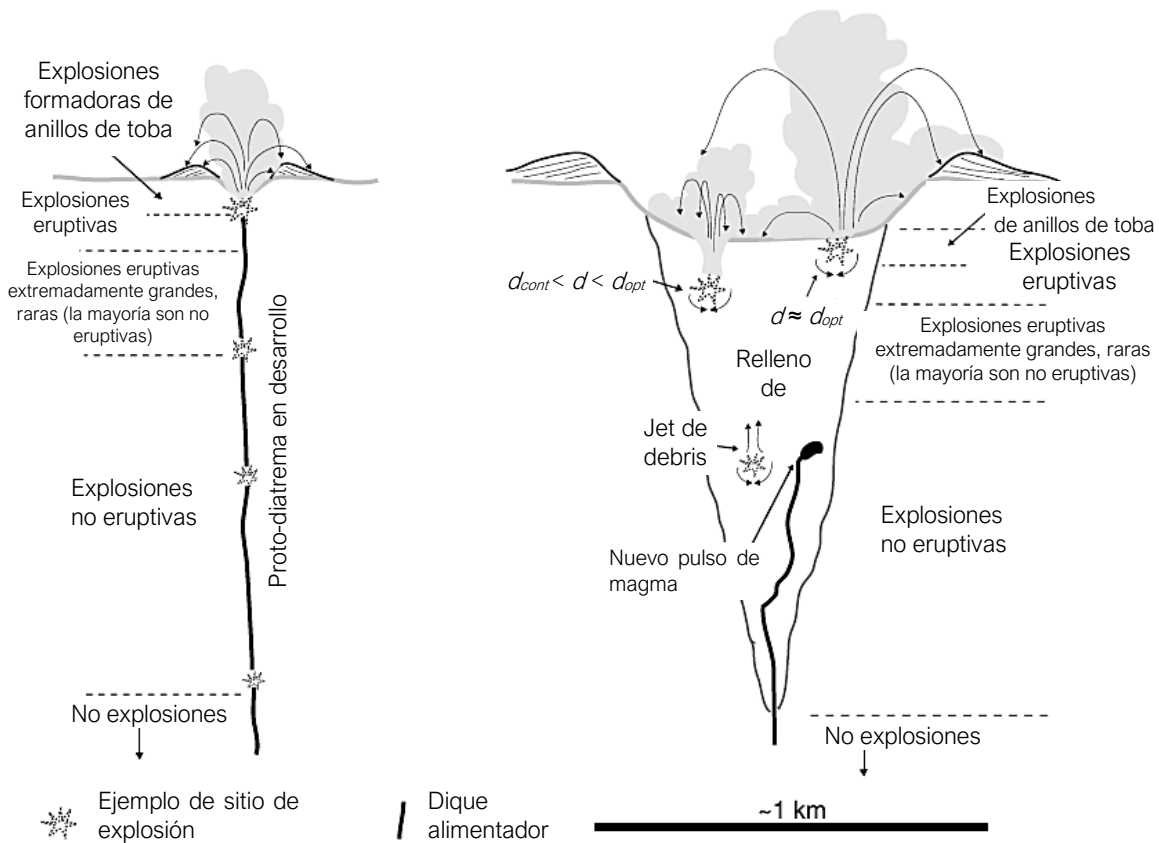


Figura 9. Ilustración mostrando las etapas temprana (protodiatrema) y madura de un sistema maar-diatrema. La formación de una diatrema comienza con las explosiones ocurriendo a distintas profundidades a lo largo de un dique alimentador inicial, formando un cráter pequeño y un anillo de tefras así como un dominio de roca encajonante brechada en la subsuperficie. Explosiones repetidas, un mayor brechamiento y subsidencia conducen a un desarrollo de un sistema maduro. Ejemplos del comportamiento eruptivo para profundidades entre la d_{cont} y la d_{opt} , y para profundidades cercanas a la d_{opt} , se muestran en el maar-diatrema maduro. Tanto explosiones que generan erupciones como las que no, dan lugar a una mezcla ascendente y descendente de materiales de relleno de la diatrema. En cualquier momento durante la evolución de un maar-diatrema, el magma puede ascender y alimentar

intrusiones las cuales pueden o no interactuar con agua en la diatrema y explotar, y en algunos casos alcanzar la superficie para erupcionar lava y escoria. Modificada de Valentine et al. (2014).

Las propiedades de la roca encajonante en las que se desarrolla un maar-diatrema también influyen en la morfología del cráter, diámetro, características morfológicas (pendientes) y estructuras subsuperficiales, donde por supuesto estas variaciones están fuertemente relacionadas con la profundidad escalada (Macorps et al., 2016).

Considerando los casos extremos, los sustratos de roca dura son caracterizados por juegos de fracturas y fallas que permiten la circulación del agua pero que son lo suficientemente consolidados por lo que presentan una baja permeabilidad en cuanto a su matriz (por ejemplo, caliza o basamento plutónico). En contraste, los sustratos débiles o de roca suave son sedimentos no consolidados o depósitos volcánoclasticos que pueden estar saturados en agua hasta o cerca de la superficie y su escasa cementación resulta en una matriz altamente permeable (Lorenz, 2003; Macorps et al., 2016).

Bajo estas características, se ha pensado en una estrecha relación entre la dureza de la roca encajonante y morfología del cráter de un maar. Sin embargo, de acuerdo con el trabajo de Macorps et al. (2016), los experimentos han probado que la influencia del sustrato en la morfología del cráter es válida solo para las etapas iniciales del desarrollo de un maar-diatrema. Desde esta óptica se ha observado que en sustratos duros donde la explosión ocurre a una profundidad óptima se generan los cráteres más grandes y profundos, con paredes de pendiente abrupta y una mayor altura de los bordes del cráter; en cambio, cuando la resistencia del sustrato disminuye, menos material es excavado y las paredes del cráter tienden a deslizarse y rellenar el cráter, disminuyendo su profundidad y formando paredes del cráter suaves de pendientes bajas. Los experimentos mostraron que para explosiones únicas ocurridas a una mayor profundidad de la profundidad óptima no es muy clara la influencia del sustrato en la morfología; asimismo, se observó que a medida que aumenta el número de explosiones la dureza del sustrato tiene cada vez menos influencia, y donde ya existe un cráter las explosiones tienden a dirigir verticalmente los jets (propulsiones a chorro) resultando en que mucho del material eyectado cae nuevamente al cráter (*fallback*; Graettinger et al., 2015;). Igualmente se apreció que el tamaño de un cráter (diámetro o volumen) no es un buen indicador de la energía de explosiones individuales ya que puede ser el resultado de una explosión individual potente o varias de menor energía (Valentine et al., 2012), y se complica aún más cuando las explosiones migran no solo verticalmente, sino lateralmente (Valentine et al., 2017). De esta forma se tiene en cuenta que la forma de un cráter está determinada principalmente por la profundidad escalada, así como por la resistencia de la roca encajonante y la migración vertical y lateral de las explosiones.

2.4 Depósitos freatomagmáticos

Los depósitos originados por erupciones freatomagmáticas dan pie a una variedad de estructuras y texturas debido al amplio rango de explosividad que puede darse dependiendo

de las proporciones existentes de agua/magma (Sheridan y Wohletz, 1983), sin embargo es necesario iniciar con una explicación breve sobre el origen de formación de los mismos.

Los primeros reportes sobre depósitos producto de erupciones freatomagmáticas son las descripciones de Moore et al., (1966) y Moore (1967) en la erupción de 1965 del volcán Taal, donde hacen una excelente descripción de los depósitos de oleadas piroclásticas a las cuales por su origen clasifica como “*base surge*”, señalando además algunas similitudes entre éstas y las nubes rasantes que se desarrollan durante la detonación de bombas nucleares.

Actualmente se puede considerar que, en lo general, los depósitos freatomagmáticos son producto de corrientes de densidad piroclástica (CDP; PDC por sus siglas en inglés: *pyroclastic density current*), las cuales se han definido como: una mezcla no homogénea de partículas volcánicas (fase sólida) y gas (fase fluida) que fluyen debido a la gravedad y a su densidad con respecto al fluido que las rodea (atmósfera). Dependiendo de las concentraciones de gas y partículas se pueden generar CDPs densas, anteriormente llamadas también de flujo piroclástico (*pyroclastic flow*, con dominio de fase sólida), y CDPs diluidas o de oleada piroclástica (*pyroclastic surges o base surges*, donde domina la baja concentración de partículas (Druitt, 1992; Branney y Kokelaar, 2002; Murcia et al., 2013; Sulpizio et al., 2014).

Las CDPs densas o flujos piroclásticos se forman por diversos mecanismos: una explosión dirigida, por destrucción de domos ya sea por colapso gravitacional o por medio de alguna explosión (vulcaniana o Soufriere) dando lugar a la formación de flujos de bloques y cenizas, por el colapso de una columna eruptiva sostenida o por *boiling over* (fuentes piroclásticas, figura 10; Branney y Kokelaar, 2002; Murcia et al., 2013). Las corrientes de densidad piroclásticas densas son controladas por la gravedad, son masivas y con mala selección debido al alto contenido de partículas, ya que en realidad se considera que estos flujos se desplazan en masa y de forma laminar (Cas y Wright, 1987).

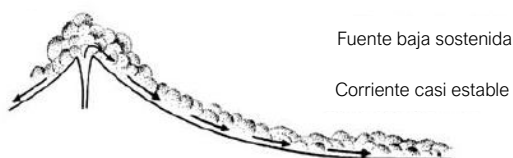


Figura 10. Corriente de densidad derivada de una erupción explosiva prolongada de fuente de piroclastos baja (Branney y Kokelaar, 2002).

En cuanto a las CDPs diluidas u oleadas piroclásticas, éstas son producto de flujos turbulentos de baja concentración de partículas que se expanden radialmente, son parcialmente controladas por la topografía y pueden generarse por diversos mecanismos: por erupciones freáticas o freatomagmáticas (*base surge*), como parte de una CDP densa por segregación durante su recorrido (*ash cloud surge y ground surge*; Cas y Wright, 1987) o bien producto de una descompresión y segregación derivado de un colapso de una columna eruptiva sostenida.

En este trabajo las descripciones texturales de los depósitos se enfocarán más en las CDPs diluidas u oleadas piroclásticas debido a que en las erupciones freáticas o freatomagmáticas los anillos de tobas que limitan los cráteres de las estructuras volcánicas están formados en un alto porcentaje por CDPs diluidas (*base surges*), y en menor medida por depósitos de caída y de CDPs densas (Cas y Wright, 1987; Valentine y White, 2012).

Retomando lo que se mencionó antes, el mecanismo de formación de oleadas basales (*base surges*) o CDPs diluidas, como se hará referencia en este trabajo, fue observado por primera vez durante las pruebas nucleares de 1946 en el atolón Bikini, situado en las islas Marshall. Los dos experimentos realizados con bombas nucleares detonadas bajo el agua permitieron entender mejor el proceso de transporte y depositación del hidrovulcanismo explosivo (Heiken y Fisher, 2000; Valentine y Fisher, 2000).

En relación con el emplazamiento de CDPs diluidas depositadas alrededor de los cráteres de origen freatomagmático, se ha observado que pueden ser producto de explosiones profundas con relación a la profundidad óptima ($0.004 \text{ mJ}^{-1/3}$; Valentine et al., 2015; Macorps et al., 2016) pues tendrían menos capacidad de expulsar material lejos del epicentro de la explosión, por lo que el material asciende y cae dentro del cráter (*fallback*) provocando una rápida sedimentación del material denso y solo la fase diluida compuesta de gas y ceniza fina (*dusty gas*) en forma de corriente de densidad alcanzaría el límite del cráter para formar el anillo de tobas. Es así como en el anillo de piroclastos de los edificios volcánicos se acumulan los depósitos finos de las oleadas (Valentine et al., 2012, 2017) que forman notables depósitos con estructuras de duna o estructuras de tracción (Dellino et al., 2004), con algunos depósitos subordinados de balísticos y de caída de ceniza (White y Ross, 2011). Finalmente, otro mecanismo de emplazamiento de depósitos de origen freatomagmático es la llamada cortina de balísticos, definida como un proceso en el que diversos *jets* (propulsiones a chorro) expulsan material de manera radial y colapsando alrededor del cráter formando depósitos masivos con poca matriz, casi clasto soportados y pobremente clasificados (Graettinger y Valentine, 2017; Valentine et al., 2017).

Los depósitos piroclásticos de caída son comunes como parte del anillo de tobas que rodea un cráter (maar, anillo de tobas y cono de tobas). En general son producto del desarrollo de columnas eruptivas no sostenidas y en menor medida sostenidas (estrombolianas o estrombolianas violentas; Saucedo et al., 2017). Estos depósitos pueden tener una distribución asimétrica debido a la dirección de los vientos dominantes, al cambio en la ubicación del conducto volcánico durante el proceso de formación de un maar-anillo de tobas, o bien por la presencia de varios conductos activos al mismo tiempo, aunado a la tasa de emisión de material de cada uno de éstos (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz y Sheridan, 1983; Saucedo et al., 2017).

2.5 Eficiencia en la interacción agua magma y tipo de depósitos

Durante pruebas experimentales para conocer cómo es la interacción entre el agua y magma, se ha observado que se alcanza la máxima eficiencia de conversión de energía térmica a

energía mecánica cuando la relación agua/magma oscila entre 0.1 y 0.3. Cuando esta condición se cumple, se forman CDPs diluidas u oleadas basales secas (un medio de vapor supercalentado sin presencia de agua líquida). Una vez que la razón de agua/magma es mayor a 0.3, las oleadas son húmedas (un medio de vapor condensado; Sheridan y Wohletz, 1983).

En general, los depósitos de oleadas secas (CDPs diluidas) son bien estratificados y no consolidados, son capaces de moverse por tracción o saltación, además se encuentran a temperaturas mayores a los 100°C por lo que la mayor parte del agua se encontrará en fase de vapor haciendo que los depósitos de fracción del tamaño de arenas y limos no sean cohesivos (Valentine y Fisher, 2000). Por su parte las oleadas húmedas se encuentran a temperaturas menores a los 100°C, por lo que las partículas de ceniza comúnmente se mantienen juntas a causa de la cohesión se identifican como depósitos gruesos (30-100 cm) cerca de la fuente, masivos a planares sin una estratificación definida y que pueden presentar lapilli acrecional, tobas vesiculadas y deformación plástica (Wohletz y Sheridan, 1979; Sheridan y Wohletz, 1983; Büttner et al., 1999; Valentine y Fisher, 2000).

Estas CDPs diluidas dan lugar a tres tipos de estructuras: *sandwave*, masiva y planar (figura 11), que pueden asociarse a facies relacionadas con la distancia a la que se encuentran de la fuente, esto según el autor que se consulte (Wohletz y Sheridan, 1979; Sohn y Chough, 1989).

Según los primeros trabajos, la primera estructura de depósito (*sandwave*) de las CDPs diluidas se ubica en una zona proximal, seguida de la masiva en una zona intermedia y finalmente la estratificación planar en una zona distal (Wohletz y Sheridan, 1979).

Sandwave: una estructura con superficie ondulante donde se incluyen estructuras como dunas, antidunas, estratificación cruzada y ondulitas. De acuerdo con algunos trabajos, la proporción de las estructuras *sandwave*, así como su espesor disminuye a mayor distancia de la fuente de emisión, y son indicio de un transporte de alta energía por tracción- saltación. Además tiene una proporción de poros >0.9 (Wohletz y Sheridan, 1979; Sheridan y Wohletz, 1983).

Planares: los estratos presentan gradación inversa. Se considera que se transportan por carpetas de tracción en un flujo laminar de baja energía. Su proporción de poros oscila entre 0.5 y 0.6 (Wohletz y Sheridan, 1979). Estas capas son concordantes con las capas contiguas, sin embargo, pueden erosionar las capas que las subyacen. En distancias cortas internamente presentan formas lenticulares o cambiar de facies a una sutil estratificación cruzada con la distancia a la fuente (Heiken y Fisher, 2000). Son comunes en las zonas distales según los trabajos de Sheridan y Wohletz, (1983).

Masivas: son capas de mayor espesor y pobremente clasificadas (Heiken y Fisher, 2000). Suelen presentarse de forma lenticular, no presentan estratificación, ni gradación y raramente presentan estructuras internas, aunque algunos clastos pueden dar la apariencia de una estratificación muy burda. En algunos trabajos, se considera que son una transición entre las capas *sandwave* y las planares, por lo que son producto de corrientes de densidad que se

encuentra en deflación de una fase de fluidizada densa. Su proporción de poros es considerada entre 0.6 a 0.9 (Wohletz y Sheridan, 1979).

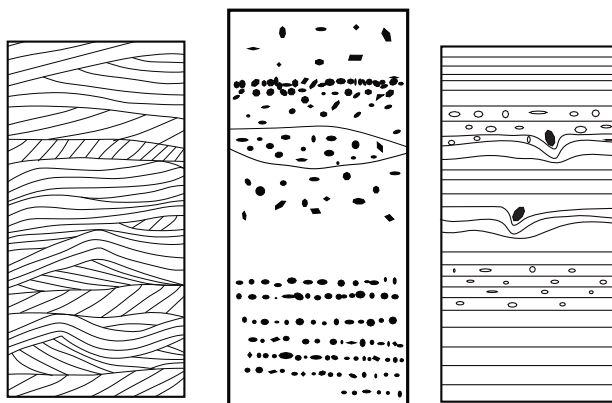


Figura 11. Facies sandwave, masiva y planar. Modificado de Wohletz y Sheridan (1979).

2.6 Interacción agua magma y explosividad

Wohletz (1983) resalta que en las erupciones donde hay una deficiente interacción agua/magma, las partículas suelen tener un tamaño del orden de centímetros, mientras que el porcentaje de ceniza fina incrementa de un 5 a 30% si al interactuar es más eficiente. Así, los depósitos de CDPs diluidas de origen freatomagmático con un mayor porcentaje de partículas finas <4 phi corresponden a explosiones donde habrá una óptima interacción agua/magma (Van Otterloo et al., 2013; Saucedo et al., 2017).

La presencia de lapilli acrecional es característico aunque no único en los depósitos freatomagmáticos, esto debido a la humedad que envuelve a las CDPs diluidas durante su recorrido (Heiken y Fisher, 2000).

Otro tipo de depósitos que se ha mencionado como característico de erupciones freatomagmáticas, son las “tobas vesiculadas” que según Lorenz (1974) se trata de tobas constituidas por ceniza que presentan vesículas, las cuales pueden tener diámetros incluso menores a 0.1 mm hasta varios centímetros, con forma ovoide o esferoidal. Su formación se debe a que cierta cantidad de gas queda atrapado entre las partículas de ceniza húmeda; se considera además que pudieron contener entre un 20-30% de agua intersticial y desarrollarse en un ambiente con temperatura <100°C que permitiera una alta concentración de agua líquida en el ambiente. Por su descripción podrían corresponder a depósitos de CDPs densas.

Otras estructuras muy características en los depósitos de origen freatomagmático son las depresiones o deformaciones plásticas por impacto (*bedding sags*), que se forman por el impacto de clastos de lapilli, bloques y bombas eyectados balísticamente sobre capas que pueden deformarse plásticamente. Esta deformación es asimétrica (Heiken y Fisher, 2000; Valentine y Fisher, 2000).

Las peperitas son un tipo de depósito que debe ser considerado dentro del hidrovulcanismo (Németh y Kósik, 2020). La formación de peperitas implica la fragmentación de magma que intrusión (o que se presenta efusivamente como flujo de lava) sedimentos húmedos, para posteriormente mezclarse con fragmentos de dichos sedimentos. Parte de su importancia radica en que su presencia podría mostrar que los eventos magmáticos y el proceso de sedimentación serían contemporáneos. Es común encontrarlas en secuencias sedimentarias marinas, lacustres y en ambientes subaéreos en glaciares como parte de los depósitos de una estructura freatomagmática o asociadas a lavas en contacto con hielo o sedimentos saturados o bien en la base de depósitos de CDPs (Skilling et al., 2002).

2.7 Alteración de los depósitos freatomagmáticos

Sheridan y Wohletz (1983) indican que los depósitos freatomagmáticos sometidos a alteración suelen tener una coloración entre anaranjada a café clara y estar bien litificados. El tipo principal de alteración es la palagonitización, un proceso de hidratación del vidrio máfico (sideromelano) en el que varios elementos (arcillas, calcita o zeolitas, considerados subproductos de esta alteración) son redistribuidos y presentados en las superficies de las partículas o en las vesículas (Wohletz y Krinsley, 1982; Stroncik y Schmincke, 2002; White y Ross, 2011).

Es importante mencionar que los depósitos freatomagmáticos no solo pueden encontrarse en los anillos de tobas de las estructuras de origen freatomagmático de tipo monogenético, si no también pueden encontrarse en el registro estratigráficos de grandes volcanes poligenéticos y durante el desarrollo de calderas de colapso. Asimismo, en la historia eruptiva de una estructura volcánica monogenética, también se puede encontrar una alternancia de facies eruptivas magmáticas y freatomagmática (Sheridan y Wohletz, 1981; Cas y Wright, 1987; Allen et al., 1996; Morrissey, 2000; Saucedo et al., 2017; Németh y Kósik, 2020).

2.8 Conceptos relacionados al estudio de facies y modelos de facies en depósitos piroclásticos

Una facies queda definida como una unidad de roca bien definida, mapeable, que contiene características texturales, composicionales y estructuras internas que son indicativas de una fuente bien definida, así como de un mecanismo de transporte y de depositación específicos (Németh y Martin, 2007).

Cas y Wright (1987) recomiendan, para definir o establecer facies, iniciar con el empleo de términos descriptivos en lugar de emplear nombres genéticos, por ejemplo, *ignimbrita* es un término interpretativo que podría conducir a una interpretación equivocada, debido a que en ocasiones puede haber diferentes posibilidades en cuanto al origen de un depósito. De esta forma es muy útil describir características relevantes que puedan arrojar luz sobre su fuente de

origen y ambiente de depósito. Con base en la definición de facies del párrafo anterior, se define textura, estructura y composición.

Textura: propiedad que refleja características heredadas de la fuente, del modo de fragmentación, así como del transporte y depositación. Dentro de ella se engloba el tamaño de grano, la redondez, selección, forma y fábrica.

- Tamaño de grano: refleja la distribución de tamaños de partículas en un punto específico, y puede reflejar el tipo y eficiencia de la fragmentación, así como la competencia del medio de transporte, depósito y grado de abrasión física. No siempre es un reflejo de la proximidad de la fuente (Cas y Wright, 1987).
- Redondez: es el grado en el que las esquinas y partes puntiagudas han sido desgastadas o pulidas por el proceso de transporte y de depósito. Suele ser mejor en sedimentos retrabajados por constantes niveles de energía.
- Selección: se refiere a la capacidad de un agente de transporte de separar las partículas con comportamiento hidráulico distinto y depositar juntas las que se comportan de manera similar.
- Forma: evaluación de la forma tridimensional de una partícula. En partículas piroclásticas la fragmentación es un proceso clave en su forma.
- Fábrica: se refiere a las relaciones y el arreglo o empaquetamiento entre los granos en un agregado (Cas y Wright, 1987).

Componentes: se refiere al carácter geoquímico, mineralógico y petrológico de las rocas. Para rocas piroclásticas pueden considerarse sus constituyentes físicos, que serían fragmentos de clastos magmáticos, líticos accidentales y cristales (Cas y Wright, 1987).

Estructuras del depósito (estructuras sedimentarias): probablemente considerada como la herramienta más útil en el análisis de facies, ya que se forman antes, durante y después de la depositación. Junto con la textura refleja las condiciones deposicionales, así como los modos de transporte y de depositación (Cas y Wright, 1987). La estructura de un depósito piroclástico es clave para definir el mecanismo de transporte de las partículas y el régimen de flujo en el que se mueven, y junto con la textura, son los elementos más importantes para la descripción y caracterización de un depósito piroclástico.

Para Sohn y Chough (1989) el estudio de facies es importante por la relación que pudieron establecer entre la actividad hidrovolcánica y sus depósitos, pues al correlacionar facies lateral y verticalmente pudieron definir los cambios texturales que experimentan una misma corriente de densidad o depósito de caída con la distancia a la fuente, mientras las correlaciones verticales muestran las variaciones temporales en relación a intensidad de un mismo mecanismo eruptivo y/o los diferentes mecanismos eruptivos (fases eruptivas) presentes durante el desarrollo de una erupción (facies verticales).

En párrafos anteriores se mencionó que los tres tipos de estructuras desarrollados en los depósitos de oleadas basales son: cruzada, masiva y paralela, y que cada uno de ellos podría asociarse a una facies según la distancia a la que se encuentran de la fuente. De esta forma, el análisis de facies de depósitos de oleadas piroclásticas ha conducido a dos modelos de emplazamiento de una *base surge*: 1) una oleada inicialmente expandida, diluida y turbulenta que progresivamente se “desinfla” corriente abajo conforme va perdiendo energía; modelo propuesto por Wohletz y Sheridan (1979). 2) una oleada cargada de tefra que deja mucho de su carga piroclástica cerca del conducto y se vuelve más expandida y diluida corriente abajo; modelo propuesto por Sohn y Chough (1989) (Vazquez y Ort, 2006).

Dellino et al. (2004), presentaron un modelo de emplazamiento para oleadas basales, a partir de un flujo estratificado (figura 12), asociado a una secuencia de tres capas (facies) que gradualmente se vuelven más finas hacia la cima, y donde de base a cima se tiene un depósito inversamente gradado compuesto de bombas y lapilli, sobreyacido por un depósito finamente laminado o con estructuras onduladas compuestas de lapilli fino y ceniza gruesa, y la secuencia es coronada por un depósito de ceniza fina sin estructura y con continuidad lateral. El modelo de emplazamiento, de base a cima se muestra en la figura 13, en el que se observa que la facies basal es producto una zona de alta concentración de partículas y desarrollo de una carpeta de tracción. La siguiente facies correspondiente a la capa finamente laminada se desarrolla sobre la carpeta de tracción y las partículas se mueven de forma independiente por su baja concentración, formando una nube turbulenta de las partículas que se mueven en saltación y tracción. La capa de ceniza fina de la cima se interpreta como una nube de ceniza que se forma por elutriación de las partículas más finas que escapan de las capas inferiores y que al asentarse forman una capa fina capa de ceniza de caída, como una co-ignimbrita.

El modelo ha probado que puede ser correlacionable a otras zonas volcánicas, por lo que en este trabajo se ha tomado como referencia en la asociación de facies para definir la arquitectura de los depósitos de corrientes de densidad piroclásticas diluidas (*base surges*).

2.9 Morfología de partículas juveniles de origen magmático y freatomagmático

Los piroclastos son producto de la fragmentación del magma al salir del interior de la Tierra a la superficie; esta fragmentación en la mayoría de los casos es producto de explosiones volcánicas que son el producto de dos mecanismos: 1) por desgasificación del magma al ascender hacia la superficie, ya sea por descompresión, cristalización u otros factores, y 2) producto de la interacción agua/magma (Heiken, 1974; Cashman et al., 2000; Gonnermann, 2015).

Un concepto importante respecto al proceso de fragmentación del magma es la vesicularidad, definida como la fracción de volumen en un fundido magmático correspondiente a la fase gaseosa, representada por burbujas o vesículas (Mader, 1998; Cashman, *et al.*, 2000). Su importancia reside en que la vesicularidad de las partículas juveniles proporciona información sobre el proceso y grado de desgasificación que experimentó un magma antes y durante su

llegada a la superficie en explosiones magmáticas, así como su posible inhibición o poca vesicularidad en partículas juveniles en erupciones freatomagmáticas (Houghton y Wilson, 1989).

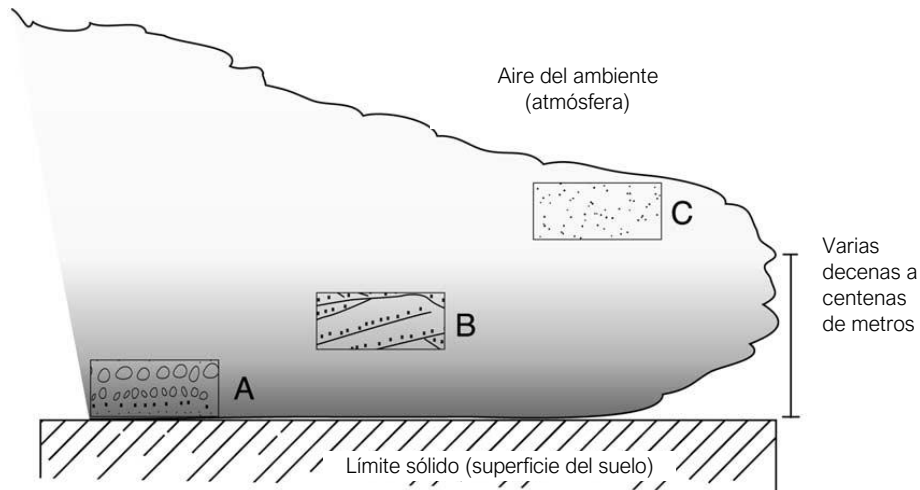


Figura 12. Representación esquemática de las tres capas formadas por el paso de una corriente de densidad piroclástica. A) capa inversamente gradada de lapilli y bombas; B) capa finamente laminada de ceniza gruesa a media; C) capa de ceniza fina sin estructura. Modificado de Dellino et al. (2004).

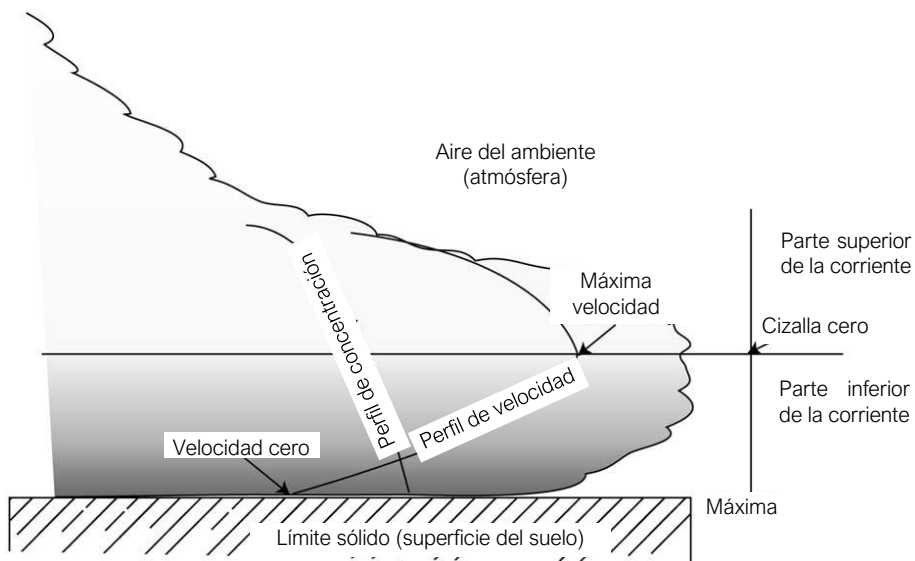


Figura 13. Representación gráfica de las dos partes en que se divide el flujo de gravedad cargado de sedimentos, el cual se mueve en contacto con una capa límite sólida. Se representa esquemáticamente la distribución de la velocidad, cizalla y concentración de partículas a lo largo de la altura del flujo. Modificado de Dellino et al. (2004).

En cada mecanismo de fragmentación, el tamaño de las partículas generadas son un reflejo de la magnitud de energía cinética liberada durante una explosión, de modo que los mecanismos eruptivos más explosivos provocan una mayor fragmentación, dando lugar a depósitos ricos en ceniza fina ($< 64 \mu\text{m}$) a causa de la gran liberación de energía (Zimanowski et al., 2003). Wohletz (1983) resalta que en las erupciones donde hay una limitada interacción de agua con el magma, las partículas suelen tener un tamaño del orden de centímetros, mientras que el porcentaje de ceniza fina incrementa de 5 a 30% si al interactuar ambas sustancias se encuentran en igual volumen. Así, los depósitos piroclásticos con un mayor porcentaje de partículas finas (del orden de micrómetros a milímetros), serán el resultado de un mayor grado de eficiencia de la interacción agua/magma. De esta manera los depósitos de ceniza fina han sido asociados frecuentemente a las erupciones freatomagmáticas explosivas, sin embargo se han reconocido eventos magmáticos donde la proporción de ceniza fina es $>40\%$, por lo que la presencia de ceniza fina no es necesariamente un indicador del ambiente eruptivo (Zimanowski et al., 2003). Es por ello que una alternativa para diferenciar ambientes o mecanismo eruptivos (magmáticos y freatomagmáticos) proviene de las huellas que la diferencia en el proceso de fragmentación en erupciones magmáticas y freatomagmáticas (Gonnermann, 2015) imprime en las partículas juveniles, por lo que el desarrollo del análisis micromorfológico de partículas juveniles ha sido una herramienta determinante para diferenciar partículas juveniles por su mecanismo de fragmentación (Heiken, 1974).

Los métodos para definir mecanismos de fragmentación del magma a partir del análisis micromorfológico de partículas juveniles, comenzaron como análisis cualitativos-comparativos enfocados en la descripción morfológica de partículas de ceniza volcánica (Heiken, 1972, 1974; Wohletz, 1983), sin embargo, debido a la creciente necesidad de procesos más objetivos, precisos y sistemáticos, se han desarrollado métodos cuantitativos muchos basados en la medición de parámetros geométricos (Dellino y La Volpe, 1996; Ersoy et al., 2007; Nurfiani y Bouvet de Maisonneuve, 2018).

Uno de los trabajos más importantes respecto al análisis cualitativo de la morfología de ceniza es el de Heiken (1974), enfocado en la caracterización de la ceniza volcánica con la finalidad de determinar si existe una relación entre la morfología de las partículas, la composición del magma y el tipo de erupción. En él se describen diversas muestras derivadas de erupciones magmáticas y freatomagmáticas, mediante imágenes obtenidas por petrografía y el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). De esta manera, establece que la ceniza volcánica formada por erupciones magmáticas de alta viscosidad se caracteriza por tener un alto índice de vesicularidad y presentar fragmentos de pómez angulosos, a diferencia de las partículas producidas en erupciones de baja viscosidad donde la morfología varía de esferas a fragmentos en forma de gota o de gota elongada con superficies suaves y fluidales. Por otro lado, la ceniza volcánica generada por eventos freatomagmáticos presenta forma de bloque o piramidal, así como un bajo índice de vesicularidad (Heiken y Fisher, 2000). Wohletz y Krinsley (1982) basados en las observaciones de campo, muestran que las cenizas de caída provenientes de los anillos y conos de tobas de composición basáltica tienen un origen predominantemente

magmático, siendo soportado por los análisis en MEB que muestran un incremento en la vesicularidad de las partículas.

En 1983, Sheridan y Wohletz mencionan que las microfotografías tomadas con MEB muestran que las partículas generadas por freatomagmatismo tienen en su mayoría forma de bloque y equidimensional. Wohletz distinguió cinco tipos de piroclastos dominantes en erupciones freatomagmáticas por medio del uso del MEB: a) forma de bloque, b) vesicular, con superficies irregulares redondeadas, c) forma de musgo, d) esféricas y forma de gota y e) forma de placa (figura 14).

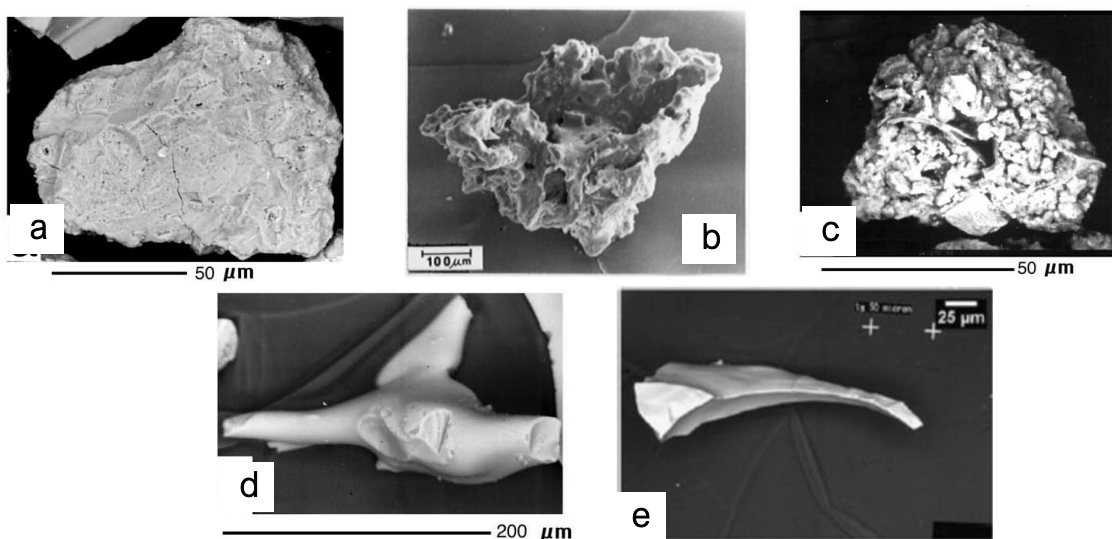


Figura 14. a) Forma de bloque (tomada de Büttner et al., 2002), b) forma vesicular (tomada de Wohletz y Krinsley, 1982), c) forma de musgo, d) forma de gota con forma elongada por fragmentación dúctil (tomadas de Büttner et al., 2002), e) forma de placa (ver Rivera-Olguín, 2013).

- a) La forma de bloque es pobre en vesículas, y las formas suaves o irregularidades que puedan presentar las partículas son producto de la abrasión o de alteración (figura 14a).
- b) Las partículas con formas vesiculares suelen ser irregulares con superficies en forma de flujo mientras que las vesículas son redondeadas. Suelen encontrarse solamente en erupciones basálticas, y junto con la forma anterior, son comunes en piroclastos gruesos $>63 \mu\text{m}$ (figura 14b).
- c) Los clastos en forma de musgo son particulares de la fracción más fina $<63 \mu\text{m}$ de basaltos. Se componen por masas globulares unidas que pueden interconectarse entre sí (figura 14c).
- d) La forma de gota también es común en fracciones finas y se presenta como cúmulos botroidales o junto con partículas en bloque. Tienen forma esférica o de gota, frecuentemente alargada y que al romperse muestra un interior vesicular (figura 14d).

- e) Las formas planas suelen tener superficies curvadas que posiblemente fueron parte de una pared de alguna vesícula de mayor tamaño. Comúnmente se forman en magmas vesiculares que dan lugar a erupciones freatoplínicas, como parte de la fracción fina (figura 14d).

En relación a las partículas juveniles producto de base surge secos y húmedos, Büttner et al. (1999), hacen una comparación entre partículas de ceniza naturales y otras producidas mediante experimentos, en los que notaron que las partículas producidas por explosiones secas se caracterizan por tener forma de bloque, ser equidimensionales y presentar superficies escalonadas (figura 15a). Por su parte, las partículas generadas por explosiones húmedas, aunque muestran características similares, muchas de ellas tienen una superficie cubierta por grietas, las cuales pudieron haberse formado inmediatamente después de la fragmentación y como resultado de enfriamiento tras su paso rápido por una fase de agua líquida (figura 15b).

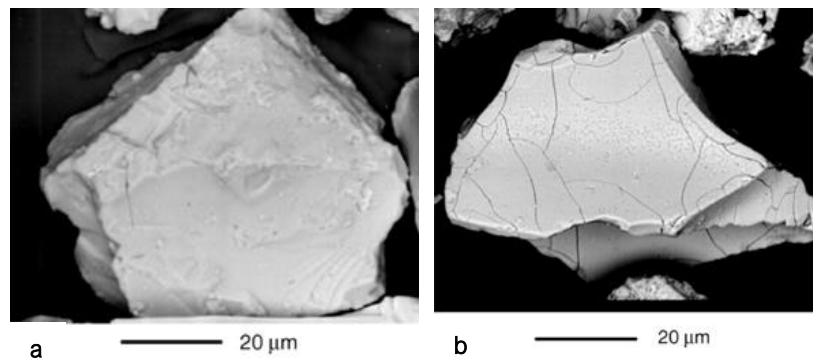


Figura 15. Comparación entre partículas de ceniza producidas por explosiones “secas” y “húmedas” del cráter La Fossa, Vulcano, Italia. a) Partícula de explosión “seca”, con superficies escalonadas. b) Partícula de una explosión “húmeda” mostrando grietas por enfriamiento. Imágenes tomadas de Büttner et al., 1999.

3. Metodología aplicada en la reconstrucción de la historia eruptiva de una estructura volcánica

Para el desarrollo de este proyecto y alcanzar el objetivo principal, el cual consiste en definir la historia eruptiva y tipo de estructura volcánica presente en la localidad de Pozo del Carmen, se propone una metodología de tipo mixto: si bien la toma de muestras durante el trabajo de campo sigue una secuencia, puede considerarse cualitativa al tratarse de la recolección de información que en parte depende de la apreciación del geólogo (como la determinación del porcentaje de matriz en una muestra); una vez que las muestras tomadas en campo son procesadas en laboratorio y se obtienen datos analizados estadísticamente, el enfoque se considera cuantitativo. Así mismo, el alcance del proyecto está basado en el análisis e interpretación de las diversas variables encontradas en los depósitos piroclásticos y definir los mecanismos eruptivos presentes a lo largo de toda la erupción que formó la estructura volcánica. Igualmente, el proyecto consiste en un tipo no experimental, ya que las variables no son manipuladas ni simuladas de ninguna forma, sino que se estudian e interpretan de la forma como se presentan en su entorno natural.

La metodología se dividió en tres etapas correspondientes a trabajo de gabinete, de campo y de laboratorio, mismas que serán detalladas en los siguientes párrafos. Esta metodología se adoptó con base en los métodos empleados en trabajos previos enfocados a determinar mecanismos eruptivos, y considerando también las características físicas de las muestras recolectadas.

3.1 Trabajo de Gabinete

Primera etapa del proyecto que se refiere a la fase de la investigación previa al trabajo de campo:

3.1.1 Recopilación y análisis bibliográfico

Esta fase consistió en la búsqueda y recopilación de material bibliográfico enfocado a estructuras volcánicas monogenéticas, freatomagmatismo, al análisis micromorfológico de partículas juveniles para definir su origen en cuanto a mecanismos de formación (magmático y freatomagmático) y estudios previos realizados en la región.

3.2 Trabajo de campo

La segunda etapa metodológica consistió en trazar caminamientos para el levantamiento de columnas estratigráficas en la estructura de Pozo del Carmen, esto con la finalidad de definir texturalmente los depósitos y determinar facies volcánicas que permitan conocer los mecanismos de transporte y depositación de los depósitos piroclásticos asociados a determinados mecanismos eruptivos. Se generaron cinco columnas estratigráficas, donde para cada depósito se elaboró una descripción a detalle. Se consideraron las características

texturales y de estructura de la Tabla 2. Además, los caminamientos permitieron hacer un reconocimiento y descripciones de campo respecto a la morfología del edificio volcánico y se levantaron puntos de control con GPS. En tales puntos se tomaron notas sobre las relaciones estratigráficas con unidades diferentes a las de Pozo del Carmen, así como de algunas características de los afloramientos observados para poder realizar la cartografía de la distribución de los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen y del alcance de depósitos correspondientes a otras estructuras cercanas al área de interés.

Tabla 2. Características texturales y de estructura consideradas en la descripción de cada muestra

Característica		Característica	
1	Color	7	Forma y tamaño de los clastos, y diámetro de los cinco mayores (Anguloso, subredondeado, etc./eje mayor)
2	Espesor	8	Estructura del depósito (masivo, laminar, estratificación cruzada, gradación, estructuras de impacto, bandeamiento, etc.)
3	Tipo de clastos (monolitológicos o heterolitológicos)	9	Grado de selección y compactación
4	Soporte de clastos (por matriz o clasto-clasto)	10	Tipo de contacto entre unidades (erosivo, no erosivo, gradacional, etc.)
5	Porcentaje de matriz (<2 mm)	11	Estructuras de desgasificación
6	Tipo de matriz (arena, limo o arcilla)		

Adicionalmente se recolectaron muestras menores a 1 kg para estudios de granulometría, conteo de componentes, petrografía, micromorfología de partículas juveniles y geoquímica de la roca juvenil, cuyos métodos serán expuestos en la siguiente sección.

3.3 Trabajo de laboratorio

La tercera etapa se centra en el procesamiento de muestras colectadas en el área de estudio. A continuación, se presentan los métodos realizados para la obtención de información.

3.3.1 Análisis granulométricos

Los análisis de granulometría están enfocados en conocer el tamaño de las partículas que forman un depósito. De esta manera permiten realizar una caracterización textural de los diferentes depósitos y son una herramienta importante para la reconstrucción de los mecanismos de fragmentación, transporte y deposición de los productos piroclásticos (Jutzeler et al., 2012), ya que una vez procesadas las muestras, se obtiene el porcentaje de material por tamaños de cada unidad para cada una de las secciones estratigráficas

levantadas. Teniendo esto, es posible determinar las facies distales, medias y proximales de los depósitos.

