



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica
Departamento de Vulcanología

Entorno hidrológico del cráter de explosión Joya La Alberca (Valle de Santiago, Guanajuato, México) y origen de la concentración de cráteres freato-magmáticos en el Campo Volcánico de Valle de Santiago

T E S I S

Que para optar el grado de maestría en
Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A:

Juan Enrique Suárez Jiménez

Tutor: Dr. Claus Siebe

Comité tutor:
Dra. Marie-Noelle Guilbaud
Dr. Peter Schaaf

Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Ciudad de México
Febrero de 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica, al Departamento de Vulcanología y a la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en cabeza de la Dra. Christina Siebe Grabach, así como al personal administrativo del posgrado que me apoyaron durante mi permanencia en este programa de estudios. Agradezco profundamente a mi tutor, el Dr. Claus Siebe, no solamente por ser mi profesor y guía durante estos años, sino por todo su entusiasmo por la vulcanología, por su paciencia, comprensión y dedicación, por siempre estar dispuesto a brindar su apoyo y por seguir creyendo en mi proceso de aprendizaje a pesar de todos los inconvenientes. De corazón, no tengo sino palabras de agradecimiento sincero. A los miembros de mi Comité Tutor: la Dra. Marie-Noelle Guilbaud, el Dr. Peter Schaaf, y el Dr. Claus Siebe, por su tiempo, orientación y consejos, así como su disposición e interés en el desarrollo de esta tesis de maestría. Siempre me sentí honrado por su acompañamiento. A los doctores Jorge Aranda Gómez, José Luis Macías y José Luis Arce, por el tiempo que dedicaron para corregir y hacer sugerencias sobre la versión preliminar de la tesis, ya que estas fueron fundamentales y profundamente enriquecedoras para lograr un texto más conciso y consistente. Fue un honor contar con su participación en este proceso y aprender desde su conocimiento y experiencia. Quisiera expresar mi agradecimiento a la Msc. Nancy Reyes por todo su apoyo durante las fases iniciales de esta tesis. Así mismo, al Msc. Sergio Salinas Sánchez, así como a todo el grupo de la clase de Rocas Piroclásticas (2018-2), por toda su colaboración en la primera campaña de campo al cráter Joya La Alberca. Al Ing. Nahir Guadarrama, personal del Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Departamento de Vulcanología de la UNAM sede Ciudad de México, por su paciencia, ayuda y apoyo técnico durante la realización de los análisis granulométricos y de componentes de los depósitos piroclásticos asociados a la erupción del cráter Joya La Alberca.

Agradezco en primer lugar a Dios por permitirme llegar a este momento, por haber sido la razón y el motivo principal a lo largo de este proceso y por siempre mostrarme su gracia a pesar todos los inconvenientes. Agradezco sincera y profundamente a mis padres, hermana, tías, abuelas y abuelos, padrino, tíos y primos, por ser fortaleza y apoyo incondicional a lo largo de este proceso. Sin su amor, hubiese sido imposible, por lo que este resultado es suyo también. Padres, gracias por su ejemplo de entrega, pasión y disciplina, ser motivo de orgullo y retornarles tanto amor fueron unas de las motivaciones que siempre iluminaron el camino. Con todo mi amor, infinitas gracias por nunca dejar de creer en mí. Quisiera agradecer de manera muy particular y especial a mi novia, Nathalia Pineda, y a Circón, por ser mi motor más grande cuando el proceso se hacía largo y pesado, porque en su amor y compañía encontré siempre paz y alivio para mis cargas, y en nuestro hogar refugio y fortaleza. Nathalia, infinitas gracias por siempre vivir de cerca este proceso, por tu ejemplo, por tu entrega y amor incondicional, por nunca dejar de creer en mis capacidades y por dar respiro a mi vida e impedir que perdiera la confianza en mi mismo. Esta tesis es dedicada a ti porque sin tu presencia en el día a día que conllevo escribirla, hubiese sido realmente imposible. A tus papás, infinitas gracias también por su cariño y apoyo incondicional. A mis compañeros Kevin Pedroza e Israel Ramírez por su sincera y fiel amistad, porque sin ella todo hubiese sido más difícil.

Agradezco el apoyo por parte de Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca de estudios brindada para la realización de mis estudios de maestría en la UNAM, y al Programa de Apoyo a los Estudios de Posgrados (PAEP) de esta universidad por el financiamiento para asistir al congreso *27th International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly*, el cual se llevó a cabo entre el 8 y 18 de Julio de 2019 en Montréal, Quebec, Canadá. Este trabajo de maestría fue financiado con recursos del proyecto DGAPA-PAPIIT INI10422 a cargo del Dr. Claus Siebe.

Declaratoria

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

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Juan Enrique Suárez Jiménez', with a small '10' at the end of the signature.

Juan Enrique Suárez Jiménez

Resumen

El maar Joya La Alberca es uno de los múltiples volcanes traqui-andesíticos formados durante el Pleistoceno Tardío en el Campo Volcánico de Valle de Santiago (Guanajuato, México), y se encuentra en el extremo nororiental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato donde predominan conos de escoria del Plio-Cuaternario. Este maar ha sido considerado como uno de los grandes atractivos turísticos y científicos de la región debido a su buena preservación geológica, y a que contuvo un lago intra-cráter que alcanzó hasta 15 m de profundidad (1960). Actualmente, el maar tiene una morfología aproximadamente circular con ~750 m de diámetro, ~160 m de profundidad, un anillo piroclástico de ~30 m de espesor, y el lago intra-cráter, a partir del cual recibió su nombre, se drenó por completo durante la primera década del siglo XXI.