El muestreo realizado en los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen abarcó muestras correspondientes a material deleznable mientras que otras están consolidadas, por lo que para estas últimas no fue posible realizar el análisis granulométrico en tamices y se procedió a emplear un método óptico.

Las muestras no consolidadas, previo a su separación por tamices, se secaron en horno a una temperatura entre 60 y 70° C por un periodo de 10 a 12 horas para retirar la humedad. Algunas muestras antes de ponerse a secar se saturaron en agua con la finalidad de deshacer aglomerados formados por la presencia de arcillas. Tales muestras se colocaron en vasos de precipitado durante uno a tres días. Una vez secas, las muestras se pesaron en una báscula de precisión; esta medición es el peso en seco. Los análisis granulométricos vía seca se desarrollaron en el rango de -4 a 4 ϕ , a intervalos de 1 ϕ , empleando una tamizadora mecánica por 10 minutos. Separada la muestra en las distintas fracciones (Tabla 3), éstas se pesaron para calcular los porcentajes en peso individuales y generar histogramas para el cálculo de parámetros estadísticos.

En cuanto a las muestras consolidadas, para la obtención de datos granulométricos se empleó el método estereológico de Rosiwal (1898), conocido también como el método de las intersecciones. La estereología consiste en la interpretación tridimensional de características que se observan en dos dimensiones, como lo es el diámetro de una partícula (Jutzeler et al., 2012), y de acuerdo con Sarocchi et al., (2005) puede aplicarse mediante métodos ópticos para hacer análisis granulométricos en depósitos consolidados, cuando se tienen bloques grandes que no se pueden analizar con métodos clásicos o cuando las paredes de los afloramientos son tan altas que no pueden alcanzarse puntos para hacer muestreo. De esta forma el método óptico de Rosiwal consiste en tomar fotografías escaladas del afloramiento para cuantificar la granulometría del material que forma el depósito, lo cual se logra sobreponiendo una rejilla a la imagen. La rejilla por su parte se forma por líneas con el mismo espaciamiento entre sí, orientadas paralelamente a las unidades de los depósitos de material geológico. Esta metodología parte de la idea de que pueden sobreponerse líneas rectas sobre el corte de un material (afloramiento), midiendo los espacios donde las líneas intersecan a las partículas (*Figura 16*). Así, la razón correspondiente a la longitud total de las intersecciones y la longitud total de las líneas trazadas es igual a la razón entre la superficie de las partículas y la superficie total medida, de modo que pueden determinarse áreas y volúmenes de las partículas mediante la relación mostrada a continuación, descubierta por Delesse (1847), donde:

$$\frac{Ll}{Lt} = \frac{Aa}{At} = \frac{Va}{Vt}$$

Ll = longitud de las intersecciones

Aa = área ocupada por las partículas

Lt = longitud total de la línea analizada

At = área total analizada

V_a = volumen ocupado por las partículas

V_t = volumen total analizado

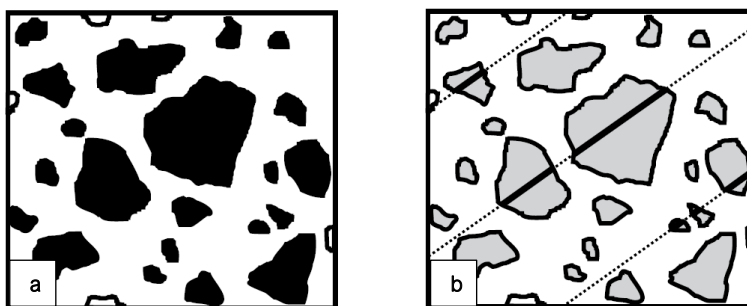


Figura 16. Método estereológico de las intersecciones de Rosiwal. a) Partículas en un depósito. b) Líneas paralelas igualmente espaciadas y sobrepuestas al depósito mostrando las intersecciones con las partículas (tomado de Sarocchi et al., 2005).

Las mediciones en las fotografías se hicieron con el software Image-Pro Plus 6.0 (Media Cybernetics Inc.). La imagen debe ser tomada lo más perpendicular posible al afloramiento y contar con una escala conocida. Una vez en el software, se establecerá la escala de las mediciones basándose en la escala fotográfica, para posteriormente colocar la rejilla paralelamente a la orientación de los depósitos. Las mediciones se hacen sobre las intersecciones entre las líneas y los clastos, y se genera una base de datos con la longitud de las líneas trazadas, que después se transforman a valores phi (ϕ) (García-Nava, 2020). Así, el método de Rosiwal permite medir partículas del tamaño de unos cuantos mm hasta partículas del tamaño de bloques, obteniendo datos fiables que abarquen un área considerable del afloramiento (Sarocchi et al., 2005, 2011).

Tabla 3. Granulometría en términos piroclásticos (basada en Sohn y Chough, 1989).

mm	ϕ	Sohn Chough (1989)
512	-9	Bloque grueso
256	-8	Bloque fino
128	-7	
64	-6	Lapilli grueso
32	-5	
16	-4	Lapilli medio
8	-3	
4	-2	Lapilli fino
2	-1	
1	0	Ceniza gruesa
1/2	1	Ceniza mediana
1/4	2	
1/8	3	
1/16	4	
		Ceniza fina

El equipo empleado en los análisis granulométricos vía seca es el tamizador Tyler Ro Tap, modelo RX-29; un horno Boekel, modelo 107801 y una báscula de precisión OHAUS, modelo PA1502 con precisión de 0.01 g. Los datos arrojados por el proceso de tamizado fueron procesados en el software DECOLOG (Borselli y Sarocchi, 2005), que permite la obtención de parámetros estadísticos como la media, desviación estándar, curtosis y asimetría.

3.3.2 Conteo de componentes

En cuanto al análisis de componentes, se siguió la metodología propuesta por Browne y Gardner (2004), donde al menos 1000 partículas por cada muestra son contabilizadas en el rango de 0 a 3 ϕ ; para este trabajo se contaron 300 partículas por fracción, es decir al menos 1200 conteos por muestra. Las partículas se separaron con ayuda de unas pinzas bajo un microscopio binocular con base en la diferencia de características con la finalidad de conocer el porcentaje en volumen de cada componente o tipo de material que constituye cada una de las unidades seleccionadas en las diferentes secciones estratigráficas levantadas y muestreadas. Dichas proporciones reflejan el modo de formación de los depósitos piroclásticos (Cas y Wright, 1987). Este proceso fue seguido para las muestras deleznable, lavando previamente la muestra en agua con el objetivo de facilitar el reconocimiento de partículas. Para esto las muestras se colocaron en vasos de precipitado dentro de una tina ultrasónica de 3 a 5 ciclos de 5 minutos cada uno, revisando el agua de cada vaso al final de cada ciclo y cambiándola hasta que permanezca limpia. Una vez limpias las muestras se secan y se procede con el conteo.

Para las muestras consolidadas se ha realizado el conteo de componentes de partículas usando láminas delgadas y el microscopio petrográfico. En tal caso, el conteo se realizó para al menos 200 partículas por lámina.

3.3.3 Micromorfología de partículas mediante el uso de Microscopio Electrónico de Barrido

Con la finalidad de identificar los procesos genéticos que originaron los depósitos piroclásticos, es necesario emplear técnicas de procesamiento de imágenes para definir la morfología de las partículas juveniles. La metodología fue propuesta por Heiken (1974), y mediante el uso del microscopio electrónico de barrido (MEB) se estudian las características geométricas y texturales de partículas juveniles (Heiken, 1974; Wohletz, 1983; Dellino y La Volpe, 1996).

En este trabajo se ha realizado un análisis cualitativo de micromorfología de partículas juveniles del tamaño de ceniza para determinar los procesos genéticos (freatomagmático o magmático), mecanismos de fragmentación y de transporte de los depósitos piroclásticos. Para ello ha sido necesario separar al menos 20 partículas juveniles por muestra (Dellino y La Volpe, 1996). Para este proyecto se separaron mínimo 20 fragmentos por fracción de 2 y 3 ϕ con ayuda de un

microscopio binocular y pinzas para depositar los fragmentos juveniles en un contenedor. Se optó por las fracciones 2 y 3 ϕ en lugar de 4 y 5 ϕ (Dellino y La Volpe, 1996) o de 3 y 4 ϕ (Dellino et al., 2001) porque estas últimas representan mayor dificultad en cuanto a identificación y separación. Una vez hecho esto se procedió a la toma de fotografías con el MEB para obtener las imágenes de los juveniles. Se contó con el apoyo del MEB ubicado en el Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Para conocer la metodología empleada con el MEB se sugiere consultar el trabajo de Rivera-Olguín (2013).

El análisis cualitativo está basado en la identificación de estructuras “clave” en las partículas de ceniza mediante las fotomicrografías tomadas con el MEB. Para los procesos de fragmentación magmática se considera como indicativo que las partículas presenten un contorno con entrantes formado por las paredes de burbujas (vesículas) que se han roto (shards) y/o la presencia de clastos con alta vesicularidad, además algunas partículas pueden tener forma de gota irregular fluidal, superficies fluidales suaves rotas por vesículas o bien ser hebras de vidrio (cabello de Pele; Figura 17). En cambio para la fragmentación freatomagmática se ha descrito la presencia de grietas por hidratación debido a la contracción y fracturamiento por enfriamiento, clastos en forma de bloque o equant, piramidales, con superficies escalonadas, de musgo, con baja vesicularidad, habiendo algunas partículas fluidales, esféricas, con forma de gota, elongadas a equant, rotas o no, y también otras con superficies de fractura irregular a concoidal (figura 18; Heiken, 1974; Dellino y La Volpe, 1996; Dellino et al., 2001; Büttner et al., 2002).

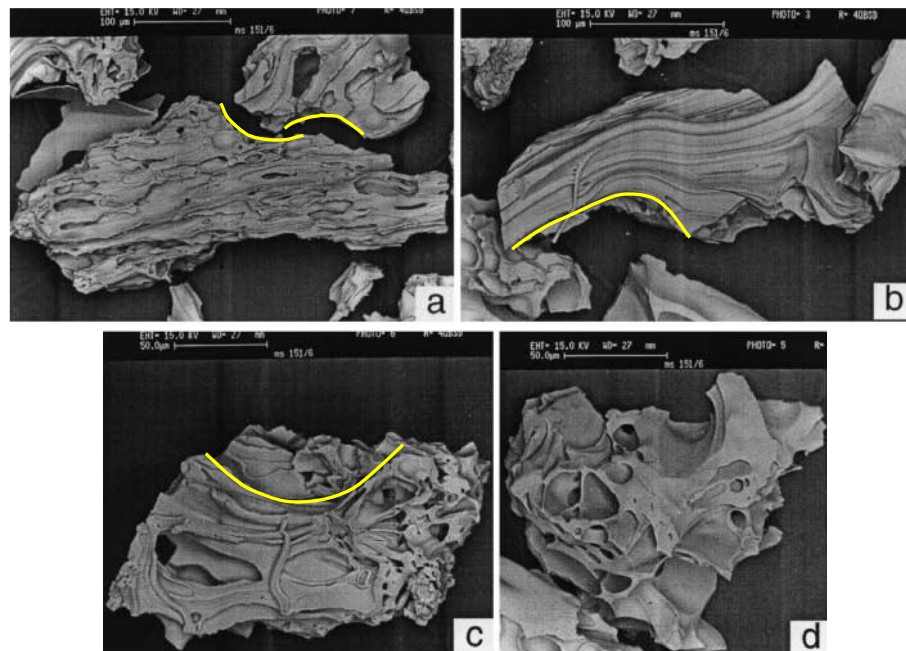


Figura 17. Ejemplo de partículas de ceniza con alta vesicularidad (a), clasto elongado con vesículas en forma tubular (b), vesículas irregulares (c) o clasto angular con vesículas esféricas (d). Los clastos tienen forma angular y algunos muestran contornos cóncavos y convexos (línea amarilla) que corresponden a las paredes de grandes vesículas rotas. Estas características sugieren que su origen fue la actividad magmática (exsolución de gases durante la fragmentación; modificado de Dellino et al., 2001).

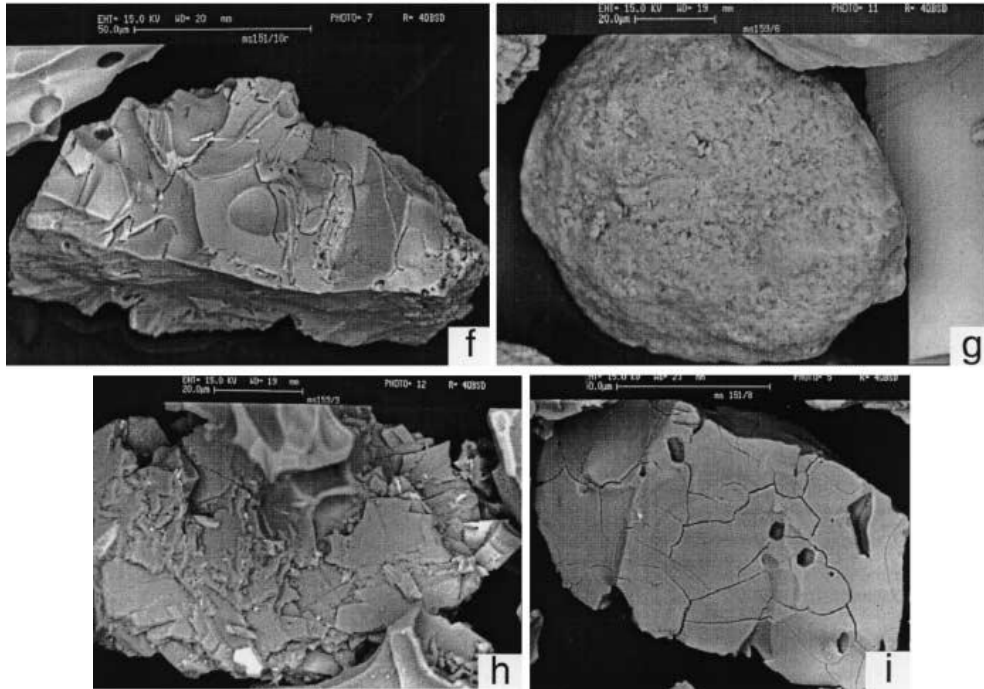


Figura 18. Ejemplo de partículas de ceniza no vesiculares o pobremente vesiculares con forma de bloque o equant (f), subredondeada (g), con superficies escalonadas y partículas adheridas (h), con grietas de enfriamiento (fracturas dendríticas; i). Estas características sugieren que su origen fue la actividad freatomagmática tomado de Dellino et al., 2001).

3.3.4 Petrografía

La elaboración de láminas delgadas se desarrolló en el laboratorio de laminación del Instituto de Geología de la UASLP. Para el análisis petrográfico se realizaron 3 láminas delgadas correspondientes a 3 muestras de lavas para determinar su composición mineralógica y compararlas entre sí. Se trata de muestras de posible basalto correspondientes a material juvenil de los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen, a un flujo de lava que sobreyace dichos depósitos y a la escoria proveniente de un volcán de pequeñas dimensiones al SE de Pozo del Carmen. Se elaboraron además 21 láminas delgadas que corresponden al material piroclástico de la estructura volcánica de Pozo del Carmen cuya matriz es material muy deleznable, por lo que a diferencia de las muestras de lavas que se procesaron con agua y abrasivo, éstas se trabajaron con el abrasivo en seco para evitar en lo posible pérdida de material. Estas últimas láminas fueron empleadas para hacer el método de conteo de componentes del que se habló previamente.

Para obtener las láminas delgadas, cada una de las muestras a procesar fue cortada en un bloque de tamaño 2.5 x 4 x 2 cm, eligiendo una de las superficies mayores para pulir sobre un vidrio con agua y abrasivo de carburo de silicio de granulometría 400, 600, 800 y 1000. Una vez libre de imperfecciones, se pega sobre un portaobjetos previamente esmerilado para posteriormente pasar a una cortadora donde se retira el excedente de la muestra hasta dejarla de un grosor de ~1 mm. Esa nueva superficie será pulida con abrasivo de granulometría de

400, 600, 800, 1000 y 1500, hasta que minerales como el cuarzo y las plagioclasas muestren una coloración gris o blanca de primer orden de acuerdo con la tabla de Michel Levy (1888). En este punto la sección tendrá un espesor aproximado de 30 micras. Una vez elaboradas las secciones delgadas, se analizaron con un microscopio petrográfico Nikon Modelo Eclipse CI-POL en el Instituto de Geología.

En todas las láminas se hizo un análisis modal (conteo de puntos, inciso b) de al menos 200 puntos para cada una. El análisis petrográfico de las lavas se realizó con base en el trabajo de Castro-Dorado (1989) en el que se considera la descripción de los criterios como la textura general y específica, las características de los minerales o granos, la composición y clasificación.

3.3.5 Geoquímica

La información de geoquímica presentada en este trabajo corresponde al análisis de los elementos mayores de las tres muestras de lava de las que se habló en el apartado de petrografía, ya que el interés reside únicamente en su clasificación y comparación con respecto a la clasificación de muestras tomadas previamente (Aranda-Gómez, 1993) en Pozo del Carmen y en otras estructuras volcánicas como Joya Honda, La Joyuela y Los Palau. Las muestras se enviaron a Activation Laboratories Ltd en Ontario, Canadá. Los contenidos de elementos mayores fueron analizados mediante el método de Fusion-Inductively Coupled Plasma (FUS-ICP). Los datos sobre los elementos mayores se introdujeron en el programa de Microsoft Excel FC-AFC-FCA and mixing modeler (Ersoy y Helvacı, 2010), el cual permite exportar los datos en forma de diagramas de clasificación. En este trabajo se empleó el diagrama de clasificación TAS de Le Bas et al. (1986) que compara el porcentaje de álcalis contra el de sílice. Los gráficos se obtuvieron a partir de los valores recalculados a 100% en composiciones libres de volátiles (loss on ignition, LOI = 0).

3.3.6 Morfología-morfometría de la estructura volcánica

Debido a que la estructura volcánica en Pozo del Carmen no está bien definida, un análisis morfológico-morfométrico permitió caracterizarla y mostrar que su forma no es “convencional”, es decir, su cráter no es circular o elongado, lo que sin duda hace su estudio más interesante pues en cuanto a su morfología no encaja en ninguna de las estructuras freatomagmáticas conocida. Esto se logró mediante la revisión del mapa geológico y topográfico obtenidos del Servicio Geológico Mexicano y del INEGI respectivamente, con clave Peotillos F14A75, escala 1:50000. Igualmente se hizo una revisión de ortofotos del área de interés, empleando específicamente la ortofoto digital con clave F14A75d, escala 1:20000. Además, se realizó el reconocimiento y descripciones de campo. Por su parte, el uso de los programas Google Earth Pro, QGIS 3.16.1 y ArcGIS 10.3 permitió la elaboración de curvas de nivel con separación de 3 metros para una mejor visualización de la estructura (figura 28).

De acuerdo con Vespermann y Schmincke (2000), para las estructuras freatomagmáticas (maares, conos y anillos de toba) la morfología, forma y tamaño de los anillos y conos se describe por los siguientes parámetros: diámetro del borde, máxima altura, proporción altura/borde, profundidad de la excavación y máxima inclinación de las capas.

3.3.7 Análisis de impactos de balísticos para el cálculo de energía liberada

De acuerdo con trabajos experimentales enfocados en erupciones freatomagmáticas (Valentine et al., 2014), para una cantidad de energía determinada, las explosiones pueden ocurrir a una profundidad relativamente somera y generar la dispersión de balísticos fuera del cráter, o bien suceder a una mayor profundidad en la cual tal dispersión no ocurre. Los trabajos sobre el tema llaman “profundidad escalada” a esta relación entre profundidad y energía, y queda definida con la ecuación

$$SD = \text{profundidad/energía}^{1/3}.$$

El trabajo de Graettinger y Valentine (2017), da a conocer que el análisis de los depósitos de un anillo de tefra permite inferir la profundidad de las explosiones mediante el estudio de balísticos eyectados del cráter, por lo que en campo se hizo un levantamiento sistemático de direcciones de impacto para definir la ubicación del conducto y una posible profundidad de ocurrencia de las explosiones, esto a través del cálculo de ciertas ecuaciones como las propuestas en el trabajo antes mencionado. Para conseguirlo, se requieren los siguientes parámetros y fórmulas:

Densidad del depósito
Extensión del depósito (m)
Espesor de la unidad (m)
Radio del cráter(m)
Ángulo de eyección (°)

Velocidad inicial de los balísticos (m/s)
Volumen erupcionado (m ³)
Masa erupcionada (kg)
Energía de explosión (J)
Profundidad de explosión (m)

Volumen	$R^2 + Rr + r^2$	R = distancia del centro del bloque r = diámetro cráter
Masa	Densidad x volumen	Densidad de depósitos pobres en clásticos
Energía	$E = 1/2mv^2$	m = masa de capas individuales derivadas del volumen v = velocidad inicial de Eject!
Profundidad	$D = SD \times E^{1/3}$	SD = profundidad escalada cercana a la óptima (0.004 m/J ^{1/3})

Para el cálculo del volumen estiman un mínimo y un máximo considerando la distancia a la que los bloques viajaron, así como la extensión máxima de los depósitos respectivamente. La

fórmula del cono truncado es usada asumiendo también que los depósitos son simétricamente radiales.

Para el cálculo de velocidades se emplea el programa Eject! (Mastin, 2001), el cual requiere introducir información como el ángulo de eyección de los balísticos, la velocidad inicial, la diferencia de elevación entre el cráter y la superficie de impacto, el diámetro y la densidad del balístico. Modificar estos valores en el software ayudará a estimar los posibles ángulos y velocidades considerando la distancia recorrida por los balísticos, la cual se determina con las observaciones en campo.

4. Marco geológico del área de Pozo del Carmen

4.1 Geomorfología

El área de estudio se ubica en la carta topográfica Peotillos F14-A75 de INEGI, entre las coordenadas 22° 15' a 22° 30' de latitud norte y 100° 20' a 100° 40' de longitud oeste, a escala 1: 50,000 (figura 19).

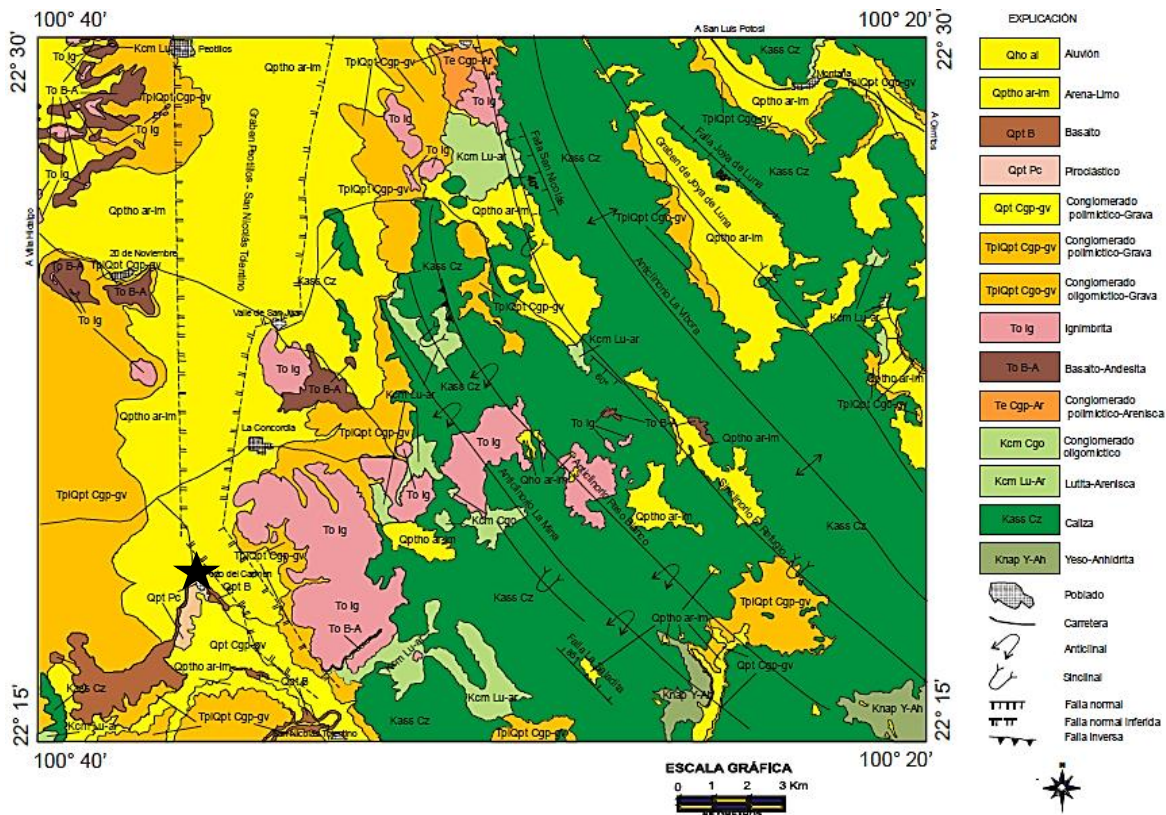


Figura 19. Carta geológica Peotillos F14-A75, modificada de López-Doncel et al., 2007. El poblado de Pozo del Carmen está marcado con una estrella en color negro.

De acuerdo con Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1979), en la porción occidental del área de la carta (figura 19) resalta una gran llanura donde se observan cerros constituidos por sedimentos lacustres y relleno aluvial, así como mesetas aisladas formadas por material ígneo extrusivo cuya altura promedio es de 1650 msnm; dicha planicie es identificada como el valle Peotillos-Pozo del Carmen (figuras 19 y 21; López-Doncel et al., 2007). Por su parte, la porción central-oriental consiste en una sierra alta separada por valles intermontanos y pequeñas cuencas endorreicas formadas por eventos tectónicos y de disolución (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). Hacia la parte norte se desarrollan sierras alargadas cuyo rumbo es NW-SE, siendo uno de los rasgos topográficos más distintivos la Sierra Las Paradas, al igual que la Sierra el Tablón en la porción sur-suroriente de la carta topográfica (figura 21; López-Doncel et al., 2007). Las sierras están formadas por rocas sedimentarias marinas del Cretácico y existen sitios con una topografía kárstica notable; en cuanto al drenaje, éste es intermitente del tipo dendrítico en las rocas calcáreas, y rectangular en algunos puntos a causa del sistema de fracturamiento

(Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). La máxima elevación se alcanza al sureste del Cerro Quemado hacia el centro de la carta con una altura de 2340 msnm, mientras que la elevación mínima se considera de 1580 msnm en la parte central del valle Peotillos-Pozo del Carmen, existiendo un desnivel máximo de 760 m (López-Doncel et al., 2007).

Por su grado de erosión se considera que la zona de estudio geomorfológicamente es de madurez temprana.

4.2 Geología y tectónica regional

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la unidad paleogeográfica cretácica conocida como la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971), en el límite entre la porción central occidental de dicha estructura y el margen oriental de otra unidad paleogeográfica: la Cuenca Mesozoica del Centro del México (figura 20; López-Doncel, 2003).

De acuerdo con Carrillo-Bravo (1971), la Plataforma Valles-San Luis Potosí está formada por rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas. Sobre la plataforma se depositaron sedimentos clásticos de Jurásico superior, una secuencia evaporítica del Cretácico inferior y un complejo calcáreo de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico medio y superior. Por su parte, la Cuenca Mesozoica del Centro de México corresponde a una gran cuenca sedimentaria que contiene un volumen de más de 455,000 km³ de sedimentos marinos del Jurásico Superior y del Cretácico inferior, medio y superior. La cuenca se desarrolló en una zona donde anteriormente se habían depositado sedimentos marinos del Paleozoico y del Triásico superior y todos los sedimentos depositados ahí son de aguas profundas (excepto calizas del Jurásico superior). Las rocas características de la plataforma son calizas arrecifales constituidas principalmente por rudistas, mientras que las de cuenca son mudstones calcáreos interestratificados con pedernal (Carrillo-Bravo, 1971; Aranda-Gómez, 1993).

A finales del Cretácico y principios del Terciario, la sedimentación concluye debido a la deformación por compresión causada por la orogenia Laramide (López-Doncel et al., 2007) lo que provocó que la secuencia del Mesozoico se plegara (Aranda-Gómez y Luhr, 1996a) dando lugar a la Sierra Madre Oriental (Henry y Aranda-Gómez, 1992; SGM, 2006). La deformación por la orogenia Laramide estuvo controlada por la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana (Chávez-Cabello, 2016). De esta forma, en el área existe plegamiento anticlinal y sinclinal recumbente cuyo rumbo general de sus ejes es N°30W, siendo algunas de las estructuras más importantes los anticlinorios La Mina, Paso Blanco y Las Víboras, y los sinclinorios El Refugio y El Conejo (figura 22; López-Doncel et al., 2008).

De acuerdo con Tristán-González et al. (2009), posterior a la orogenia Laramide (cuya etapa final ocurrió entre el Paleoceno tardío- Eoceno temprano), el régimen tectónico entre el límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México cambió dando lugar a un periodo de relajación cortical. En este periodo se desarrollaron grandes fallas lítricas junto con cuencas y fallas de rumbo hacia el este de la Mesa Central, además de que

en la porción central de dicha provincia ocurrió el levantamiento de pequeños bloques con núcleo del basamento Triásico debido al acomodo cortical, lo que formó algunas sierras (ej. Charcas, La Ballena-Peñón Blanco, la Tapona). Las fallas normales NW-SE que desplazaron las sierras en el comienzo del Eoceno (58-45 Ma) sirvieron como conducto para rocas intrusivas y volcánicas (andesitas) de esta edad (Tristán-González et al., 2009). Al mismo tiempo tuvo lugar un proceso de subsidencia en los respectivos grábenes orientados NW-SE que se rellenaron con depósitos clásticos continentales (capas rojas) y rocas volcánicas. En el Oligoceno (32-30 Ma) se presentó un evento volcánico sin-extensional de gran volumen que consistió en erupciones explosivas y efusivas durante las que se emplazaron domos de lava y rocas piroclásticas félsicas (que con el tiempo cambiaron de composición riodacítica a riolítica) y que fueron alimentados a través de fallas de nueva formación y por fallas antiguas reactivadas relacionadas a la formación de las cuencas desarrolladas inicialmente. Es durante este periodo de extensión que se delimita el inicio del proceso de Cuencas y Sierras, formando sistemas de fallas y de grábenes con orientación NW-SE. A través de estas fallas fueron expulsados flujos piroclásticos que formaron ignimbritas que rellenaron los grábenes generados en este evento extensional, mismos que posteriormente fueron rellenados por conglomerados y rocas epiclásticas que se bascularon a causa del fallamiento durante la actividad de Cuencas y Sierras, un proceso que continuó al menos hasta el Mioceno (Tristán-González et al., 2009).

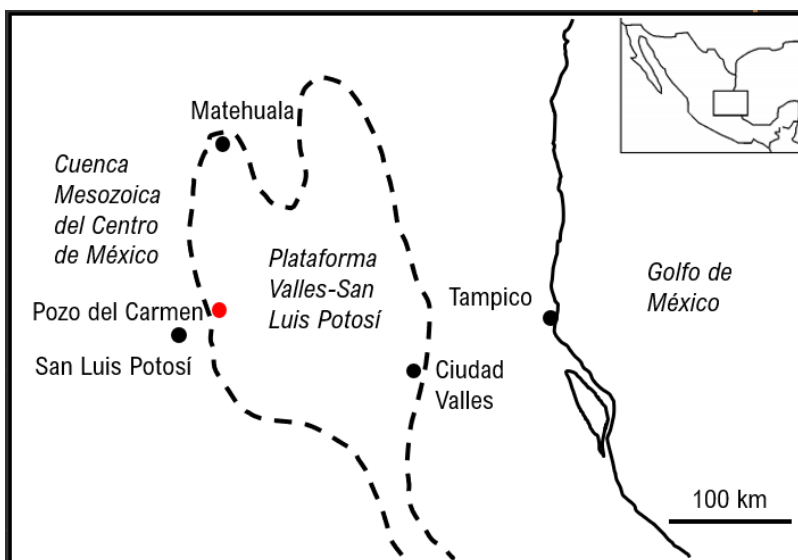


Figura 20. Mapa mostrando la ubicación de Pozo del Carmen con respecto a las paleoestructuras Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Modificado de López-Doncel, 2003.

La provincia de Cuencas y Sierras, que consiste en una fase de extensión este-noreste durante el Cenozoico medio y tardío, afectó gran parte del norte y centro de México. Dicha extensión se extiende hasta la porción norte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Henry y Aranda-Gómez, 1992). El fallamiento originado en el Oligoceno fue reactivado posteriormente en diversos episodios hasta el Cuaternario y en ocasiones fue acompañado por vulcanismo basáltico de composición alcalina con una firma de ambiente de intraplaca como las basanitas

o hawaiitas (Tristán-González, 2009b), mismo que dio lugar a volcanes monogenéticos del Terciario tardío-Cuaternario en el área de San Luis Potosí (Aranda-Gómez et al., 2005). En esta zona, los volcanes del Cuaternario ubicados al occidente del meridiano 100°W contienen xenolitos del manto y/o de la base de la corteza de forma general, y que de acuerdo con la ubicación geográfica de los edificios volcánicos se han agrupado en los campos de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo (figura 24; Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez et al., 2005). En este caso, el grupo Ventura-Espíritu Santo es de interés dado que la estructura de Pozo del Carmen, objeto de estudio de este trabajo, está localizada en esa área.

El grupo Ventura-Espíritu Santo está formado por volcanes cineríticos aislados y derrames de lava asociados, que sobreyacen caliza del Mesozoico, rocas volcánicas félsicas del Terciario medio o depósitos clásticos del Terciario tardío o Cuaternario (Aranda-Gómez et al., 2005). Los volcanes principalmente compuestos de rocas basálticas se encuentran alineados en dirección NW-SE, paralelas a las estructuras laramídicas principales del área, lo que se ha interpretado como una relación entre vulcanismo y una falla regional profunda (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez, 1993).

4.3 Geología estructural

Con relación a las características estructurales que predominan en el área de estudio, López-Doncel et al. (2007) exponen que mediante el modelo digital de terreno (figura 21) es posible identificar tres tipos de lineamientos y jerarquizarlos de acuerdo con su orden cronológico. Los lineamientos de primer orden, representados en color blanco, son considerados los más antiguos al ser cortados o afectados por otros lineamientos; su dirección general es de N20°W, lo que indica la tendencia de las estructuras laramídicas que afectan el centro-noreste de México. Son reconocidos aún en rocas volcánicas cenozoicas aflorantes, lo que podría sugerir una reactivación del sistema que facilitó su emisión (Tristán-González et al., 2009). Por su parte, la orientación general de los lineamientos de segundo orden, en color anaranjado, es de N 30°- 50° E y localmente de N 80° E; se consideran más jóvenes al cortar a los anteriores.

Este sistema también afecta a las secuencias volcánicas cenozoicas. Igualmente, dicho lineamiento de orientación NE-SW es descrito en Barboza et al. (2002) como fallas de desplazamiento lateral derecho que separan probablemente la Sierra El Coro en la parte norte, de las sierras San Pedro y Álvarez al sur (las cuales forman parte de la carta geológica Villa Hidalgo F14-A74, escala 1:50,000). Finalmente, el grupo de lineamientos de tercer orden, en color verde, presenta una marcada orientación norte-sur como se muestra en los flancos del graben Peutillos-San Nicolás Tolentino (figuras 21 y 22), denominado de esta manera informalmente en el trabajo de López-Doncel et al. (2007), así como en algunas depresiones topográficas hacia su porción este. Estos lineamientos son las estructuras más recientes relacionadas a la formación de fosas y pilares tectónicos que son parte de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras y que continúan hacia el norte de México y sur de Estados Unidos (López-Doncel et al., 2007).

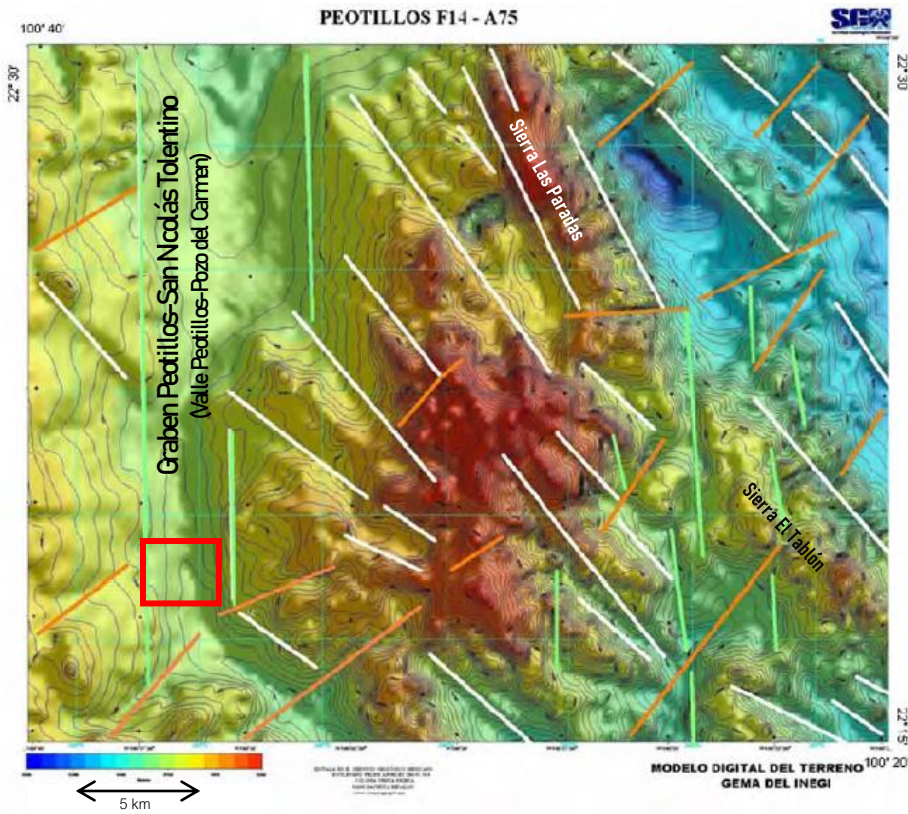


Figura 21. Modelo digital de terreno, mostrando los principales lineamientos de la carta Peotillos F14-A75 escala 1:50,000, jerarquizados de acuerdo con su orden cronológico. Color rojo indica mayor elevación; color azul indica elevación menor. En el recuadro en rojo se ubica el área de Pozo del Carmen. Tomado y modificado de López-Doncel, et al., 2007.

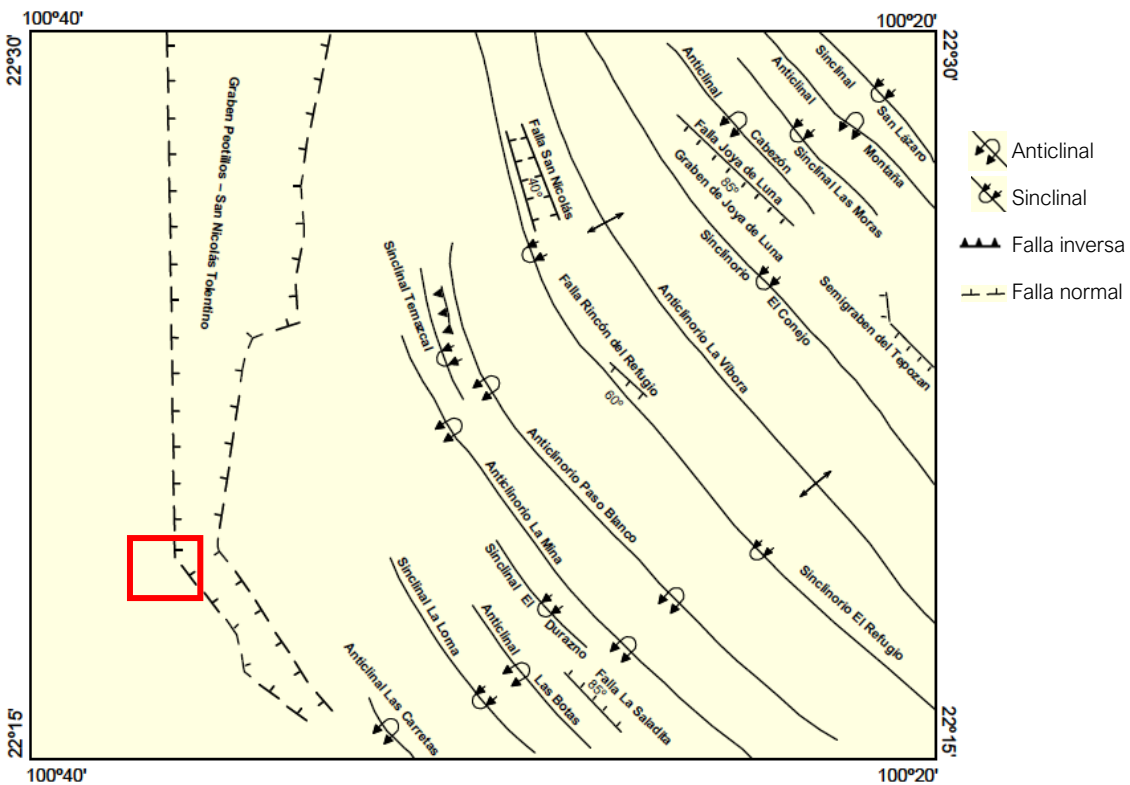


Figura 22. Esquema estructural de la carta Peotillos F14-A75, ilustrando la ubicación de Pozo del Carmen (recuadro en rojo; modificado de López-Doncel, 2007).

4.4 Estratigrafía pre-maar

A continuación, se describirán brevemente en orden cronológico ascendente las unidades litológicas que afloran en los alrededores de la estructura volcánica de Pozo del Carmen, incluyendo el basamento local constituido por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, así como las rocas del Terciario y las correspondientes al Cuaternario (figura 23). Las descripciones de las unidades se basaron en la información de la carta geológica minera Peotillos F14-A75, escala 1:50,000 (López-Doncel et al., 2008) y en el mapa geológico del área de San Nicolás Tolentino presentado por Ferrusquía-Villafranca et al. (2016).

4.4.1 Mesozoico

- a) Formación Guaxcamá (Knap Y- Ah)
Cretácico inferior (Neocomiano-Aptiano)

Anhidritas y yesos con estratificación media (0.30-0.60 m) a delgada (0.05-0.10 m), de color gris claro, presente en cerros aislados con forma de domo que al intemperizarse quedan cubiertos por una capa de yeso (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). Se intercalan con capas medias de dolomía de color gris oscuro y capas delgadas de lutita de color gris a rojiza. La secuencia está fuertemente deformada y en su localidad tipo se ha medido un espesor de más de 500 m y no aflora su base (López-Doncel et al., 2007, 2008); se localiza en la porción sur-sureste de la carta Peotillos (figura 19). Corresponde a un ambiente de plataforma y es correlacionable lateralmente con las formaciones Tamaulipas superior y La Peña, que son parte de un ambiente de cuenca (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979; López-Doncel, 2003).

- b) Formación El Abra (Kass Cz)
Cretácico inferior-superior (Albiano-Santoniano)

Complejo calcáreo de tipo plataforma ubicado sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971). Es una secuencia de caliza de color gris claro a oscuro, presentada en horizontes medianos a gruesos y masivos, variablemente estratificada y karstificada. Puede encontrarse parcialmente dolomitizada y contener nódulos de pedernal (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). Contiene un espectro de facies de lagunas hasta el margen arrecifal y es abundante en micro y macrofauna (López-Doncel et al., 2007, 2008). Forma pliegues en su mayoría simétricos y en cuanto a su espesor, es variable por los cambios de facies, sin embargo, se le han asignado 1800 m (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). Es correlacionable con la Formación Cuesta del Cura (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

- c) Formación Cárdenas (Kcm Lu-Ar)
Cretácico superior (Campaniano-Maastrichtiano)

Secuencia alternada de areniscas calcáreas que gradan de limolita a lutita y lutita calcárea (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979;), de ~200 m de espesor. La repetición de estas capas genera un depósito de flysch, y la formación es abundante en estructuras sedimentarias de base (marcas de corriente), internas (gradación, estratificación cruzada y bioturbación) y de cima (rizaduras y marcas de carga). Se considera que el ambiente de depósito fue controlado por el aporte de material terrígeno clástico y una sedimentación marina somera, en una zona de aguas poco profundas cercana a la línea de playa (López-Doncel et al., 2007, 2008).

4.4.2 Cenozoico

a) Basalto-Andesita (To B-A)

Paleógeno - Oligoceno inferior (31.6 ± 0.7 Ma por K-Ar; Tristán-González et al., 2009).

Secuencia volcánica con afloramientos en la parte centro occidental y en la esquina noroeste de la carta geológica Peotillos (figura 19); corresponde a la Andesita Villa Hidalgo del trabajo de Tristán-González et al., (2009). Se trata de roca de color gris oscuro a verdoso, densa, compacta, de textura porfírica en matriz afanítica, que localmente se presenta vesicular. Se observan diques de andesita de 2 a 3 m de espesor. Su espesor total se desconoce, sin embargo, en algunos afloramientos se han medido 20 m (López-Doncel et al., 2007, 2008).

b) Ignimbrita Santa María (To Ig)

Paleógeno - Oligoceno superior (31.0 ± 0.7 Ma por K-Ar; Tristán-González et al., 2009).

Sucesión volcánica con espesor de 20-70 m que consiste en un depósito piroclástico riolítico, vítreo-cristalino, soldado, de color rosa pálido. Se caracteriza por la formación de estructura columnar (López-Doncel et al., 2007, 2008). Se emplaza como cubierta de sierras (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

c) Formación San Nicolás (Tom Ia)

Neógeno (Mioceno tardío)

Nueva unidad propuesta en Ferrusquía-Villafranca et al. (2016). Consiste en una gran secuencia fluvial formada por capas delgadas a medias de arenisca que frecuentemente presenta estratificación cruzada. Se interestratifica con limolita arcillosa, con un conglomerado dispuesto en estratos gruesos a muy gruesos y con capas de caliza. En varios niveles se intercala también con una toba riolítica. Contiene fósiles de vertebrados. Su espesor se estima en 1100 m.

Unidades Cuaternarias

Las siguientes unidades del Cuaternario no han sido definidas formalmente. Ferrusquía-Villafranca et al. (2016) han tratado de describirlas asignándoles un nombre y modificando las descripciones publicadas en trabajos anteriores con la finalidad de evitar ambigüedades.

d) Unidad Puerta del Refugio (T_{pl}Q_{pt} C_{go}-g_v) Cuaternario (Pleistoceno)

Descrito como Conglomerado oligomítico (de caliza y mármol)-grava es una secuencia fluvial de 5 a 40 m de espesor con cementación débil a moderada en el que dominan los clastos de caliza y mármol. Sus facies varían de limolitas a conglomerados y en algunos sitios se observan capas >0.5 m de espesor de toba riolítica. Aflora en el oeste, suroeste y sur del área de estudio (figura 23).

Lateralmente esta unidad muestra cambios (facies laterales), los cuales son clasificados como las unidades El Jagüey y Camposanto, descritas a continuación:

e) Unidad Camposanto (T_{pl}Q_{pt} C_{gp}-g_v) Cuaternario (Pleistoceno)

Descrito como Conglomerado polimítico-grava también es una secuencia fluvial de 5 a 40 m de espesor cuyos clastos tienen composición variada: caliza, mármol e ignimbrita. Sus facies varían de limolitas a conglomerados, incluyendo limolita y areniscas con estratificación cruzada, capas de conglomerados de grava y cantos rodados. Lateralmente se clasifica como las unidades El Jagüey y Puerta del Refugio. Sus afloramientos se ubican en el Noreste, este y sureste del área de estudio (figura 23).

f) Unidad El Jagüey (Q_{pt} C_{gp}-g_v) Cuaternario (Pleistoceno)

Secuencia fluvial con un espesor estimado de 15 a 50 m, de composición polimítica (caliza, mármol, andesita e ignimbrita), con facies que varían de limolita a conglomerado. En uno de los afloramientos fue encontrado un fragmento de esqueleto de un mamífero. Lateralmente se clasifica como las unidades Camposanto y Puerta del Refugio. Ubicada hacia el este, sureste y sur de Pozo del Carmen.

g) Unidad Pozo del Carmen (Q_{pt} P_c) Cuaternario (Pleistoceno)

Secuencia piroclástica con un espesor aproximado de 15 m que consiste en tobas soldadas de color café a beige, de composición basáltica presentada en capas delgadas a medias con

numerosos impactos balísticos de caliza de las unidades subyacentes. Se conforma principalmente de partículas de cenizas y escorias de tamaños que varían de limos hasta arenas y ocasionalmente en tamaños de gravas hasta bloques (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). El afloramiento se ubica en los alrededores del poblado de Pozo del Carmen (figura 23 y 25).

h) Unidad Las Joyas (Qpt B)

Cuaternario - Pleistoceno tardío (0.59 ± 0.06 Ma por K-Ar; Tristán-González et al., 2009).

Corresponde al miembro basalto (Qbj) descrito por Labarthe-Hernández *et al.* (1982). Está formada por flujos de lava basáltica cuyo espesor es de ~15 m (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). Se trata de lavas faneríticas y en partes vítreas, existiendo también una presentación vesicular. En muestra de mano logra observarse una textura porfirítica con cristales de plagioclasa sódica y piroxeno, siendo estos cristales los que dominan. Algunos minerales como el olivino llegan a observarse igualmente dentro de la matriz microcristalina color gris oscuro (López-Doncel et al., 2008). Esta unidad aflora hacia el sureste y suroeste de Pozo del Carmen (figura 23).

i) Unidad La Concordia (Qptho ar-lm)

Cuaternario (Holoceno)

Tiene un espesor de 15 a 50 m. Consiste en estratos delgados a medios de limo arcilloso no consolidado, intercalado con caliche y otro tipo de suelos. Estratos de grava constituidos principalmente por clastos de caliza ocurren en distintos niveles, aunque en general la unidad es de granulometría fina (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). Aflora en los alrededores del poblado de Pozo del Carmen, específicamente hacia el Sureste, este, norte, oeste y suroeste (figura 23).

j) Aluvión (Qho al)

Cuaternario (Holoceno tardío)

Depósitos no consolidados de limos y arenas a lo largo de arroyos, aunque es más visible la fracción de grava. Su espesor es <10 m (López-Doncel et al., 2008). Los clastos que componen la unidad son de caliza, mármol, andesita, basalto e ignimbrita, cuyas proporciones varían (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016). Un afloramiento extenso se ubica a unos 14 km al SE de Pozo del Carmen (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016), pero por lo general su extensión es limitada ocurriendo en el lecho y márgenes de arroyos (López-Doncel et al., 2007).

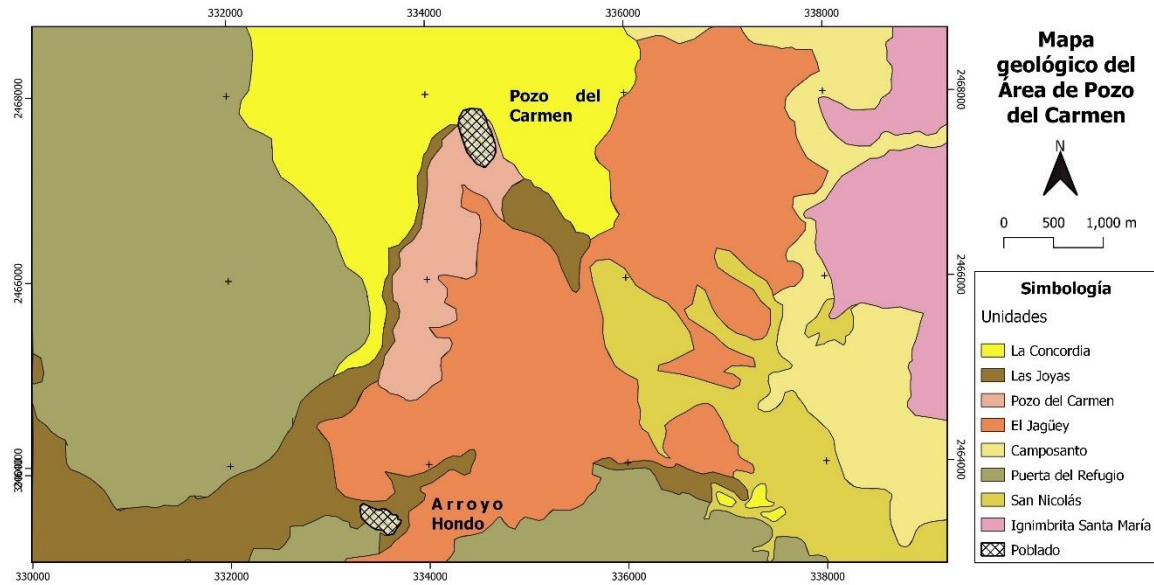


Figura 23. Mapa geológico del área de Pozo del Carmen. Modificado de Ferrusquia-Villafranca et al., 2016.

4.5 Antecedentes de Pozo del Carmen

En la zona central del estado de San Luis Potosí existe presencia de maeres, conos cineríticos y derrames de lava alcalino-básica del Cuaternario (Aranda-Gómez, 1993). En 1977, Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández publicaron un estudio geológico de la Hoja de Villa Hidalgo, S.L.P. En dicho trabajo hacen una descripción de los depósitos piroclásticos y derrames de lava basálticos correspondientes a los maeres de La Joya Honda y La Joyuela en los cuales se han encontrado nódulos de rocas interpretadas como provenientes del manto y de la base de la corteza. La edad asignada en ese trabajo para las rocas volcánicas basálticas es del Cuaternario (Pleistoceno-Reciente) y los autores consideran que son las rocas más recientes del área, basándose en que los basaltos sobreyacen en algunos sitios a un conglomerado continental del Pleistoceno.

Posteriormente, Labarthe-Hernández (1978) realizó la descripción de siete maeres de la parte central del estado de San Luis Potosí, algunos de ellos ubicados hacia los límites con Tamaulipas, dividiéndolos en dos grupos de acuerdo con su distribución geográfica: Ventura y Santo Domingo (figura 24), ambos situados al NE de la capital del estado. El primer grupo se conforma por tres estructuras volcánicas: La Joya Honda, La Joyuela y Laguna de los Palau. El segundo grupo está constituido por cuatro estructuras: Joya de los Contreras, Santo Domingo, El Banco y Joya Prieta. En dicho trabajo se buscaba conocer la geología local de los maeres y establecer su relación con la geología regional.

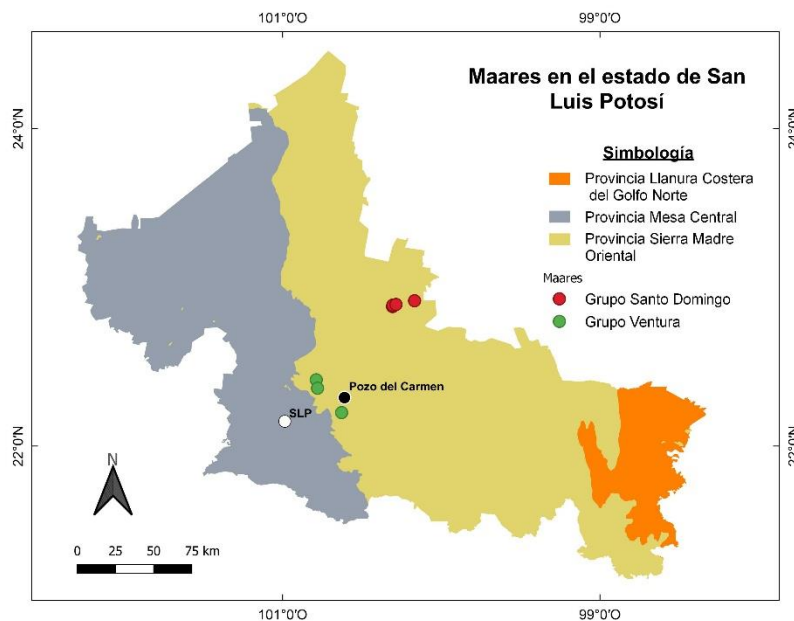


Figura 24. Mapa del estado de San Luis Potosí donde se muestran los límites de provincias fisiográficas (de acuerdo con la clasificación de INEGI, 1981) y la localización de los maares descritos por Labarthe-Hernández (1978). Modificado de Aranda Gómez, 1993.

En 1982, Labarthe-Hernández *et al.* proponen formalmente el nombre de Formación Las Joyas (Qj) para las unidades descritas en el trabajo de Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández (1977), dividiéndolos en dos miembros: piroclastos (Qpj) y basalto (Qbj), estando mejor expuestos en los maares La Joya Honda y La Joyuela y tomando como localidad tipo la segunda estructura. Describen el miembro Qpj como rocas piroclásticas conformadas por brechas y tobas de lapilli, mientras que el miembro Qbj consiste en una basanita de color negro, vesicular, con fenocristales de olivino alterado a iddingsita. Con respecto a las fuentes emisoras, éstas son los maares y conos volcánicos asociados principalmente a los afloramientos de basanita.

En 1993, Aranda-Gómez retoma el estudio de los xenolitos encontrados en los maares y descubre nuevas localidades con presencia de nódulos. Describió que los volcanes del grupo Ventura se encuentran en una región caracterizada por una serie de anticlinales y sinclinales con un rumbo general N20°W, en donde también hay numerosos afloramientos de ignimbritas, domos y derrames riolíticos del Terciario medio (32-27 Ma). Las rocas más jóvenes del área son las lavas básicas y los depósitos piroclásticos de la Formación Las Joyas. Además, define la estructura volcánica de Pozo del Carmen como un maar que forma parte de la región de Ventura y señala que su origen está asociado a magmas de composición basanítica.

Específicamente en relación con el área de Pozo del Carmen, Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1979) en la cartografía geológica de la Hoja Peutillos, S. L. P., como parte de las rocas cuaternarias en la localidad de Pozo del Carmen, describen una unidad de tobas basálticas como un afloramiento de una roca ígnea extrusiva clástica de color claro a amarillento, bien estratificada y de composición basáltica, la cual se encuentra cubierta parcialmente por un derrame de basalto y relleno aluvial. Así mismo describen basaltos muy vesiculares desde el poblado de Pozo del Carmen hasta la localidad de Arroyo Hondo, formando los cerros llamados Chiquihuitillo, cerro de Enmedio, cerro La Presa y cerro Los Alonsos.

Aranda-Gómez y Luhr (1996) se refieren a la estructura volcánica de Pozo del Carmen como un maar que fue excavado en depósitos de grava que descansan sobre la secuencia de calizas del Mesozoico, a diferencia del maar de Joya Honda que se excavó en dichas calizas. Para estos autores esto hace suponer que la estructura de Pozo del Carmen se emplazó en una zona de acuífero con porosidad media, donde el agua se mueve en un flujo de agua lento y laminar; además, se encuentra rodeado de depósitos de oleada secos con estratificación delgada (de secuencias de anillos de toba).

Por su parte López-Doncel *et al.* (2007) describen mejor la secuencia ya referida por Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1979), y mencionan que los piroclásticos se encuentran distribuidos en particular alrededor de la iglesia de Pozo del Carmen y en las inmediaciones del cerro El Chiquihuitillo, reportando que la secuencia piroclástica es pseudoestratificada, compuesta principalmente de partículas de cenizas y escorias de tamaños que varían de limos hasta arenas y ocasionalmente en tamaños de gravas hasta bloques. La toba está moderadamente consolidada compuesta de piroclásticos de basalto vesicular y es común encontrar clastos de diversos tamaños de caliza de las formaciones cretácicas. Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Pleistoceno superior, además de que se describe subyaciendo e interdigitándose con basaltos pleistocénicos que se pueden correlacionar con el basalto Las Joyas, para el que Tristán-González *et al.*, (2009a) obtuvieron una edad isotópica K-Ar de 0.59 ± 0.06 Ma (100.6297° W, 22.2761° N) en una muestra al NW de Arroyo Hondo, aproximadamente a 4 km en línea recta al SW de Pozo del Carmen. Para otra muestra del basalto Las Joyas obtuvieron la siguiente edad K-Ar: 1.01 ± 0.08 Ma (al N de Villa Hidalgo; 100.6594° W, 22.5572° N). Saucedo *et al.* (2017) reportan una edad de 311 ± 19 ka ($40\text{Ar}/39\text{Ar}$) para la erupción del maar Joya Honda (100.785708° W, 22.414546° N).

Ferrusquía-Villafranca *et al.* (2016) señalan a la unidad Pozo del Carmen como brechas y tobas de ceniza (Ash-flow tuff) soldadas de composición basáltica que muestran numerosos impactos de balísticos de clastos de caliza de unidades subyacentes, expulsados durante la erupción explosiva que emplazó esta unidad, y que por su relación estratigráfica con la unidad El Jagüey y Las Joyas podría tener una edad del Pleistoceno tardío (?).

5. Resultados de trabajo de campo y de laboratorio

5.1 Cartografía de la dispersión de los depósitos piroclásticos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen

A partir del trabajo de campo se ha podido verificar la dispersión de los depósitos piroclásticos y con base en esta información, desarrollar la cartografía de estos depósitos producto de la estructura volcánica de Pozo del Carmen, así como de algunos otros edificios volcánicos (conos cineríticos) emplazados en los alrededores de esta área (figura 25).

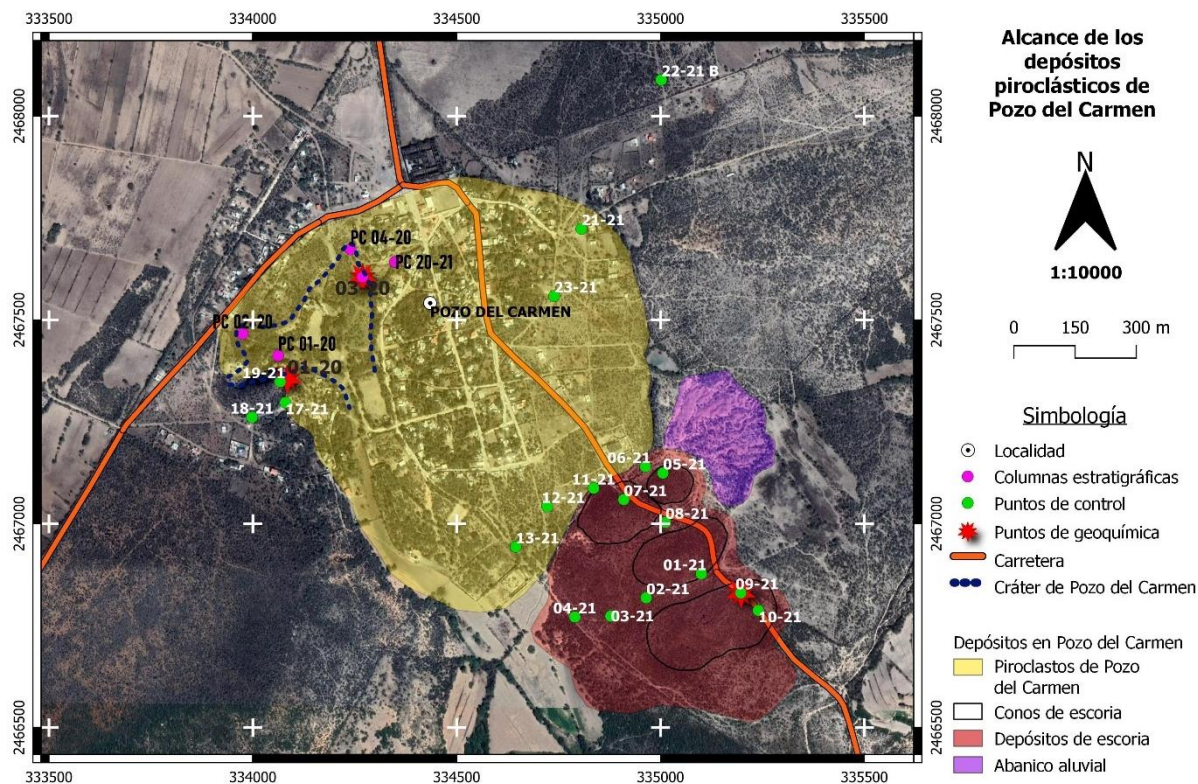


Figura 25. Mapa de distribución de los depósitos analizados y de los conos de escoria del área de Pozo del Carmen.

Los depósitos piroclásticos asociados al desarrollo de la estructura volcánica de Pozo del Carmen en general presentan un color beige-amarillo y pseudoestratificación, y se emplazaron en los alrededores del poblado de Pozo del Carmen teniendo un alcance aproximado de 1 km preferencialmente hacia el E-SE de lo que se considera el cráter (figura 25), ubicado al oeste del pueblo de Pozo del Carmen. Hacia los sectores N, NW, W y SW los depósitos piroclásticos se encuentran parcialmente cubiertos por uno o varios flujos de lava basáltica (figura 26A) proveniente de una serie de conos cineríticos situados entre ~5 y 6 km al SW de Pozo del Carmen, llamadas El Chiquigütillo, Cerro de Enmedio y Los Alonsos, que en conjunto forman un pequeño alineamiento de conos con una orientación N-S (figura 27). Estos flujos de lava presentan espesores que van de los 4 m de espesor al oeste (punto PC 01-20) a ~1 m al N (en las inmediaciones del punto PC 04-20). En el punto PC 17-21 se observa el contacto entre

estas lavas y los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen; en el sitio se identificó un afloramiento constituido por fragmentos de lava de entre los 2 mm y ~30 cm mezclados con fragmentos de material piroclástico amarillo-beige de ~4 cm, todos embebidos en una matriz blanca carbonatada (figura 26B). Por debajo de este contacto, los depósitos piroclásticos presentan estructuras plásticas, aunque en algunos puntos en el contacto con las lavas la estratificación queda parcialmente destruida; en el área no se observaron paleosuelos entre lavas y depósitos piroclásticos. Por las características texturales y estructuras que presenta el contacto lavas-piroclastos fue claro que las condiciones fueron las adecuadas para la formación de “peperitas” (figura 26 B). En el contacto lavas-piroclastos se observa un horizonte color rojizo-naranja donde convergen fragmentos de basalto con oxidación, piroclastos y carbonatos, y hacia la cima del afloramiento (PC 18-21 en la figura 25) dejan de aflorar los piroclastos, así como el horizonte rojizo donde se mezclan lavas y piroclastos y en su lugar solo afloran las lavas basálticas.

En relación con las unidades que conforman el basamento local y sobre el cual están emplazadas las diferentes fases volcánicas (Pozo del Carmen y conos cineríticos), se reconocieron una serie de unidades de origen fluvial que forman parte de un antiguo abanico aluvial; los depósitos en general están compuestos de material areno-limoso masivo de color beige con un espesor de hasta 3 m en la zona más potente del canal de desagüe del abanico (figura 26C) y conforme se avanza al ápice del abanico se observó que los depósitos contienen bloques de calizas de pocos centímetros de espesor.

Hacia el SE de Pozo del Carmen se identificaron al menos cuatro conos cineríticos los cuales son cortados por la carretera que va del poblado de Pozo del Carmen a San Nicolás Tolentino (figura 25) donde claramente se observa que los depósitos de escoria de los conos sobreyace los depósitos del abanico aluvial (figura 26D). En uno de los conos (figura 26E; punto de control PC 09-21 en figura 25) pudo observarse que los depósitos de escoria basáltica sobreyacen a depósitos piroclásticos, sin embargo, sus relaciones estratigráficas muestran que estos depósitos piroclásticos son parte de la formación de los conos cineríticos y diferentes en tiempo a los depósitos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen. Esto último es importante señalarlo ya que no se encontró el contacto entre los depósitos de estos conos con los del volcán de Pozo del Carmen, por lo que el emplazamiento de los conos cineríticos posiblemente fue anterior al desarrollo de la estructura de Pozo del Carmen.

5.2 Morfología de la estructura volcánica

Para la identificación morfológica del edificio volcánico de Pozo del Carmen se emplearon ortofotos y Google Earth, donde una de las limitantes fueron las dimensiones reducidas del volcán (~330 m de diámetro aparente del cráter, 3.5 m de profundidad mínima, 21.44 m de profundidad máxima) pues no se encontró un Modelo Digital de Elevación (DEM) del área con suficiente resolución para visualizarlo (uno de los archivos consultados fue el Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 cuya resolución es de 15x15 m). Por ello se trabajó en la creación

de un mapa topográfico con curvas de nivel cada 3 m (figura 28). Con base en este mapa, se pudo definir una estructura en forma de herradura orientada NW-SE, abierta hacia el SE, de más de 20 m de profundidad. En el punto PC 01-20 (figura 25) se identificó un paleosuelo en la base de los depósitos piroclásticos derivados de la actividad volcánica de Pozo del Carmen, donde el suelo y depósitos que lo subyacen consisten en material limo-arenoso de color beige, masivo con un 1% de fragmentos de líticos accidentales, polilitológicos, cuya base no fue observada.

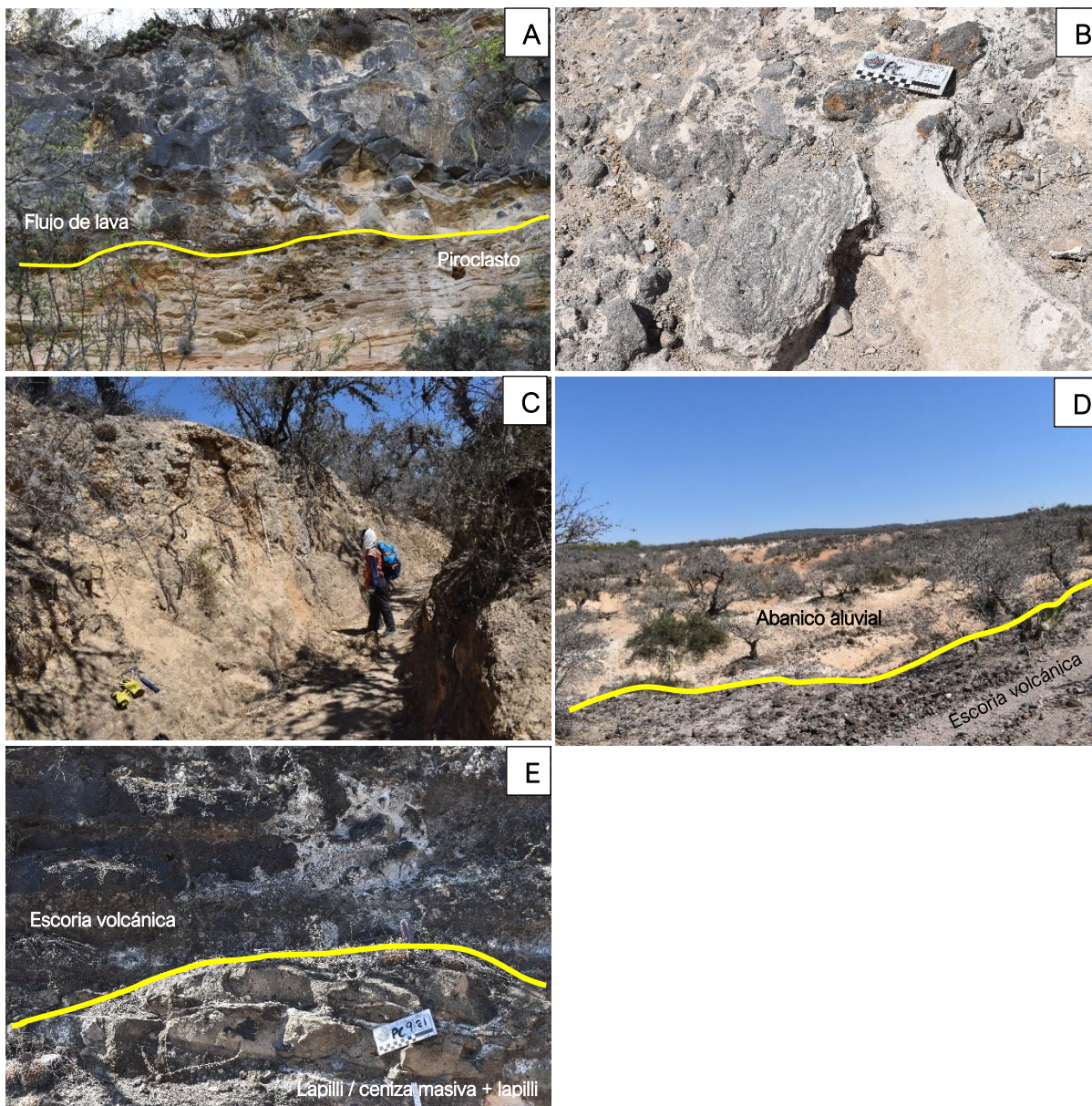


Figura 26. Fotografías de campo de los depósitos señalados en el mapa de la figura 1. A) Flujo de lava cubriendo los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen. La lava tiene un espesor aproximado de 2 m (PC 04-20); B) afloramiento en el punto de control PC 17-21; fragmentos de lava de <2mm hasta ~30 cm de diámetro junto con fragmentos de piroclastos de ~4 cm de diámetro embebidos en una matriz carbonatada; C) depósitos masivos

areno-limosos del abanico aluvial. Cauce de arroyo (canal de desagüe) que lleva a ápice de abanico, cerca del punto de control PC 06-21; D) contacto entre depósitos de abanico aluvial y depósito de escoria volcánica que los sobreyace (entre el punto PC 05-21 y el abanico aluvial); E) depósitos de un cono de escoria situado al SE de Pozo del Carmen; muestra los depósitos amarillos-beige similares a los de Pozo del Carmen (PC 09-21).

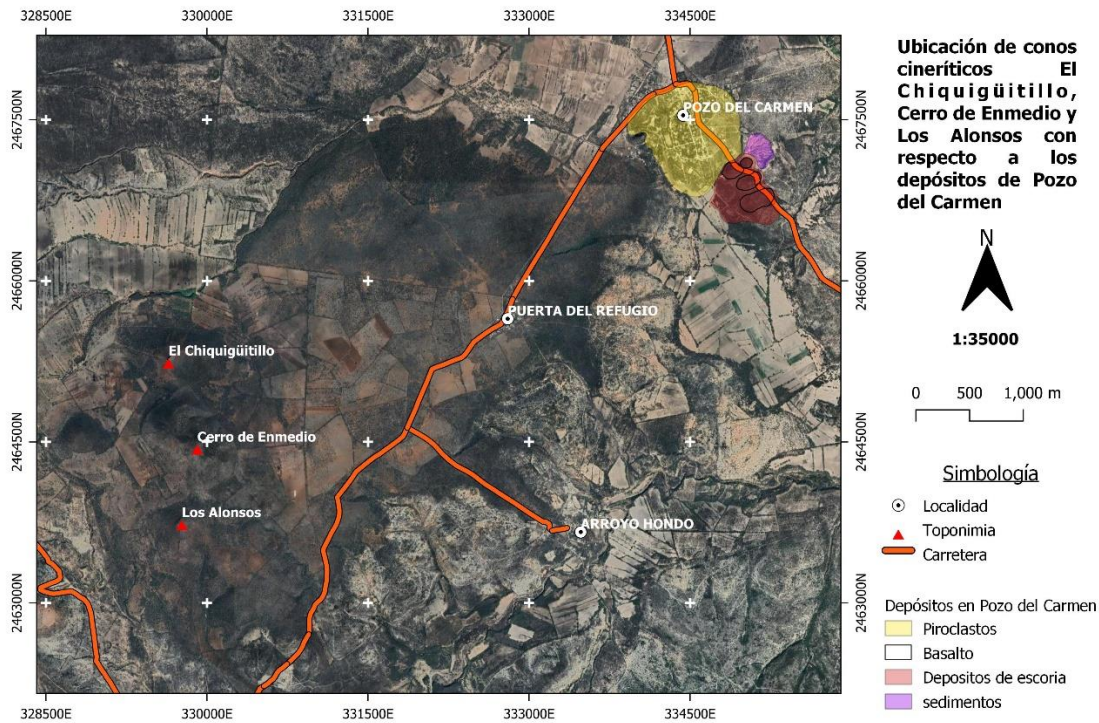


Figura 27. Ubicación de los conos de escoria El Chiquigüitillo, Cerro de Enmedio y Los Alonsos, al SW de Pozo del Carmen y que en conjunto forman un pequeño alineamiento de conos con una orientación N-S. Las lavas de estas estructuras cubren los depósitos de Pozo del Carmen.

Debido a que las características de la estructura volcánica no corresponden a un cono de tobas o de escoria y no es clara su morfología como un anillo de tobas, para definir la geoforma del volcán de Pozo del Carmen se aplicaron los parámetros sugeridos por Vespermann y Schmincke (2000) para caracterizar las estructuras freatomagmáticas (maares, conos de toba y anillos de toba): *diámetro del borde*, *máxima altura*, *proporción altura/borde* y *máxima inclinación de las capas*. Además, cabe resaltar que aparte del diámetro mayor del cráter considerado como el diámetro del borde (Wcr) trazado sobre la parte más alta de los depósitos, el cráter muestra un diámetro más pequeño en la base (Wba); ambos diámetros son mostrados en la figura 29. Puede notarse que el cráter es irregular tanto en la forma basal como en el borde, principalmente en la porción Norte. En la tabla 4 se enlistan las características morfológicas de la estructura volcánica.

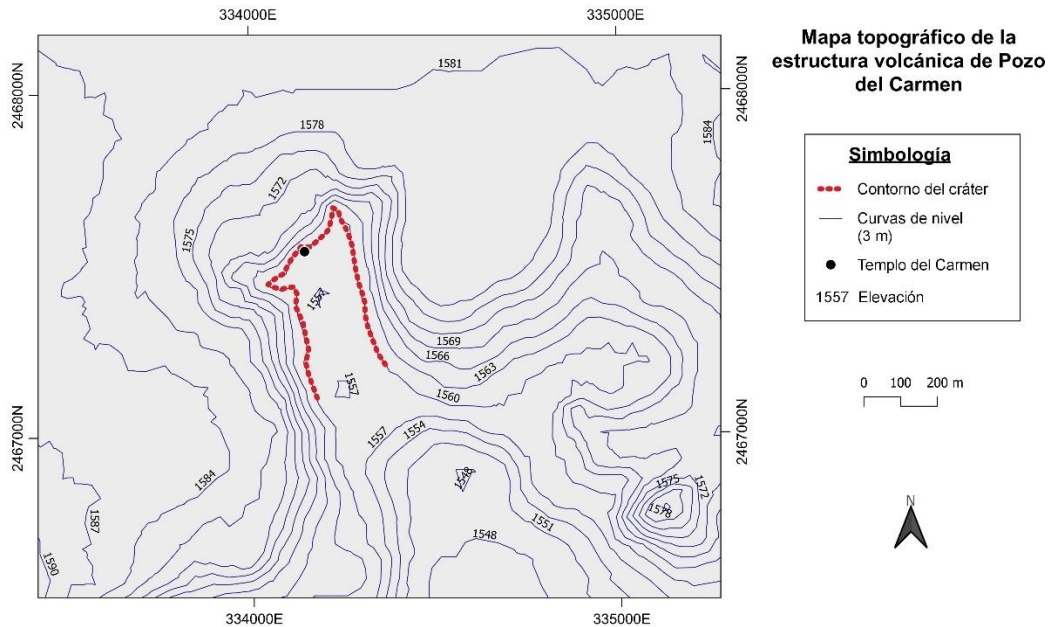


Figura 28. Mapa topográfico de la estructura de Pozo del Carmen con curvas de nivel cada 3 m. Se observa que la estructura (contorno basal) tiene una forma de herradura con rumbo NW-SE, abierta hacia el SE, mostrada en línea punteada roja. Las cotas más elevadas se ubican hacia el NE, observándose una disminución en altitud y un mayor espaciamento entre curvas hacia el SE.

Tabla 4. Características de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.

Características	Cráter de Pozo del Carmen
Cráter arriba o debajo de la superficie original del suelo	Abajo
Pendientes internas del cráter	Casi verticales
Pendientes externas del cráter	Poco inclinadas (6°)
Diámetro basal del cono (W_{co} , en m); promedio	445.036
Máxima altura del cono o del borde (m)	21 (15.5 en promedio)
Diámetro del borde del cráter (W_{cr} , en m); promedio	661.845
Pendiente inicial del buzamiento de las capas	Sub-horizontal a 6°
Estratificación	Bien estratificada
Proporción altura/borde	0.032

El valor de los diámetros de la base del cono (W_{ba}) y del diámetro del borde del cráter (W_{cr}) se calculó con la media de cuatro distancias debido a su forma irregular (ver tabla 12 y figuras 75 y 76 de Apéndice; Rodríguez y Sánchez, 2018). Las mediciones se realizaron en QGIS después de haber trazado manualmente los contornos del cráter con base en las observaciones de campo.

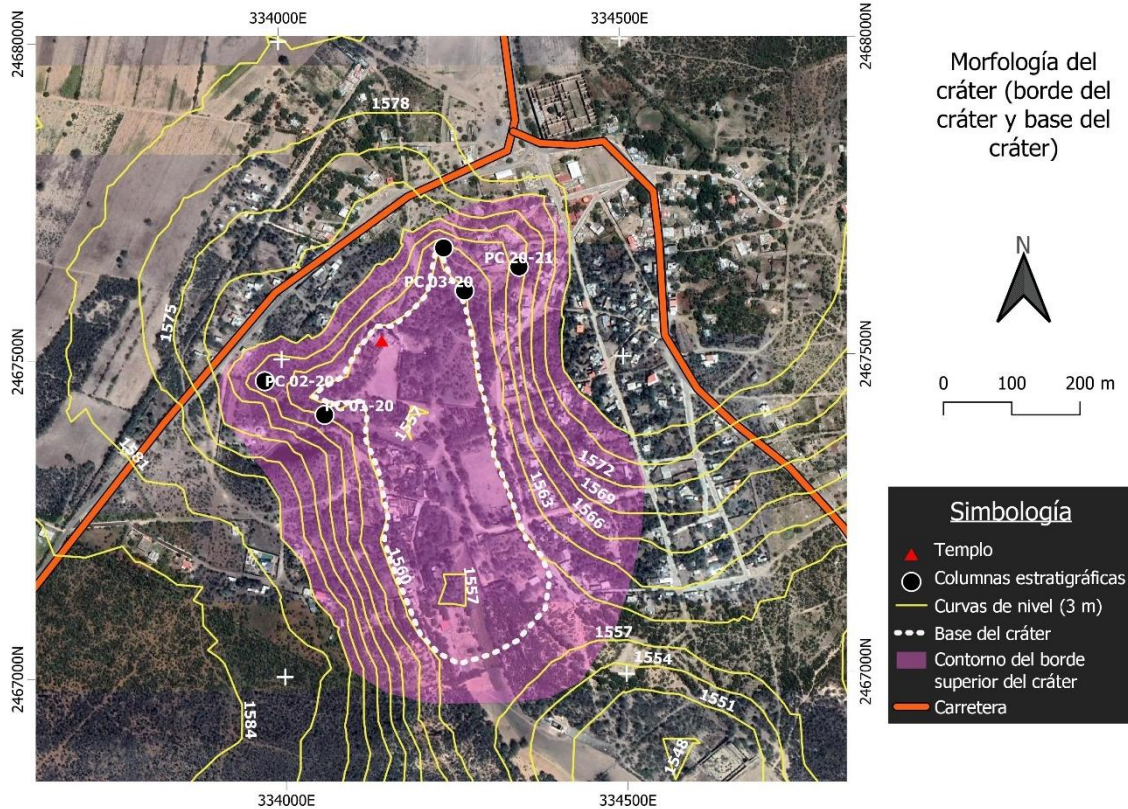


Figura 29. Mapa mostrando en morado un polígono correspondiente al diámetro del borde del cráter considerando la parte alta de los depósitos piroclásticos. En línea punteada, por otro lado, se muestra el contorno de la base del cráter.

5.3 Estratigrafía de la estructura volcánica de Pozo del Carmen

La estratigrafía de la estructura volcánica de Pozo del Carmen se determinó con base en cinco secciones estratigráficas localizadas en los márgenes de lo que se considera el cráter de la estructura, tomando en cuenta los parámetros texturales y de estructura de los depósitos, mencionados en la tabla 1 en el capítulo de metodología. De estas cinco secciones estratigráficas, la columna PC 01-20 (figura 29) es la única que muestra la base en contacto con un paleosuelo; la columna PC 03-20 (figura 29) muestra exclusivamente depósitos de la base mientras que la columna PC 04-20 (figura 29) es la que registra mayor espesor y variación en las unidades estratigráficas, lo que hace suponer que el área donde se levantó esta columna corresponde a la zona proximal de los depósitos y las columnas restantes ubicadas hacia el SW (PC 02-20 y PC 01-20) y el NE (PC 20-21; figura 29) son la zona media o distal. De este modo se generó una columna estratigráfica compuesta (figura 30) donde se resume la secuencia de la actividad volcánica que dio lugar a los depósitos del edificio volcánico. Las descripciones de cada una de las cinco columnas se encuentran en el apéndice.

Debido al reducido espesor visible (de pocos centímetros) de los depósitos piroclásticos fuera de la zona del cráter y a la falta de cortes que permitieran obtener secciones del material

volcánico en una zona distal, sólo se trabajó con la información obtenida de las secciones ubicadas en el borde del “cráter”. Una vez realizado el análisis estratigráfico, se procedió a definir las facies presentes (figura 31) en cada columna estratigráfica levantada, basándose en las características de textura y de estructura de las diferentes unidades reconocidas; esto permitió primero individualizar y posteriormente asociar facies tanto vertical como lateralmente por lo que fue posible definir las distintas fases eruptivas que en conjunto dieron lugar a los depósitos de Pozo del Carmen (figura 30).

A continuación, se hará la descripción de cada una de las fases eruptivas en las que se dividió la columna compuesta tomando en cuenta: a) la textura y estructuras, dando especial atención a los análisis de b) granulometría, componentes y c) la micromorfología de partículas juveniles. Por lo anterior es importante mencionar que la integración de la columna compuesta se logró con la correlación de las cinco columnas estratigráficas obtenidas en campo (figura 32).

Cabe mencionar que el análisis cualitativo de micromorfología de partículas juveniles de los depósitos piroclásticos del edificio volcánico de Pozo del Carmen se desarrolló en muestras de la columna PC 01-20. Se realizó una selección de 4 muestras (PC 01-20 B, PC 01-20 E, PC 01-20 I fina y PC 01-20 I gruesa) distribuidas verticalmente en la sección, considerando para cada una las fracciones 2 y 3 ϕ , y que corresponden a las fases eruptivas 1 y 5. Inicialmente se separaron partículas para analizar el resto de las columnas estratigráficas, sin embargo, no fue posible tomar las fotografías correspondientes por fallas técnicas con el equipo. A pesar de ello, con los resultados obtenidos se cumplió el objetivo de mostrar las variaciones en la micromorfología de partículas juveniles durante el desarrollo de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.

Con base en la caracterización micromorfológica de partículas juveniles propuesta por diferentes autores (Heiken, 1974; Wohletz y Krinsley, 1982; Wohletz, 1983; Büttner et al., 1999; Dellino et al., 2001; Büttner et al., 2002) utilizando MEB, en las siguientes secciones se presentan los resultados del análisis de las partículas juveniles de las diferentes unidades analizadas. Esto con la finalidad de integrar el mayor número de información, junto con el análisis de facies, que permita determinar el o los mecanismos eruptivos que dieron origen a los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen.

5.3.1 Descripción de fases eruptivas

Una fase eruptiva se refiere a un mismo tipo o mecanismo de actividad volcánica, con cambios en su intensidad y con una duración continua durante unas pocas horas a unos pocos días (Németh y Kereszturi, 2015). Además, las capas emplazadas durante una fase eruptiva pueden ser diferentes físicamente entre sí e incluir tefra que puede ser originada de diversas formas (caídas, flujos piroclásticos, flujos de lava), pero que presentan similitudes en su composición, aunque sean producto de diferentes mecanismos de emplazamiento (Fisher y Schmincke, 1984). Estas capas corresponden a pulsos eruptivos o unidades estratigráficas con las mismas

características texturales producidas durante una fase eruptiva y por un mismo mecanismo eruptivo.