A partir de fechamientos radiométricos de ^{14}C y nuevos estudios cartográficos, de campo y laboratorio, se propone que la erupción que dio origen al cráter Joya La Alberca fue más reciente y compleja respecto a lo concluido en trabajos previos, y que el maar únicamente representa la parte más visible de los productos de dicho evento. De esta manera, la edad obtenida para la formación del maar fue de ~26500 cal. a AP, lo cual es coherente con su alto grado de preservación morfológica, y el evento ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes e incluyó un cambio de actividad magmática a freatomagmática. Uno de los centros eruptivos se ubicó donde actualmente está el cráter Joya La Alberca (centro eruptivo No. 2), y el otro a ~1.6 km al oeste (centro eruptivo No. 1), y, aunque no hay una relación geomorfológica evidente entre ellos, estos podrían haber sido alimentados por un mismo sistema de fracturas asociado a un régimen estructural con rumbo predominante SSO-NNE.

En este contexto, el dique juvenil posiblemente alcanzó la superficie primero en la zona norte y noroeste del cráter actual de Joya La Alberca, donde formó un cono de escorias pequeño y ligeramente elongado (W_{co} : ~670 m; W_{cr} : ~224 m; H_{max} : ~93 m) a partir de dos pulsos estrombolianos “moderados” y la efusión hacia el NE de un flujo de lava de ~1.3 km. Hacia el final del segundo pulso eruptivo, la deformación sobre el conducto principal (centro eruptivo No. 2), asociada al ascenso del magma y a fluctuaciones en la presión de la columna de magma, generó fracturas en la roca de caja que derivaron en la formación de un conducto secundario, el cual alimentó la actividad estromboliana “clásica” y “moderada” que formó tres *scoria ramparts* en el centro eruptivo No. 1. Por último, el punto de emisión del centro eruptivo No. 2 migró ligeramente hacia el SSO generando un aumento en el grado de fracturamiento de la roca de caja y una disminución en la tasa de ascenso del magma. Esto, a su vez, permitió el ingreso súbito de agua al conducto volcánico, a una razón tal, que se generó una erupción freatomagmática con una alta eficiencia relativamente sostenida que terminó en la destrucción de gran parte del cono de escorias y en la formación del maar Joya La Alberca.

Así, los cambios en la dinámica eruptiva estuvieron posiblemente asociados principalmente a factores que controlaron el régimen de desgasificación (i.e. abierto o cerrado; p.ej. la tasa de ascenso del magma juvenil), y por el contexto hidrogeológico local y regional. Este último fue determinante debido a que el cambio súbito a actividad freatomagmática implicó la interacción del dique juvenil con un flujo óptimo y continuo de agua subterránea incluso hasta que se agotara el suministro de magma. De esta manera, se presenta un modelo conceptual basado en la estratigrafía de las formaciones rocosas preexistentes y la geometría del sistema de suministro de magma, dentro de un medio fracturado caracterizado por una conductividad hidráulica alta y saturado debido a un régimen paleoclimático y un sistema hidrogeológico óptimo. A partir de este, se propone una posible reconstrucción de la erupción que terminó en la formación del maar Joya La Alberca y se plantean diferentes reflexiones sobre el origen de la concentración de cráteres freatomagmáticos en el CVVS.

Abstract

The Joya La Alberca maar is one of several traqui-andesitic volcanoes that formed during the Late Pleistocene in the Valle de Santiago Volcanic Field (CVVS). It is located in the northeastern part of the Plio-Quaternary scoria cone-dominated Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in central Mexico. The Joya La Alberca crater contained a lake which in 1960 was still 15 m deep, but became completely drained at the beginning of the 21st century. At present, the crater has a circular morphology (~750 m in diameter, ~160 m deep) and is surrounded by a ~30-m-thick tuff ring composed mostly of phreatomagmatic surge and fallout deposits that are poorly sorted and rich in accidental lithics (51-81 wt.%) with few juveniles (20-30 wt.%; SiO₂=52-55 wt.%).

New radiometric ages (¹⁴C) and cartographic, stratigraphic, and chemical data suggest that the eruption of Joya La Alberca was more recent and complex than previously thought and that the maar is only the most visible structure formed during this event. We obtained an age of ~26500 cal. yr BP for the formation of the maar, which is consistent with its excellent morphologic preservation, and propose that the eruption occurred from two different vents and involved a change in style from magmatic to phreatomagmatic. One of the eruptive vents was located at the site of the present Joya La Alberca crater, and the other ~1.6 km to the west. Although the geomorphological relationship between these two vents is not self-evident, both are related to the same plumbing system associated to an SSW-NNE structural trend that characterizes the central part of the CVVS.