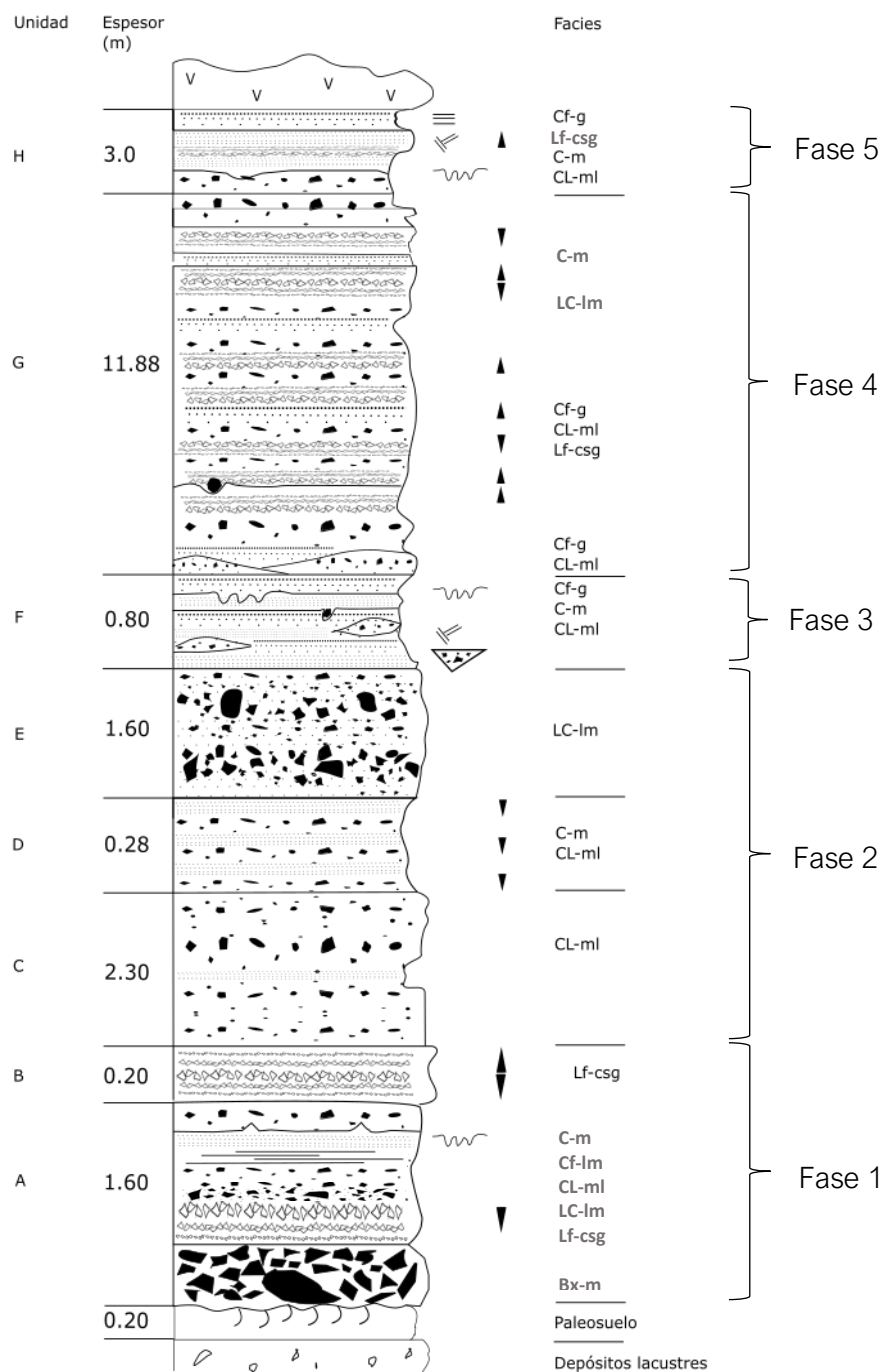








Figura 30. Columna compuesta de los depósitos de Pozo del Carmen ilustrando las distintas facies y fases eruptivas identificadas.

Simbología	Descripción
	Gradación normal
	Gradación inversa
	Laminación paralela
	Laminación cruzada
	Lentes
	Estructuras de carga




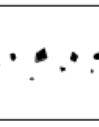



Simbología	Facies
	Cf-lm Ceniza fina, masiva y laminar
	Cf-g Ceniza fina gradada
	C-m Ceniza masiva
	CL-ml Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar
	LC-lm Lapilli y ceniza, laminar y masivo
	Lf-csg Lapilli fino, clasto soportado y gradado
	Bx-m Brecha masiva

Figura 31. Simbología correspondiente a la columna compuesta de los depósitos de Pozo del Carmen ilustrando las distintas estructuras y facies observadas.

De esta forma, mediante el análisis estratigráfico se identificaron cinco fases eruptivas con base en la identificación y asociación sistemática de las facies. Las fases eruptivas se describen a continuación:

5.3.1.1 Fase eruptiva 1

a) Texturas y estructuras

Esta fase eruptiva está compuesta por seis facies que forman una alternancia de depósitos de CDPs densas, diluidas y de caída área (figura 32).

- *Brecha masiva (Bx-m)*: depósito de color gris de ~20 cm de espesor sin ver la base, compuesto por clastos juveniles y líticos no juveniles de formas angulosas a subangulosas, soportada en matriz de ceniza media. El depósito es masivo, compacto, no se distingue la base del estrato. El contacto superior es no erosivo. Esta unidad estratigráfica fue observada únicamente en la base de la columna PC 03-20 en la parte NE del cráter formada en su mayoría por material juvenil de tamaño lapilli medio a grueso con bombas volcánicas que deforman plásticamente las capas. Se observó alternando con los depósitos de la facies *Lf-csg*, *LC-lm*, *CL-ml*, *Cf-lm* y *C-m*. Posiblemente es un depósito emplazado como una cortina de caída con gran cantidad de balísticos (Graettinger y Valentine, 2017).

- *Lapilli fino, clasto soportado y gradado (Lf-csg)*: horizontes de color gris cuyo espesor disminuye de NE a SW de 20 a 0.5 cm con una tendencia a un mayor espesor hacia la cima. Se compone en mayor medida de clastos juveniles y en menor proporción por líticos no juveniles, de formas angulosas a subangulosas, cuyo tamaño también suele aumentar hacia la cima alcanzando los valores máximos de 1.6, 1.7, 1.9, 2 y 2.5 cm. Clasto soportado o con un porcentaje reducido de matriz (5-10%). Tendencia a gradarse de forma inversa a normal, compactación regular, contacto inferior no erosivo y contacto superior erosivo cuando está subyaciendo depósitos de oleadas. Hacia el NE sólo se presenta en la columna PC 04-20 en la cima de la secuencia con el espesor mayor de 20 cm. Hacia el SW en PC 02-20 se presenta alternada durante toda la fase, asociándose a las facies *CL-m/* y *Cf-lm*, mientras que en PC 01-20 únicamente alterna con la facies *Cf-m/*, disminuyendo su espesor a 4-8 cm. Se clasifica como caída de lapilli juvenil.

En relación con los componentes (figura 33) en esta facies predominan los juveniles (con alteración) con un porcentaje entre 47-65%, y un 10-31% de líticos no juveniles.

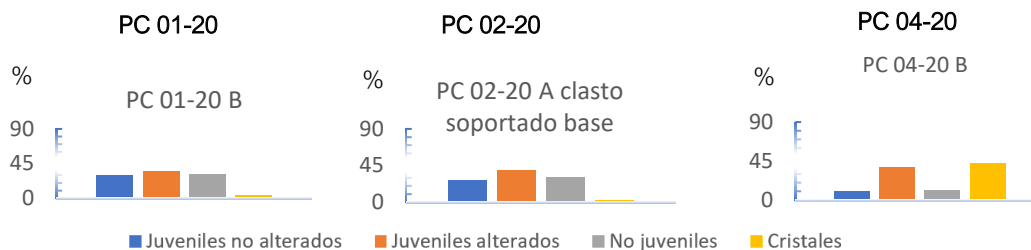


Figura 33. Diagramas de componentes de la facies de caída de lapilli *Lf-csg* de la fase eruptiva 1.

En cuanto a las características granulométricas (figura 36), los depósitos de esta facies presentan una distribución unimodal y una mediana de -1.72 a 0.30 ϕ , mostrando una variación lateral donde los tamaños de clasto disminuyen del NE al SW, excepto en la muestra D de la columna PC 01-20 donde vuelve a aumentar el tamaño de las partículas a -1.23 ϕ . Por su parte, la selección también mejora en sentido NE a SW. Esto indicaría que los depósitos al NE se encuentran más cerca de la fuente y en cierta forma muestran la orientación del eje de dispersión. Verticalmente, apreciándose sobre todo en la sección PC 02-20, también hay variaciones en la mediana, incrementando el tamaño de clastos hacia la porción media-superior y posteriormente disminuyendo hacia la cima de esta fase eruptiva.

La micromorfología de las partículas de esta facies (*Lf-csg*) correspondiente a la unidad B de la columna PC 01-20 muestra las siguientes características:

Muestra PC 01-20 B: 2 φ

Se aprecian dos tipos de partículas. En el 80% de las partículas se observa alta vesicularidad y formas angulosas (figura 34a, b y c). Las vesículas son de forma esférica e irregular, algunas interconectadas. Estas características son comunes en las partículas en las que la exsolución de gases es significativa durante la fragmentación (Dellino et al., 2001). En algunas muestras se identifica una superficie suave (figura 34a) mientras que en otras sobresale la textura diktitaxítica representada por cavidades entre microlitos de feldespatos que forman una red abierta (figura 34c). Heiken (1974) identificó esta textura en muestras relacionadas a procesos magmáticos. El 20% restante de las partículas fotografiadas tiene forma de bloque, son pobres en vesículas y sus esquinas se ven más subangulares (figura 34d y e), lo que se asocia a actividad freatomagmática (Dellino et al., 2001). Ciertos ejemplares muestran grietas por enfriamiento similares a las grietas por desecación (figura 34d), desarrollándose en ocasiones al interior de las vesículas; esto puede indicar su formación por la interacción explosiva agua-magma y ser la evidencia de depósitos freatomagmáticos húmedos (Büttner et al., 1999).

Muestra PC 01-20 B: 3 φ

El 70% de las partículas analizadas muestra alto porcentaje de vesicularidad, además algunas de las vesículas contienen a partículas más pequeñas en su interior (figuras 35a, b y c), que podrían considerarse como material producto de alteración, lo que suele asociarse a procesos freatomagmáticos (Wohletz y Krinsley, 1982). Los bordes de los fragmentos son angulosos. El 30% restante de los clastos presenta grietas por enfriamiento dentro y fuera de las vesículas y tiene una morfología en bloque equidimensional o alargado, anguloso (figuras 35d y e); muestra escasa vesicularidad, estando las vesículas de forma esférica a irregular, aisladas entre sí y separadas normalmente por paredes gruesas (figura 35d), siendo estos rasgos particulares del freatomagmatismo (Büttner et al., 2002).

De forma general, un gran porcentaje (70-80%) de las partículas de estas muestras arrojan características que se asocian a una fragmentación magmática, mientras que un porcentaje reducido (20-30%) tiene características de un proceso freatomagmático que posiblemente generó depósitos húmedos.

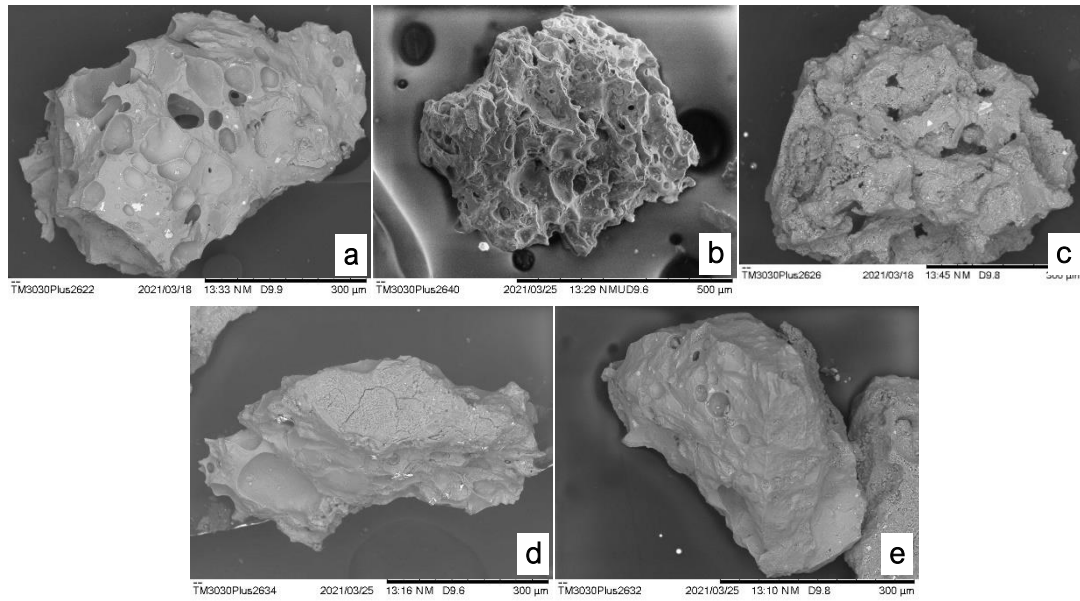


Figura 34. Muestra PC 01-20 B. Facies Lf-csg. 2 ϕ . a, b) Tipo de partículas mayoritarias en el total de la muestra, con alto porcentaje de vesículas y superficies suaves. c) La partícula muestra gran porcentaje de vesicularidad y textura dikitaxítica (da una apariencia rugosa a la superficie). d) muestra con escasas vesículas superficiales y con grietas por enfriamiento en la superficie y dentro de las vesículas. e) Muestra en bloque con esquinas subangulosas y escasa vesicularidad.

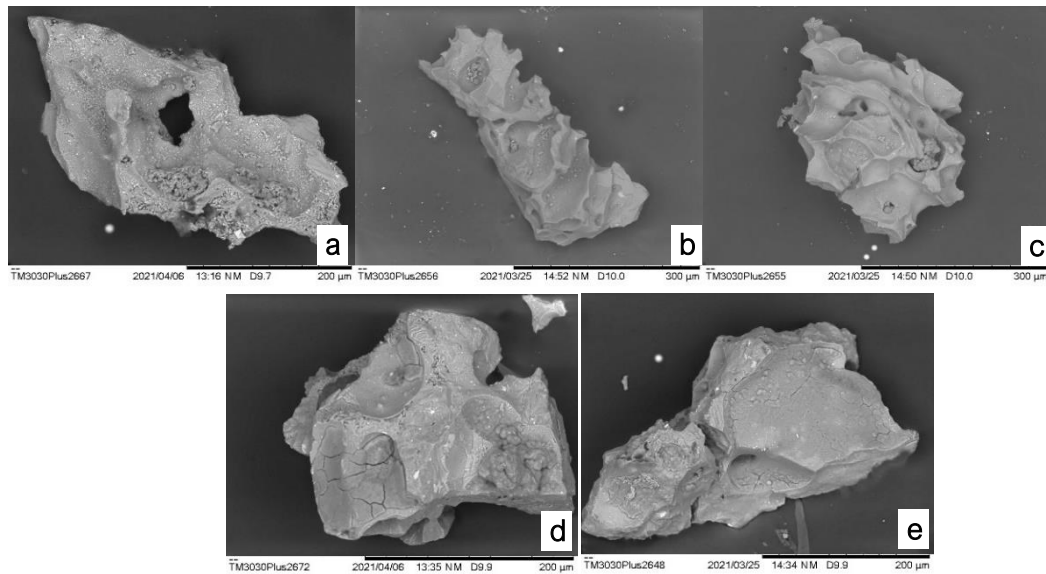


Figura 35. Muestra PC 01-20 B. Facies Lf-csg. 3 ϕ . a, b y c) Muestras con alta vesicularidad, con algunas vesículas interconectadas y que contienen partículas más pequeñas. d y e) Fragmentos con baja vesicularidad y grietas por enfriamiento.

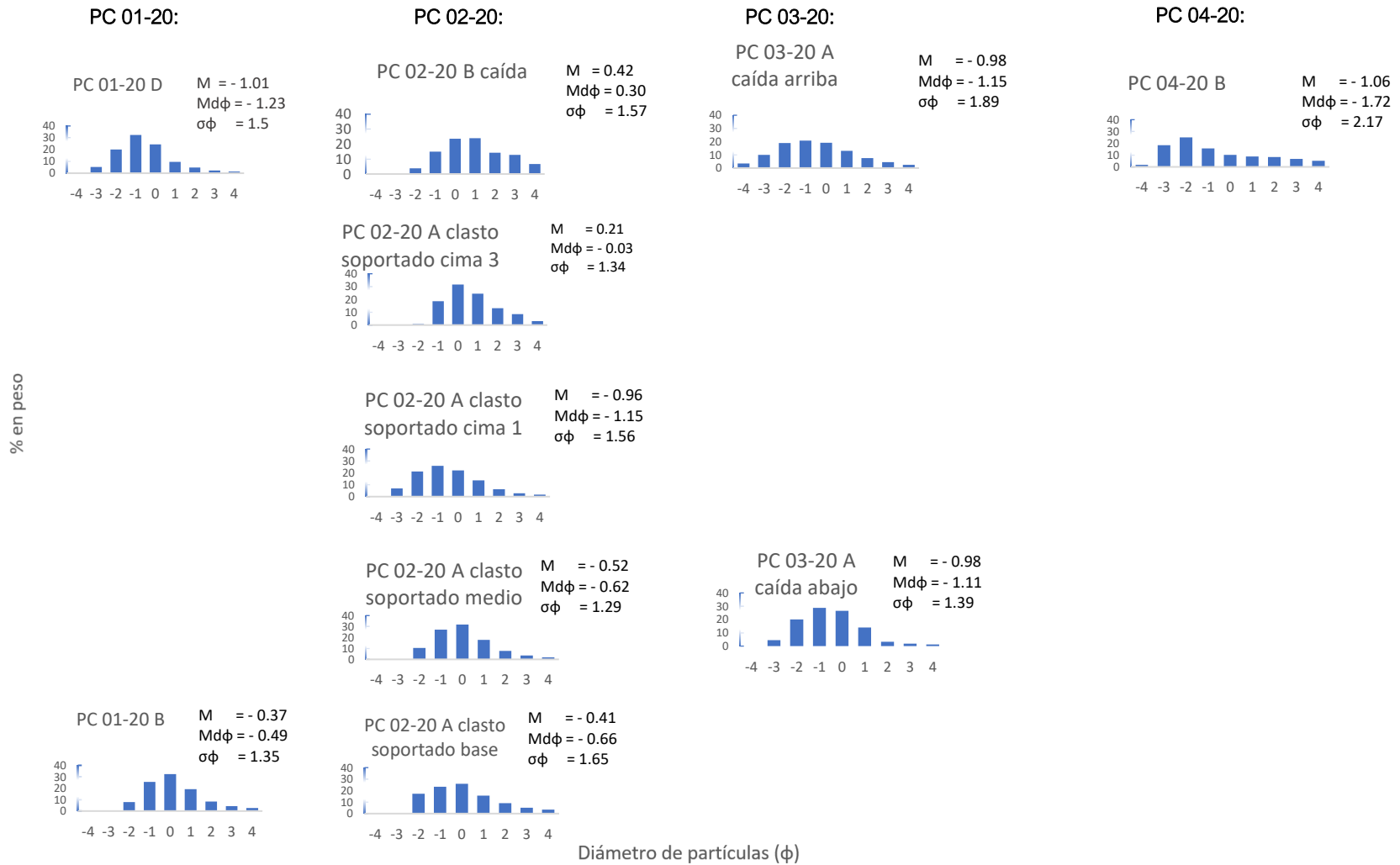


Figura 36. Histogramas de granulometría de la facies de caída de lapilli Lf-csg de la fase eruptiva 1. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

- *Lapilli y ceniza, laminar y masivo (LC-lm)*: capas de color beige de espesor de 23 cm presente únicamente en PC 01-20 y en PC 02-20, disminuyendo su espesor hacia el NE. Se compone de clastos tamaño lapilli polilíticos, principalmente juveniles, con tamaño entre 3-5 cm localizándose los de mayor tamaño y de forma angulosa a subangulosa en el SW. Hacia el NE el tamaño disminuye y la forma tiende a ser subangulosa a subredondeada. Los clastos están soportados en una matriz (10-20%) que varía de ceniza gruesa a fina de SW a NE. Los depósitos son masivos hacia la base laminares hacia la cima mostrando estratificación difusa que puede distinguirse incluso como gradación inversa; contactos basales erosivos con compactación regular. Se asocia con la facies *CL-m_f*; en ambos casos ubicada en la cima de los estratos que representan la fase eruptiva 1. Esta facies se interpreta como un depósito de CDP densa.

En relación con los componentes esta facies presenta un porcentaje de juveniles del 56% y un 36% de líticos no juveniles (figura 37).

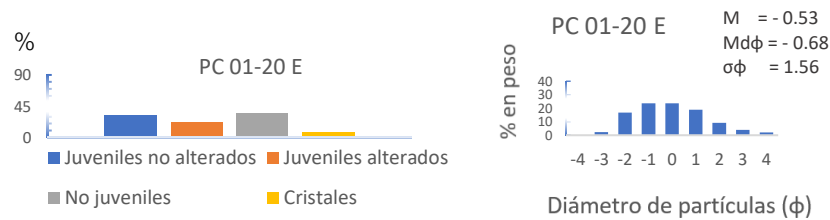


Figura 37. Gráficas de componentes y granulometría para la facies *LC-lm*. *M*=media, *Md*=mediana, σ =desviación estándar (selección).

Con respecto a las características granulométricas (figura 37), los depósitos de esta unidad presentan una distribución de tamaño de partículas normal, con una mediana de -0.68ϕ y una selección de 1.56ϕ .

La micromorfología de las partículas de esta facies (*LC-lm*) correspondiente a la unidad E de la columna PC 01-20 muestra las siguientes características:

Muestra PC 01-20 E: 2 φ

En esta fracción aproximadamente el 50% de las partículas analizadas muestra formas angulosas y un alto porcentaje de vesículas, muchas de ellas interconectadas y con morfología esférica o irregular (figuras 38a y b). En algunos fragmentos las paredes de las vesículas están agrietadas y otros tienen adheridas partículas más pequeñas en su superficie y dentro de las vesículas (figura 38a). El otro 50% de fragmentos tiene forma de bloque equidimensionales o piramidales con formas angulosas a subangulosas con un contenido bajo de vesículas, con agrietamiento por enfriamiento en gran parte la superficie de los granos con un patrón dendrítico, con estructuras escalonadas (figuras 38c, d y e), asimismo algunas también tienen partículas más pequeñas adheridas.

Muestra PC 01-20 E: 3 φ

Al igual que la muestra anterior, ésta se compone aproximadamente por la mitad de las partículas con gran vesicularidad y formas angulosas, algunas con superficie suave (figuras 39a y b) y vesículas interconectadas (figura 39c). Se distinguió una partícula en forma de musgo (figura 39d) y otras más en forma de bloque equidimensional (figura 39e) o alargadas (figura 96f) que en ocasiones presentan una textura sacaroide, sobre todo en los bordes de los fragmentos donde se desarrolla una morfología concoidea (figuras 39e y f). En estas últimas la forma es subangulosa y la vesicularidad es escasa al igual que las grietas por enfriamiento, las cuales ocurren dentro y fuera de las vesículas.

En estas muestras la fragmentación magmática está representada por las formas angulosas y alta proporción de vesículas (Dellino et al., 2001), así como por la interconexión de las mismas (Heiken, 1974). Por otro lado, la presencia de las partículas en forma de musgo y en bloque (Wohletz, 1983), las pequeñas partículas adheridas en la superficie junto con la textura sacaroide (Wohletz y Krinsley, 1982) y las superficies escalonadas (Büttner et al., 2002) indicarían un origen freatomagmático. El agrietamiento por enfriamiento es el indicio de que los depósitos freatomagmáticos fueron de tipo húmedo (Büttner et al., 1999). El que esta muestra ubicada estratigráficamente más arriba que la PC 01-20 B contenga más partículas de características freatomagmáticas, podría indicar que la interacción agua-magma incrementó con el tiempo durante la fase eruptiva 1, sin alcanzar un nivel óptimo de eficiencia para transformar agua en vapor super calentado (ilustrado por las grietas de enfriamiento).

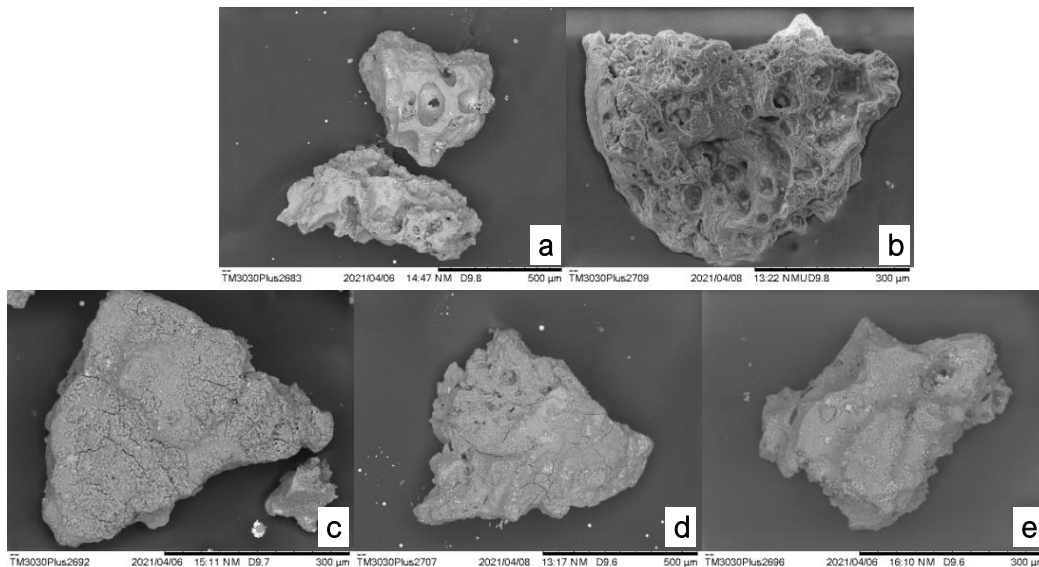


Figura 38. Muestra PC 01-20 E. Facies LC-Im. 2 φ. a) Partícula con alto contenido de vesículas, algunas rellenas con fragmentos más pequeños. b) Fragmento con vesículas esféricas a irregulares interconectadas. c) Partícula en bloque, piramidal con grietas por enfriamiento y superficie escalonada. d)

Partículas en bloque con agrietamiento por enfriamiento y superficie escalonada. e) Partícula en bloque con superficie escalonada y partículas de menor tamaño adheridas en su superficie.

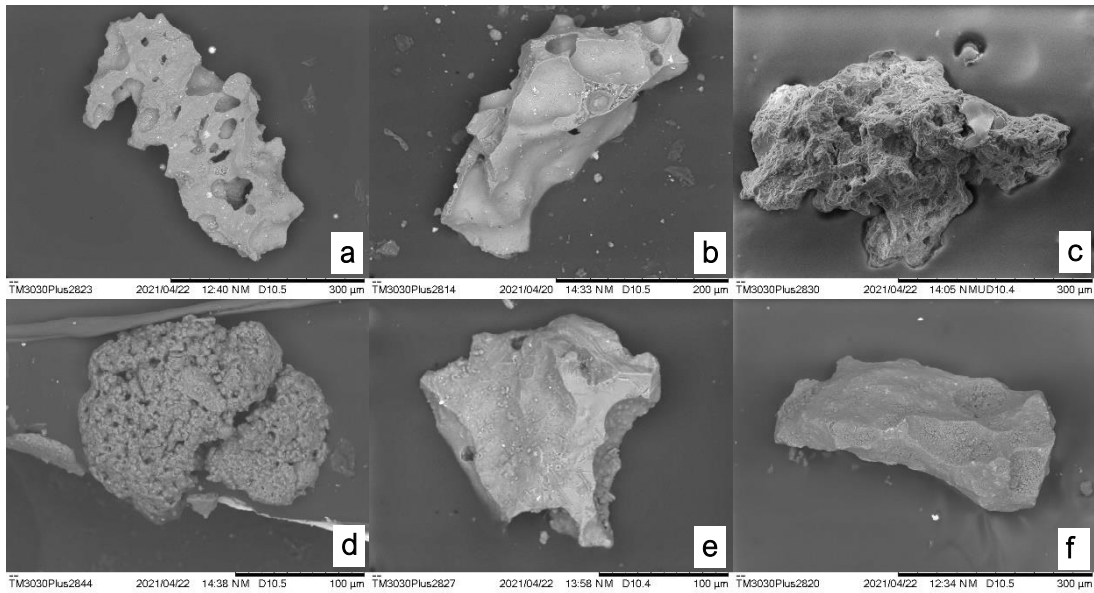


Figura 39. Muestra PC 01-20 E. Facies LC-Im. 3 ϕ . a) Fragmento alargado rico en vesículas. b) Fragmento con vesículas y de superficie suave, que pareciera estar torcida alrededor de su eje mayor. c) Partícula con vesículas. d) Forma de musgo. e) Partícula en forma de bloque. f) Partícula en forma de bloque con bordes concoideos donde se observa una textura sacaroide.

- *Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar (CL-m)*: depósito de color beige con un espesor mayor (40 cm) hacia el NE, disminuyendo el espesor hacia las secuencias del SW (entre 4- y 30 cm). Los clastos son heterolitológicos con un dominio de juveniles (60-85%) de formas subangulosas a subredondeadas y los diámetros mayores entre 1.7-2 y 3.5 cm, soportados en una matriz de ceniza media (40-70% hacia el NE y 80-90% hacia el SW). Su estructura es masiva con tendencia a una estratificación difusa en el NE donde se asocia a las facies *Lf-csg* y *C-m*, mientras que en la zona distal al SW se presenta masiva a laminar asociada a la facies *Lf-csg* en la base y *Cf-lm* en la cima. Su contacto en la base es erosivo y no erosivo si en la cima está en contacto con capas de ceniza. Las capas son compactas. Se interpreta como una CDP densa.

En relación con los componentes esta facies presenta un porcentaje de juveniles del 56-62% y un 30% de líticos no juveniles (figura 40).

Con respecto a las características granulométricas (figura 41), los depósitos de esta unidad presentan una distribución unimodal, con una mediana de -0.79ϕ y una selección de 1.79ϕ .

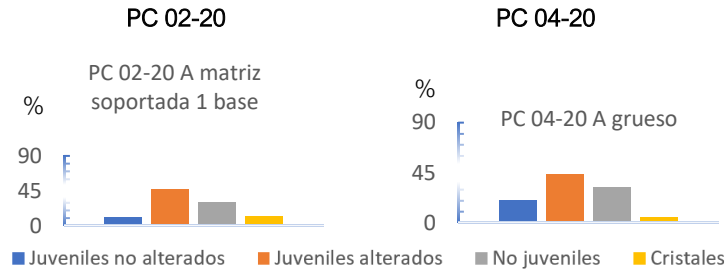


Figura 40. Gráficas de componentes de la facies CL-ml.

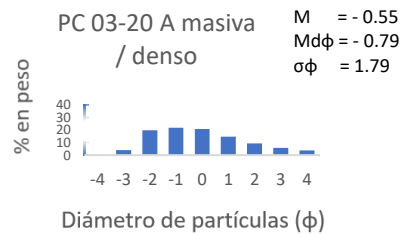


Figura 41. Gráfica de granulometría para la facies CL-ml de la fase 1. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

- *Ceniza fina, masiva y laminar (Cf-lm)*: depósitos de color beige presente únicamente en las dos columnas ubicadas hacia el SW cuyo espesor varía de 6 a 10 cm a 3.5 y 7 cm de NE a SW. Matriz soportada en un 95% por ceniza fina, con un escaso contenido de lapilli, polilitológico con clastos juveniles y calizas, angulosos a subangulosos, con los diámetros mayores de 4, 6, 10 y 11 mm. En la porción más proximal se observa masivo en la base y laminar en la cima, asociado a *Lf-csg* y *CL-ml*, a diferencia de la zona más distal donde se presenta laminar en la base y masivo en la cima, habiendo además estructuras de deformación plástica por carga y alternando solamente con facies *Lf-csg*. La selección es buena, el material es compacto. Su base es erosiva y la cima es no erosiva cuando la sobreyacen depósitos de caída de lapilli. Se interpreta como oleadas piroclásticas.

En cuanto a los componentes, esta facies presenta un alto porcentajes de no juveniles (entre 40 y 70%) y en menor proporción material juvenil (24-54%; figura 42).

- *Ceniza masiva (C-m)*: presente únicamente en las columnas hacia el NE, consistente en estratos de color beige con espesor entre 13 y 20 cm con material monolitológico de caliza. Es un depósito de ceniza media-fina en 95-100%. Se presenta masivo, con fracturamiento y meteorización esferoidal además de deformación por carga. En PC 03-20 se ubica en la cima de la secuencia constituida por las facies *Bx-m*, *Lf-csg*, *CL-ml*, en cambio en PC 04-20 las capas se alternan con la facies *CL-ml*. Su contacto es

erosivo en la base y erosivo en la cima cuando subyace depósitos de *CL-m*. Se interpreta como depósitos de oleadas piroclásticas.

En relación con los componentes, muestra un alto contenido de material no juvenil (75%; figura 43).

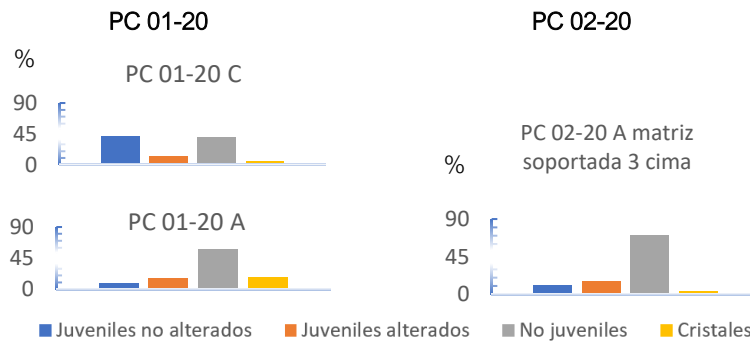


Figura 42. Gráficas que muestran los porcentajes de componentes en la facies Cf-Im.

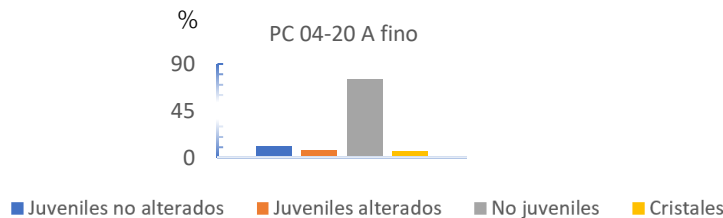


Figura 43. Gráfica de porcentajes de componentes para la facies C-m en la fase eruptiva 1.

En cuanto a la granulometría, presenta una tendencia a la disminución del tamaño de partículas (mediana de 0.75 a 1.74 ϕ) al igual que una mejor selección hacia el NE (desviación estándar de 1.51 a 1.35 ϕ ; figura 44).

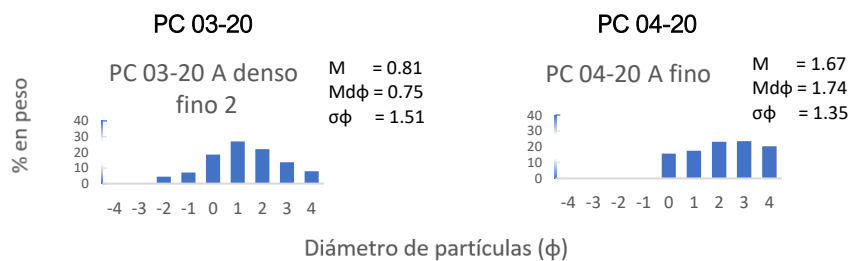


Figura 44. Gráficas de granulometría de la facies C-m correspondiente a la fase eruptiva 1. M= media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

5.3.1.2 Fase eruptiva 2

a) Texturas y estructuras

Esta fase eruptiva está compuesta por tres facies: *CL-m*, *LC-lm* y *C-m*, correspondiendo a alternancias de depósitos de CDPs densas y de oleada respectivamente.

- *Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar (CL-m)*: de color beige, es la facies dominante en la segunda fase eruptiva con los espesores mayores medidos entre los 2.30 m al NE y 3.5 m al SW, pero puede presentarse entre los 2, 11 y 30 cm. Consiste en estratos soportados por matriz (70-90%) con partículas de tamaño lapilli de juveniles y no juveniles subangulosos a subredondeados, su estructura es masiva y en ocasiones con una notable gradación inversa. Contacto basal es erosivo generalmente. De SW a NE, en PC 01-20 se presenta con estructura laminar a masiva y se asocia con *C-m*, siendo en realidad pocos los horizontes donde se presenta esta última facies. En PC 03-20 las capas tienen una potencia de ~30 cm y se asocian igualmente con *C-m*. En PC 04-20 la estructura se presenta como una estratificación difusa con aparente gradación inversa y clastos subangulosos, así como un cambio transicional de *CL-m* a *C-m*. Se interpreta como un depósito de CDP densa.

Con respecto a los componentes (figura 45), esta facies presenta ~52% de material juvenil y entre 36 y 43% de material no juvenil.



Figura 45. Gráficas de componentes para la facies *CL-m* de la fase eruptiva 2.

En cuanto a la granulometría, se muestra mayor tamaño de partículas en la columna PC 03-20 más al NE (-0.37) con respecto a la de la columna PC 01-20 situada al SW (-0.23 ϕ) así como mayor dispersión en la desviación estándar (de 2.12 a 1.8 ϕ ; figura 46).

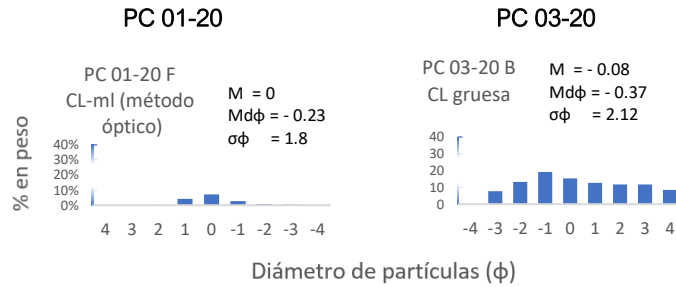


Figura 46. Gráficas de granulometría para la facies CL-ml de la fase eruptiva 2. *M*=media, *Md*=mediana, σ =desviación estándar (selección).

- *Ceniza masiva (C-m)*: capas de color beige cuyo espesor varía entre los 1-7 cm hacia el NE, 13 cm en la zona media mientras que hacia el SW se presenta como un horizonte de 30 cm. Constituidas en un 90-100% de ceniza media, con un bajo porcentaje de clastos subangulosos de 0.4-1 cm de diámetro. Su estructura es masiva con gran fracturamiento y mostrando un contacto basal erosivo; su contacto superior es erosivo cuando subyace a la facies *CL-ml*. Normalmente solo se asocia con *CL-ml*. Hacia el NE (en PC 04-20) se nota un cambio transicional de *CL-ml* a *C-m*, mientras que en el resto de las secciones el cambio entre facies está muy bien marcado. Se interpreta como una oleada piroclástica.

Las gráficas de componentes muestran que esta facies presenta un alto porcentaje de material no juvenil (entre el 51 y 77%) y entre el 11 y 29% de materia juvenil (figura 47).

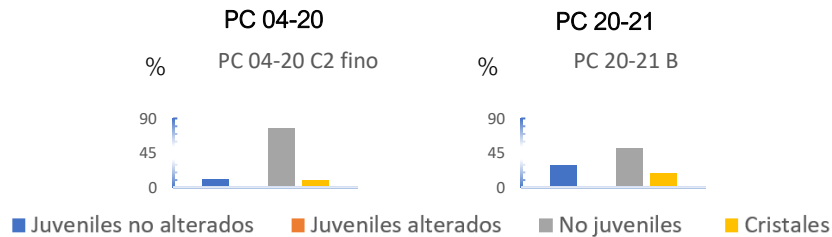


Figura 47. Gráficas de componentes de la facies C-m de la fase eruptiva 2.

Por su parte las gráficas de la granulometría indican una distribución bimodal para la muestra PC 03-20 B, siendo unimodal en las otras columnas situadas más al NE, además de que la selección cambia de buena a muy buena ($\sigma\phi$ de 1.53 a 0.94) y el tamaño de partículas se reduce en dirección al NE (mediana de 1.94 a 2.61 ϕ ; figura 48).

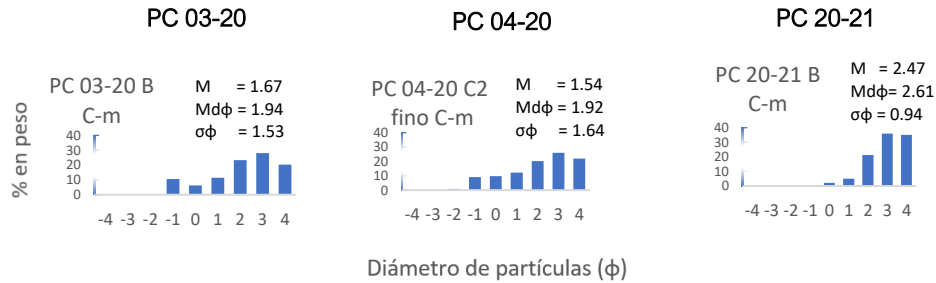


Figura 48. Gráficas granulométricas para la facies C-m de la fase eruptiva 2. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

- *Lapilli y ceniza, laminar y masivo (LC-lm)*: Presente en las secciones levantadas al NE (PC 04-20 y PC 20-21), consiste en capas amarillentas de espesor de 20 a 60 cm en la sección más NE, mientras que en la sección PC 04-20 se aprecia como una secuencia de 1.60 m. Se compone de material juvenil (85%) y no juvenil (15%) tamaño lapilli soportados en una matriz de ceniza media que constituye el 10-15% del total, ubicada sobreyaciendo o alternando con la secuencia de las facies *CL-m* y *C-m*. Gran parte de las partículas se encuentran alteradas. En PC 20-21 los clastos son angulosos a subangulosos, con tamaños de 2 a 6 cm en la base y de 10 a 13 cm en la cima, con estructura masiva o gradación inversa poco definida, base erosiva en las capas y no se ve la base del depósito, mientras que en PC 04-20 los clastos tienden a ser subangulosos a subredondeados, incrementando su tamaño también de base a cima de un rango de 0.6-1.6 cm a 1.5-5 cm, presentando estratificación difusa con gradación inversa ligeramente perceptible. Se interpreta como depósitos de CDP densas.

Los componentes (figura 49) indican que en esta facies el porcentaje de material juvenil es mayoritario (59-67%) a comparación del material no juvenil (28-35%).

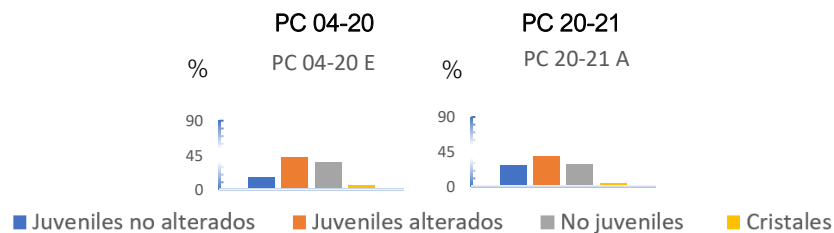


Figura 49. Gráficas de componentes para la facies LC-lm de la fase eruptiva 2.

Con respecto a la granulometría (figura 50), esta facies en la columna PC 20-21 situada en el extremo NE presenta una mayor dispersión hacia la cima ($\sigma\phi$ de 1.1 a 2.3) así como un incremento en el tamaño de partículas (mediana de -0.66 a -1.67 ϕ), sin embargo, hacia el SW se reduce el tamaño de clastos (-0.2 ϕ) y aumenta la dispersión ($\sigma\phi = 2.9$).

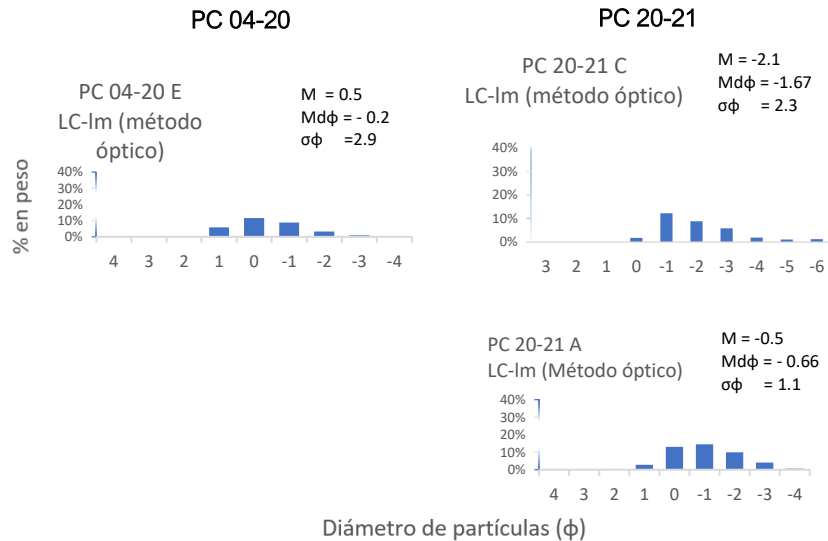


Figura 50. Gráficas sobre la granulometría de la facies LC-Im de la fase eruptiva 2. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

Cabe mencionar que la granulometría de las muestras PC 01-20 F, PC 02-20 D (de la fase 3), PC 04-20 E, PC 20-21 A y C fue obtenida mediante el método óptico de Rosiwal empleando el software Image Pro-Plus 6.0.

5.3.1.3 Fase eruptiva 3

a) Texturas y estructuras

La tercera fase eruptiva es observada únicamente en las columnas PC 02-20 hacia el SW con un espesor de 2.42 m y PC 04-20 al NE con un espesor de 0.8 m. Se observa asociación de facies entre *CL-m*, *C-m* y *Cf-g*, las cuales forman una alternancia de capas que se puede atribuir al paso de una corriente de densidad diluida.

- *Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar (CL-m)*: se presenta en lentes (al NE) o capas (al SW) de color beige con espesor de 6 a 15 cm, compuestos por clastos de lapilli (juveniles en su mayoría) angulosos a subangulosos, con diámetros mayores de 3.5, 4, 5.5 y 9 cm al NE y de 1.7 a 3 cm al SW, soportados en una matriz del 80% de ceniza fina. Se presentan masivos con una ligera gradación inversa, base erosiva y de material compacto. Se interpreta como carpetas de tracción que corresponden a la base de oleadas piroclásticas, donde bien podría tener un comportamiento más como un CDP denso por la alta concentración de partículas.