Based on field observations, the eruption initiated with moderate Strombolian activity that formed a small and slightly elongated scoria cone (*W*_{co}: ~670 m; *W*_{cr}: ~224 m; *H*_{max}: ~93 m) at the northern inner wall of the present crater, which was followed by the effusion of a 1.3-km-long lava flow emplaced to the NE. During the final stages of this activity, changes in the pressure of the upper part of the dike (i.e., magma ascent rate) caused deformation of the conduit walls and the development of fractures in the country rock that lead to the formation of a narrower secondary conduit. This new conduit allowed smaller volumes of magma to reach the surface generating moderate Strombolian activity that formed three scoria ramparts at vent No. 1 (~1.6 km to the west of Joya La Alberca). Finally, at the first conduit (vent No. 2) ascending magma in the feeder dike moved slightly to the SSW producing further fracturing of the wall-rocks which allowed the entry of groundwater toward the volcanic conduit. This caused the style of the eruption to suddenly switch into a sustained phreatomagmatic mode that excavated the Joya La Alberca crater, largely destroying and/or burying the previously built scoria cone at vent No. 2.

Hence, changes in the eruption dynamics were not only related to changes in the degassing regime, but also to the geometry of the hydrogeological configuration. The rapid switch in eruption style implies that the laterally evolving feeder dike must have suddenly met an aquifer holding sufficient groundwater to allow sustained phreatomagmatic activity until the end of the eruption. A new conceptual model based on the stratigraphy of the pre-existing rock formations, the geometry of a fault-controlled groundwater supply system with high hydraulic conductivity under water-saturated conditions due to a favorable paleoclimatic regime at ~26500 cal. yr BP will be presented. Finally, in addition to the reconstruction of the eruption that formed the Joya La Alberca maar, new thoughts and hypotheses in regard to the origin of the high concentration of phreatomagmatic craters in the CVVS are discussed.

Índice

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	3
2.1. Vulcanismo Monogenético.....	3
2.1.1. El concepto de vulcanismo monogenético.....	3
2.1.2. Campos Volcánicos Monogenéticos.....	4
2.2. Fragmentación freatomagmática.....	6
2.2.1. Ambientes del freatomagmatismo.....	7
2.2.2. Naturaleza física del freatomagmatismo.....	8
2.3. Fragmentos derivados de la actividad freatomagmática.....	12
2.3.1. Productos de las erupciones freatomagmáticas.....	13
2.4. Oleadas piroclásticas.....	14
2.4.1. Mecanismos de transporte de las oleadas piroclástica.....	16
2.4.2. Depositación de las oleadas piroclásticas.....	18
2.4.3. Características de los depósitos de oleadas piroclásticas basales.....	19
2.4.4. Oleadas piroclásticas basales húmedas y secas.....	23
2.4.5. Formas volcánicas: Cráteres de explosión freatomagmáticos.....	26
2.4.6. Profundidad de las erupciones freatomagmáticas.....	27
2.5. Maares.....	28
2.5.1. Origen de los maares.....	33
CAPÍTULO 3. ÁREA DE ESTUDIO	37
3.1. Configuración tectónica regional.....	37
3.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).....	38
3.3. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).....	40
3.4. Campo Volcánico Valle de Santiago (CVVS).....	43
3.5. Contexto hidrogeológico del CVVS.....	52
3.6. Cráter Joya La Alberca.....	57

CAPÍTULO 4. MATERIALES Y MÉTODOS59

4.1.	Revisión bibliográfica.....	59
4.2.	Análisis geomorfológico.....	59
4.3.	Trabajo de campo.....	59
4.4.	Análisis sedimentológicos.....	60
4.5.	Análisis petrográficos	61
4.6.	Técnicas analíticas.....	61
4.6.1.	Fluorescencia de rayos X (XRF).....	61
4.6.2.	Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente.....	62
4.6.3.	Fechaientos radiométricos (¹⁴ C).....	62
4.7.	Procesamiento y digitalización de datos.....	63
4.7.1.	Sedimentología.....	63
4.7.2.	Datos geoquímicos.....	64

CAPÍTULO 5. RESULTADOS65

5.1.	Edad y análisis geomorfológico de la zona de estudio.....	65
5.2.	Fechaientos radiométricos (¹⁴ C).....	70
5.3.	Estratigrafía local.....	75
5.3.1.	Unidad estratigráfica No. 1: Flujo de lava preexistente.....	75
5.3.2.	Paleosuelo No. 1: Primer paleosuelo.....	79
5.3.3.	Unidad estratigráfica No. 2: Depósitos de cráter de explosión Joya Estrada.....	79
5.3.4.	Paleosuelo No. 2: Segundo paleosuelo de la estratigrafía local.....	83
5.3.5.	Unidad estratigráfica No. 3.....	85
5.3.6.	Correlación estratigráfica de la zona de estudio.....	115
5.4.	Estratigrafía compuesta y análisis sedimentológicos.....	117
5.4.1.	Granulometría de los depósitos.....	117
5.4.2.	Componentría de los depósitos piroclásticos.....	123
5.5.	Características post-eruptivas de Joya La Alberca.....	140

5.6. Petrografía.....	143
5.7. Geoquímica.....	160
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN	174
6.1. Dinámica eruptiva.....	174
6.1.1. Una erupción desde dos centros eruptivos diferentes.....	174
6.1.1.1. Secuencia vulcanoestratigráfica del cráter Joya La Alberca.....	174
6.1.1.2. Evidencias de un nuevo centro eruptivo.....	176
6.1.2. Unidades preexistentes a la erupción de Joya La Alberca y deducciones sobre la paleotopografía.....	188
6.1.2.1. Flujo de lava preexistente: Unidad estratigráfica No. 1.....	188
6.1.2.2. Depósitos del cráter Joya Estrada (Unidad estratigráfica No. 2) y deducciones paleotopográficas.....	196
6.1.3. Erupción del cráter Joya La Alberca: Unidad estratigráfica No. 3.....	199
6.1.3.1. Fase magmática inicial.....	200
6.1.3.2. Fase freatomagmática.....	243
6.1.3.2.1. Interpretación del origen de la secuencia freatomagmática, y de la eficiencia y profundidad de excavación de la interacción agua-magma.....	261
6.2. Posibles factores que promueven el freatomagmatismo en la zona del cráter Joya La Alberca.....	269
6.2.1. Condiciones hidrogeológicas: pasado y presente.....	273
6.2.2. Registros paleoclimáticos: correlación y diferencias.....	277
6.3. Reconstrucción de la historia eruptiva del cráter Joya La Alberca: el substrato local y su influencia en las interacciones magma-agua.....	285
6.3.1. Magma juvenil y sistema de alimentación.....	285
6.3.2. Reconstrucción de la historia eruptiva del cráter Joya La Alberca.....	287
6.3.3. Comparación con otros ejemplos en el mundo.....	293
CONCLUSIONES.....	294
REFERENCIAS.....	300
ANEXOS.....	I

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los campos volcánicos monogenéticos se han definido como sistemas magmáticos de pequeños volúmenes de magma ($<1 \text{ km}^3$), producidos por actividad volcánica que se caracteriza por múltiples periodos eruptivos individuales de corta duración y que pueden incluir actividad efusiva, así como fases de fragmentación magmática, freática y/o freatomagmática (Connor & Conway, 2000; Németh, 2010; Smith & Németh, 2017). Así, dentro de un mismo campo volcánico monogenético se pueden encontrar diferentes estructuras volcánicas (p.ej. conos de escoria, *scoria ramparts*, volcanes tipo escudo, flujos de lava, domos y cráteres freatomagmáticos), las cuales tendrán una morfología que será el resultado de la relación entre la dinámica eruptiva, el contexto geológico local (i.e. estratigrafía y régimen estructural local) y el volumen de magma juvenil involucrado (Vespermann y Schmincke, 2000; Bemis et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2013; Cassidy et al., 2018).

En este sentido, los volcanes tipo maar son las estructuras típicamente monogenéticas (Jordan et al., 2013; Tchamabé et al., 2014; 2015) más abundantes en continentes e islas después de los conos de escoria (Lorenz y Kurszlaukis, 2007; De Silva y Lindsay, 2015), y que se caracterizan por su volumen pequeño, por una diatrema en profundidad, por estar asociados típicamente a sistemas de alimentación simples, por un cráter que corta la superficie pre-eruptiva y que está rodeado por un anillo piroclástico, y por formarse debido a una interacción explosiva y eficiente entre el magma ascendente y un flujo de agua externa, la cual comúnmente tiene una duración de entre días y semanas (Ollier, 1967; Lorenz, 1973; Wohletz y Sheridan, 1983; Vespermann y Schmincke, 2000; White y Ross, 2011). Además, aunque estos volcanes han sido descritos en los diferentes ambientes tectónicos y asociados a magmas de composición desde basáltica hasta riolítica (Lorenz, 1986; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), en particular, su ubicación y temporalidad de formación, así como su morfología, tamaño y estilo eruptivo, están controlados por la interacción entre factores internos del magma (p.ej. flujo magmático, y la composición, tasa de ascenso, viscosidad y contenido de volátiles del magma) y condiciones externas al sistema magmático (p.ej. contexto geológico local-regional, topografía, el flujo de agua superficial y/o subterráneo (gradiente hidráulico), y el clima; White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2013; Kshirsagar et al., 2015; Ureta et al., 2020b, 2021a).

Adicionalmente, múltiples estudios realizados a lo largo de varias décadas, han permitido determinar que, muy frecuentemente, los volcanes tipo maar son el resultado de erupciones complejas en las que, a pesar de su corta duración, pueden experimentar intercalación o simultaneidad de eventos magmáticos o freatomagmáticos desde una o varias fuentes puntuales, o a lo largo de fisuras (i.e. migración de la fuente; p.ej. Houghton y Schmincke, 1986; Houghton et al., 1996; Saucedo et al., 2017; De León-Barragán et al., 2020). Estas variaciones que hacen de las erupciones de los maares eventos complejos y particulares, han permitido concluir que cada caso será el resultado de la interacción del magma juvenil con la configuración propia de cada localidad, en la que dependiendo de la influencia de sus características estructurales, hidrogeológicas y climáticas (paleo-climáticas), las condiciones serán óptimas para diferentes variaciones en la dinámica eruptiva (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Siebe et al., 2005; Kereszturi et al., 2011; Németh et al., 2012). En particular, estudios recientes han concluido que, a pesar de que originalmente se pensara que los maares dentro de campos volcánicos monogenéticos estaban asociados a sistemas magmáticos simples, uno de los factores de mayor influencia en las variaciones de una misma erupción monogenética es la complejidad asociada a la red de diques y diferentes tipos de *sills* que compone el sistema de alimentación somero de un campo volcánico monogenético, y que resulta en historias de ascenso complejas de los magmas juveniles (p.ej. Valentine y Keating, 2007; Keating et al., 2008; Muirhead et al., 2016; Ureta et al., 2021a). Así, para entender la evolución eruptiva de cada evento de formación de un volcán tipo maar,