Con respecto a los componentes (figura 51), la proporción de no juveniles es de 39% mientras que la de juveniles corresponde al 54%. Por su parte la granulometría indica que la muestra analizada tiene una mediana de 0.03ϕ y una selección de 2.3ϕ .

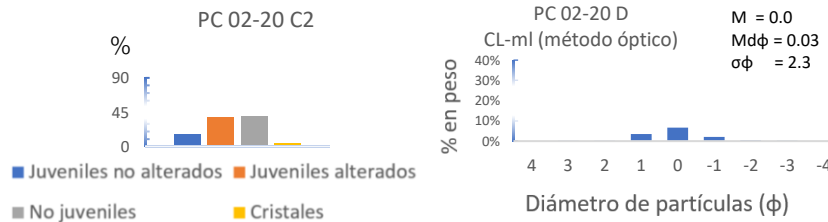


Figura 51. Gráficas de componentes y de granulometría para la facies CL-ml de la fase eruptiva 3. *M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).*

- *Ceniza masiva (C-m)*: esta facies es la más representativa en esta fase. Presenta un espesor entre 3 y 10.5 cm. Es polilitológica con clastos subangulares con diámetros mayores entre 0.3 y 1.3 cm. Entre 90-100% de matriz es ceniza media, con fuerte fracturamiento (estructuras de desecación), de estructura masiva y cruzada, en ocasiones con deformación por carga e impactos balísticos. Muestra base erosiva en ocasiones y compactación regular. Se encuentra subyacida por *CL-m*/y sobreyacida por *Cf-g*. Se clasificó como un depósito de oleada piroclástica.

Los componentes indican un mayor contenido de partículas no juveniles (87%) y la granulometría muestra una tendencia hacia la porción de los finos con una mediana de 1.70ϕ , así como una selección buena de 1.38ϕ (figura 52).



Figura 52. Gráficas de componentes para la facies C-m de la fase 3 de las columnas estratigráficas. *M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).*

- *Ceniza fina gradada (Cf-g)*: depósitos de color beige con espesor promedio de 1-4 cm que se mantienen lateralmente. Formados en un 95-100% de matriz de ceniza fina con gradación inversa y normal difusa. En general de aspecto masivo con ligera estratificación laminar. El contacto basal es no erosivo y el superior sí lo es si está en contacto con las capas correspondientes a carpetas de tracción. Observada como parte de la secuencia donde se asocian las facies *CL-ml*, *C-m* y *Cf-g*.

5.3.1.4 Fase eruptiva 4

a) Texturas y estructuras

La fase eruptiva cuatro puede correlacionarse en las columnas PC 02-20 al SW y PC 04-20 al NE como una secuencia de caídas de lapilli y CDPs densas que quizás podría correlacionarse con la unidad E y la base de la unidad F (*LC-lm*) de la columna PC 20-21 en el extremo NE, consideradas como CDPs densas también, con ausencia de caídas. La secuencia es de mayor espesor en PC 04-20 con la asociación de facies *Lf-csg*, *CL-ml*, *Cf-g*, mientras que en PC-02-20 la facies *C-m* se presenta en lugar de *Cf-g*.

- *Lapilli fino, clasto soportado y gradado (Lf-csg)*: consiste en capas de color gris con espesor de entre 4 y 25 cm, siendo más potente en la sección NE. Se componen de lapilli juvenil (80-90%), anguloso a subanguloso, con tamaños mayores de hasta 2, 2.4, 3, 3.5 y 3.8 cm en el lado NE y de 1-1.5 cm en la sección SW. Presenta gradación normal e inversa, clasto soportadas y contacto no erosivo en la base.

Los componentes (figura 53) indican un mayor contenido de material juvenil con diferentes niveles de alteración, que representa entre el 67 y 79%. El material no juvenil se mantiene entre el 16 y 29%.

La granulometría de esta facies (figura 54) indica que las muestras representadas en estos gráficos cuentan con una selección entre los 1.32 y 1.92 ϕ en la columna PC 04-20 en el NE con una tendencia de base a cima de 1.92 a 1.32 ϕ y de 1.88 a 1.54 ϕ , respectivamente. Hacia el SW en PC 02-20 la selección es mejor entre 1.18 y 1.35 ϕ . Respecto a la mediana, las muestras de PC 04-20 son más gruesos con tamaños entre -1.77 y -0.84 ϕ , siendo más finos hacia el SW con tamaños entre -0.46 y -0.83 ϕ . En ambas columnas el tamaño tiende a incrementar hacia la cima.

- *Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar (CL-ml)*: Capas de color amarillo con un espesor que alcanza los 60 cm en la cima de la sección PC 04-20 al NE, mientras que al SW alcanza el máximo de 30 cm. Se componen de clastos de lapilli monolítico (dominio de juveniles), subangulosos a subredondeados, con tamaños de 0.3, 0.5, 1.1, 1.4 y 1.7 cm de diámetro al NE y de 1-2 cm al SW, soportados en una matriz de ceniza media a fina (70-90%), masivos o con una gradación inversa apenas visible, con contacto erosivo en la base. Se interpreta como una CDP densa.

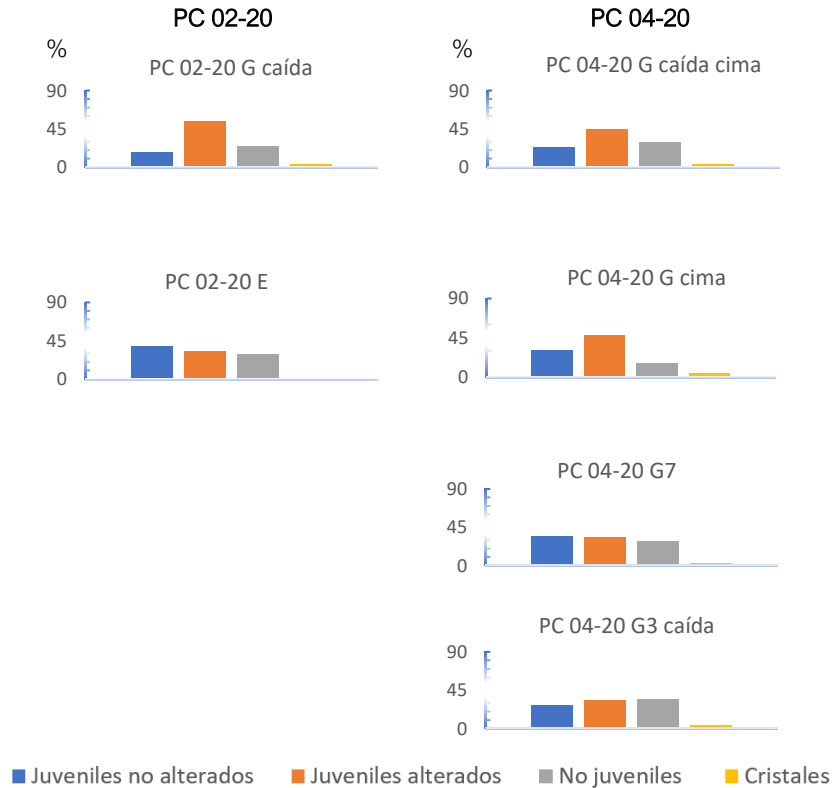


Figura 53. Gráficas de componentes de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 4.

- *Ceniza masiva (C-m)*: se trata de capas de color beige con presencia únicamente hacia la porción SW, con espesor entre 1.5 y 3 cm, constituidas en un 95% por ceniza media masiva con fracturamiento, compactas, con buena selección y contacto basal erosivo. Se podría clasificar como una oleada piroclástica.
- *Ceniza fina gradada (Cf-g)*: localizada únicamente en la sección al NE (PC 04-20), se trata de capas de color beige de ceniza fina en un 95-100%, cuyo espesor se mantiene lateralmente entre 1 y 2 cm. Son masivos y algunos logran desarrollar una ligera gradación. Buena selección y el material es compacto. Se puede interpretar como material de caída fino.

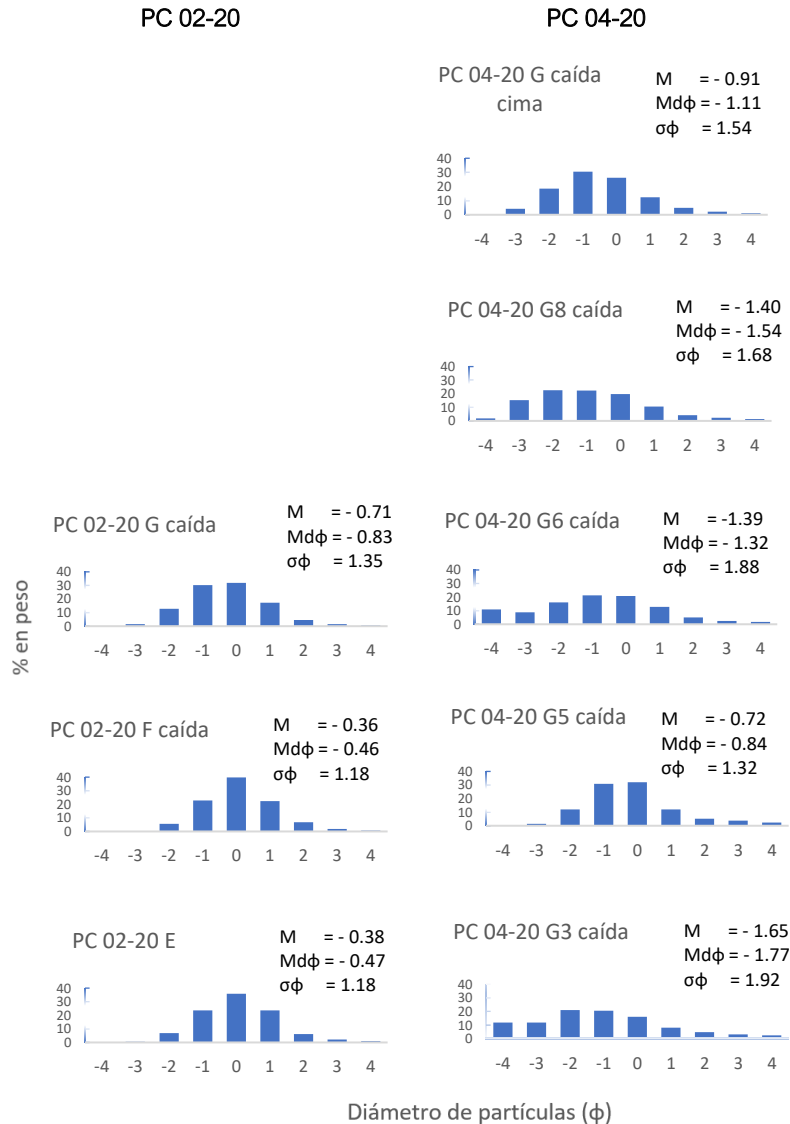


Figura 54. Granulometría de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 4. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

- *Lapilli y ceniza, laminar y masivo (LC-lm)*: consiste en una secuencia amarillenta de entre 1.40 a 1.70 m de espesor, con clastos principalmente juveniles (80-85%), en gran medida alterados, soportados en una matriz (10-20%) de ceniza media. Los clastos tienen forma subangulosa a subredondeada con diámetros de 3, 3.5, 4, 4.2 y 4.7 cm en la base de la secuencia, disminuyendo ligeramente su tamaño hacia la cima con valores de entre 0.8 y 1.3 cm. La estructura es masiva con una estratificación difusa que da la apariencia de ser laminar. Contacto erosivo en la base. La selección es regular a mala y los estratos son compactos. Se interpreta como depósitos de CDPs densas.

Los componentes de esta facies (figura 55) indican un mayor aporte de materia juvenil (65-73%) a comparación del material no juvenil (18-27%).

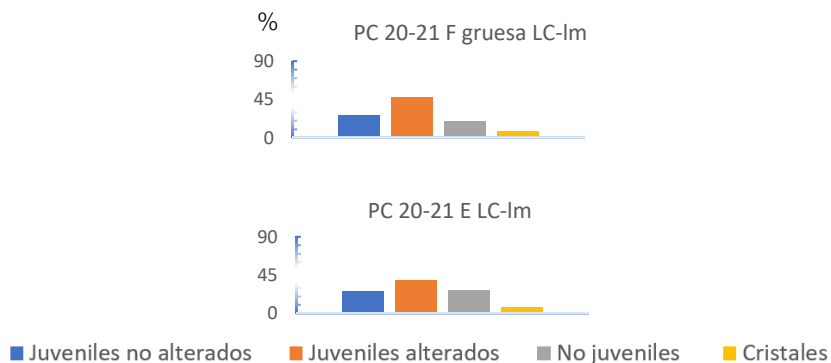


Figura 55. Gráficas de componentes de la facies LC-Im de la fase eruptiva 4.

5.3.1.5 Fase eruptiva 5

a) Texturas y estructuras

En esta última fase la asociación de facies consiste en *CL-m*, *C-m* y *Cf-g* las cuales forman un set de capas que se puede atribuir al paso de una corriente de densidad diluida. Se observó en las columnas PC 01-20, PC 02-20, PC 04-20 y PC 20-21. En general, el espesor de la secuencia disminuye de SW a NE y en PC 02-20 y PC 04-20 se intercalan escasas caídas de lapilli (*Lf-csg*) de material juvenil de 1-2 cm de espesor con gradación normal.

- *Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar (CL-m)*: capas de color beige. En la sección al SW el espesor alcanza los 55 cm y hacia el centro disminuye entre 12-25 cm para en la sección al extremo NE (PC 20-21) presentarse como lentes de 15 cm. Se componen de lapilli (en su mayoría juvenil) soportado en matriz de ceniza media a fina. Los clastos de lapilli se observan subangulosos a subredondeados, aumentando su tamaño en dirección del SW (0.3-1.2 cm) al NE (3-5 cm), con contacto erosivo en la base. En PC 01-20 se observa estructura masiva y en PC 02-20 con gradación inversa. Se interpreta como carpeta de tracción correspondiente a la zona basal de un *base surge*.

Los componentes (figura 56) indican un mayor aporte de juveniles (54-58%) y de no juveniles en menor porcentaje (38%).

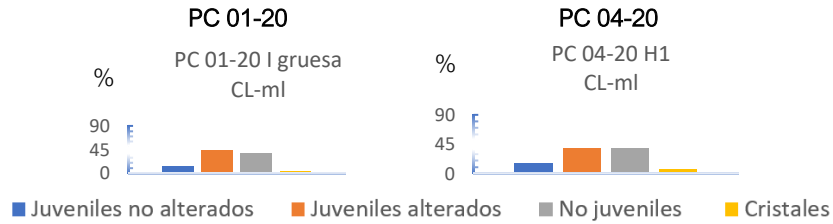


Figura 56. Gráficas de componentes de facies CL-ml de fase eruptiva 5.

- *Ceniza masiva (C-m)*: capas de color beige de espesor de 2-3 cm ceniza media masiva, regularmente fracturada. En ocasiones presenta estratificación cruzada. Contacto basal erosivo. Se interpreta como una oleada piroclástica.

Los componentes (figura 57) muestran un alto porcentaje de no juveniles (56%) en comparación con los no juveniles (35-42%).

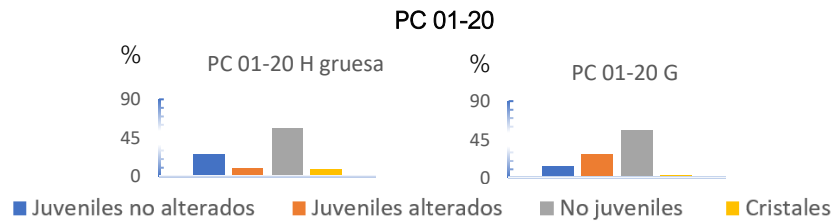


Figura 57. Gráficas de componentes de la facies C-m de la fase eruptiva 5.

Por su parte la granulometría (figura 58) arroja una mediana de 0.64 ϕ y una selección de 1.38 ϕ considerada como buena.

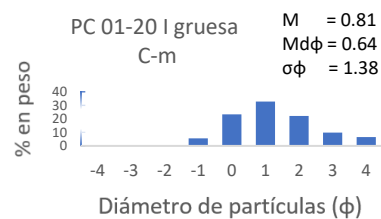


Figura 58. Gráfica de granulometría de la facies C-m de la fase eruptiva 5. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

La micromorfología de las partículas de esta facies (*C-m*) correspondiente a la unidad I de la columna PC 01-20 muestra las siguientes características:

Muestra PC 01-20 I-A: 2 ϕ

Aproximadamente entre el 5 y 15% de las partículas fotografiadas se observan muy vesiculares, subangulares, con superficie suave, siendo muy delgadas las paredes que dividen unas vesículas de otras. El resto de los fragmentos se presenta en bloques piramidales (figura 59a), equidimensionales (figura 59b y c) o alargados, algunos con textura sacaroide, superficies escalonadas o fracturas concoideas (figura 59c: partícula derecha, borde diagonal el centro de la partícula). La forma de estos fragmentos es subangular a subredondeada. La vesicularidad es mínima y suele contener en su interior partículas pequeñas (figura 59c), además el agrietamiento por enfriamiento no es común a diferencia de las muestras previamente descritas, sin embargo, cuando está presente en general se observa con una forma irregular un tanto circulares (figura 59a, fragmento de la izquierda en su porción inferior).

Muestra PC 01-20 I-A: 3 φ

Aproximadamente el 33% de las partículas fotografiadas son altamente vesiculares, con forma angular a subangular (figuras 60a, b y c). Las vesículas son esféricas e irregulares y dentro de algunas de ellas se observan pequeñas partículas adheridas (figura 60b) o rellenándolas, dando lugar a una textura botroidal (figura 60a). Se observó que, en algunas partículas, como en la figura 60b (centro superior) o 60c (centro superior e inferior, color gris más claro), hay pequeños fragmentos redondeados que se ajustan y rellenan las vesículas. El porcentaje restante de los fragmentos (67%) son escasamente vesiculares, de forma angular a subangular (figuras 60d, e y f), incluso subredondeadas. Dichas partículas muestran superficies escalonadas y fracturas concoideas. Se distinguieron escasas y pequeñas depresiones en forma de "V" en algunas muestras, además de partículas diminutas adheridas y otras un poco más grandes agrupadas en las vesículas o en las estructuras concoideas dando un aspecto botroidal (figura 60d).

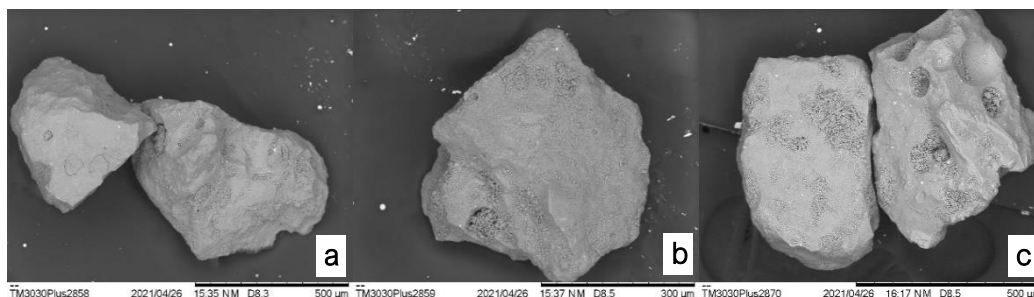


Figura 59. Muestra PC 01-20 I-A. Facies C-m. 2 φ. a) Partícula con morfología en bloque piramidal, con grietas de enfriamiento de forma casi circular en el clasto izquierdo. b) Partícula en bloque equidimensional con textura sacaroide. c) Partículas en bloque con escasas vesículas rellenas por partículas diminutas. El fragmento de la derecha muestra fractura concoidea en su sector central.

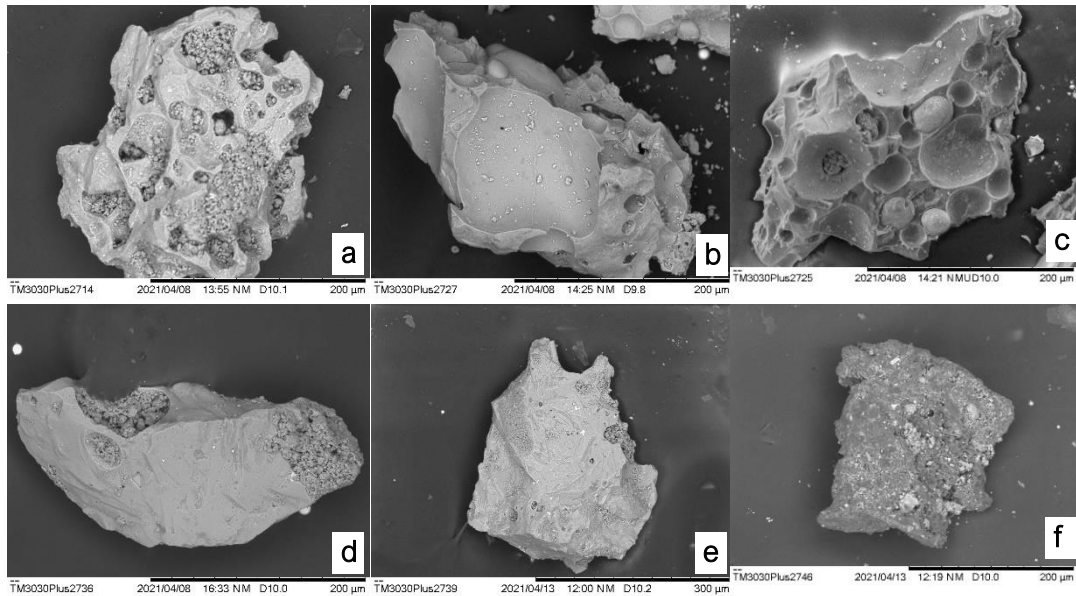


Figura 60. Muestra PC 01-20 I-A. Facies C-m. 3ϕ . a) Partícula altamente vesicular. Fragmentos de menor tamaño, aglomerados en las vesículas dan lugar a textura botroidal. b) Fragmento vesicular con partículas pequeñas adheridas. c) Fragmento vesicular con partículas adheridas y algunas partículas redondeadas relleno vesículas perfectamente. d) Fragmento escasamente vesicular con superficies concoideas y escalonadas. Se observaron pequeñas marcas en forma de "V". También presenta partículas agrupadas en vesículas originando textura botroidal. e) Partícula con escasas vesículas, con rasgos escalonados, angular. f) Fragmento en bloque equidimensional, subanguloso, sin vesículas.

En esta muestra entre el 5 y 33% de las partículas presentan rasgos de un proceso magmático como lo son la alta vesicularidad, su forma angular, su superficie suave y las paredes delgadas que separan unas vesículas de otras (Dellino et al., 2001). Por su parte, la mayoría de partículas tienen características asociadas al freatomagmatismo como lo son las formas en bloque piramidales (Heiken, 1974), las superficies escalonadas (Büttner et al., 2002), las formas en "V", la textura sacaroides, las diminutas partículas adheridas y las fracturas concoideas (Wohletz y Krinsley, 1982). La ausencia de grietas por enfriamiento sugiere que el freatomagmatismo generó depósitos secos (Büttner et al., 1999).

- *Ceniza fina gradada (Cf-g)*: capas de color beige de 1-2.5 cm de espesor de ceniza fina con una ligera gradación inversa que se presenta en ocasiones en estratificación planar. Contacto basal no erosivo. Se interpreta como una capa de caída.

Los componentes (figura 61) muestran una tendencia a un mayor contenido de no juveniles (40-86%) mientras que los juveniles se mantienen en un rango de 5 a 45%.

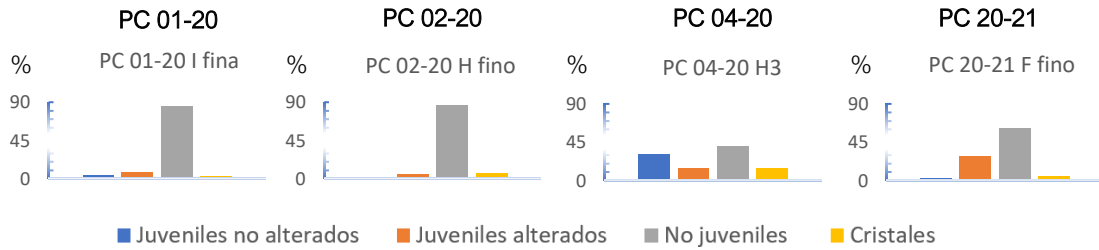


Figura 61. Gráficas de componentes para la facies Cf-g de la fase eruptiva 5.

Las gráficas de granulometría (figura 62) muestran a través de la desviación estándar una mayor dispersión en las muestras del NE (PC 04-20) y la mediana indica tamaños un poco mayores (0.16ϕ). En cuanto a las muestras en el SW (PC 01-20), la mediana indica tamaños hacia la fracción fina (entre 1.25 y 2.59ϕ) sobre todo en la zona media (muestra H).

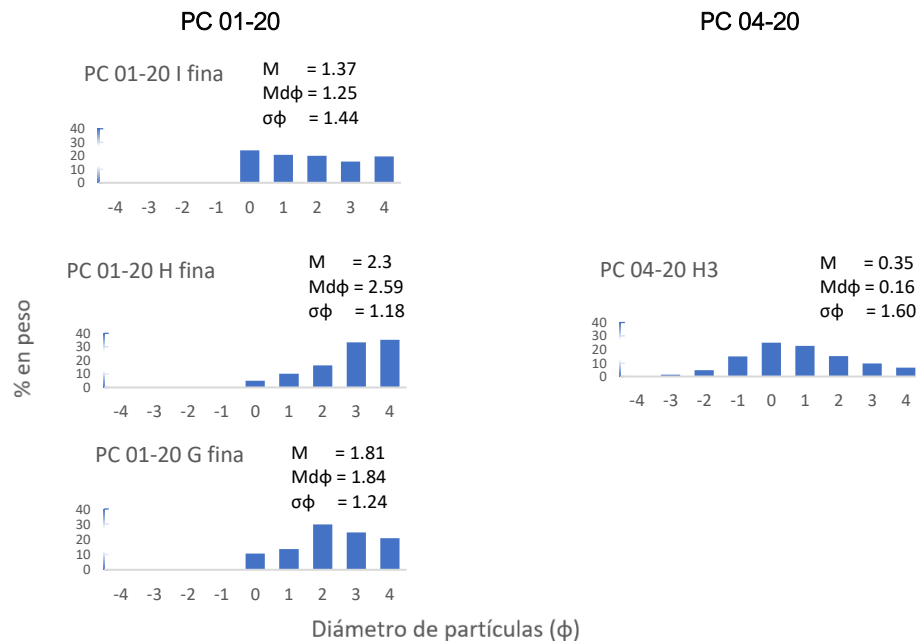


Figura 62. Gráficas de granulometría para la facies Cf-g de la fase eruptiva 5. M=media, Md=mediana, σ =desviación estándar (selección).

Las partículas de esta facies (Cf-g), de las cuales se analizó la micromorfología, también corresponden a la unidad I de la columna PC 01-20, debido a se considera que esta unidad está compuesta por una asociación de facies (CL-m/, C-m y Cf-g). De esta manera, las partículas de la facies Cf-g muestran las siguientes características morfológicas:

Muestra PC 01-20 I-B: 2ϕ

Aproximadamente entre el 10 y 15% de las partículas fotografiadas se observa muy vesiculares, angulosas, con superficie suave, siendo muy delgadas las paredes que

dividen unas vesículas de otras (figura 63a). El 85-90% restante consta de partículas subangulosas a subredondeadas, en bloque, con vesicularidad mínima (figuras 63b, c, d y e), mostrando fracturas concoideas y superficies escalonadas (figura 63c y e) y un bajo porcentaje de agrietamiento por enfriamiento (figura 60d). Al igual que la muestra PC 01-20 I-A 2 ϕ , algunas de las escasas grietas que se presentan tienen una forma casi circular y la observación detallada permitió identificar que aparentemente se trata del contorno de vesículas ocupadas por material de relleno. Así mismo, las partículas adheridas en la superficie de los fragmentos son mínimas, en cambio es común la textura sacaroide (figuras 63b y d). En la figura 60b, hacia el centro de la partícula, también se distinguen pequeñas depresiones en forma de "V", mientras que en el fragmento de la figura 63e hay presencia de diminutas vesículas planas algunas de ellas rellenas (porción central).

Muestra PC 01-20 I-B: 3 ϕ

Aproximadamente el 15% de las partículas fotografiadas son angulosas, de superficie suave, ricas en vesículas esféricas e irregulares (figuras 64a y b). En la figura 64a la partícula contiene fragmentos más pequeños agrupados en sus vesículas, mientras que el fragmento de la figura 64b muestra en la parte inferior una zona cóncava que podría ser la pared de una vesícula de gran tamaño, además de presentar áreas cóncavas o escalonadas. El 85% restante de las muestras corresponde a fragmentos subangulosos a subredondeados con escasa o nula vesicularidad, en bloque, equidimensionales (figuras 64c, d y e). La mayoría presenta textura sacaroide (figura 64c), fracturas concoideas y superficies escalonadas (figuras 64d y e) y un mínimo de partículas adheridas.

En esta muestra entre el 10 y 15% de las partículas presentan rasgos de un proceso magmático como el alto contenido de vesículas separadas por paredes delgadas (Dellino et al., 2001). El resto de las partículas tienen rasgos de un proceso freatomagmático como lo son las depresiones en forma de "V", fracturas concoideas, la textura sacariode, las diminutas partículas adheridas y superficies escalonadas (Wohletz y Krinsley, 1982). Además, es importante notar la ausencia de grietas por enfriamiento, lo que es un indicio de que actuó un proceso de gran eficiencia en la interacción agua-magma, consumiendo toda el agua y transformándola en vapor super calentado, dando lugar a depósitos secos (Büttner et al., 1999). Esto indica que durante el desarrollo de la fase eruptiva 5, el mecanismo que predominó fue el freatomagmático.

La descripción de la micromorfología de partículas de una fracción en particular (2 y 3 ϕ) permite conocer si existen variaciones importantes en las características morfológicas entre fracciones phi, es decir, establecer la dependencia de la textura con el tamaño de las partículas (Wohletz y Krinsley, 1982).

- *Lapilli fino, clasto soportado, gradado (Lf-csg)*: capas de color gris con espesor de 1 a 2 cm, clasto soportado y con gradación normal. Los clastos son angulosos con tamaño de 0.4, 0.6, 0.8, 0.9 y 1.4 cm. Los estratos son poco compactos. Se interpreta como una capa de caída.

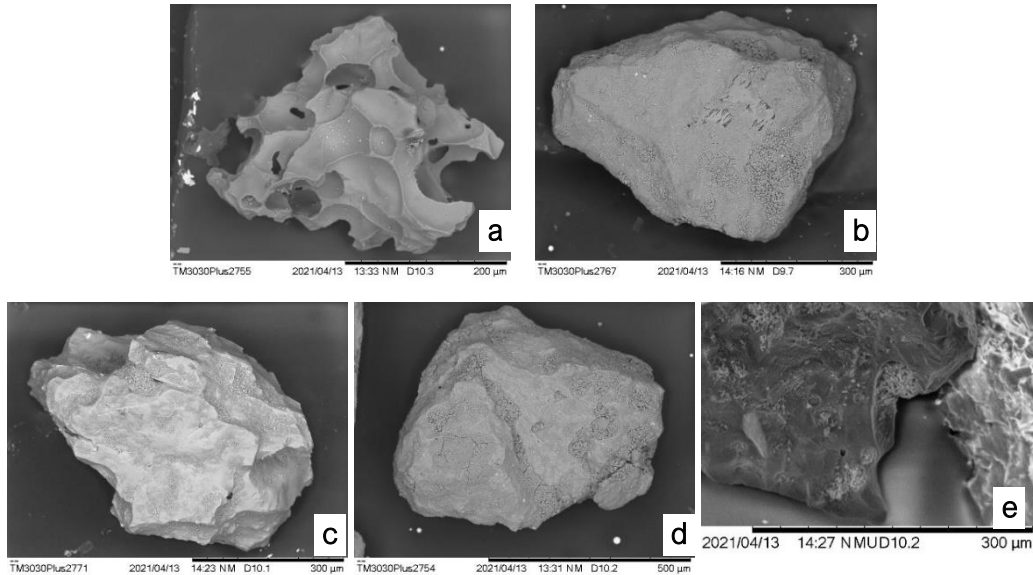


Figura 63. Muestra PC 01-20 I-B. Facies Cf-g. 2 ϕ . a) Partícula con alta vesicularidad con algunas partículas diminutas adheridas. b) Partícula en bloque, con incisiones en forma de "V" hacia el centro del fragmento. Muestra textura sacaroide. c) Fragmento con superficie escalonada y fractura concoidea. d) Partícula con baja presencia de grietas por enfriamiento y textura sacaroide. e) Acercamiento de una partícula en bloque mostrando vesículas planas.

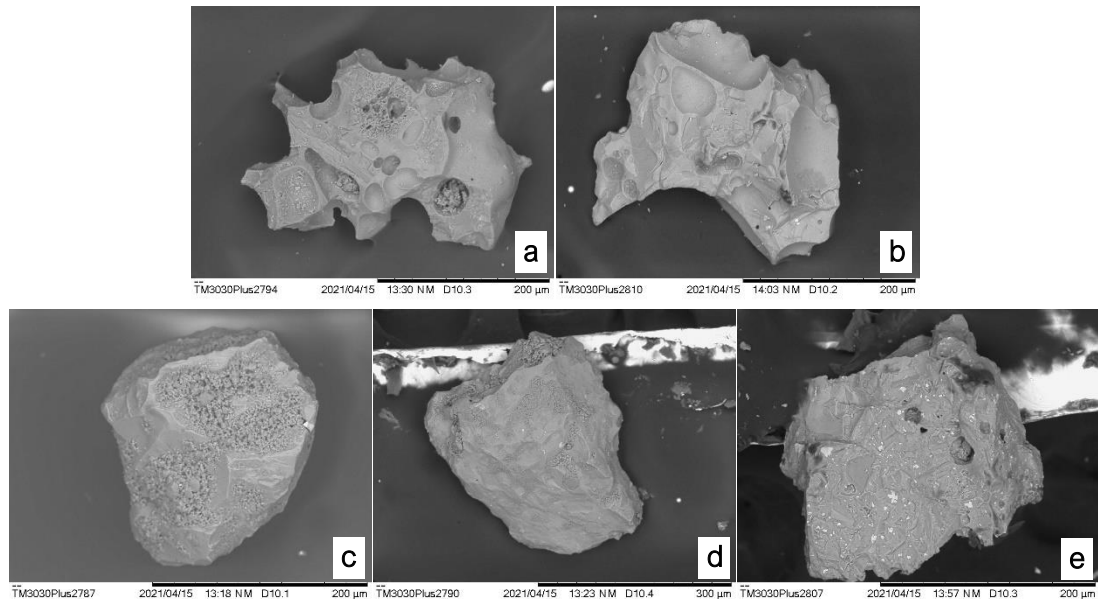


Figura 64. Muestra PC 01-20 I-B. Facies Cf-g. 3 ϕ . a) Partícula vesicular con fragmentos dentro de las vesículas. b) Fragmento vesicular con superficies escalonas o concoideas. c) Partícula en bloque con superficie escalonada y textura sacaroide. d) Fragmento en bloque, sin vesículas y superficie escalonada

y cóncava. e) Fragmento en bloque con escasas vesículas conteniendo fragmentos en su interior, con superficie escalonada.

Los componentes (figura 65) indican un mayor porcentaje de materia juvenil (57%) y en menor cantidad material no juvenil (33%). Además, la granulometría arroja una mediana de -0.66ϕ con una desviación estándar de 1.50ϕ con respecto a la selección.



Figura 65. Gráficas de componentes y de granulometría de la facies Lf-csg de la fase eruptiva 5. M =media, Md =mediana, σ =desviación estándar (selección).

5.4 Estimación de profundidades de explosiones mediante análisis de estratos con contenido de balísticos

De acuerdo con el trabajo de Graettinger y Valentine (2017), es posible cuantificar la energía de explosión y la profundidad de ocurrencia. En dicho artículo los autores emplean el depósito de una facies denominada *Brechas de tobas masivas (TBm)*, interpretada como un emplazamiento balístico llamado *cortina de balísticos* para hacer tal cuantificación. Este depósito es de selección mala, constituido por ceniza fina a gruesa con lapillis, con alto contenido de bloques (80%) que varía entre matriz y clasto soportado, y una estratificación burda. Esta facies se asocia con capas de ceniza y lapilli con estratificación cruzada y de ceniza bien clasificada y se considera como un depósito generado por repetidas explosiones cerca de la profundidad escalada óptima.

Así, para los depósitos de Pozo del Carmen se propone un cálculo de energía de explosión y de profundidad de ocurrencia con base en las características de ciertos depósitos de Pozo del Carmen que presentan similitudes con las características de la bibliografía mencionada en el párrafo anterior. En la columna PC 20-21, la unidad C contiene diversos bloques de entre 10-13 cm con ceniza y lapilli e impactos balísticos.

Los cálculos se realizaron con el software Eject! (figura 66 y tabla 5; Mastin, 2001) modificando la velocidad y el ángulo de eyección de los balísticos hasta obtener la distancia a la que se estimó en campo que viajaron los balísticos. Una vez obtenida la distancia, la velocidad resultante fue empleada en la fórmula usada para calcular la energía de la explosión y con ella la profundidad. Las profundidades de explosiones mínimas y máximas calculadas son de 12.65 y 85.01 m respectivamente (Tabla 5). Estos valores junto con la energía obtenida se graficaron en la figura 67 que ilustra los regímenes eruptivos y no eruptivos de las explosiones freatomagmáticas. Al menos la unidad C de la columna PC 20-21 y la base de la columna PC

03-20 podrían considerarse como una cortina de balísticos cuya energía a la que fue generada se sitúa en el rango probable de erupciones freatomagmáticas.

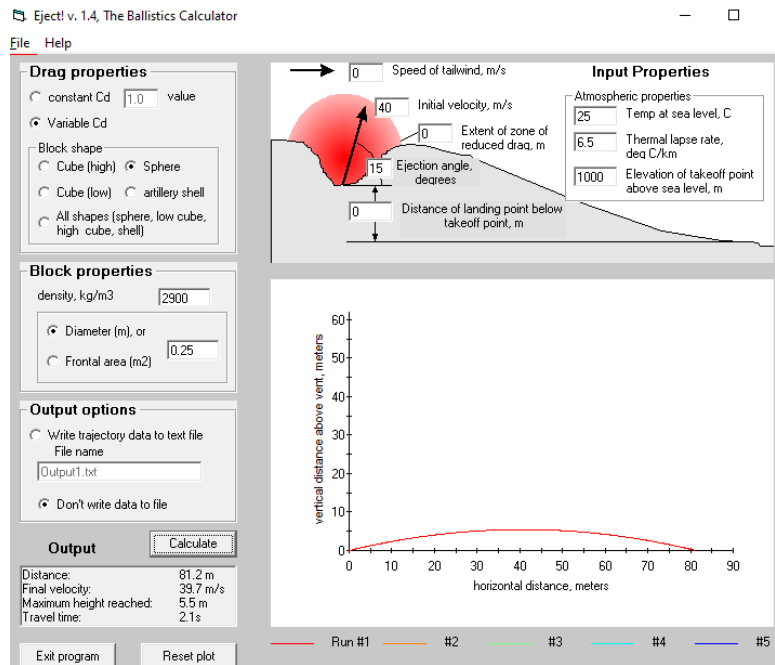


Figura 66. Programa Eject! (Mastin, 2001) para el cálculo de velocidades.

Tabla 5. Cálculos de velocidades, energía de explosiones y profundidades de explosión.

	Balístico 0.25 diámetro, basalto, en columna PC 20-21, Unidad A	
	Min	Máx
Deposit density (kg/m3)	2900	2900
Ballistic density (kg/m3)	2900	2900
Deposit extent (m)	80	890
Bed thickness (m)	0.6	0.6
Crater radius (m)	45	172.5
Ejection angle (°)	15	35
Velocity from block (m/s)	40	100
$(R^2 + Rr + r^2)$	21700	1218175
$\pi \cdot h$	1.88496	1.88496
$(\pi \cdot h)/3$	0.62832	0.62832
Erupted volume (m3)	1.36E+04	7.65E+05
Erupted mass (kg)	3.95E+07	2.22E+09
Explosion energy (J)	3.16E+10	9.60E+12
Explosion depth (m; near-optimal scaled depth)	12.65	85.01

Además de los cálculos de energía liberada en los depósitos y de las profundidades a las que se generaron las explosiones, se elaboraron rosetas (figura 68) con datos de la orientación de diversos balísticos localizados en campo (tabla 6). Se tuvo la dificultad de que únicamente fue posible recolectar datos de 24 balísticos debido a que no siempre se localiza el balístico en el afloramiento o bien, el corte en el estrato no es lo suficientemente claro para determinar categóricamente el rumbo seguido por el clasto. Aun con la baja cantidad de información, fue posible estimar que la dirección de los impactos es dominante hacia el 0-20° N y 80-120° N en ese punto.

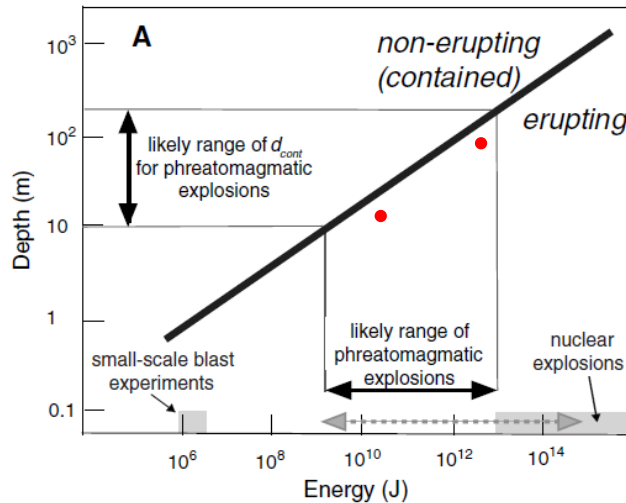


Figura 67. Diagrama ilustrando los regímenes eruptivos y no eruptivos de las explosiones freatomagmáticas; los puntos rojos muestran la energía y profundidades estimadas para los balísticos de la unidad C de la columna PC 20-21 de Pozo del Carmen (Valentine et al., 2014).

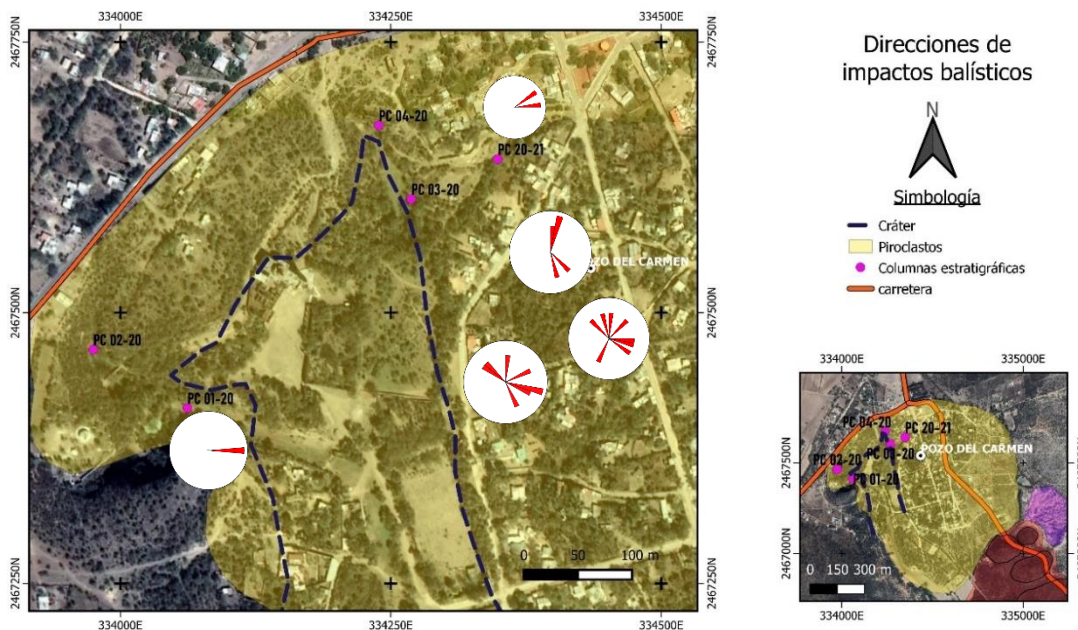


Figura 68. Mapa de los depósitos de Pozo del Carmen mostrando el diagrama de rosas con la dirección de los balísticos encontrados en campo.

Tabla 6. Datos de los impactos balísticos encontrados en Pozo del Carmen.

ID balístico	Rumbo (Azimut)	Diámetro (cm)	Coordenadas		Altitud	Litología
			N	E		
1	111	39	2467436	334349	1571	basalto
2	150	9	2467439	334351	1571	basalto
3	303	14	2467440	334356	1572	basalto
4	318	5	2467438	334454	1571	basalto
5	0	26	2467439	334365	1574	basalto
6	68	21	2467442	334375	1575	basalto
7	104	8	2467442	334385	1575	arenisca
8	105	10	2467449	334388	1579	basalto
9	123	15	2467448	334399	1577	basalto
10	8	40	2467452	334403	1581	basalto
11	311	11	2467454	334412	1581	basalto
12	41	8	2467456	334416	1580	basalto
13	109	50	2467457	334423	1579	basalto
14	90	81	2467461	334429	1578	caliza
15	204	3	2467464	334441	1580	basalto
16	340	5	2467465	334447	1580	basalto
17	163	32	2467524	334342	1561	basalto
18	15	16	2467563	334379	1568	basalto
19	131	21	2467570	334377	1566	caliza
20	18	17	2467568	334381	1566	basalto
21	0	10	2467574	334408	1575	caliza
22	50	25	2467642	334349	1575	basalto
23	80	14	2467643	334345	1576	caliza
24	90	10	2467383	334047	1561	basalto

5.5 Análisis petrográfico de la roca juvenil

5.5.1 Descripciones petrográficas

Se tomaron tres muestras de basalto con el objetivo de definir la composición química de los magmas asociados a las tres fases volcánicas reconocidas en el área de trabajo (Figura 25): i) campo de conos cineríticos del SW, ii) campo de conos cineríticos del SE y iii) basaltos asociados a la estructura volcánica de Pozo del Carmen. Las relaciones estratigráficas entre los depósitos de estas tres fases eruptivas muestran que se emplazaron en tiempos diferentes. Así mismo, se presenta una descripción de los minerales identificados en las lavas mediante petrografía. Estas descripciones junto con la geoquímica de elementos mayores permitirán clasificar química y petrográficamente las muestras, y determinar alguna relación respecto a estos tres eventos magmáticos.

5.5.1.1 Muestra PC 01-20 lava

Coordenadas: 14 Q - 334047 E, 2467383 N, 1572 msnm.

Descripción del afloramiento

Basalto del Pleistoceno superior del campo volcánico monogenético ubicado a 5 ó 6 km al SW de Pozo del Carmen. Se trata de una lava de 4 metros de espesor que sobreyace la secuencia

de depósitos piroclásticos de la estructura volcánica; no se observa paleosuelo en el contacto. Se trata de un flujo de lava.

Muestra de mano

Roca correspondiente a una lava de color gris oscuro en muestra fresca y seca, con escasa oxidación; intemperizada se muestra de color café oscuro. Consolidada, de matriz afanítica, con escasos fenocristales de tamaño de 1-2 mm, anhedrales, distribuidos aleatoriamente. Algunos de estos cristales son de tamaño de 1-2 mm, de color verde-amarillo, translúcidos, con brillo vítreo y borde de oxidación. Se presentan también cristales de un mineral incoloro con brillo vítreo, de tamaño de 1 mm. Ocasionalmente se distinguen minerales de color pardo, de brillo vítreo y <1 mm. La muestra presenta escasas vesículas con diámetro de 1.5 cm a <1 mm.

Lámina delgada

Roca de textura holocristalina porfídica, inequigranular, con una mesostasis afieltrada formada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y de un mineral opaco presente en forma de cristales cuadrados (magnetita?; figura 69B). Algunos microcristales de plagioclasa de la pasta se muestran en colores de interferencia amarillos-naranjas y parecen mostrar alteración sericitica (?), mientras que los clinopiroxenos muestran colores pardos, azulados y rosas (figura 69A). Los fenocristales consisten en cristales de plagioclasas prismáticos subhedrales (al centro y en el borde superior de la figura 69A) con un tamaño entre 100-440 μm y maclas polisintéticas. Los olivinos varían en tamaño de 75-800 μm en su eje mayor, euhedrales a anhedrales, con colores de interferencia naranjas, azules, amarillos y verdes de segundo orden, en su mayoría alterados en el borde a iddingsita la cual es más visible en la figura 69B. Algunos olivinos se observan esqueléticos y con engolfamiento, pueden presentar fracturamiento y encontrarse en agregados. Los clinopiroxenos (augita?) tienen un tamaño menor al resto de los fenocristales (75-290 μm), hábito prismático y pleocroísmo verdoso-violeta; consisten en cristales subhedrales-anhedrales, con colores de interferencia azul, rosa y amarillo, y en ocasiones formando glomerocristales.

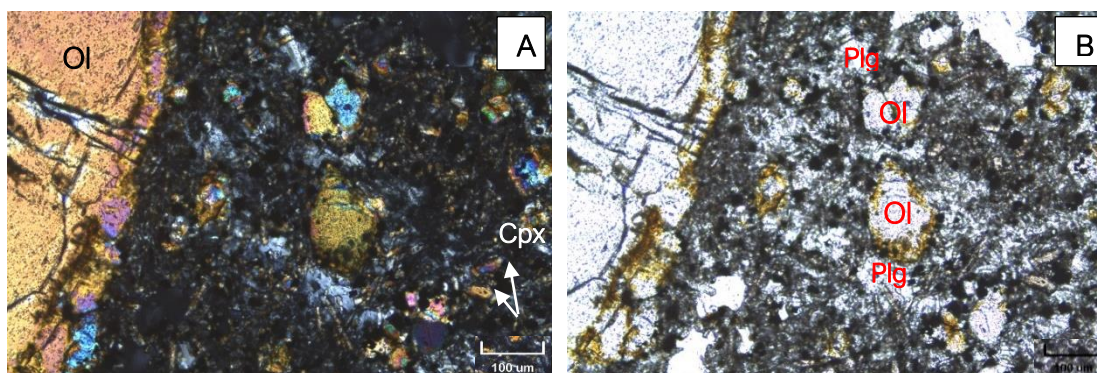


Figura 69. A) Mesostasis microlítica afieltrada. Cristales de olivino con alteración a iddingsita. Luz polarizada, 100x; B) Mismo campo que en A; luz natural, 100x (Ol: olivino, Plg: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno).

5.5.1.2 Muestra PC 03-20 A bomba volcánica

Coordenadas: 14 Q - 334269 E, 2467605 N, 1556 msnm.

Descripción del afloramiento

Basalto juvenil en uno de los depósitos de la zona basal de los depósitos piroclásticos de la estructura volcánica de Pozo del Carmen. Corresponde a un horizonte de lapilli medio de posible composición máfica, de 30 cm de potencia, donde la bomba volcánica tomada para muestra (diámetro de 35 cm) se encuentra deformando las capas de lapilli.

Muestra de mano

Bomba volcánica de color gris oscuro en muestra fresca y seca, con escasa oxidación. Consolidada, de textura vesicular con vesículas de mayor tamaño (1 cm) hacia el borde externo mientras que hacia el centro reducen su tamaño (<1 mm). La forma de las vesículas es circular, algunas ligeramente elongadas. Su matriz es afanítica. Contiene entre un 5 y 10% de fragmentos líticos (caliza) y cristales. Los fragmentos líticos tienen un tamaño de hasta 3 mm, la mayoría siendo <1mm, subredondeados a subangulosos, sin orientación y relleno de vesículas. Los clastos más grandes son de color beige a gris claro-gris oscuro y efervescente al contacto con HCl. Los cristales más pequeños, anhedrales, son apenas visibles con una lupa de 10x; algunos muestran coloración amarilla translúcida con brillo vítreo y otros son de color blanco a incoloro con brillo vítreo.

Lámina delgada

Roca de textura vesicular, hialocristalina porfídica con presencia de microlitos en la mesostasis vítrea. Respecto a los fenocristales, se observan cristales hexagonales anhedrales a euhedrales con colores de interferencia amarillo, anaranjados, verdes, grises y violetas, con pleocroísmo verde claro, algunos con zoneamiento concéntrico y/o maclado polisintético no afectado por el zoneamiento (figura 70A) o bien con maclas de penetración; su tamaño es de 90-1400 μm . Algunos de estos cristales parecen tener inclusiones de clinopiroxenos (figura 70A) en el centro o bien textura esquelética o bordes de reabsorción, mientras que otros exhiben dos sistemas de exfoliación formando un ángulo de 87° por lo que se sugiere que el mineral es augita. Se presentan también cristales de olivino anhedrales a euhedrales con colores de interferencia de segundo orden (verdes, azules, amarillos y rosas; figuras 70A y C), con fracturas y un tamaño en su eje mayor de 65-550 μm . Ciertos cristales presentan engolfamientos. Por su parte, las plagioclasas presentes en forma tabular, subhedral, varían en tamaño de 55-290 μm y cuentan con macla simple y textura seriada, orientadas según el contorno de los cristales o de las vesículas (figuras 70B y D). Asimismo, se observan cristales euhedrales de lo que podría ser nefelina de hasta 330 μm con coloración gris-beige (figuras 70C y D). La muestra contiene líticos subredondeados de color café-gris que corresponden a fragmentos de caliza. Se detectaron glomerocristales de olivinos y piroxenos, algunos incluyen nefelina, otros formados por clinopiroxenos; algunos se desarrollaron alrededor de vesículas y con forma de corona o

anillo (figuras 70C y D). Igualmente se observaron coronas de clinopiroxenos rodeando olivinos.

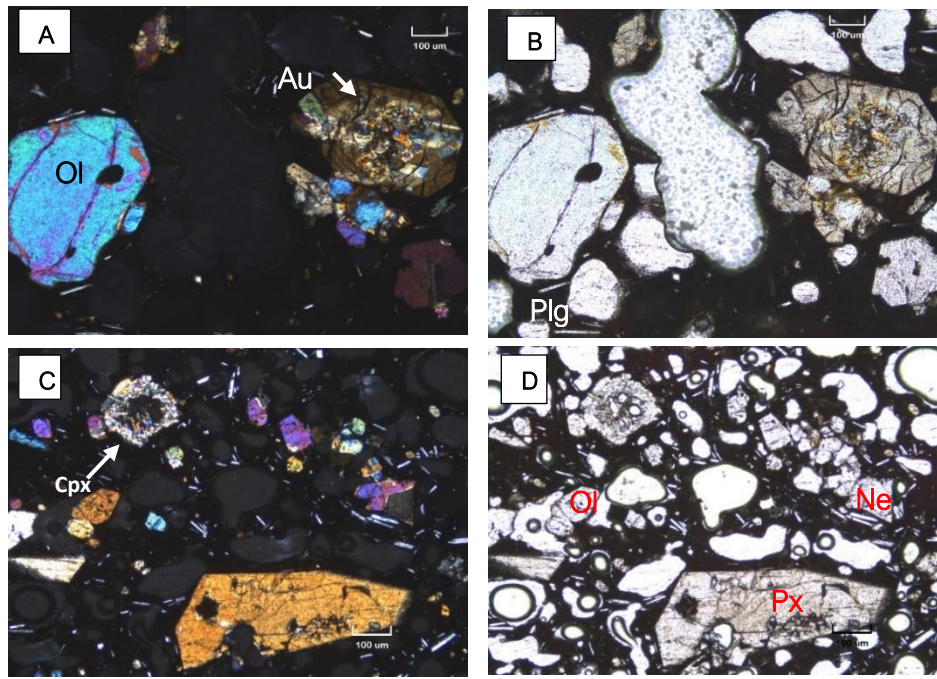


Figura 70. A) Olivino a la izquierda. A la derecha, cristal de augita con zoneamiento concéntrico y maclas, e inclusiones de clinopiroxenos al centro (?); debajo se muestra un agregado de olivinos con piroxenos. Luz polarizada, 100x; B) Mismo campo que en A; luz natural, 100x; C) Piroxeno en la base. Agregado de clinopiroxenos desarrollados alrededor de una vesícula. Luz polarizada, 50x; D) Mismo campo que en C. Luz natural, 50x (Ol: olivino, Plg: plagioclasa, Aug: augita, Cpx: clinopiroxeno, Px: piroxeno, Ne: nefelina).

5.5.1.3 Muestra PC 04-20 lava de volcán

Coordenadas: 14 Q - 335219 E, 2466811 N, 1575 msnm.

Descripción del afloramiento

Basalto tomado de uno de los conos emplazados a ~1.3 km al SE de Pozo del Carmen. Se trata de un bloque de escoria un tanto oxidado.

Muestra de mano

Material escoriáceo de color gris oscuro en muestra fresca y seca; color gris claro-café claro en muestra intemperizada. Presenta oxidación. Consolidada y de textura vesicular, con vesículas de hasta 3.5 cm de diámetro y cuya forma varía de circular a irregular por la interconexión de vesículas. Su matriz es afanítica y en algunos puntos contiene fragmentos líticos (caliza) en un 5-10%, con orientación aleatoria, con tamaños que oscilan de los 1.3 cm hasta < 1mm, subredondeados, de color gris claro a beige.

Lámina delgada

Roca de textura vesicular, hialocristalina porfídica con mesostasis vítrea con alto contenido de microlitos con arreglo fluidal constituidos por plagioclasas con maclas simples que en general se encuentran orientadas con el contorno de los macrocristales y vesículas (figura 71B y D). En cuanto a los fenocristales, se observan cristales de clinopiroxeno (augita?) tabulares hexagonales, anhedrales a euhedrales, con colores de interferencia amarillo, anaranjados, rosas, grises y azules, con pleocroísmo de color ligeramente verde claro. Ciertos cristales cuentan con maclado simple (figura 71C) o polisintético (figura 71A), con zoneamiento concéntrico o de sector en forma de reloj de arena (figura 71C); su tamaño es de 55-660 μm . Algunos de estos cristales tienen textura esquelética o engolfamientos. Los cristales de olivino se presentan subhedrales-euhedrales, en su mayoría euhedrales, con colores de interferencia de segundo orden (azules y rosas; figuras 71A y C) y un tamaño en su eje mayor de 50-460 μm . Algunos cristales presentan bordes de reabsorción (figura 71C) o textura esquelética. Las plagioclasas presentes en forma tabular euhedral a euhedral varían en tamaño de 65-170 μm y cuentan con macla simple y textura seriada. Se observaron cristales euhedrales-subhedrales de nefelina de hasta 500 μm con coloración gris-blanca (figura 71C), así como la presencia de un mineral opaco (óxido) de 55 μm en promedio. Se detectaron glomero-cristales constituidos por piroxenos y nefelina en menor proporción o simplemente por clinopiroxenos, algunos desarrollados alrededor de vesículas con forma de corona o anillo (figura 71A y B). Adicionalmente se distingue un megaclasto criptocristalino del que solo se pueden distinguir microcristales de un mineral opaco (óxido; figuras 71E y F).

5.5.2 Análisis modal

De acuerdo con la composición modal obtenida mediante conteo de puntos en las láminas delgadas (Tabla 7), las lavas de las muestras *PC 01-20 lava basalto*, *PC 03-20 bomba lava* y *PC 04-20 lava volcán* se ubican en el campo de tefrita/basanita del diagrama QAPF para rocas volcánicas (figura 72), considerándose específicamente basanitas por su contenido de olivino (>10%; Le Maitre et al., 2002).

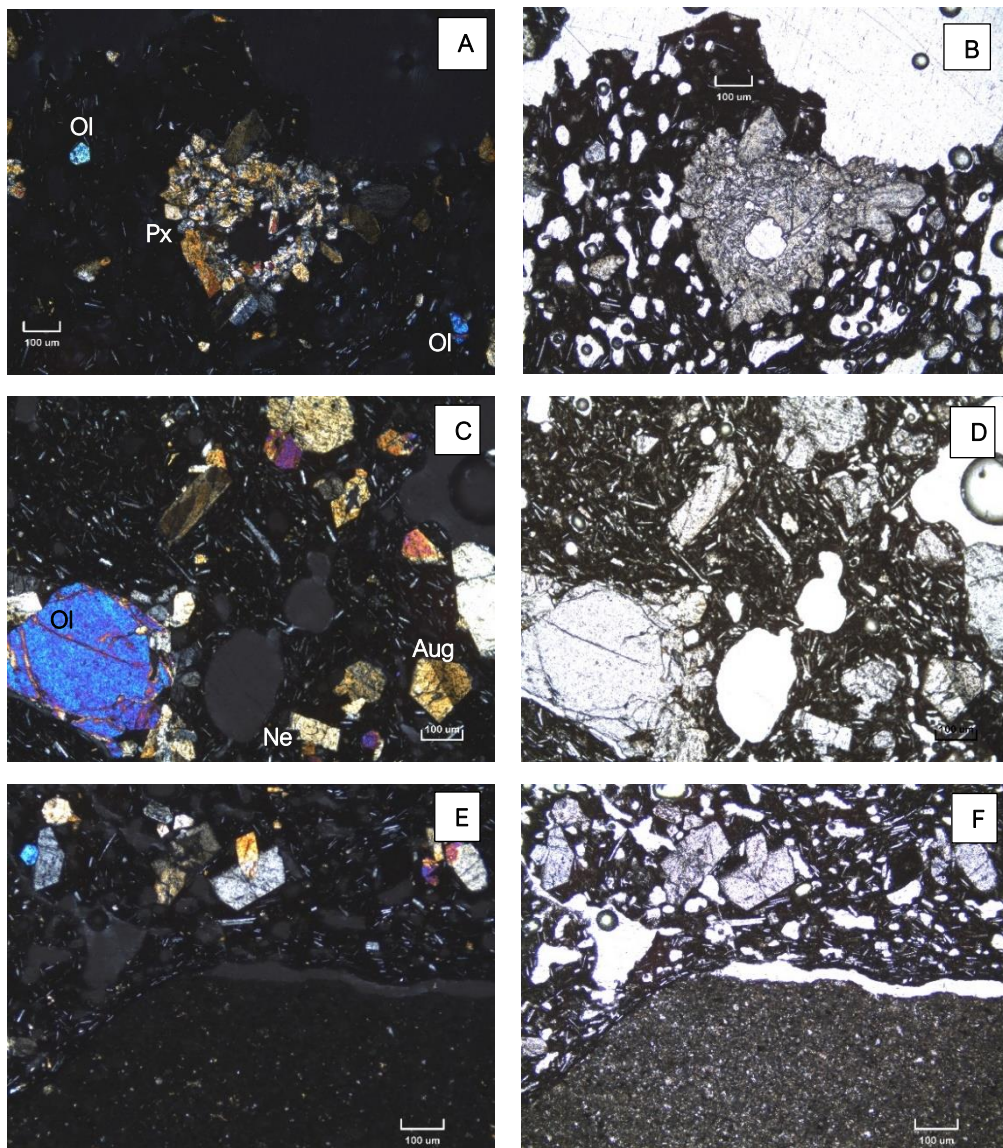


Figura 71. A) Agregado de clinopiroxenos alrededor de una vesícula, luz polarizada, 100x; B) mismo campo que en A, luz natural; C) olivino con bordes de reabsorción; augita con macla simple (esquina inferior derecha) y con zoneamiento de sector-reloj de arena (cristal café oscuro hacia la parte media superior). Luz polarizada, 100x; D) mismo campo que C, luz natural; E) en la porción inferior se presenta un clasto criptocristalino; luz polarizada, 100x; F) mismo campo que E; luz natural, 100x.

5.6 Caracterización química (elementos mayores) del magma que detonó la actividad eruptiva

Los elementos mayores obtenidos mediante el análisis geoquímico de las lavas (Tabla 8) permitieron corroborar el análisis modal obtenido por petrografía y clasificar las muestras químicamente mediante el uso del diagrama TAS (figura 73; Le Bas et al., 1986). Dentro de

esta clasificación para rocas volcánicas, las tres muestras de lava se consideran basanitas por su contenido de olivino normativo (>10%, tabla 9; Le Maitre et al., 2002). Esto coincide con los resultados publicados por Aranda-Gómez (1993) y Aguilón-Robles et al. (2012); en el primer trabajo la mayoría de las muestras de maers localizados en el campo volcánico Ventura, incluyendo las de Pozo del Carmen, fueron ubicadas en el campo de basanitas. En el segundo trabajo se muestrearon y analizaron rocas de la unidad Basalto Las Joyas (Qbj reportada en Tristán-González et al., 2009; denominada en este trabajo como Unidad Las Joyas), que igualmente se clasificaron como basanitas.

Tabla 7. Composición modal de los minerales identificados en las láminas delgadas. Los datos se presentan en porcentajes, basados en un conteo de 200 a 300 puntos por muestra. Ol: olivino, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Plg: plagioclasa, Ox: óxidos, Ne: nefelina, Lit carb: lítico carbonatado.

Muestra	Ol	Cpx	Opx	Plg	Ox	Ne	Lit carb	Total
PC 01-20 lava basalto (SW de Pozo del Carmen)	26	29	0	25	10	9	0	100
PC 03-20 bomba lava	25	28	6	27	0	8	5	100
PC 04-20 lava volcán (SE de Pozo del Carmen)	19	31	2	35	1	9	4	100

Tabla 8. Valores de los elementos mayores reportados como óxidos, recalculados (libres de volátiles), correspondientes a las muestras de lava. Calculado con el programa FC-AFC-FCA and mixing modeler (Ersoy y Helvacı, 2010).

Muestras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Total
PC01-20	43.31	13.57	13.99	8.15	9.44	4.72	2.10	3.36	1.16	0.21	100.00
PC03-20	45.67	13.78	12.48	7.83	10.46	3.68	2.08	2.82	1.02	0.18	100.00
PC 04-20	45.84	13.98	12.72	8.05	9.52	3.70	2.08	2.89	1.03	0.18	100.00

Tabla 9. Minerales normativos según la norma CIPW, obtenida con el programa IgROCS (Verma y Rivera-Gómez, 2013).

Minerales normativos										
Muestras	Ortoclasa	Albita	Anortita	Nefelina	Diópsido	Olivino	Magnetita	Ilmenita	Apatito	Total
PC01-20	12.58	8.52	9.73	17.26	24.29	14.10	4.36	6.46	2.71	100.00
PC03-20	12.43	12.89	15.11	10.05	24.89	14.04	2.79	5.41	2.39	100.00
PC 04-20	12.46	15.94	15.56	8.51	20.64	16.09	2.84	5.54	2.42	100.00

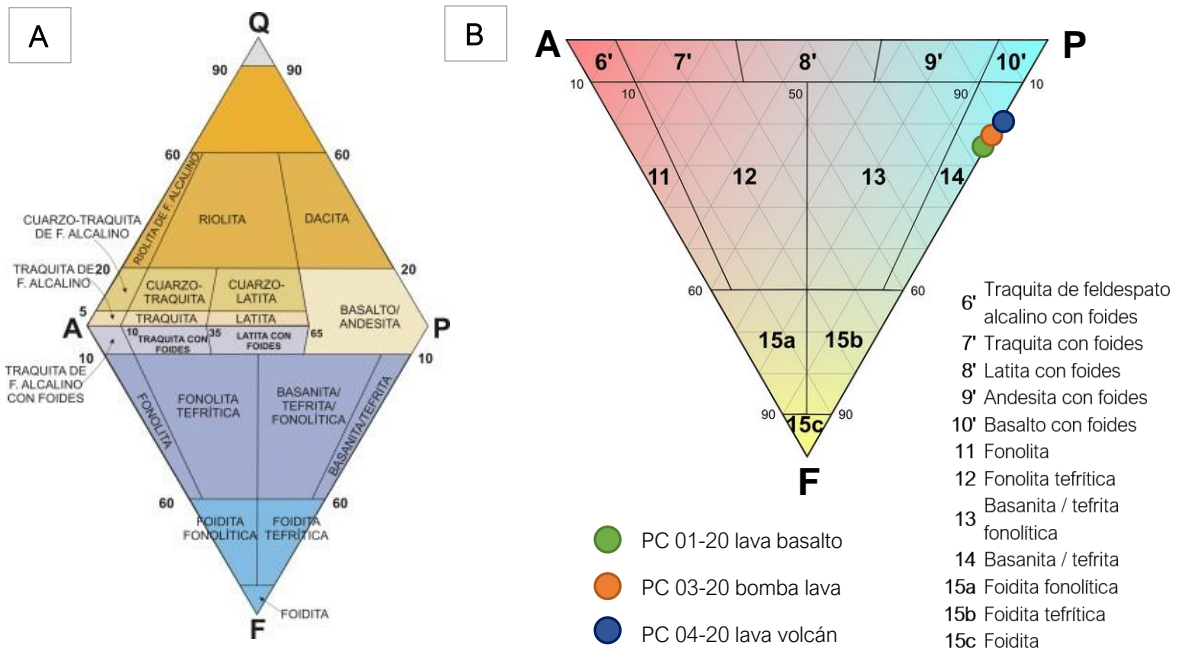


Figura 72. A) Diagrama QAPF para la clasificación modal de las rocas volcánicas. Traducido de Le Maitre et al. (2002). Tomado de Rocas volcánicas (<https://petroigne.wordpress.com/tiposrococos/clasificacion/rocas-volcanicas/>). B) Diagrama ternario APF correspondiente a la parte inferior del diagrama QAPF para rocas volcánicas (Le Maitre et al., 2002). Se colocaron las muestras de lavas descritas petrográficamente. Tomado y modificado de Definition of QAPF diagram (https://zh.mindat.org/glossary/qapf_diagram).

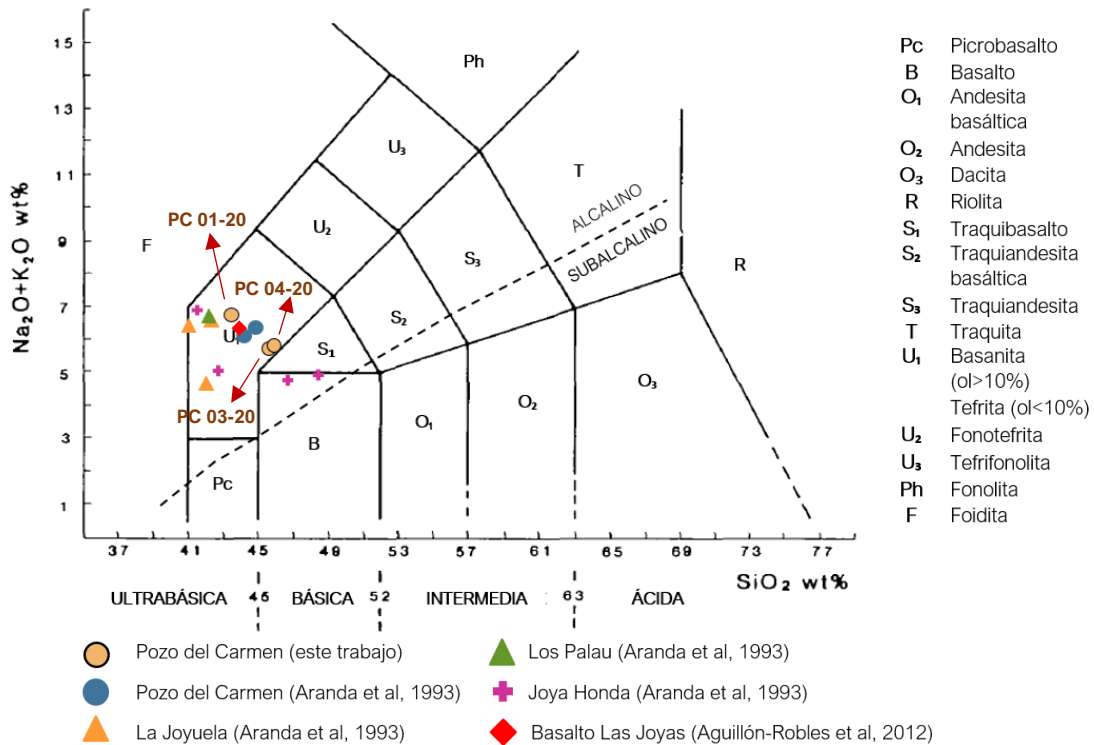


Figura 73. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) de clasificación de rocas volcánicas que compara el valor total de álcalis contra el de sílice. El diagrama ilustra la ubicación de las muestras analizadas en este trabajo (círculo beige-

contorno negro) y de muestras tomadas previamente (Aranda-Gómez, 1993; Aguilón-Robles et al., 2012). Graficado con el programa FC–AFC–FCA and mixing modeler (Ersoy y Helvacı, 2010). Línea de discriminación de los campos alcalino y subalcalino según Irvine y Barragar (1971).

6. Discusión de resultados

6.1 Cartografía de la dispersión de los depósitos piroclásticos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen

Los depósitos de escoria basáltica de uno de los conos cineríticos ubicados al SE de Pozo del Carmen (figura 25) sobreyacen a depósitos piroclásticos amarillos (palagonitizados) y grises conformados por lapilli, ceniza y bloques que por su relación estratigráfica y contacto muestran que estos depósitos piroclásticos son parte de la formación de los conos y que en tiempo son diferentes a los depósitos generados por la estructura volcánica de Pozo del Carmen, ya que es importante señalar que el contacto entre los depósitos de ambos edificios volcánicos no es claro, sin embargo, se considera que el emplazamiento de los conos cineríticos es anterior al desarrollo de la estructura volcánica de Pozo del Carmen pues no hay evidencia de que los depósitos de estos conos afectaran de alguna forma los del volcán de Pozo del Carmen.

Por su parte, los depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen se encuentran sobreyacidos por un flujo de lava basáltica cuyo contacto fue descrito por Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1979) como discordante y que en este trabajo ha sido definido como concordante debido a que la lava sigue el patrón de horizontalidad de las capas superiores estratificadas de los piroclastos y entre ambas capas no se observa presencia de paleosuelos que pudieran indicar un hiato (figura 26 A). En algunos puntos el contacto lava-piroclastos presenta perturbaciones por la presencia de estructuras plásticas y la mezcla entre fragmentos de lava con piroclastos que se han clasificado como *peperitas*. Las *peperitas* son un término genético definido por White *et al.* (2000) como:

“rocas formadas por el proceso de desintegración in situ en el que un magma intrusión y se mezcla con sedimentos no consolidados o pobremente consolidados, usualmente húmedos, y se refiere también a mezclas similares generadas por el mismo proceso que ocurre en los contactos de lavas y otros depósitos volcanoclásticos con tales sedimentos”.

De acuerdo con lo observado en campo, se trata de un contacto entre un flujo de lava y depósitos piroclásticos estratificados, por lo que según esta definición no se trata de un magma interactuando con sedimentos. Sin embargo, en este caso las peritas son el resultado del contacto lava-volcaniclastos donde estos últimos estaban saturados de agua, por lo que se considera que el resultado fue la formación de *peperitas* (figura 26 B).

En cuanto al contacto discordante observado por Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1979), podría referirse a la destrucción parcial de la estratificación (pues en algunos puntos se mantiene intacta) de los depósitos piroclásticos (posiblemente húmedos) debido al contacto con el flujo de lava, lo cual es típico en el emplazamiento de *peperitas*, además de que esta mezcla entre basalto y piroclastos podría ser un indicativo de que los eventos son casi contemporáneos (Skilling *et al.*, 2002).

6.2 Morfología de la estructura volcánica

Hasta este punto solo se ha hecho referencia a la “estructura volcánica de Pozo del Carmen” con la intención de identificarlo como una estructura de origen volcánico freatomagmático, pero se ha evitado darle una clasificación genética-morfológica (maar, anillo de tobas o cono de tobas) debido a que no cumple completamente con una clasificación definida. Primeramente, el cráter está parcialmente delimitado, a diferencia de diversos ejemplos clásicos de la literatura en los que el cráter claramente es circular o elíptico (Tecuitlapa (México), Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Atexcac (México), López-Rojas y Carrasco-Núñez, 2015; Joya Honda (México), Saucedo et al., 2017; Ubehebe (Estados Unidos), Champion et al., 2018). En su lugar Pozo del Carmen presenta una depresión de forma semicircular truncada hacia el sur lo que le da una forma más bien de herradura abierta hacia el SE. Sin embargo, Graettinger (2018) en su base de datos global sobre tamaño y forma de maares jóvenes (MaarVLS) considera como parte del inventario las estructuras con un borde de cráter completo o casi completo (>75%), incluyendo la estructura volcánica de Pozo del Carmen como un “maar”. Por otra parte, aunque forma una depresión no pone al descubierto el basamento local en toda su periferia, a excepción de un punto (PC 01-20, 1.5 m de espesor), donde no es claro si las rocas pre-maar afloran porque fueron excavadas durante la explosividad volcánica o por la erosión posterior al desarrollo de la estructura volcánica, por lo tanto ésta no es una característica concluyente para que pueda clasificarse como maar; por otra parte el “cráter” fue excavado bajo la superficie circundante (ya que desde la carretera en dirección a Armadillo de los Infante (hacia el SW) puede observarse la depresión), de manera que tampoco cumpliría cabalmente con la clasificación de anillo de toba.

De esta forma, se optó por hacer una comparación entre las características morfológicas del edificio volcánico de Pozo del Carmen con aquellas consideradas en la Tabla 1 del capítulo 2 con la finalidad de mostrar semejanzas y diferencias entre las diversas estructuras volcánicas de origen freatomagmático (tabla 10) como lo son los maares, anillos de tobas y conos de tobas. Con las características morfológicas que presenta la estructura volcánica de Pozo del Carmen, y tomando en cuenta los parámetros morfométricos de la Tabla 4 del capítulo 5, podría clasificarse como un maar o un anillo de tobas.

Tabla 10. Comparación entre los diferentes tipos de volcanes basálticos de tamaño pequeño y la estructura volcánica de Pozo del Carmen*.

Tomada de White y Ross (2011), modificada con base en Sheridan y Wohletz (1983), Wohletz y Sheridan (1983) y Cas y Wright (1987).

	Conos de escoria	Conos de toba	Anillos de toba	Maares	Pozo del Carmen
Cráter arriba o debajo de la superficie original del suelo	Arriba	Arriba	Arriba	Abajo	Abajo
Pendientes internas del cráter	Inclinadas	Moderadamente inclinadas	Poco inclinadas	Inclinadas-verticales	Casi verticales

Pendientes externas del cráter	Inclinadas (30-35°)	Moderadamente inclinadas (25-30°)	Poco inclinadas (2-15°)	Poco inclinadas (2-15°)	Poco inclinadas (6°)
Diámetro basal del cono ($W/c\alpha$, en km); promedio	0.25–2.5	-	1.6	1.4	0.445
Diámetro del cráter comparado con el cráter basal	Pequeño	Mediano	Grande	Grande	Grande
Altura del cono o del borde; promedio	$0.18 \cdot W_{co}$	Frecuentemente >100, pero <300 m	<50 m	<30 m	15.5 m (21 m altura máxima)
Diámetro del cráter o del borde	$0.4 \cdot W_{co}$	<0.1–1.5 km	0.2–3.0 km	0.2–3.0 km (600-800 m en promedio**)	0.661 km
Proporción altura/diámetro del borde	-	0.5-0.2	0.13-0.05	0.13-0.05	0.032
Pendiente inicial del buzamiento de las capas	25–38°	10–30°	Sub-horizontal a 20°	Sub-horizontal a 20°	Sub-horizontal a 6°
Estratificación	Burda a gruesa	Masiva a débil	Bien estratificada	Bien estratificada	Bien estratificada
Tamaño de grano dominante	Bloques y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli	Ceniza y lapilli
Proporción de fragmentos juveniles	Generalmente << 1%	Pequeña (poco % o menos)	Variable***	Hasta 90%	Variable****
Proporción de fragmentos juveniles	~100%	90-100%	90-100%	0-100%	47-79%
Fragmentos juveniles densos a pobremente vesiculares	Raros	Típicamente abundantes	Típicamente abundantes	Típicamente abundantes	Abundantes
Modo de transporte de los piroclastos	Caída, avalancha de clastos	Oleadas, caídas y remobilizaciones	Oleadas caídas y	Oleadas caídas y	CDPs densas, oleadas y caídas
Subyacido por diatrema	No	No	Diatrema superficial	Diatrema profunda	Se desconoce
Agua externa	Poca o nada	Abundante (agua superficial poco profunda)	Abundante a limitada (agua subterránea)	Limitada	No observada. Posiblemente, o al menos poco profunda y limitada
Energía explosiva (fragmentación)	Muy baja	Baja-Media	Alta-Muy alta	Alta-Muy alta	Media-alta*****
Proporción agua/magma*****	<0.1	~ 3 - 30	~ 0.3 - 3	¿?	No se ha cuantificado. Las observaciones indican algunos depósitos de oleadas húmedas y también vesículas de escape de vapor de agua

*Se recuerda que los volcanes con características mixtas son comunes y que registran variaciones del proceso eruptivo predominante que da lugar a la formación del edificio volcánico (White y Ross; 2011).

**Promedio tomado de Graettinger (2018).

***El cono de escoria Rothenberg (Houghton y Schmincke, 1989) en sus fases freatomagmáticas contiene entre el 12 y 53% de no juveniles.

***En este trabajo en las fases freatomagmáticas se encontró entre 40 y 87% de no juveniles.

****En este trabajo en las fases magmáticas.

*****Considerada así por la energía obtenida en el capítulo 5 de resultados (tabla 6, figura 47), ubicada dentro del rango probable de explosiones freatomagmáticas.

*****Tomado de Vespermann y Schmincke (2000), a su vez modificado de Wohletz y Sheridan (1983).

6.3 Análisis estratigráfico y evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen

Hasta hace unas décadas, la descripción de la forma de las estructuras volcánicas era de gran ayuda para los vulcanólogos (Fisher y Schmincke, 1984), de manera que incluso el nombre de los volcanes se convirtió en un indicador de su morfología (estratovolcanes son conos altos, y las calderas son estructuras de gran subsidencia y tamaño, por citar algunos ejemplos). Por otra parte y desde una óptica genética, los conos de escorias y de tobas, anillos de tobas y maares se agrupan bajo el término “monogenético” para referirse a su tamaño pequeño producto de una única etapa eruptiva la mayoría de las veces (White y Ross, 2011). Así, los volcanes de volumen pequeño son producto del vulcanismo monogenético, y su clasificación morfo-genética dependerá del estilo eruptivo dominante, de la proporción magma/agua en el caso de las estructuras volcánicas freatomagmáticas y a sus típicas morfologías, donde sin duda la interacción con parámetros internos como las características del magma, y parámetros externos como el flujo de agua subterránea, el tipo de sustrato o la topografía juegan un papel importante en la formación de estas estructuras las cuales pueden llegar a considerarse como complejas y hasta en ocasiones similares a los volcanes poligenéticos (Németh y Kereszturi, 2015). Un ejemplo de dicha complejidad es el cono de escoria Rothenberg, del campo volcánico Eifel en Alemania, formado por una alternancia de tres fases eruptivas estrombolianas y tres fases freatomagmáticas, formando un anillo de tobas y posteriormente dos conos de escoria fusionados, donde el vulcanismo estromboliano dominó volumétricamente (Houghton y Schmincke, 1989). Es así como pueden generarse variaciones durante las erupciones y dar lugar a depósitos volcánicos variados que evidenciarían la complejidad de un sistema volcánico monogenético.

6.3.1 Evolución de la estructura volcánica de Pozo del Carmen

Con base en lo anterior y en las observaciones de campo, la variación granulométrica de los depósitos, el análisis de componentes y de la micromorfología de partículas juveniles, se ha desarrollado una hipótesis para explicar el origen volcánico de los depósitos de Pozo del Carmen, la cual se centra en la generación de cinco diferentes fases eruptivas durante el proceso de formación del edificio volcánico en Pozo del Carmen (figuras 74 y 74.1), y que se describen a continuación con la intención de mostrar su historia eruptiva.





Los depósitos del “cráter” en Pozo del Carmen sin duda son producto de una erupción compleja producto de la alternancia de fases eruptivas magmáticas y freatomagmáticas e

incluso híbridas, y que se adaptaría al modelo formador de maeres-diatremas propuesto por Valentine y White (2012), donde proponen que los diques alimentadores de las diatremas toman direcciones aleatorias en su camino hacia la superficie, por lo que las transiciones en el estilo eruptivo pueden deberse a variaciones en el flujo del magma y del suministro del agua subterránea, incluso consideran la presencia de diferentes conductos actuando alternados o simultáneamente, cada uno con un proceso o mecanismos eruptivo diferente, o bien uno solo (quizá fisural) con variaciones de actividad.

En la siguiente tabla se agrupan las distintas facies encontradas en los depósitos de Pozo del Carmen y se incluye una descripción general de cada una, así como su interpretación con respecto a la clasificación de sus depósitos, tipo de emplazamiento y el mecanismo eruptivo al que se asocian.

Tabla 11. Descripción e interpretación de facies de los depósitos de Pozo del Carmen con su simbología.

Facies	Significado	Descripción	Interpretación (clasificación del depósito y mecanismo eruptivo asociado)
Cf-lm	Ceniza fina, masiva y laminar	Ceniza fina en un 90-95%. Escasos clastos, polilitológico (juveniles y caliza), angulosos a subangulosos de 4, 6, 10-12 mm de diámetro. Se presenta en capas delgadas de 1-10 cm de espesor y pueden presentar deformación plástica por carga o por impactos balísticos. Estructura masiva que en ocasiones tiende a ser laminar hacia la base o viceversa.	Posiblemente es el resultado de la máxima fragmentación del magma por una mezcla eficiente de agua-magma, siendo un depósito de oleada piroclástica de tipo húmedo indicado por la deformación plástica. Se asocia a las facies LC-lm y en ocasiones a CL-ml, que indicaría una alternancia de erupciones magmáticas y freatomagmáticas. Podría ser una facies distal de la facies C-m.
Cf-g	Ceniza fina gradada	Depósitos formados en un 95-100% de ceniza fina con gradación inversa y normal difusa. Espesor promedio de 1-4 cm.	Se asocia a la capa superior del modelo de Dellino et al. (2004) para los depósitos de oleadas piroclásticas (<i>base surge</i>), generada por un lento asentamiento de la ceniza fina presente en la nube de la oleada piroclástica. Se asocia a las facies CL-ml y C-m. Cuando se asocia a la facies CL-ml, puede ser producto del asentamiento de una pluma volcánica derivada de una CDP densa, llamado nube de ceniza o co-ignimbrita (<i>ash cloud</i>).
C-m	Ceniza masiva	Depósitos formados en un 90-100% de ceniza media, con un bajo porcentaje de clastos subangulosos de 0.4-1 cm de diámetro. Las capas son masivas (ocasionalmente pudieran presentar cierta laminación y estratificación cruzada o dunas), con gran fracturamiento por desecación, compactas y de base erosiva. Su espesor varía entre los 2.5 y 14 cm.	Depósitos de ceniza masiva producto de una oleada piroclástica en facies proximal, asociada lateralmente a Cf-lm que correspondería a una facies distal. Se considera como la capa intermedia de las tres capas que forman los depósitos de oleadas piroclásticas en el trabajo de Dellino et al. (2004), cuando está asociada a las facies CL-ml y Cf-g. Se genera por suspensión.

			<p>Cuando se asocia a la facies CL-ml, puede ser producto del depósito de un <i>ash-cloud surge</i> derivada de una CDP densa.</p>
<p>CL-ml</p>	<p>Ceniza y lapilli (fino a medio), masivo y laminar</p> 	<p>Estratos compuestos por clastos de lapilli fino a grueso polilitológicos (60-85% de juveniles y caliza-arenisca? en menor proporción), subangulosos a subredondeados, soportados en una matriz de ceniza fina a media que representa el 70-90% de los depósitos. Las capas son masivas, en ocasiones con gradación inversa y contacto erosivo en la base. El espesor oscila entre los 3-55 cm, siendo más común que se presente con 3-12 cm de potencia. Cuando se asocia a las facies C-m y Cf-g normalmente se presenta con gradación inversa.</p>	<p>Flujos piroclásticos densos cuando no están asociados a las facies C-m y Cf-g. Son producto de <i>boiling over</i>, proceso en el que el material volcánico es expulsado directamente por desbordamiento por ebullición.</p> <p>Cuando se presenta con gradación inversa y asociada a las facies C-m y Cf-g podría ser interpretado como la facies basal en la asociación de facies producto del emplazamiento de un <i>base surge</i>, de acuerdo con el modelo propuesto por Dellino et al. (2004). En este caso específicamente corresponde a un depósito de una carpeta de tracción, que en ocasiones se presenta como lentes.</p>
<p>LC-lm</p>	<p>Lapilli ceniza, laminar y masivo</p> 	<p>Capas compuestas por clastos de tamaño lapilli inmersos en una matriz de ceniza media a gruesa (10-20%), polilitológico con predominio de juveniles (56-73%). Tamaño máximo de partículas entre 0.6 y 5 cm, incluyendo bloques de hasta 13 cm; la mayoría se encuentran alterados presentando tonos ocres. Los clastos son angulosos a subangulosos; la estructura es masiva, mostrando en ciertos horizontes una estratificación difusa que puede llegar a distinguirse incluso como gradación inversa. Compactación regular a fuerte y contactos basales erosivos.</p>	<p>Unidades correspondientes a una secuencia de flujos piroclásticos densos. Producto de <i>boiling over</i>, proceso en el que el material volcánico es expulsado por desbordamiento por ebullición. Tienen corto alcance y producen comúnmente depósitos gruesos y pobremente clasificados. Normalmente hay una asociación lateral con otras facies como la CL-ml y vertical con Cf-lm.</p>
<p>Lf-csg</p>	<p>Lapilli fino, clasto soportado y gradado</p> 	<p>Horizontes de lapilli juvenil medio a grueso, vesicular, angulosos, clasto soportado, en ocasiones con un mínimo de matriz del 5-10% de ceniza fina a media. Presenta gradación normal a inversa, espesores que oscilan entre 1-8 cm, con base no erosiva.</p>	<p>Depósito de caída piroclástica de escoria producto del desarrollo de columnas eruptivas sostenidas durante poco tiempo asociadas a un mecanismo estromboliano producto de una erupción magmática o con poca interacción de agua durante la explosión (Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989).</p>
<p>Bx-m</p>	<p>Brecha masiva</p> 	<p>Brecha de ~20 cm de espesor constituida por lapilli fino a medio de material juvenil en un 85% y de calizas 15%, soportado en una matriz fina y con clastos angulosos. Incluye bombas volcánicas de entre 10-35 cm en su eje mayor, con alta vesicularidad, las cuales deforman plásticamente las capas. Masivo, muy consolidado. Se detectó en un solo punto (base de la columna PC 03-20).</p>	<p>La presencia de un alto porcentaje de juveniles (lapilli-bombas) y un mínimo de material no juvenil, así como la fábrica que presenta el depósito, sugiere que fue producto de una explosión, posiblemente durante la fase inicial de las erupciones estrombolianas.</p> <p>Por las características texturales y estructura de sus depósitos, podría considerarse como producto de una</p>

“cortina de balísticos” en el sentido propuesto por Graettinger y Valentine (2017), donde los clastos se emplazan masivamente a través de trayectorias balísticas y los depósitos son pobremente clasificados, incluyendo material fino y grueso.