se debe estudiar cada caso con sus propias particularidades y tener presente que, debido a la complejidad de su sistema de alimentación y la heterogeneidad de la hidrósfera, la topografía, la geología y el clima en una misma región, el magma juvenil podría ascender por diferentes caminos y encontrar condiciones considerablemente contrastantes (Smith y Németh, 2017). Finalmente, aunque el número de maares dentro de un campo volcánico monogenético puede variar según el clima (Németh, 2010), entre 0 y 10% en campos volcánicos en regiones áridas, 20 y 30% en ambientes húmedos y hasta el 70% en ambientes parcialmente marinos (Brown y Valentine, 2013), su formación representa la mayor amenaza volcánica dentro de un campo monogenético (Blaikie et al., 2015). Por esto, determinar el volumen de magma juvenil involucrado es fundamental para comprender la dinámica eruptiva de su formación y la duración potencial de la erupción (Blaikie et al., 2015).

En este contexto, el maar Joya La Alberca (*Tallacua* en lengua Purépecha) está ubicado en la zona central del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), el cual, a su vez, se encuentra en el extremo nororiental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Geográficamente, este maar está dentro de la parte occidental de la ciudad de Valle de Santiago (Guanajuato) y en la parte central de una región conocida como El Bajío, la cual es reconocida por ser una de las regiones en donde los acuíferos son más sobreexplotados en México con fines agrícolas (Escolero y Alcocer, 2004; Aranda-Gómez et al., 2009, 2013). Adicionalmente, una de las particularidades más interesantes del maar Joya La Alberca, es que hace parte de la característica concentración de cráteres freatomagmáticos del CVVS que sigue una tendencia regional general NNW-SSE. Debido a que este tipo de estructuras hidrovulcánicas comúnmente se encuentran de manera más dispersa a lo largo del CVMG (dominado por conos de escoria), se ha propuesto que en algunas zonas del CVVS frecuentemente existieron las condiciones óptimas para la actividad freatomagmática por un periodo de tiempo importante (p.ej. Siebe et al., 2014; Siebe y Salinas, 2014; Kshirsagar et al., 2015, 2016).

En particular, debido a que el maar Joya La Alberca presenta una de las morfologías más llamativas y mejor conservadas dentro de los cráteres freatomagmáticos del CVVS, los diferentes estudios previos a esta tesis se han centrado en su anillo piroclástico. Sin embargo, a pesar de las grandes contribuciones en la discusión de su dinámica eruptiva (p.ej. el cambio de su actividad magmática inicial a la freatomagmática final; p.ej. Murphy, 1986; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez et al., 2013), al día de hoy aún están abiertas múltiples preguntas fundamentales. Por ejemplo, aún está abierta la discusión sobre la edad real de la erupción que formó el cráter, así como preguntas relacionadas a su dinámica eruptiva, los volúmenes emitidos durante la erupción, la posible duración total y la variación en la profundidad de la misma, las características del sistema de alimentación y la relación entre los lineamientos presentes en el CVVS y la morfología de su cráter, entre muchas otras. Así mismo, aunque tradicionalmente se ha relacionado la concentración anómala de cráteres freatomagmáticos del CVVS principalmente a la presencia de una zona de debilidad cortical regional en dirección NNW-SSE (p.ej. Murphy, 1986), realmente puede que haya estructuras secundarias en otras direcciones y que el contexto hidrogeológico local sea el factor determinante. De esta manera, debido a su buena exposición, y preservación geomorfológica, estratigráfica y composicional, el cráter Joya La Alberca es una estructura de gran relevancia tanto para acercarse a estudiar las posibles condiciones óptimas que llevaron a la formación de la concentración de cráteres freatomagmáticos en el CVVS, como para aportar en la investigación de las razones de las frecuentes y complejas variaciones de la actividad volcánica relacionada a este tipo de estructuras monogenéticas. Así, la presente tesis abordará algunas de estas preguntas con el fin de aportar en el conocimiento de todos los procesos involucrados en la historia eruptiva del evento volcánico que dio origen al cráter Joya La Alberca, y, en particular, establecer y delimitar la relación entre estos procesos y la configuración hidrogeológica del basamento local y el contexto general del CVVS.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1. Vulcanismo Monogenético:

Los sistemas volcánicos de pequeña escala, denominados así por el poco volumen de magma involucrado (flujo de magma entre 10^{-1} y 10^{-3} km³/ka; Németh y Kereszturi, 2015) y por su corta duración, constituyen el tipo de vulcanismo más abundante en la Tierra, y han sido descritos en los diferentes ambientes tectónicos (Cañón-Tapia y Walker, 2004; Kereszturi y Németh, 2013; Németh y Kereszturi, 2015, Cañón-Tapia, 2016; Tchamabé et al., 2016; Smith y Németh, 2017). De acuerdo con Smith y Németh (2017), los sistemas volcánicos de pequeña escala son generalmente denominados como sistemas monogenéticos y por esto deben ser definidos según aspectos como el volumen acumulado, el número y particularidad química del (los) cuerpo (s) de magma relacionado (s), la corta duración de los eventos eruptivos (días, meses o hasta años), las fases eruptivas (desde pocas horas hasta días) y sus tiempos de reposo, la cantidad de pulsos eruptivos (duración desde pocos segundos hasta minutos) y el sistema de alimentación (Németh, 2010; Németh y Kereszturi, 2015).

2.1.1. El concepto de vulcanismo monogenético:

Un volcán monogenético podría ser definido como un edificio volcánico con un volumen acumulado pequeño (típicamente ≤ 1 km³, comúnmente < 0.1 km³) que se ha construido en una sola erupción pequeña continua, o en varias pequeñas erupciones discontinuas, en un periodo de tiempo breve (generalmente \leq decenas de años). Además, por ese intervalo de tiempo, el volcán ha sido alimentado por uno o múltiples cuerpos de magma que han ascendido por un sistema de alimentación simple (en comparación con el de un volcán poligenético) y posiblemente disperso, aunque bien definido espacialmente a nivel regional, caracterizado por diques y *sills* y sin cámaras magmáticas asociadas bien desarrolladas (Keating et al., 2008; Németh y Kereszturi, 2015; De Silva y Lindsay, 2015).

Con respecto a las características geoquímicas, en general los sistemas magmáticos monogenéticos producen magmas basálticos con un amplio rango composicional desde subsaturados hasta sobre saturados en sílice, y, en menor medida, el espectro incluye composiciones más evolucionadas (Valentine y Gregg, 2008; Németh, 2010; De Silva y Lindsay, 2015; Smith y Németh, 2017). De acuerdo con Smith y Németh (2017), los sistemas monogenéticos frecuentemente muestran un cambio sistemático en la composición del magma durante un evento eruptivo, mientras que los casos donde esta tendencia no se observa son realmente poco comunes (p.ej. Volcán Parícutín, México; Fries, 1953; Luhr y Simkin, 1993). El patrón general es que el material erupcionado en las primeras etapas tiende a ser relativamente más evolucionado, y durante el transcurso de la erupción, este mismo presenta composiciones más primitivas (p.ej. Complejo La Breña-El Jagüey, México; Aranda-Gómez et al., 1992). Una de las interpretaciones para esta tendencia ha sido como producto de variaciones en el grado de fraccionación del fundido cerca de su zona fuente (Smith et al., 2008).

Adicionalmente, de acuerdo con Németh y Kereszturi (2015), tanto los bajos volúmenes emitidos de magma como la brevedad temporal de las erupciones, posiblemente se correlacionan positivamente con la cantidad de magma suministrado desde la fuente (a altas presiones) y a su ascenso (Smith y Németh, 2017). De acuerdo con esto último, se han encontrado en superficie xenolitos peridotíticos (p.ej. lherzolitas de granate o espinela), con densidad notablemente mayor al magma que los porta (O'Reilly y Griffin 1985; Sutherland et al. 1994; Smith y Németh, 2017). Esto indica que el ascenso de los magmas basálticos desde la zona de entrapamiento de los xenolitos es rápido ($>10^{-2} - 10^{-1}$ m s⁻¹; Spera 1984; Szabó y Bodnar 1996) y en general continuo (Lensky et al., 2006). Sin embargo, Smith y Németh (2017) proponen que durante su ascenso los cuerpos de magma se estancan por

breves intervalos de tiempo donde sufren bajos grados de fraccionamiento, mezcla, y posiblemente asimilación cortical. Finalmente, debido a los bajos volúmenes, los magmas no mantienen una conexión física (conducto) con la zona fuente y esencialmente representan “burbujas” de magma ascendiendo por la corteza (Smith y Németh, 2017).

Los aspectos anteriormente mencionados caracterizan a los volcanes monogenéticos y los diferencian de los poligenéticos. Estos últimos son edificios volcánicos generalmente de grandes dimensiones (p.ej. estratovolcanes y calderas) construidos por múltiples episodios eruptivos, separados por extensos periodos de quiescencia, a lo largo de grandes intervalos de tiempo (desde miles hasta millones de años). Además, involucra mayores volúmenes de magma ($\geq 5 \text{ km}^3$) en pulsos con diferentes orígenes, que ascienden por un sistema de alimentación complejo y relativamente estable asociado a un reservorio somero estable (i.e. cámara magmática; Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Németh y Kereszturi, 2015).