Fase eruptiva 1:

La actividad volcánica en Pozo del Carmen pudo haber iniciado como explosiones de diferentes magnitudes de tipo estromboliano con la generación de la brecha (*Bx-m*) y de depósitos de caída de lapilli como apertura del sistema (figura 74.1, fase 1). Estos últimos, por su granulometría con respecto a la mediana, muestran una variación lateral de -1.72 a 0.30ϕ con disminución de tamaño de NE a SW, excepto en la muestra D de la columna PC 01-20 donde vuelve a aumentar el tamaño de las partículas a -1.23ϕ (tal vez por un incremento temporal en la violencia de las explosiones, o bien por variaciones en la ubicación del conducto). Por las variaciones granulométricas de estos depósitos, se piensa que el conducto se ubicó en el sector NE del cráter y con la posibilidad de que un segundo conducto pudo ubicarse más al sur, posiblemente a través de una fisura siguiendo una orientación NE-SW. La actividad pudo haber continuado y/o alternar con la emisión en el NE de corrientes de densidad piroclástica (CDPs) y explosiones que eventualmente pudieron generar oleadas piroclásticas. Las CDPs densas disminuyen su espesor al SW y además aumenta el contenido de matriz (de 40-70% a 80-90%), alternándose durante toda la fase con una ligera actividad freatomagmática (oleadas piroclásticas) que dio lugar a capas de ceniza masiva en la zona proximal y laminar en la zona distal (SW), en ambos casos con alto contenido de material no juvenil (entre el 40 y 75%).

Las capas enriquecidas en lapilli con ceniza (facies *LC-lm*) con presencia únicamente en el SW sugieren que se emplazaron por el mismo conducto que originó la caída de lapilli en dicho sector. Esta fase entonces se clasificará como de CDPs densas, caídas y pequeñas oleadas en el que predominó un claro mecanismo estromboliano, con pequeñas fases freatomagmáticas.

En esta etapa se presenta una diversidad de facies: *Bx-m*, *Lf-csg*, *LC-lm*, *CL-ml*, *Cf-lm* y *C-m* con un claro predominio de la facies *Lf-csg*. Las primeras cuatro pueden ser asociadas a un mecanismo eruptivo magmático confirmado por un mayor porcentaje en el contenido de juveniles y por el análisis de micromorfología de partículas juveniles llevado a cabo en las facies *Lf-csg* y *LC-lm*. En dicho estudio, para la facies *Lf-csg*, de forma general, un gran porcentaje de las partículas de estas muestras arrojan características que se asocian a una fragmentación magmática, mientras que un porcentaje reducido tiene características de un proceso freatomagmático que posiblemente generó depósitos húmedos. Para *LC-lm*, las partículas se agrupan en 50-50% representando la fragmentación magmática y la freatomagmática, esta última dando lugar posiblemente a depósitos de tipo húmedo por las características de las

partículas. Esta facies, con más partículas de características freatomagmáticas, podría indicar la transición entre la fase magmática y freatomagmática durante la fase eruptiva 1, y donde el proceso freatomagmático no alcanzó un nivel óptimo de eficiencia para transformar agua en vapor super calentado (ilustrado por las grietas de enfriamiento; Büttner et al., 1999). La facies *Bx-m* se considera como depósitos de caída de escoria (quizás emplazados balísticamente) producto de la fase más violenta de la actividad estromboliana, caracterizada por su alta explosividad y presencia de bombas y bloques vesiculados. *Lf-csg* se considera como un depósito de caída piroclástica de escoria producto de una erupción estromboliana que desarrolló una columna eruptiva la cual generó depósitos de caída aérea y cuyas variaciones en la gradación indican que su altura fue variable. Por su parte *LC-lm* y *CL-m/* se interpretan como corrientes o flujos de densidad piroclástica densos posiblemente producto de un *boiling over* que alternó durante la fase estromboliana con los depósitos de caída (Branney y Kokelaar, 2002; Murcia et al., 2013). Las corrientes de densidad formadas de esta manera tienen corto alcance y producen comúnmente depósitos gruesos y pobremente clasificados (Rader et al., 2015). En cuanto a *Cf-lm* y *C-m*, son los depósitos menos frecuentes en esta fase eruptiva, sin embargo, indican que desde el inicio de la erupción pudo haber pulsos freatomagmáticos alternando o de forma simultánea (otro conducto) a la fase estromboliana. Estos depósitos de oleadas piroclásticas (*base surges*) muestran un alto contenido de material no juvenil y deformación plástica de la facies *Cf-lm*, indicando que un porcentaje de agua en los depósitos no fue evaporado debido a que no se alcanzó la eficiencia adecuada a energía térmica (Büttner et al., 1999), lo que coincide con la interpretación de la micromorfología de partículas, pero lo más importante es que estos depósitos marcan el inicio del cambio de un mecanismo eruptivo magmático a uno freatomagmático.

Fase eruptiva 2:

Esta segunda etapa está compuesta por las facies: *LC-lm*, *CL-m/* y *C-m*. La actividad continuó como magmática expresada mediante depósitos de corrientes de densidad piroclásticas densas intercalados con pequeños pulsos freatomagmáticos (*C-m*) que dieron lugar a depósitos de oleadas piroclásticas (figura 74.1, fase 2). La granulometría de las CDPs densas de la facies *CL-m/* indica mayor tamaño de partículas más al NE (-0.37 ϕ) con respecto al SW (-0.23 ϕ) así como mayor dispersión en la desviación estándar (de 2.12 a 1.8 ϕ). Además, los resultados de otra facies asociada a este tipo de depósitos (*LC-lm*) muestran también que hacia el SW se reduce el tamaño de clastos (de -1.67 a -0.2 ϕ). Podría considerarse que las facies *LC-lm* y *CL-m/* forman una transición lateral de NE-SW donde la primera corresponda a una facies proximal y la segunda a una facies media o distal, lo que tendría sentido con la disminución en el tamaño de partículas. Sin embargo, una de las unidades descrita como *LC-lm* en la sección del extremo NE (PC 20-21, unidad C) contiene diversos bloques de entre 10-13 cm con ceniza y lapilli e impactos balísticos, por lo que podría incluso interpretarse como una capa de cortina de balísticos (Graettinger y Valentine, 2017). Los componentes, por su parte, indican que las CDPs se constituyen por un porcentaje entre el 52 y 67% de juveniles, y los depósitos de oleadas por un valor entre el 51 y 77% de no juveniles. Con base en los valores

de parámetros granulométricos, el conducto alimentador de estos depósitos se podría ubicar hacia el sector NE. Por su parte, los depósitos freatomagmáticos parecen mostrar una disminución de espesores y en parámetros granulométricos hacia el NE. Estas características aportarían información sobre una posible fuente situada en el sector SW. Esta fase será clasificada como de CDPs densas de carácter magmático posiblemente producto de *boiling over*, alternando ocasionalmente con oleadas freatomagmáticas.

Fase eruptiva 3:

En esta etapa la actividad se interpreta de tipo freatomagmático (figura 74.1, fase 3) expresado en una secuencia de capas que se repite, las cuales tienen un alto contenido de material no juvenil y una tendencia hacia el material fino. Desafortunadamente para esta secuencia no se tiene información granulométrica que permita comparar información estadística lateralmente entre las secciones estratigráficas, de modo que por espesor (mayor hacia el sector SW, de 2.40 m a comparación de 0.8 m hacia el NE), se podría considerar que el conducto que emitió los depósitos se ubicaba hacia el SW. Sin embargo, no se puede ser concluyente en esto, pues los depósitos de esta fase eruptiva son producto de *base surges* u oleadas piroclásticas de origen freatomagmático, por lo que su mecanismo de transporte es de alta energía y son parcialmente controlados por la topografía, de modo que en sus facies proximales suelen ser más erosivos que depositacionales; así, el valor del parámetro de espesores podría no ser tan concluyente.

Esta fase eruptiva se caracteriza por presentar tres facies *CL-m*, *C-m* y *Cf-g*, asociadas a un mecanismo eruptivo freatomagmático. La arquitectura de los depósitos de esta fase eruptiva es el mejor ejemplo de un ejercicio de asociación de facies, ya que aunque cada una de las facies presenta estructura y características texturales diferentes y muy particulares, en conjunto muestran que fueron producto de un mismo mecanismo eruptivo y de una secuencia de un tipo específico de corriente piroclástica de densidad que durante su proceso de emplazamiento genera tres diferentes facies, como lo han sugerido Dellino et al., (2004) para el emplazamiento de *base surges*. En este modelo, hacia la base siempre se observan las capas o lentes de la facies *CL-m*, que cuando se asocia con las otras dos facies suele identificarse como un depósito producto de una carpeta de tracción con gradación inversa y clastos subangulosos a subredondeados, donde la gradación inversa es producto de la colisión grano-grano. Sobreyace una capa de la facies *C-m* compuesta de ceniza media enriquecida en material no juvenil y con escasos fragmentos de tamaño lapilli; en ocasiones presenta estratificación cruzada. Esta facies, como lo proponen Dellino et al., (2004), puede ser producto de la parte superior turbulenta de la carpeta de tracción y depositarse de forma independiente como una oleada. Sobreyaciendo la secuencia se ubica la capa delgada de la facies *Cf-g* que consiste en ceniza fina elutriada de la parte basal de la corriente de densidad y que lentamente se asienta como un fino depósito de caída de ceniza.

Fase eruptiva 4:

En general, esta secuencia es de mucho mayor espesor hacia la zona NE. Es claro que esta fase eruptiva fue principalmente magmática, donde es evidente el retorno de un mecanismo eruptivo estromboliano, pero más violento que el de la fase eruptiva 1, pues el número de depósitos de caídas es mayor al igual que el espesor y granulometría, y al parecer alternó igual que en la fase eruptiva 1 con depósitos de CDPs más potentes en cuanto a espesor (figura 74.1, fase 4). Respecto a las caídas de lapilli (*Lf-csg*), la potencia de las capas disminuye de NE a SW, mientras que los parámetros granulométricos indican una disminución en el tamaño de partículas ($Md = -1.77$ y -0.84ϕ a -0.46 y -0.83ϕ) en la misma dirección, mejorando también el grado de selección (de $1.32-1.92 \phi$ al NE, a 1.18 y 1.35ϕ hacia el SW). La disminución de depósitos de caídas de lapilli de esta fase eruptiva en la columna situada en el extremo NE (PC 20-21) hace suponer que la influencia de vientos dominantes pudo dirigir el material de caída de lapilli hacia el SW. Mientras tanto, los depósitos de CDPs densas disminuyen su espesor de 0.60 m a 0.30 m de NE a SW. Esta información sugiere que el conducto por el que fueron emitidos los depósitos de esta fase eruptiva se ubicaba al NE. En la sección PC 20-21 se ubican los depósitos de CDPs de material más grueso (*LC-lm*) formando capas que en conjunto alcanzan un espesor de ~3.10 m, lo que quizás indicaría que son el depósito de su facies proximal, posiblemente formadas *por boiling over*.

Fase eruptiva 5:

Esta fase se consideró mayormente producto de actividad freatomagmática, aunque con algunos episodios magmáticos (figura 74.1, fase 5). Hacia la base y posiblemente asociadas a la parte final de la fase eruptiva 4, se observan capas de CDPs densas y ocasionales depósitos pequeños de caídas de lapilli de 2 cm de espesor, ambas facies únicamente presentes en la sección PC 04-20 al NE, lo que apunta a una actividad magmática mínima del conducto situado en el NE. Al igual que en la fase eruptiva 3, se vuelve a presentar la secuencia de depósitos de *base surge* con un alto contenido de material no juvenil. Esta secuencia disminuye su espesor en dirección SW-NE lo que sugiere que el conducto que emitió los depósitos freatomagmáticos podría ubicarse en el sector SW, aunque por una parte debe tenerse en cuenta el carácter erosivo de los *base surge* en facies proximales, así como los datos granulométricos de los depósitos de la facies *Cf-g* que indican una disminución de tamaño de partículas de NE a SW, mejorando también la selección en la misma dirección. Esto sugeriría que no necesariamente hubo un cambio de conducto de NE al SW, sino únicamente un cambio de actividad entre magmática y freatomagmática.

Se presentan las facies *CL-ml*, *C-m* y *Cf-g* como en la fase 3, asociadas todas a un mecanismo eruptivo freatomagmático. Sin embargo, en esta fase existe en la base la presencia de CDPs densas (*CL-ml*) y hacia el medio una ligera presencia de la facies de caídas estrombolianas (*Lf-csg*). Se sugiere que la fase inició como magmática o bien que los primeros depósitos de fase eruptiva 5 muestran la transición entre mecanismos magmático-freatomagmático entre las fases eruptivas 4 y 5, primero formando los depósitos de CDPs densas, para cambiar a la erupción principal de tipo freatomagmática originando la asociación de tres facies formadoras de una oleada piroclástica donde se encuentran intercalaciones de pequeños depósitos de

escoria de origen magmático. Los estudios de micromorfología de partículas juveniles en la facies *C-m* muestran que entre el 5 y 33% de las partículas presentan rasgos de un proceso magmático, mientras que el resto de las partículas tienen características asociadas al freatomagmatismo, en las que la ausencia de grietas por enfriamiento sugiere que el freatomagmatismo generó depósitos secos (Büttner et al., 1999). Por su parte en la facies *Cf-g* entre el 10 y 15% de las partículas presentan rasgos de un proceso magmático y el restante tiene indicios de un proceso freatomagmático. Además, también hay ausencia de grietas por enfriamiento, lo que habla de un proceso de gran eficiencia en la interacción agua-magma, consumiendo toda el agua y transformándola en vapor super calentado, dando lugar a depósitos secos (Büttner et al., 1999).

6.4 Análisis de profundidades de explosiones

Se recolectó información de 24 impactos balísticos de donde se seleccionó solo uno para la estimación de la profundidad escalada óptima a la que ocurrió la explosión que emitió el depósito donde se ubicó el balístico. La profundidad mínima obtenida fue de 12.65 m y la máxima de 85.01 m, lo que coincide con el trabajo de Valentine et al. (2014) donde se menciona que las explosiones son más efectivas en los ~200 m más superficiales, e incluso a una profundidad <100 m donde aún es posible que el material eyectado se deposite fuera del cráter. Aun así, se sugiere para trabajos posteriores una revisión más exhaustiva de balísticos con la finalidad de obtener información más confiable de los eventos eruptivos.

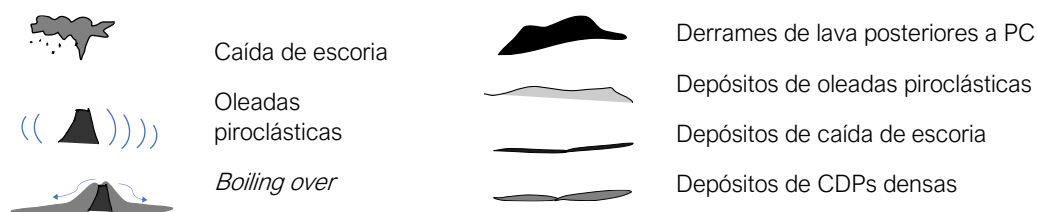
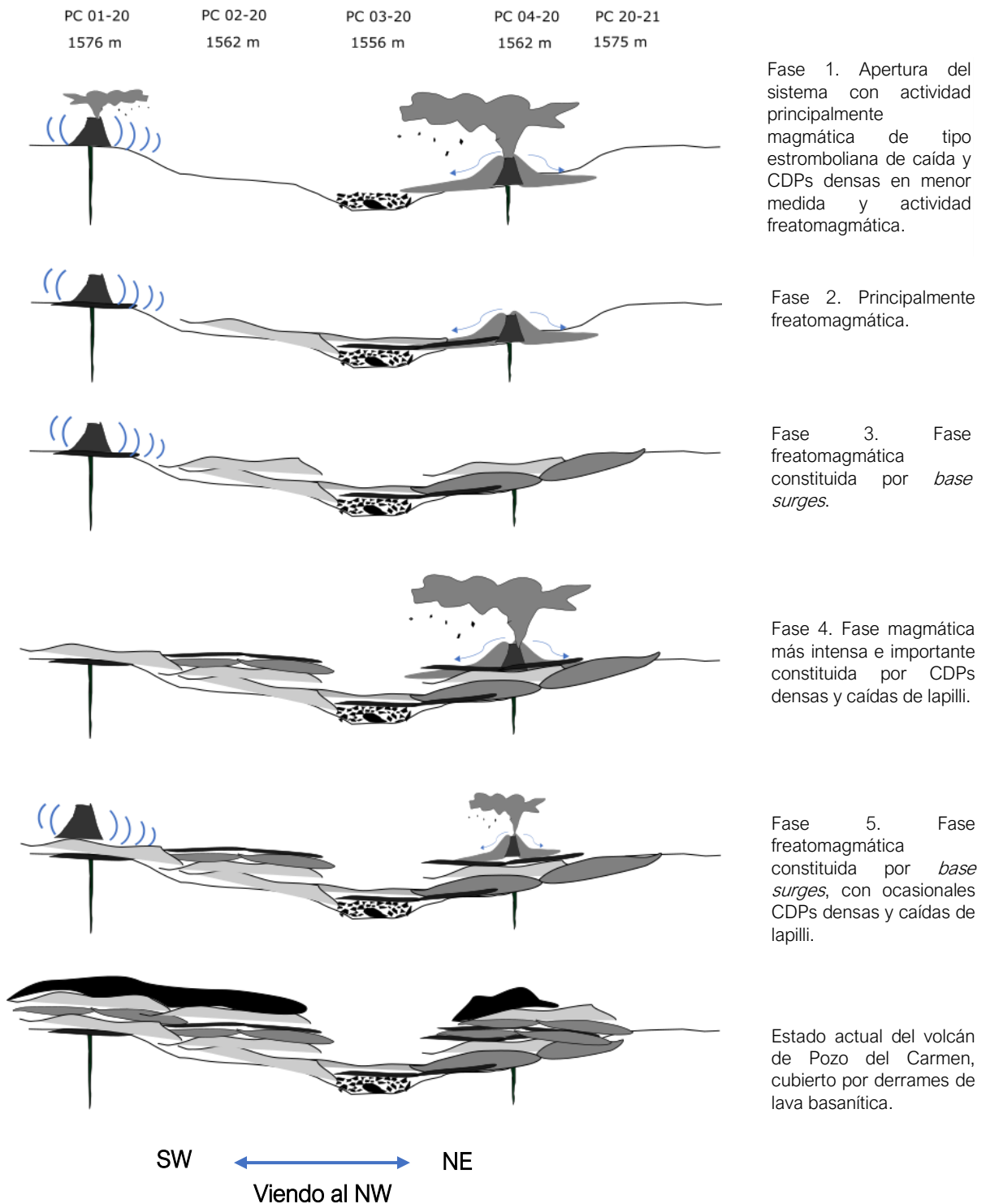


Figura 74. Simbología del diagrama de la historia eruptiva de Pozo del Carmen.



74.1; continuación. Representación de la historia eruptiva de la estructura volcánica de Pozo del Carmen.

6.5 Caracterización petrográfica y química del magma de Pozo del Carmen Pozo y estructuras volcánicas circundantes

Si bien uno de los objetivos de este trabajo no es propiamente realizar un estudio petrogenético de magmas, en este apartado se pretende contextualizar en lo general las características magmáticas que generaron la actividad volcánica de Pozo del Carmen y su relación con las estructuras volcánicas que podrían formar parte de un mismo campo volcánico; por tanto, solo se presenta una breve interpretación tomando en cuenta las similitudes y diferencias texturales.

La composición mineralógica tanto modal como normativa de las tres muestras de lava es similar, considerando que cada una corresponde a una estructura volcánica diferente y que texturalmente hay diferencias entre ellas.

De manera general, la mayor diferencia encontrada en las tres muestras evaluadas es la textura holocristalina de la muestra **PC 01-20 lava** comparada con la textura vesicular-hialocristalina las muestras **PC 03-20 A bomba volcánica** y **PC 04-20 lava de volcán**. Por lo demás, son muy similares en cuanto a la presencia de olivino y piroxenos con una textura celular o esquelética es común en todas las muestras. También se muestra una textura glomeroporfídica de olivinos y piroxenos, y la formación de coronas de piroxenos alrededor de cristales de olivinos. En conjunto, se plantea que estas características podrían ser un indicio de una rápida cristalización al incrementar la tasa de enfriamiento del magma dando lugar a caras cristalinas irregulares y bordes de reacción donde las reacciones de formación de nuevos minerales no se completan porque se detiene la evolución magmática.

La textura holocristalina de la muestra **PC 01-20 lava** podría indicar que el enfriamiento del magma fue relativamente más lento que las otras dos muestras permitiendo que se desarrollara una cristalización más completa, tomando en cuenta que la muestra proviene de un flujo de lava. Tal como lo hace notar Castro-Dorado (2015), la cristalización en o cerca de la superficie da lugar a un sobreenfriamiento extremo dando paso a texturas de grano muy fino y en ocasiones a la formación de vidrio, y debe considerarse también que en su trayecto de la cámara magmática a la superficie el magma puede cristalizar.

Como señalan Rutherford y Gardner (2000), cuando un magma asciende desde la zona de almacenamiento hacia la superficie ocurre la exsolución de los volátiles disueltos a causa de su baja solubilidad al ser sometidos a baja presión ocasionando la formación de burbujas. Una vez que ocurre esto, el magma se transforma en una pasta variablemente cristalizada, lo que podría ser el caso de las muestras **PC 03-20 A bomba volcánica** y **PC 04-20 lava de volcán** con su textura vesicular-hialocristalina, indicando ese periodo de enfriamiento del magma donde ocurre la exsolución de gases y la cristalización generando una mesostasis vítrea con microlitos.

De esta manera, la información proporcionada por las texturas en los cristales y en la mesostasis puede ser un indicativo de que el magma en los tres casos fue sometido a tasas de ascenso-enfriamiento relativamente rápidas, teniendo quizás la misma fuente y siendo

únicamente varios pulsos del mismo magma con diferencias en el tiempo de residencia, ascenso y desgasificación.

Por su parte, los datos obtenidos de elementos mayores señalan que químicamente las lavas son bastante similares, sobre todo **PC 03-20 A** y **PC 04-20**. Esto coincide con el aporte hecho por Aranda-Gómez (1993) en su trabajo sobre rocas alcalinas portadoras de xenolitos en el estado de San Luis Potosí, en el que la mayoría de las muestras de maares localizados en el campo volcánico Ventura se ubican en el campo de basanita, y donde se menciona que al menos para el campo volcánico de Santo Domingo se podría suponer que existe una estructura regional antigua que controla la expulsión de las rocas alcalinas. Esto permite pensar que para el área de Pozo del Carmen podría existir también una estructura que permitiera el ascenso de magma basanítico, considerando además que el edificio volcánico de Pozo del Carmen forma parte de un grupo de más volcanes monogenéticos. Tal estructura podría estar asociada al graben propuesto como Peotillos-San Nicolás Tolentino (López-Doncel et al., 2007). Así mismo, y dado que la composición de las rocas estudiadas en este trabajo coincide, podría incluso pensarse en una secuencia de eventos que inició con la formación de los conos de escoria al SE de Pozo del Carmen, seguida de la depositación de los piroclastos de Pozo del Carmen y que concluyó con los flujos de lava que cubren los depósitos piroclásticos.

De esta forma sería recomendable hacer un estudio más exhaustivo considerando no solo los elementos mayores sino también los elementos menores y traza para dilucidar el origen del (o los) magma(s) que dieron lugar a los flujos de lava y piroclastos, además de estudios de geofísica que aportaran información sobre la distribución de la fuente magmática para cada una de las estructuras.

Conclusiones

La estructura volcánica de Pozo del Carmen es un edificio cuyos depósitos son producto de una erupción compleja donde ocurrió la alternancia de eventos magmáticos y freatomagmáticos divididos en cinco fases. En la fase 1 ocurrió la apertura del sistema con actividad magmática que produjo brechas, caídas de escoria y CDPs densas, y en menor medida actividad freatomagmática que generó depósitos de *base surges*, las cuales de acuerdo con los rasgos de las partículas juveniles y de las estructuras de sus depósitos dieron lugar a depósitos húmedos. La fase 2 consistió en el desarrollo de corrientes de densidad piroclástica densas intercaladas con ocasionales depósitos de *base surges*, esto debido principalmente a la ocurrencia de erupciones freatomagmáticas y en menor medida magmática. Por su parte, la fase 3 tuvo lugar como una erupción completamente freatomagmática que dio paso a la generación de *base surges*, mientras que la fase 4 fue la fase magmática más intensa e importante constituida por eventos de CDPs densas y caídas de lapilli. Finalmente, la fase 5 consistió en un mecanismo freatomagmático representado por el emplazamiento de *base surges*, con la ocasional presencia de un mecanismo magmático que ocasionó CDPs densas y pequeños depósitos de caídas de lapilli. Aquí las partículas juveniles tienen rasgos que muestran un origen freatomagmático del tipo seco. Esto indica que conforme fueron avanzando las erupciones incrementó la eficiencia magma/agua en el sistema.

Las cinco fases posiblemente fueron alimentadas a través de uno o dos conductos situados al NE y SW de la estructura volcánica, o bien, emplazados sobre una fisura con esta misma orientación (NE-SW) y que estuvieron activos simultánea o alternadamente durante la formación del volcán.

El desarrollo del mecanismo eruptivo, la acumulación de depósitos y la morfología de la estructura volcánica pudieron generarse a causa de varios factores que pudieron jugar un rol importante como son: el flujo del magma y sus características fisicoquímicas, la tasa de recarga del acuífero, el marco estructural regional, la permeabilidad de la roca encajonante o bien la resistencia mecánica de la misma y de los sedimentos en caso de que sea un ambiente dominado por sedimentos clásticos.

Por sus características morfológicas, no es posible definir de forma contundente la estructura volcánica ya que representa elementos de un maar y de un anillo de tobas, aunque sus características la acercan más al primero.

Con respecto a la profundidad de ocurrencia de las explosiones, el depósito estudiado se encuentra dentro de las profundidades y valores de energía considerados como probables para las erupciones freatomagmáticas, sin embargo, se sugiere un estudio más exhaustivo acerca de los impactos balísticos y las estimaciones de profundidades para tener información más robusta.

En cuanto a los estudios de química por elementos mayores y sus características petrográficas, Pozo del Carmen podría haber sido alimentado por la misma fuente que otros edificios volcánicos de los alrededores, correspondiendo a varios pulsos del mismo magma con

diferencias en el tiempo de residencia, ascenso y desgasificación, posiblemente aprovechando zonas de debilidad asociadas a fallamiento regional. En el caso de Pozo del Carmen, la actividad podría estar asociada a alguna zona de debilidad relacionada al graben Peotillos-San Nicolás Tolentino (López-Doncel et al., 2007).

Con la finalidad de generar más información que complemente este estudio, se sugiere profundizar en el análisis estratigráfico y de morfología de partículas (cuantitativo), así como realizar estudios de geofísica, lo que ayudaría a determinar la existencia o no de alguna estructura (diatrema) debajo del cráter de Pozo del Carmen y la asociación a fallas regionales. Esto contribuiría a entender mejor su proceso de formación y su relación con el vulcanismo que formó los conos cineríticos ubicados en la misma área.

Finalmente, el estudio de la formación de los maares es fundamental para comprender el comportamiento eruptivo y de los productos volcánicos que generan, en cuanto a su transporte y depositación, y esto aplicarse en la prevención de riesgos principalmente en áreas pobladas aledañas a volcanes activos de este tipo o bien de otro tipo de estructuras volcánicas que puedan presentar alguna fase freatomagmática. Dado que este tipo de erupciones ocurre por explosiones en los 200 m más superficiales y además son consideradas como de alta energía, se resalta la importancia de conocer la distribución de los cuerpos de agua subterránea en zonas con vulcanismo activo.

Apéndice

i. Morfología-morfometría de la estructura volcánica

La tabla 12 incluye las cuatro mediciones tomadas para obtener el promedio del diámetro del borde del cráter (Wcr) y las cuatro mediciones para calcular el promedio del diámetro de la base del cráter (Wba).

Tabla 12. Dimensiones del diámetro de depósitos piroclásticos de Pozo del Carmen (diámetro de la base del cono) y del diámetro del cráter.

	Diámetro del borde del cráter de Pozo del Carmen (Wcr ; m)	Diámetro de la base del cráter de Pozo del Carmen (Wba ; m)
	642.072	430.958
	711.047	534.471
	800.091	619.620
	494.168	195.094
$\bar{x} =$	661.845	445.036

La figura 75 ilustra las mediciones que se realizaron para para obtener el diámetro de la base del cráter (Wba) debido a lo irregular de su forma. Está marcado con línea punteada blanca.

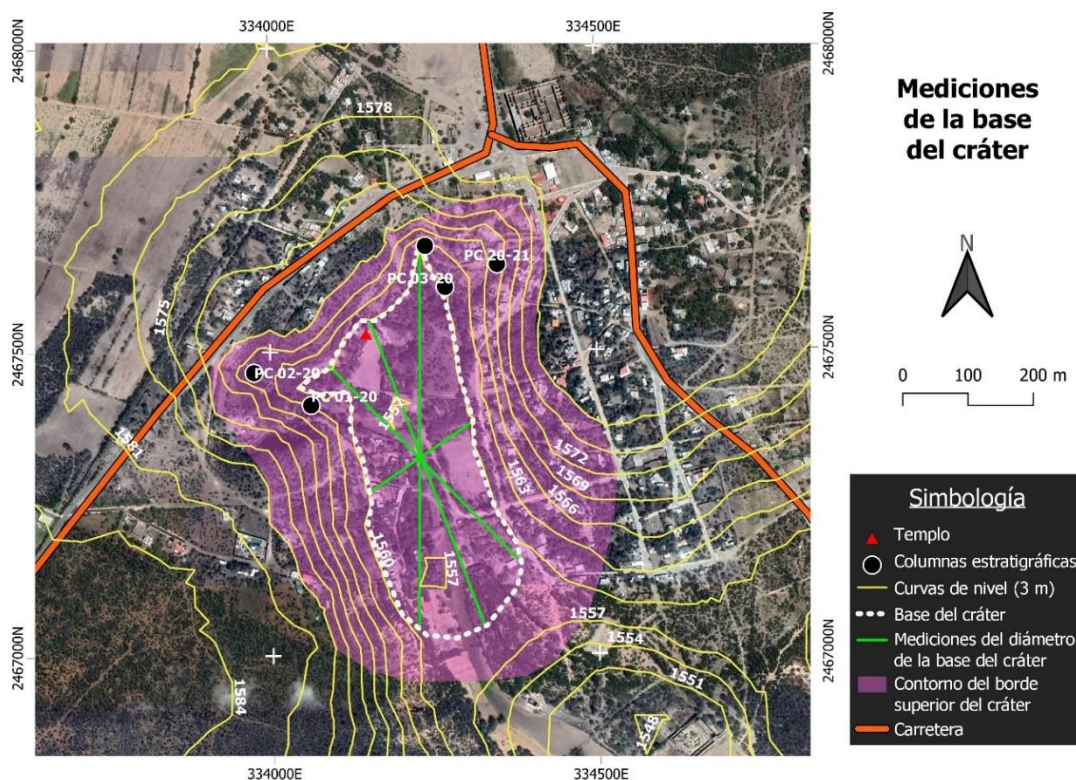


Figura 75. Mediciones (líneas verdes) que se tomaron para obtener el diámetro de la base del cono (Wba).

En la figura 76 se ilustran las cuatro mediciones tomadas para obtener el promedio del diámetro del borde del cráter. Este diámetro está trazado según la parte más elevada de los depósitos piroclásticos y corresponde al polígono en morado en el mapa. Se realizó así debido a lo irregular de su forma.

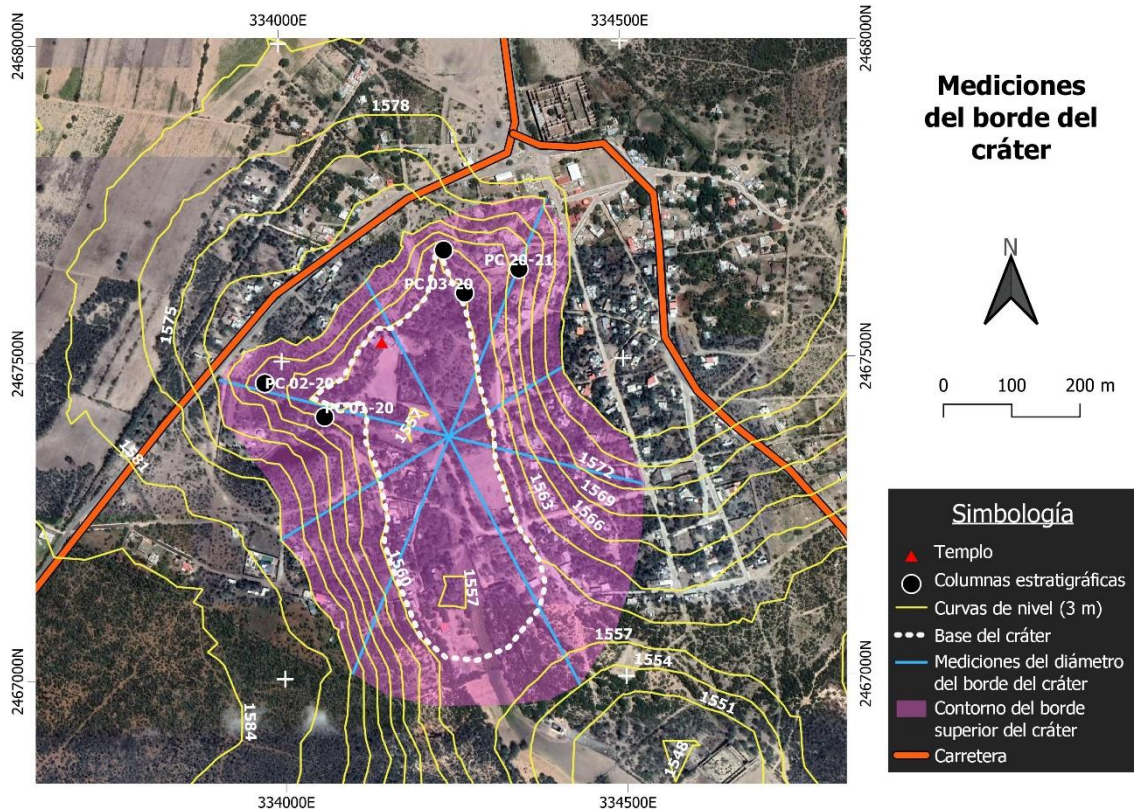


Figura 76. Mediciones que se tomaron para obtener el diámetro del borde del cono (W_{cr}) marcadas con líneas azules.

ii. Descripciones estratigráficas por columna

A continuación, se incluyen las descripciones de base a cima de cada sección levantada:

Columna PC 01-20 (figura 77)

Depósitos previos: Depósito de color beige, masivo, con espesor de 1.50 m. La base no aflora. Soportado en una matriz de arena fina a limo, en un 99%, con clastos polilitológicos angulosos, equidimensionales, representando el 1% restante, constituidos por caliza-pedernal (?). Los cinco diámetros mayores son de 6, 7, 8, 12, y 15 mm. El grado de selección es regular a bueno, con compactación regular. El contacto inferior no se observa y el superior es gradacional a un material de tamaño más pequeño.

Paleosuelo: Depósito de 15-23 cm de espesor similar en composición a la unidad inferior, excepto por la granulometría que consta de un material limo-arcilloso. Internamente se observa

como estratos de ~3 cm de espesor, que en algunos puntos varía la estructura a un fracturamiento vertical.

Unidad A: Depósito de color beige, laminar en la base gradando a masivo hacia la cima, con 7 cm de espesor. Compuesto en un 90-95% por matriz de ceniza fina y clastos monolitológicos de basalto en un 5-10% angulosos a subangulosos, con diámetro de los cinco mayores de 4, 6, 10 y 11 mm. Selección regular a buena, compacto. La base es erosiva y el contacto superior muestra estructuras de deformación plástica por carga y por impactos balísticos.

Unidad B: Depósito de color gris de 3.5 cm de espesor, clasto soportado, con gradación inversa, con 5% de matriz de ceniza fina. Los clastos son monolitológicos (basanita), angulosos y los cinco diámetros mayores son de 5, 6, 11, 12 y 15 mm. Su selección y compactación son regulares. Cima erosiva.

Unidad C: Secuencia color beige de depósitos alternados de ceniza fina y de lapilli, con espesor de 11.5 cm. Las capas de ceniza fina presentan espesor de 3.5 cm y las de lapilli de 0.5 y 1 cm. Las primeras son matriz-soportadas en un 90-95% con clastos angulosos a subangulosos donde el diámetro de los cinco clastos mayores es de 6, 7, 9, 10 y 12 mm y su estructura interna es masiva. Las segundas son clasto-soportadas con 5-10% de matriz de ceniza media-fina con diámetros de partículas de 13-16 y 19 mm, con gradación inversa. Ambos compactos y con selección regular a mala. El contacto entre ceniza y lapilli es no erosivo, y erosivo entre lapilli y ceniza.

Unidad D: Caída de color gris de 5-8 cm de espesor. Monolitológico (basanita), clasto soportado, con clastos angulosos a subangulosos, con los cinco clastos mayores de diámetro de 10, 20, 20, 25 y 25 mm. Sin matriz, gradación inversa a normal. Compacto, mala selección. No erosivo en la base, erosivo en la cima.

Unidad E: Depósito de color beige de 48 cm de espesor. Polilitológico (basanita y caliza), con horizontes de ceniza fina con un 90% de matriz y escasos clastos de diámetros de 2, 2.5 y 2.7 cm, subangulares. Hacia la base de la unidad se comportan masivamente, estratificándose hacia la cima y con comportamiento plástico. Se intercala con capas matriz soportadas en un 10-20% por ceniza gruesa a media. Los clastos son monolitológicos (basanita), angulosos a subangulosos con un diámetro en los cinco mayores de 3, 3, 4, 4.5 y 5 cm. En la cima se ubica una secuencia laminar con gradación inversa que da la apariencia de ser clasto soportado (~10% de matriz), de compactación regular, mala selección y base erosiva.

Unidad F: Secuencia continua de color beige de 3.5 m de espesor. Matriz soportada en ceniza media en un 90% en la base y en un 80% en la cima, polilitológico (basanita y caliza), con clastos de tamaño lapilli inmersos en la matriz. Hacia la base se tienen ~30 cm de ceniza masiva con alto fracturamiento. Los clastos presentes son subangulosos a subredondeados, con un diámetro de los cinco mayores de 0.5, 0.8, 1.5, 1.5 y 1.7 cm. Presenta estructura laminar a masiva, muy compacto, con selección regular a mala.

Unidad G: Depósito de ceniza color café claro, alternando entre una fracción gruesa de ceniza fina a media con clastos tamaño lapilli, una fracción de ceniza media y una fina de ceniza masiva. La fracción gruesa es polilitológica (95% juveniles, 5% caliza), soportada en un 85% en una matriz de ceniza media-fina con lapilli de tamaño de 3-6, 8 mm; compacta con selección

regular a mala, masiva. Se presenta también una capa de ceniza masiva media a fina que usualmente está fracturada por desecación. La fracción fina bien clasificada, poco compacta y masiva y la cima de las capas presenta gradación inversa apenas visible.

Unidad H: Secuencia de color beige, alternando entre capas de material grueso y fino, polilitológicas (95% material juvenil, 5% calizas). Las capas gruesas presentan espesores de 14.5, 17 y 55 cm y las finas de 5, 14, 17 cm; consiste en capas soportadas en matriz de ceniza fina en un 80% con clastos de lapilli inmersos, subangulosos a subredondeados y con clastos de mayor diámetro de 3, 5, 10, 10 y 12 mm. Presenta contactos erosivos en su mayoría y selección regular a mala. Sobre ellas usualmente se depositan capas de ceniza media, masivas con gran fracturamiento por desecación. Sobreyaciendo esta capa, se distingue la fracción fina consiste en ceniza masiva con buena selección, mostrando una gradación inversa apenas notoria.

Unidad I: Secuencia de color beige, similar a G y H, alternando en capas de material grueso y fino, polilitológicas (95% material juvenil, 5% calizas). Las capas finas presentan espesores de 4, 12 y 14 cm. Soportado en matriz de ceniza fina en un 80%. Los clastos son subangulosos a subredondeados. Selección regular a mala en la fracción gruesa y buena en la fina. La estructura es masiva. Se presentan capas compactas y otras no compactas. Contactos erosivos en general.

Columna PC 02-20 (figura 78)

Unidad A: Secuencia alternada de 2.5 m de espesor, de capas de ceniza media con clastos de lapilli embebidos, capas de ceniza fina y capas de lapilli clasto soportado. Las capas se diferenciaron en zona basal, media y cima. No se ve la base. *Capas de ceniza media con lapilli:* color café claro, masivos a laminares en la base y en el medio, laminares en la cima, con contactos erosivos en la base de las capas y deformación plástica por impactos balísticos. Compactos a muy compactos con selección regular a mala. Base: espesor de 8, 14, 17 y 31 cm con un 60% de juveniles y 40% de no juveniles, matriz soportadas en 90% por ceniza media a fina, con los clastos de mayor diámetro de 0.5, 0.7 y 1 cm, subredondeados a subangulosos. Media: 10 y 20 cm de espesor con 80% de juveniles y 20% de no juveniles, matriz soportada en 80% por ceniza media, siendo los diámetros mayores 0.7-0.9, 1.8 y 3.5 cm, redondeados a subredondeados. Cima: 4.5, 7, 12-14 cm de espesor con un 80-85% de juveniles y 20-15% de no juveniles, soportadas en matriz en un 85% por ceniza media, con diámetros de 0.5, 1, 1.8, 1.9 y 2 cm, redondeados a subredondeados. *Capas de lapilli clasto soportado:* color gris con 90% de juveniles, clasto soportados en la base y en el medio y soportado en matriz (10%) de ceniza media en la cima, con gradación normal en la zonas basal y media e inverso a normal en la cima sin ser claro, con selección regular a mala y contactos basales no erosivos. Base: espesor de 2, 3, 5 y 6 cm con los diámetros de clastos mayores de 0.5-0.7 y 0.9 cm, subangulosos a angulosos. Compactación regular. Media: 2 y 8 cm de espesor cuyos clastos mayores tienen diámetro de 0.5, 0.8-1 y 1.9 cm, subangulosos a angulosos. Poco compacto a regular. Cima: 1, 3 y 4 cm de espesor, con clastos subangulosos a subredondeados de diámetro de 1.2, 1.4, 1.5 y 1.7 cm los más grandes. Material compacto. *Es posible que la cima no sea una caída debido a su contenido de matriz. *Capas de ceniza fina:* Depósito de color beige, cambia de masivo en la base a laminar hacia la parte media, de 6-10 cm de espesor. Compuesto en un 95% por matriz de ceniza fina y clastos polilitológicos de basalto y caliza,

angulosos a subangulosos; selección buena, compacto. La base es erosiva. Se ubican en la parte basal-media.