A pesar de que Németh y Kereszturi (2015) propusieron la definición del vulcanismo monogenético de acuerdo con sus características más comunes (volcanes monogenéticos *sensu stricto*), se han reportado múltiples casos que no cumplen con todos estos aspectos y que se han denominado como monogenéticos (p.ej. Rangitoto, Nueva Zelanda (Shane et al. 2013), Jorullo, México (Luhr y Carmichael 1985; Hasenaka y Carmichael 1987; Rowland et al. 2009; Guilbaud et al. 2011) y Parícutin (Pioli et al. 2008; Erlund et al. 2010), entre otros). Particularmente, no cumplen con la definición por tiempos de reposo largos, desde años hasta miles de años (complejidad en el sistema de alimentación), o por ser erupciones controladas por grandes volúmenes de magma (p.ej. $1 - 5 \text{ km}^3$) ascendiendo por un solo conducto. Debido a esta diversidad genética, la diferencia entre el vulcanismo monogenético y poligenético debería ser tomada como un espectro con dos extremos, cada uno en un tipo de vulcanismo *sensu strictu* (Fig. 2.1; Németh y Kereszturi, 2015), y no únicamente como dos términos mutuamente excluyentes.

2.1.2. Campos Volcánicos Monogenéticos:

El vulcanismo monogenético generalmente ocurre en campos volcánicos, los cuales corresponden a regiones de extensión definida compuestas por volcanes individuales de actividad corta (monogenéticos) que comúnmente, pero no exclusivamente, involucran pequeños volúmenes de magma (típicamente $\leq 1 \text{ km}^3$, y algunos casos hasta 5 km^3 (Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015) o $\sim 9.3 \text{ km}^3$ volcán El Metate, México; Chevrel et al., 2016). Se ha observado que los campos volcánicos monogenéticos pueden desarrollarse en todos los ambientes tectónicos y también asociados a grandes calderas, estratovolcanes y volcanes escudo (p.ej. campo volcánico alrededor de Lamongan, Java; Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015). Así mismo, comprenden un amplio rango de áreas, volúmenes y tiempo de actividad. En general se pueden agrupar en: 1) Campos volcánicos pequeños, los cuales típicamente contienen < 50 centros eruptivos distribuidos en un área $< 1000 \text{ km}^2$, y 2) Campos volcánicos grandes (p.ej. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México): generalmente contienen > 100 volcanes en un área $> 1000 \text{ km}^2$ (Connor y Conway, 2000).

Además, a pesar de que la historia eruptiva de cada volcán en un campo volcánico generalmente es breve, el vulcanismo en un único campo volcánico puede expandirse hasta el orden de millones de años, similar a un volcán poligenético (Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015; Smith y Németh, 2017). Así mismo ocurre con el volumen de material erupcionado, donde en un volcán monogenético está entre $0.001 - 0.1 \text{ km}^3$ (roca densa equivalente) o entre $\sim 0.1 - 5 \text{ km}^3$ (Valentine y Connor, 2015), comúnmente 1 - 2 órdenes de magnitud menor que lo producido por un

volcán compuesto. Sin embargo, el volumen total erupcionado de un campo volcánico monogenético es generalmente similar al del edificio poligenético (Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015). Respecto al flujo de magma durante la actividad de los campos volcánicos, Valentine y Connor (2015) mencionaron valores desde 0.5 hasta 800 km³/ Ma (Campo Volcánico del Suroccidente de Nevada y Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, respectivamente).