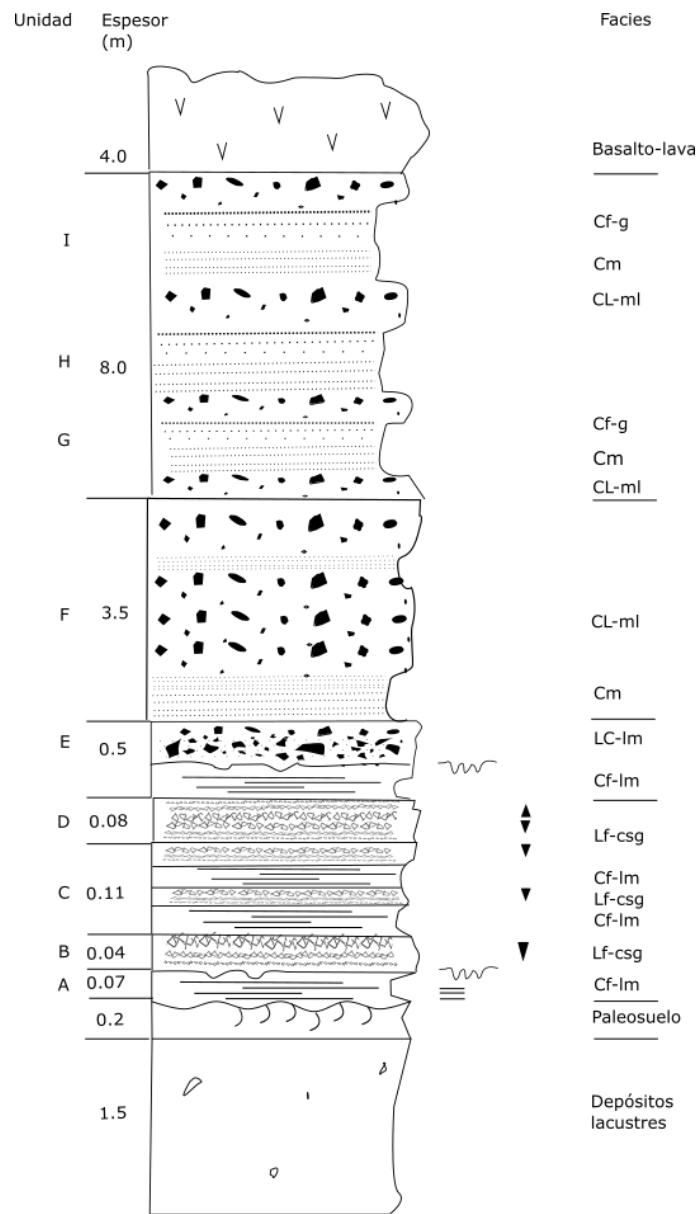


Figura 77. Sección PC 01-20, hacia el SW del cráter de Pozo del Carmen.

Unidad B: Secuencia de tres estratos de color beige que en conjunto suman 57 cm de espesor. Los primeros dos muestran una alta concentración de lapilli con cambio en contenido de matriz de ceniza media a fina de 10-15% en la base a 70-80% en la cima, predominando los clastos juveniles subangulosos a redondeados. Son muy compactos, presentándose masivos en la base y laminares hacia la cima, con contactos erosivos en la base. El estrato superior muestra un contenido de matriz de ceniza fina en 50-60%, con una tendencia en los

clastos a ordenarse en gradación inversa. Los clastos van de subangulosos a redondeados con un diámetro en los cinco mayores de 1, 1.8, 2-4 cm. Laminar hacia la base, contacto erosivo. Mala selección en la unidad. Lateralmente esta unidad B se observa como un estrato de caída de 6 cm de espesor sin matriz, soportado clasto-clasto, polilitológico con un 85% de juveniles, con estructura laminar. Los clastos son subangulosos con un diámetro de 0.2-0.4 cm. La selección es regular a buena y compactación regular.

Unidad C: Secuencia de color beige con un espesor de 1.28 m de capas masivas con fragmentos tamaño lapilli embebidos en la matriz, intercaladas con capas de ceniza media y otras de material más fino de posible caída (ceniza). Algunas de estas *capas de ceniza fina* están formadas 100% de ceniza fina presentan espesores de 1, 1.8 y 2.5 cm, alcanzando los 12 cm. Su contacto es no erosivo en la base y erosivo en la cima si están en contacto con capas masivas de ceniza con lapilli. Están bien seleccionados, masivos y compactos, algunos con deformación por impactos balísticos pequeños (1 cm diámetro). Las otras capas, de *ceniza media*, son masivas y presentan alto fracturamiento por desecación. Las *capas masivas de ceniza con lapilli* con potencia de 6-8, 11 cm, soportado en un 70-80% por ceniza media. Los clastos son subangulosos a subredondeados con diámetros mayores de 1.7, 2, 2.1, 2.6 y 3 cm. Hacia la cima se observaron capas de posible caída de lapilli de 1.5 y 2 cm. En general se presenta la secuencia de tres capas repetidamente.

Unidad D: Depósito de 114 cm de espesor, color beige, formado por capas intercaladas de ceniza fina, capas de ceniza media masiva y capas de ceniza media con clastos de lapilli. Las *capas de ceniza media* tienen un 90-100%, con fracturamiento, masivas, de espesor entre 3-10 cm, polilitológico. Los clastos de mayor tamaño son de 0.4-0.6 y 1 cm, subangulares. La selección es regular y buena, compactos. Los contactos son erosivos en la base y también en el techo de los estratos si están en contacto con capas gruesas que se describen a continuación. *Capas de ceniza media con lapilli:* ~1-3 cm de espesor, con clastos de 3-5 mm, subangulosos en un 80-90% de matriz, con base erosiva, compactos y selección regular a mala. Las *capas de ceniza fina* tienen un espesor de 1.5 a 2 cm, con 90-100% de matriz, con selección buena y material compacto. Las tres capas pueden observarse en secuencia. El depósito total presenta estratificación cruzada y dunas. Hacia la cima las capas de ceniza media con lapilli se hacen más comunes, aumentando su espesor a ~10 cm alternando transicionalmente a capas de ceniza masiva, a diferencia de la base donde la pseudoestratificación y alternancia de facies es muy evidente. Los 50 cm superiores de la unidad se presentan como una secuencia de capas de ceniza media con lapilli con clastos mayores de 4, 5, 7, 8 mm, acomodados en una estratificación difusa.

Unidad E: Depósito de 13 cm de lapilli de color gris claro, clasto soportado, con gradación inversa y juveniles en un 80%. Clastos angulosos a subangulosos con diámetros mayores de 1.2, 1.3 y 1.5 cm. El contacto en la base es no erosivo. Compactación regular a pobre, con selección regular a mala.

Unidad F: Depósito de 114 cm formado por capas de ceniza media, de lapilli y de capas masivas de ceniza media con lapilli. Las *capas de ceniza media* tienen espesores de 1.5 y 3 cm, se forman en un 95% por ceniza media y son masivas, con fracturamiento por grietas de desecación, compactas con buena selección y contacto basal erosivo. Las *capas de lapilli* tienen gradación inversa y de 1 a 4 cm de espesor con clastos angulosos a subangulosos, con

diámetro de 0.8-1, 1.2 y 1.5 cm. Las *capas masivas de ceniza con lapilli* tienen un espesor de 3, 5 y 30 cm, con clastos subangulosos de diámetro 1, 1.5, 1.7 y 2 cm soportados en matriz en un 85-90% formada por ceniza media, con gradación inversa; los estratos son compactos, con selección regular a mala y contacto basal erosivo.

Unidad G: Depósitos de ceniza media a fina con clastos de lapilli inmersos, alternados con depósitos de lapilli, de 55 cm de espesor. *Ceniza media con lapilli:* espesor de 13 cm, color beige, polilitológicos con dominio de juveniles soportados en una matriz de ceniza fina en un 70%, masivos, con contacto erosivo en la base, compactación regular, selección regular a mala. Los clastos mayores son de 0.6, 0.9, 1.1, 1.6 y 1.7 cm, subangulosos. *Capas de lapilli:* espesor de 1 y 3.5 cm compuestas de lapilli fino, monolitológico (basanita), clasto soportado, con clastos angulosos y con diámetro de 1, 1.1 y 1.3 cm. Gradación normal, contacto no erosivo en la base, no compacto y con selección regular.

Unidad H: Secuencia de 5 m de caídas de lapilli, con capas de ceniza media con lapilli, capas de ceniza media y de ceniza fina, en ocasiones presentadas en ese orden de base a cima. *Las caídas de lapilli* cuentan con un espesor de 1 cm, gradación normal y poco compactas. *Las capas de ceniza media con lapilli* son matriz soportadas en un 80% por ceniza media, con espesor de 4 cm, polilitológico, con gradación inversa, mala selección, compacto y contacto erosivo en la base. Los clastos son angulosos de tamaño de 1.2, 2, 2.1, 2.5 y 3 cm de diámetro, los de mayor tamaño ubicándose en la base de las capas. *Las capas de ceniza media* se presentan con estratificación laminar y fracturamiento por desecación, con base erosiva. *Las capas de ceniza fina* tienen espesor de 2.5 cm y consisten en ceniza media al 100%, masiva con buena selección, compactación regular y contacto inferior no erosivo y una gradación normal difusa.

Columna PC 03-20 (figura 79)

Unidad A

Brecha (Bx-m): Brecha de color gris de ~20 cm de espesor sin ver la base, constituida por lapilli medio a grueso, de formas angulosas a subangulosas, soportado en matriz, compacto. Incluye bombas volcánicas de entre 10-35 cm de diámetro en su eje mayor que deforman plásticamente las capas.

Caída (Lf-csg): Secuencia de 10 cm de espesor constituida por partículas clasto soportadas tamaño lapilli polilitológicos con un alto porcentaje de juveniles y caliza en menor cantidad. El diámetro máximo de las partículas es de 0.7, 0.9, 1, y 1.2 cm. Se compone por capas con gradación normal e inversa de entre 2 y 3.5 cm de espesor.

Masiva (CL-ml): Capa masiva de aproximadamente 20 cm de espesor constituida por matriz de ceniza media que soporta clastos juveniles y no juveniles tamaño lapilli.

Fina densa (C-m): Estrato de ~15 cm constituido por ceniza media.

Caída (Lf-csg): Depósito de caída de ~15 cm de espesor, clasto soportado, con clastos angulosos y gradación inversa con mala selección, y compactación regular, polilitológico

enriquecido en juveniles de tamaño máximo de 1.4-1.6, 2 y 2.5 cm, con capas de 2,5 y 3 cm de espesor.

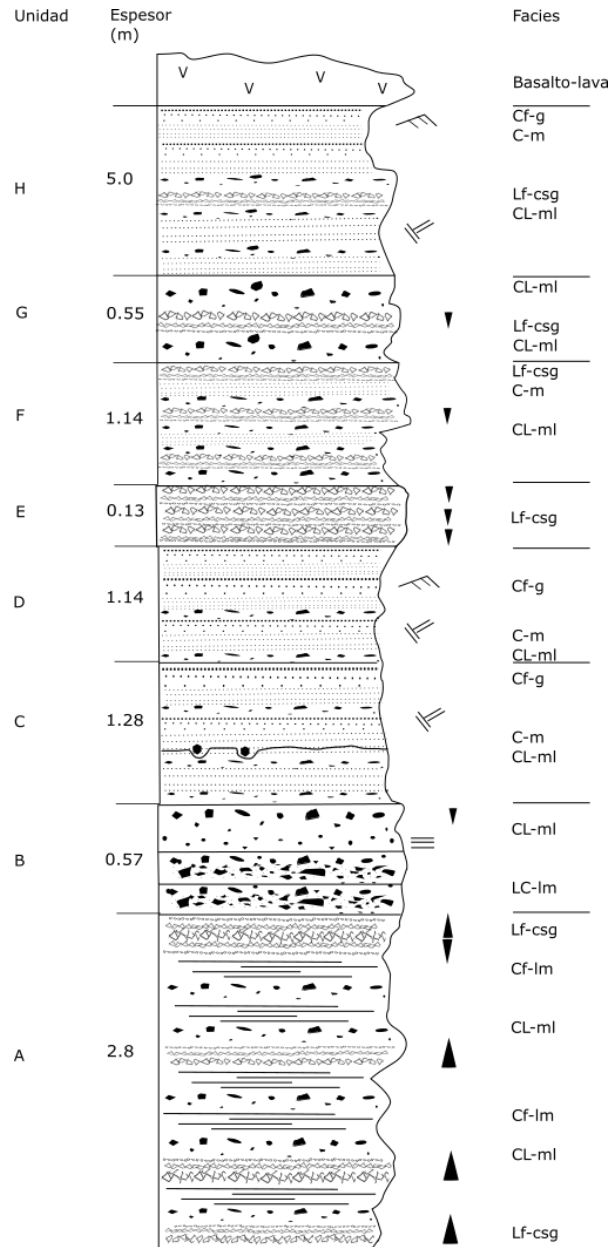


Figura 77. Sección PC 02-20, al W del cráter de Pozo del Carmen.

Unidad B

Masiva (CL-ml): Estratos de 30 cm de potencia con matriz de ceniza media gruesa en un 60% con lapilli fino en un 40% de tamaño de 0.4, 0.5, 0.7, 2 y 2.5 cm de diámetro. Compactación media. Masivo, no erosivo, subredondeados y con deformaciones plásticas.

Fina densa (C-m): Secuencia de 2.5 m. Estratos delgados de 8, 9 y 13 cm de potencia, constituidos de ceniza fina a media, con base erosiva. Medianamente compacto, masivo, con el contacto superior erosivo cuando está en contacto con CL, y fracturamiento.

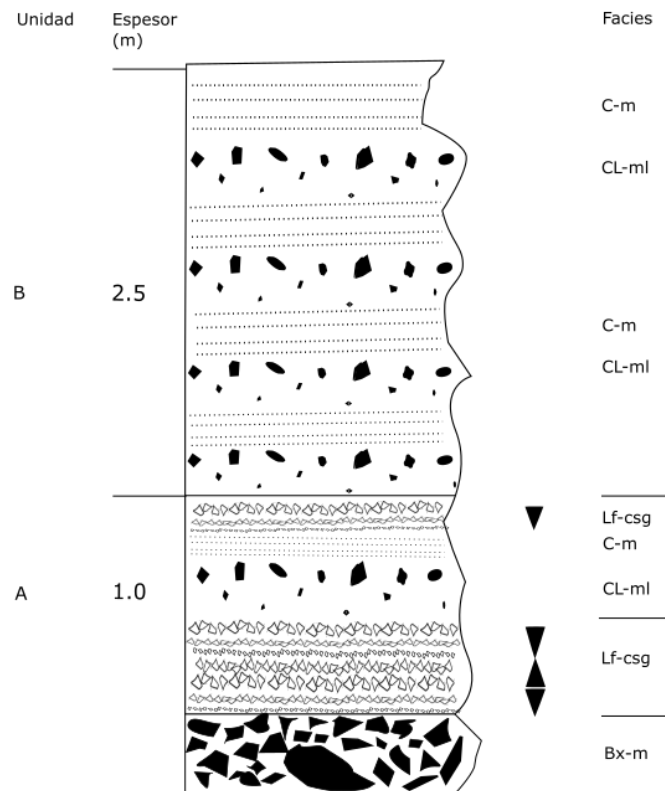


Figura 78. Sección PC 03-20, al NE del cráter de Pozo del Carmen.

Columna PC 04-20 (figura 80)

Unidad A: Secuencia de 138 cm de color beige de capas de material masivo con contenido de fragmentos de lapilli intercalando con capas de ceniza fina. *Capas de ceniza media:* espesores de 13, 16 y 20 cm de material polilitológico con caliza y juveniles, algunos alterados a palagonita, soportados en ceniza fina de estructura masiva presentando fracturamiento y meteorización esferoidal, así como deformación por carga. El contacto es erosivo en la base y erosivo en la cima cuando está en contacto con las capas de material masivo. *Capas de ceniza media con lapilli:* espesor de 14, 21 y 40 cm, están constituidas por clastos polilitológicos subredondeados de caliza y juveniles alterados soportados en una matriz entre el 40-70% de ceniza media. Los clastos de mayor diámetro miden 1.2-1.5 y 1.9 cm. Las capas varían de una estructura masiva a una estratificación difusa, incluso notándose una gradación normal no tan definida. La selección es mala, y son capas compactas, erosivas en la base y no erosivas en la cima si están en contacto con las capas de ceniza.

Unidad B: Caída de 20 cm de color gris de lapilli. Clastos polilitológicos (50-50% caliza y juveniles?), algunos alterados a palagonita con color naranja. Clasto-soportado, anguloso, con tamaños de 1.5, 1.7, 2 y 2.2 cm, con gradación inversa en la base y normal en la cima. Cuenta

con un pequeño contenido de matriz (10%) de ceniza media. Selección y compactación regular, no erosivo en la base ni en la cima.

Unidad C: Secuencia de 230 cm de dos estratos de ceniza fina a media entre un 20-85% soportando clastos de lapilli (2.6, 2.8, 3-5 cm) polilitológicos (70% juveniles, 30% caliza), subangulosos. Estratos masivos con selección regular a mala, compactos con contacto erosivo en la base y no erosivo en la cima. Aparente gradación inversa en los clastos de mayor tamaño, mostrando un mayor contenido de matriz (85%) donde se concentran los clastos más pequeños. En lo general podría describirse como una estratificación difusa. Están separados por una capa de 6 cm de ceniza media a fina, masiva, bien seleccionada con compactación regular y contacto basal no erosivo y erosivo en la cima.

Unidad D: Secuencia de 28 cm de capas de ceniza con lapilli alternadas con capas de ceniza media. *Las capas de ceniza con lapilli* tienen espesores de 2-2.5 cm y gradación inversa con selección regular; los clastos más grandes tienen un diámetro de 8, 9, 11, 12 y 15 mm. *Las capas de ceniza media* tienen un espesor de 1-5 cm, siendo más potentes hacia la base; son masivos, con selección regular y fracturamiento bajo a medio. Los contactos son erosivos y el cambio de una facies a otra es transicional.

Unidad E: Secuencia amarillenta de 160 cm de lo que parece una gradación progresiva de lapilli (80-85% juveniles; un gran porcentaje se observa alterado en tonos ocre) soportado en una matriz del 10% de ceniza fina a media. Es un depósito masivo cuyo acomodo de clastos mayores da una apariencia y estratificación difusa con una gradación inversa apenas perceptible, pues se distribuyen linealmente dando lugar verticalmente a zonas con menor contenido en clastos (80% de matriz) y de menor tamaño. Los clastos son subangulosos a redondeados y en la parte basal tienen diámetros de 0.6, 1, 1.2, 1.4 y 1.6 cm, hacia el medio de 1.5-1.7, 2 y 2.3 cm y hacia la cima aumentan su tamaño a 1.5, 2, 2.5, 3 y 5 cm. Mala selección, muy compacto.

Unidad E': Capa de 1 cm de espesor de matriz blanca con alto porcentaje de vesículas de forma esférica a irregular con diámetros entre 0.3 y 2 cm. Tiene embebidos clastos juveniles en un 80%, con tamaños de 1.1, 1.3, 1.6, 1.9 y 2.5 cm subangulares a redondeados. Podría tratarse de un escape de gas.

Unidad F: Secuencia de 80 cm con alternancia de capas gruesas de ceniza fina a media con capas de ceniza fina masivas de posible caída. *Las capas gruesas* tienen 6-10.5 cm de espesor mostrando un fuerte fracturamiento, con clastos juveniles y no juveniles de 0.3, 0.5, 0.8, 1.2 y 1.3 cm, masivas y con deformación por carga y por impactos balísticos. *Las capas de ceniza fina* tienen 1.5-2 cm de espesor con buena selección, masivas con ligera estratificación cruzada y laminar en ciertas capas, y con compactación regular. Muestra también pequeños impactos (1.7 cm). Hacia la parte media se observaron lentes de clastos más grandes angulosos a subangulosos, tamaño lapilli (juveniles y no juveniles) con diámetros de 3.5, 4, 5.5 y 9 cm; se trata de material soportado en matriz de ceniza media en un 80%, compactos y con selección mala.

Unidad G: Secuencia de 11.88 m que alterna capas de caídas de lapilli, con capas masivas de ceniza embebiendo clastos de lapilli, y capas de caída de ceniza fina. *Las capas de caída de lapilli* son de color gris claro con espesor entre los 4, 6.5 y 25 cm, clasto soportadas con gradación inversa y normal, y selección y compactación regular con contactos no erosivos en

la base. Los clastos son angulosos a subangulosos, teniendo tamaños en algunos estratos de 1.3, 1.4, 1.7 y 1.9 cm y en otros de 2, 2.4, 3, 3.5 y 3.8 cm. Las *capas masivas con clastos de lapilli* se presentan de color amarillo, de espesor de 2, 3 a 17 cm, aumentando su espesor a 60 cm hacia la cima. Contiene clastos de lapilli en su mayoría juveniles, subangulosos a redondeados con tamaños de 0.3, 0.5, 1.1, 1.4 y 1.7 cm, soportados por una matriz al 70% de ceniza fina a media. Se presentan masivos, con mala selección y compactos. Contacto erosivo en la base. Las *capas de ceniza fina* tienen un espesor de 1-2 cm, son masivas, con buena selección y compactación regular.

Unidad H: Secuencia de 3 m de capas de ceniza fina a media, que en conjunto muestra una estructura laminar y estratificación cruzada, así como deformación plástica. La base consiste en estratos amarillos de 12, 19 y 25 cm de espesor, masivos con mala selección de capas laminares de ceniza fina a media en un 80% que incluyen clastos angulosos a subangulosos de lapilli de tamaño 0.9-1.1 y 4.3 cm. Se intercala gradualmente con *estratos de ceniza media masivos* con fracturamiento fuerte. Al medio se ubican diversos estratos de 2 cm de espesor constituido por lapilli de basanita, clasto soportado con gradación normal y clastos angulosos con tamaño de 0.4, 0.6, 0.8, 0.9 y 1.4 cm. Hacia la cima se observaron estratos de *ceniza muy fina* de 7 cm, con buena selección y estratificación planar y cruzada.

Columna PC 20-21 (figura 81)

Unidad A: Secuencia de 60 cm de tres estratos de 20 cm cada uno con textura de agradación de lapilli polilitológico, soportado en una matriz del 10-15 % de ceniza media. Es un depósito masivo de selección regular a mala con clastos angulosos a subangulosos, un gran porcentaje presenta alteración (colores ocre), sin una gradación definida. Los diámetros de los clastos mayores son 2, 2.5, 4, 4.5 y 6.5 cm.

Unidad B: Estrato de 3-7 cm de ceniza media masiva, bien seleccionado y con fracturamiento moderado a fuerte.

Unidad C: Estrato masivo de 50 cm con contenido de clastos polilitológicos tamaño lapilli (dominando la basanita; un gran porcentaje se presenta alterado) contenidos en una matriz al 10-30% de ceniza media. Los clastos son angulosos a subangulosos con tamaños máximos de 10, 11 y 13 cm. Presenta gradación inversa poco definida. Compacto y con mala selección, contactos erosivos.

Unidad D: Estrato beige de 90 cm similar a C, pero con una tendencia a alternarse capas de ceniza con lapilli y capas de ceniza media. Las primeras son polilitológicas (80-85% juveniles) soportadas en una matriz del 15-20% de ceniza fina a media. Depósito masivo cuyo acomodo de líticos mayores da una apariencia laminar con una ligera gradación inversa, pues sobre todo hacia la cima se distribuyen linealmente dando lugar verticalmente a un arreglo estratificado difuso con zonas con menor contenido en clastos (85% de matriz) y de menor tamaño. Los clastos son subangulosos a redondeados y tienen diámetros de 1.2, 1.5, 1.6, 3.5 y 6 cm hacia la base, mientras que en la cima los diámetros máximos son de 0.3, 0.5, 0.6 y 1 cm. Mala selección, muy compacto. Estas capas cambian gradualmente a capas de ceniza media con fracturamiento bajo a moderado.

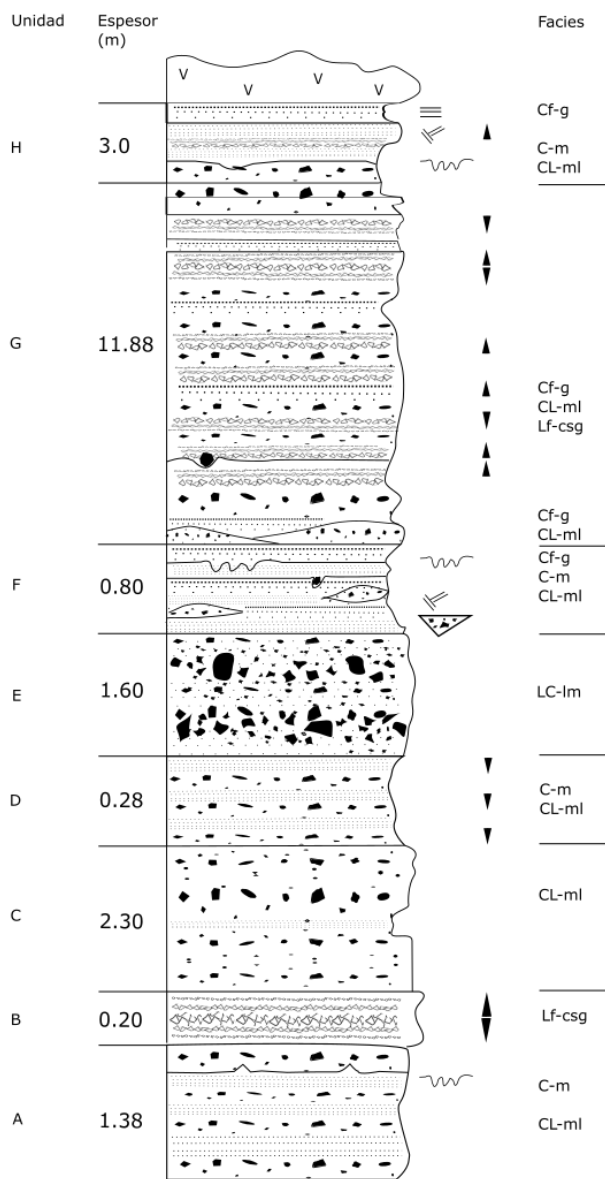


Figura 79. Sección PC 04-20, situada al NE del cráter.

Unidad E: Secuencia amarillenta de 170 cm de lo que parece una agradación progresiva de lapilli (80-85% juveniles; un gran porcentaje se observa alterado en tonos ocres) soportado en una matriz del 5-10% de ceniza media a gruesa. Es un depósito masivo cuyo acomodo de líticos da una apariencia laminar, pues se distribuyen linealmente. Los clastos son subangulosos a redondeados y con diámetros mayores de 3, 3.5, 4, 4.2 y 4.7 cm. Selección regular a mala, compactación regular. Contacto erosivo en la base. Es muy similar a E de la columna PC 04-20.

Unidad F: Secuencia de 2.40 m. En la base (1.40 m) los estratos presentan estructura masiva con un acomodo laminar (similar a C, D y E). Los clastos de lapilli son polilitológicos donde domina el basalto, subangulosos a subredondeados contenidos en un 20% de matriz de

ceniza media; los diámetros mayores son de 0.8, 1-1.3 cm y la selección es regular a mala, compactos. Hacia la cima (1 m de espesor) se tiene una alternancia de material fino con estructuras de deformación por carga y balísticos, laminar y con posibles dunas. Las *capas de ceniza fina* son masivas con buena selección, mientras que las capas de *ceniza media* presentan gradación inversa y una selección regular a buena. Intercalados en estas capas finas hay algunos lentes de 15 cm de espesor de material más grueso formado por lapilli polilitológico en un 30% de matriz de ceniza fina a media con clastos subangulosos a subredondeados con tamaños de 3, 3.5, 4.5 y 5 cm. Compactos de selección mala y erosionados. Se localizó un balístico de ~7cm de diámetro con un núcleo de caliza color beige envuelto por basanita. En un punto se detectó la presencia de una capa de 1 cm de ceniza fina que podría corresponder a una caída.

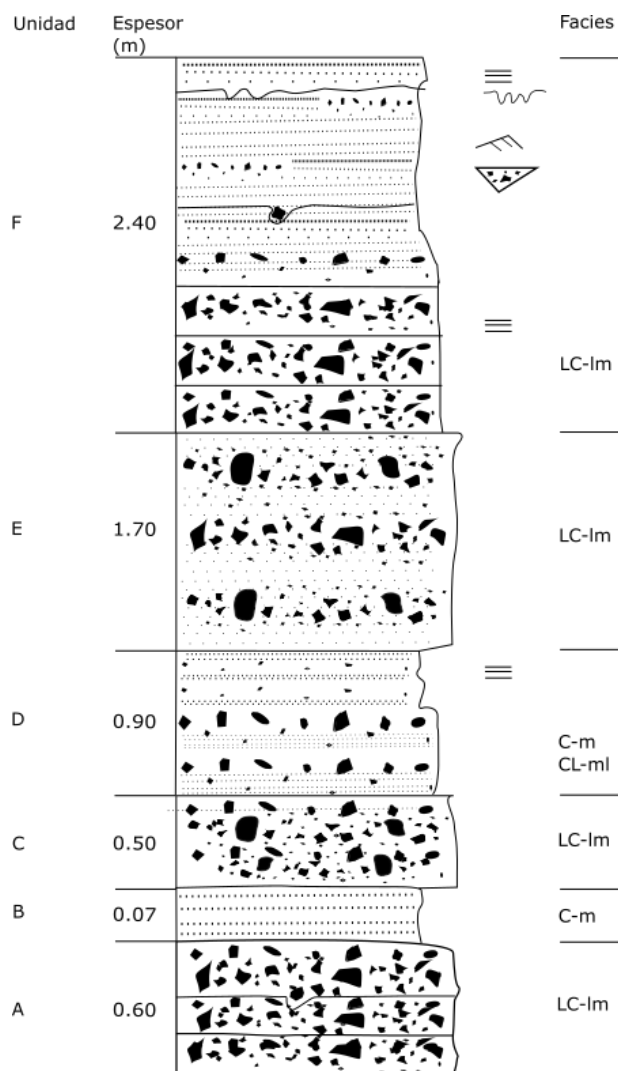


Figura 80. Sección PC 20-21, al NE del cráter de Pozo del Carmen.

Referencias

- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., López-Doncel, R. A., García-Arreola, M. E., Almaguer-Rodríguez, J. de L., Maury, R. C. (2012). Trace elements geochemistry and origin of volcanic units from the San Luis Potosí and Río Santa María volcanic fields, Mexico: The bearing of ICP-QMS data. *Geofísica Internacional*, 51(3), 293-308.
- Allen, S. R., Bryner, V. F., Smith, I. E. M., Ballance, P. F. (1996). Facies analysis of pyroclastic deposits within basaltic tuff-rings of the Auckland volcanic field, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39(2), 309-327. <https://doi.org/10.1080/00288306.1996.9514714>
- Aranda-Gómez, J. J. (1993). *Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F. (1996). Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(1), 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00044-3)
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: Una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 187-225. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a1>
- Austin-Erickson, A., Büttner, R., Dellino, P., Ort, M. H., Zimanowski, B. (2008). Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: Experimental and field evidence. *Journal of Geophysical Research*, 113(B11), B11201. <https://doi.org/10.1029/2008JB005731>
- Borselli, L., Sarocchi, D. (2005). *Deconvolution of mixtures of lognormal components from particle size distributions*.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society of London.
- Browne, B., Gardner, J. (2004). The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the AD ~1000 eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL GEOTHERM RES*, 130, 93-105. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00283-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00283-X)
- Büttner, R., Dellino, P., Volpe, L. L., Lorenz, V., Zimanowski, B. (2002). Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ECV 5-1-ECV 5-14. <https://doi.org/10.1029/2001JB000511>
- Büttner, R., Dellino, P., Zimanowski, B. (1999). Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, 401(6754), 688-690. <https://doi.org/10.1038/44364>
- Carrillo-Bravo, J. (1971). *La Plataforma Valles-San Luis Potosí*. https://archives.datapages.com/data/amgp/pdf-content/1971/1971_Ene_Jun_01_X.htm

- Cas, R., Wright, J. (1987). *Volcanic Successions Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Cashman: *Encyclopedia of volcanoes*—Google Académico. (s. f.). Recuperado 23 de abril de 2021, de https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Encyclopedia%20of%20Volcanoes&pages=421-430&publication_year=2000&author=Cashman%2CK.V.&author=Sturtevant%2CB.&author=Papale%2CP.&author=Navon%2CO.
- Castro-Dorado, A. (1989). *Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Thomson-Paraninfo. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/libro?codigo=105196>
- Castro-Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*. Ediciones Paraninfo, S.A.
- Champion, D. E., Cyr, A., Fierstein, J., Hildreth, W. (2018). Monogenetic origin of Ubehebe Crater maar volcano, Death Valley, California: Paleomagnetic and stratigraphic evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354, 67-73. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.12.018>
- Chávez-Cabello, G. (2016). La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la Cordillera de Norteamérica. *CIENCIA UANL*. <http://cienciauanl.uanl.mx/?p=6714>
- Definition of QAPF diagram*. (s. f.). Mindat.org. Recuperado 15 de septiembre de 2021, de https://zh.mindat.org/glossary/qapf_diagram
- Dellino, P., Isaia, R., Veneruso, M. (2004). Turbulent boundary layer shear flows as an approximation of base surges at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1), 211-228. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00399-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00399-8)
- Dellino, P., Isaia, R., Volpe, L., Orsi, G. (2001). *Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: Implications for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina Tephra (4.1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy*. <https://doi.org/10.1007/S004450100163>
- Dellino, P., La Volpe. (1996). *Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato-Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aeolian islands, Italy)*.
- Druitt, T. H. (1992). Emplacement of the 18 May 1980 lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology*, 54(7), 554-572. <https://doi.org/10.1007/BF00569940>
- Ersoy, O., Gourgaud, A., Aydar, E., Chinga, G., Thouret, J.-C. (2007). Quantitative scanning-electron microscope analysis of volcanic ash surfaces: Application to the 1982-1983 Galunggung eruption (Indonesia). *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6), 743-752. <https://doi.org/10.1130/B26048.1>

- Ersoy, Y., Helvacı, C. (2010). FC–AFC–FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36(3), 383-390. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>
- Ferrusquía-Villafranca, I., Ruiz-González, J. E., Torres-Hernández, J. R., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J., Ferrusquía-Villafranca, I., Ruiz-González, J. E., Torres-Hernández, J. R., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J. (2016). A new Miocene Formation from The Peotillos-Tolentino Graben fill, Western Sierra Madre Oriental at San Luis Potosí, Mexico: Part 1, Geology. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 247-282.
- Fisher, R. V., Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag.
- García-Nava, A. (2020). Estudio del Flujo de Detritos que destruyó el Pueblo de Minatitlán, Colima, el 27 de octubre de 1959. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Tesis de maestría. 163 p.
- Gonnermann, H. M. (2015). Magma Fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1), 431-458. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105206>
- Goto, A., Taniguchi, H., Yoshida, M., Ohba, T., Oshima, H. (2001). Effects of explosion energy and depth to the formation of blast wave and crater: Field Explosion Experiment for the understanding of volcanic explosion. *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4287-4290. <https://doi.org/10.1029/2001GL013213>
- Graettinger, A. H. (2018). Trends in maar crater size and shape using the global Maar Volcano Location and Shape (MaarVLS) database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.002>
- Graettinger, A. H., Valentine, G. A. (2017). Evidence for the relative depths and energies of phreatomagmatic explosions recorded in tephra rings. *Bulletin of Volcanology*, 79(12), 88. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1177-x>
- Graettinger, A., Valentine, G. A., Sonder, I., Ross, P.-S., White, J. (2015). Facies distribution of ejecta in analog tephra rings from experiments with single and multiple subsurface explosions. *Bulletin of Volcanology*, 77. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0951-x>
- Heiken, G. (1974). *Atlas of Volcanic Ash*. <http://repository.si.edu/xmlui/handle/10088/828>
- Heiken, G., Fisher, R. (2000, enero 9). *WATER AND MAGMA CAN MIX - A HISTORY OF THE CONCEPTS OF HYDROVOLCANISM* (Article LA-UR-00-3093). MAAR CONFERENCE, GERMANY, 08/2000; Los Alamos National Laboratory. <https://digital.library.unt.edu/ark:/67531/metadc718047/>
- Henry, C. D., Aranda-Gómez, J. J. (1992). The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20(8), 701-704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Houghton, B. F., Schmincke, H.-U. (1989). Rothenberg scoria cone, East Eifel: A complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bulletin of Volcanology*, 52(1), 28-48. <https://doi.org/10.1007/BF00641385>
- INEGI. (2002). *Síntesis de Información geográfica del estado de San Luis Potosí*. 6.

- INEGI. (2014). *Anuario estadístico y geográfico de San Luis Potosí 2014*. 573.
- Jutzeler, M., Proussevitch, A. A., Allen, S. R. (2012). Grain-size distribution of volcanoclastic rocks 1: A new technique based on functional stereology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 239-240, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.013>
- Kereszturi, G., Nemeth, K., Csillag, G., Balogh, K., Kovács, J. (2011). The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 227-240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.018>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, A., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Wooley, A. R. (Eds.). (2002). *Igneous rocks: A classification and glossary of terms* (2. ed). Cambridge University Press.
- López-Doncel, R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1-19.
- López-Doncel, R., Soto-Araiza, R. G., Dircio-Castro, D. (2007). *Carta Geológico-Minera Peotillos F14-A75, escala 1: 50000*. Estado de San Luis Potosí: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología, texto explicativo de la carta.
- López-Doncel, R., Soto-Araiza, R.G., Dircio-Castro, D., 2008, *Carta Geológico-Minera Peotillos F14-A75, escala 1:50000*, Estado de San Luis Potosí: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología, 1 mapa.
- López-Rojas, M., Carrasco-Núñez, G. (2015). Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (central Mexico): Implications for the morphology of the crater. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 377-394.
- Lorenz. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 265-274. <https://doi.org/10.1007/BF01081755>
- Lorenz, V. (1974). Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 21(2), 273-291. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1974.tb02059.x>
- Lorenz, V. (2003). *Maar-Diatreme Volcanoes, their Formation, and their Setting in Hard-rock or Soft-rock Environments*. 12.
- Lorenz, V. (2007). Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 285-312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015>
- Lugo-Hubp, J. (2011). *Diccionario geomorfológico*. 478.

- Lugo-Hubp, J., Córdova, C. (1992). Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. *Investigaciones geográficas*, 25, 25-63.
- Macorps, É., Graettinger, A. H., Valentine, G. A., Ross, P.-S., White, J. D. L., Sonder, I. (2016). The effects of the host-substrate properties on maar-diatreme volcanoes: Experimental evidence. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 26. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1013-8>
- Moore, J. G. (1967). Base surge in recent volcanic eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 30(1), 337. <https://doi.org/10.1007/BF02597678>
- Moore, J. G., Nakamura, K., Alcaraz, A. (1966). The 1965 Eruption of Taal Volcano. *Science*, 151, 955-960. <https://doi.org/10.1126/science.151.3713.955>
- Morrissey. (2000). Phreatomagmatic fragmentation. *Encyclopedia of volcanoes*, 431-445.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánicoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Németh, K., Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: Personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131-2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Németh, K., Kósik, S. (2020). Review of Explosive Hydrovolcanism. *Geosciences*, 10(2), 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020044>
- Németh, K., Martin, U. (2007). Practical volcanology; lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, 207, 221.
- Nurfiani, D., Bouvet de Maisonneuve, C. (2018). Furthering the investigation of eruption styles through quantitative shape analyses of volcanic ash particles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354, 102-114. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.12.001>
- Ort, M. H., Carrasco-Núñez, G. (2009). Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east-central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1), 67-77. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.003>
- Rivera-Olguín, E. (2013). Análisis de la morfología de las partículas del Maar Joya Honda, S.L.P. utilizando imágenes SEM. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería. Tesis de licenciatura.
- Rocas volcánicas.* (s. f.). Atlas de rocas ígneas. Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense de Madrid. Recuperado 15 de septiembre de 2021, de <https://petroigne.wordpress.com/tiposrococosos/clasificacion/rocas-volcanicas/>
- Rodríguez, L. M., Sánchez, J. J. (2018). Morfometría, estratigrafía, petrografía y geoquímica del cono de escoria El Morro, municipio La Argentina (Huila, Colombia). *Boletín de Geología*, 40(3), 49-65.
- Ross, P.-S., White, J. D. L., Valentine, G. A., Taddeucci, J., Sonder, I., Andrews, R. G. (2013). Experimental birth of a maar-diatreme volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.005>

- Rutherford, M., Gardner, J. (2000). Rates of magma ascent. En H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 207-217).
- Sarocchi, D., Borselli, L., Macías, J. L. (2005). Construction of granulometric profiles of pyroclastic deposits by means of optical methods. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 371-382.
- Sarocchi, D., Sulpizio, R., Macías, J. L., Saucedo, R. (2011). The 17 July 1999 block-and-ash flow (BAF) at Colima Volcano: New insights on volcanic granular flows from textural analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 204(1-4), 40-56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.013>
- Saucedo, R., Macías, J. L., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., Sánchez-Núñez, J. M., Layer, P. W., Hernández, J. R. T., Carrasco-Núñez, G. (2017). Mixed magmatic–phreatomagmatic explosions during the formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 255-279. <https://doi.org/10.1144/SP446.11>
- Servicio Geológico Mexicano. (2006). *Inventario físico de los recursos minerales del municipio Armadillo de los Infante, S.L.P.* https://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:mXRlzuuNrZYJ:https://mapserver.sgm.gob.mx/InformesTecnicos/InventariosMinerosWeb/T2406AALU0001_01.pdf+&cd=1&hl=es&ct=clnk&gl=mx
- Sheridan, M. F., Wohletz, K. H. (1981). Hydrovolcanic Explosions: The Systematics of Water-Pyroclast Equilibration. *Science*, 212(4501), 1387-1389. <https://doi.org/10.1126/science.212.4501.1387>
- Sheridan, M. F., Wohletz, K. H. (1983). Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90060-4)
- Simkin, T., Siebert, L. (2000). Earth's volcanoes and eruptions: An overview. *Encyclopedia of volcanoes*, 249-262.
- Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. (2002). Peperite: A review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114(1), 1-17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5)
- Sohn, Y., Chough, S. (1989). Depositional processes of the Suwolbong Tuff Ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36, 837-855. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01749.x>
- Stroncik, N. A., Schmincke, H.-U. (2002). Palagonite – a review. *International Journal of Earth Sciences*, 91(4), 680-697. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: State of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014>
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G. (2009).

- Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H. (2009). Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471(1), 136-152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>
- Valentine, Fisher. (2000). *Pyroclastic surges and blasts*. https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Pyroclastic%20surges%20and%20blast&author=GA.%20Valentine&author=RV.%20Fisher&pages=571-580&publication_year=2000
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H., Macorps, É., Ross, P.-S., White, J. D. L., Döhring, E., & Sonder, I. (2015). Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes. *Bulletin of Volcanology*, 77(3), 15. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H., Sonder, I. (2014). Explosion depths for phreatomagmatic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 41(9), 3045-3051. <https://doi.org/10.1002/2014GL060096>
- Valentine, G. A., White, J. D. L. (2012a). Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40(12), 1111-1114. <https://doi.org/10.1130/G33411.1>
- Valentine, G. A., White, J. D. L. (2012b). Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40(12), 1111-1114. <https://doi.org/10.1130/G33411.1>
- Valentine, G. A., White, J. D. L., Ross, P.-S., Amin, J., Taddeucci, J., Sonder, I., Johnson, P. J. (2012). Experimental craters formed by single and multiple buried explosions and implications for volcanic craters with emphasis on maars. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053716>
- Valentine, G. A., White, J. D. L., Ross, P.-S., Graettinger, A. H., Sonder, I. (2017). Updates to Concepts on Phreatomagmatic Maar-Diatremes and Their Pyroclastic Deposits. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00068>
- Van Otterloo, J., Cas, R., Sheard, M. (2013). Eruption processes and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: Implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. *Bulletin of Volcanology*, 75. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0737-y>
- Vazquez, J. A., Ort, M. H. (2006). Facies variation of eruption units produced by the passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4), 222-236. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.01.003>

- Vespermann, D., Schmincke, H.-U. (2000). Scoria cones and tuff rings. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 683-694). Academic Press. <http://eprints.uni-kiel.de/31205/>
- White, J. D. L., Ross, P.-S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- Wohletz, K. H. (1983). *Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies*. 33.
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. (1983). Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283(5), 385-413. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.5.385>
- Wohletz, K., Heiken, G. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press.
- Wohletz, K., Kinsley. (1982). Scanning Electron Microscopy of Basaltic Hydromagmatic Ash. *Scanning Electron Microscopy*, 27.
- Wohletz, K., Sheridan, M. (1979). A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 180. <https://doi.org/10.1130/SPE180-p177>
- Zapata-Zapata, J. L., Pérez-Venzor, J. A. (1979). *Cartografía Geológica de la Hoja Peotillos. S.L.P.* (Folleto Técnico 63, p. 30). Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia.
- Zimanowski. (1998). Phreatomagmatic Explosions. En A. Freundt & M. Rosi (Eds.), *From magma to tephra: Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. (pp. 25-54). Elsevier. https://scholar.google.com/scholar_lookup?hl=en&publication_year=1998&pages=25-54&author=B.+Zimanowski&title=From+Magma+to+Tephra
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, H.-G. (1997). *Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism* (Vol. 102). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JB02935>
- Zimanowski, B., Wohletz, K., Dellino, P., Büttner, R. (2003). The volcanic ash problem. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1-2), 1-5. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00471-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00471-7)