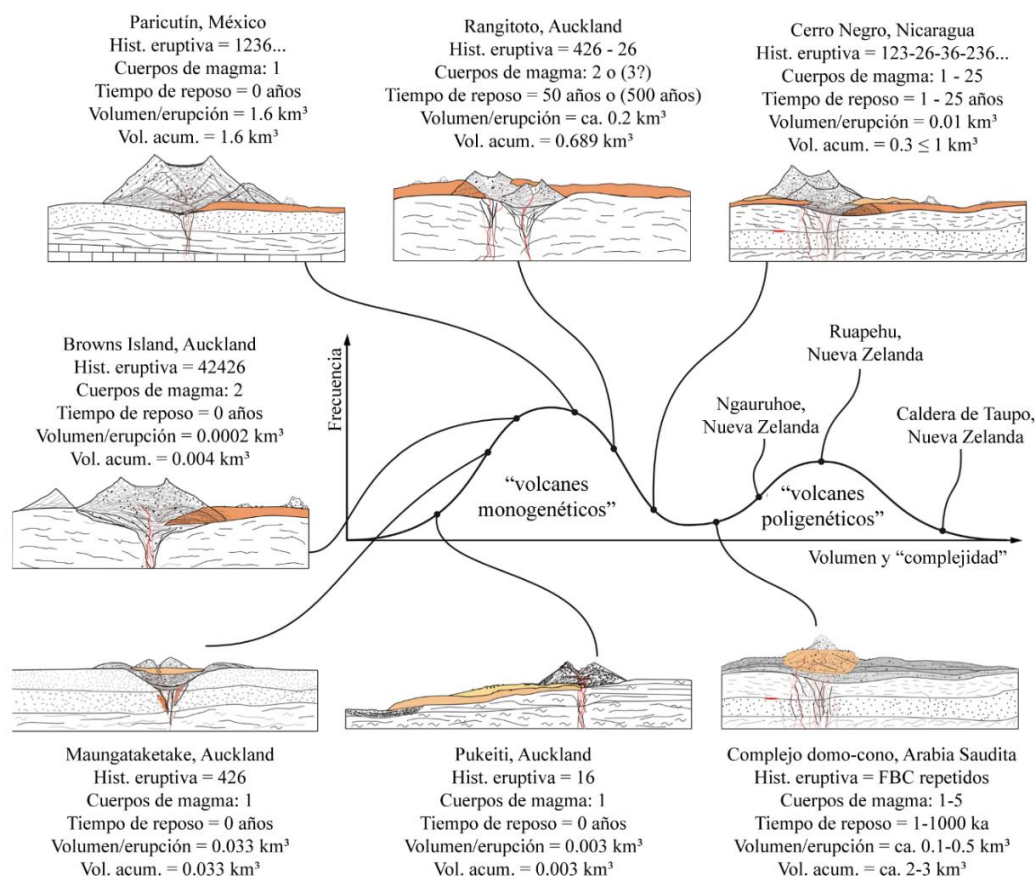


Figura 2.1. Esquema del espectro entre volcanes monogenéticos y poligenéticos. Se muestra la diversidad genética como relación del volumen emitido/la complejidad del edificio volcánico y la frecuencia de las erupciones volcánicas. La historia eruptiva (Hist. Eruptiva) se representa con números: 1-Hawaiiano, 2-Estromboliano, 3-Estromboliano violento, 4-Freatomagmática, 5-Surtseyano y 6-Actividad efusiva. Orden de números es cronológica y “-” significa una migración del centro eruptivo mayor al diámetro del cráter. FBC: Flujo de bloques y ceniza. Modificada de Németh y Kereszturi (2015).

Adicionalmente, en general en los campos volcánicos monogenéticos predominan las formas volcánicas de composición basáltica sobre una menor cantidad de estructuras relacionadas a magmas más evolucionados (p. ej. domos volcánicos), pero la variabilidad composicional dependerá de la interacción de diferentes procesos petrogenéticos (Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015). Por otro lado, los campos volcánicos monogenéticos comúnmente consisten en grandes agrupaciones (*volcanic clusters*) y/o alineaciones que incluyen cientos de estructuras volcánicas de diferente tipo, tales como, conos de escoria, maares, conos de toba, anillos de toba, volcanes escudo pequeños (p.ej. escudos mexicanos (Hasenaka, 1994) en Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato) y domos de lava (Connor y Conway, 2000). De esta manera, los campos volcánicos monogenéticos presentan actividad tanto efusiva como explosiva, donde la primera está

representada por volcanes escudo y conos de escoria, y la segunda por conos de escoria (fragmentación magmática), maares y anillos y conos de toba (freatomagmatismo; Connor y Conway, 2000; Valentine y Connor, 2015).

Las estructuras más comunes en los campos volcánicos son los conos de escoria y las “rampas de escoria” (*scoria (or agglomerated) ramparts*), donde las segundas son similares a las primeras, pero se desarrollan a lo largo de fisuras (actividad volcánica fisural; Valentine y Connor, 2015). Estos volcanes son producidos por erupciones dominadas por actividad efusiva magmática con un componente de actividad explosiva, y por esto generan tanto flujos de lava como depósitos piroclásticos (p.ej. depósitos de caída de escoria). Erupciones magmáticas de mayor volumen, en las cuales domina la actividad efusiva sobre la explosiva, resultan en la formación de volcanes tipo escudo de pequeñas dimensiones. Por su parte, los cráteres de explosión freatomagmáticos (maares, anillos de toba y conos de toba) se forman por la interacción entre un cuerpo de magma en ascenso y agua subterránea o superficial, y corresponden típicamente al ~10% de los volcanes en un campo volcánico monogenético dado, aunque en algunos casos particulares puede exceder el 50% (Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015). Igualmente, el tipo de fragmentación, al igual que la ubicación de la fuente, puede variar en distintas fases de un mismo evento eruptivo de un solo volcán. Esto se debe, entre otras razones, a que los diques que alimentan las erupciones dentro de un campo volcánico comúnmente tienen formas similares a una espada (*Blade-like*) y siguen fisuras, lo que provoca que durante su ascenso encuentren diferentes condiciones hidrogeológicas y reológicas (Connor y Conway, 2000; Valentine y Connor, 2015; Smith y Németh, 2017).

En este sentido, la formación de un campo volcánico monogenético (i.e. mecanismo eruptivo y las estructuras volcánicas resultantes) está controlada por la interacción de procesos que ocurren a diferentes profundidades, “procesos secos”, con las características físicas propias de cada localidad (“procesos húmedos” o parámetros externos). Así, los procesos “secos” corresponden a la generación de magma y al contexto estructural, aspectos que determinarán las características fisicoquímicas del magma o parámetros internos del magma (i.e. composición, contenido de volátiles, la tasa y velocidad de ascenso, y sus variaciones). Por su parte, los procesos “húmedos” afectan el tipo de fragmentación del magma y, por ende, el estilo eruptivo, por lo que se asocian comúnmente con la configuración somera del sustrato y sus características físicas (i.e. disponibilidad de agua externa en el sistema y su habilidad para estar presente en distintas escalas de tiempo; Connor y Conway, 2000; Németh, 2010; Valentine y Connor, 2015; Smith y Németh, 2017).

Finalmente, es común que los cambios climáticos cumplan un papel importante en la formación de los diferentes tipos de volcanes dentro de un campo volcánico monogenético dado (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Carn, 2000; Németh et al, 2001; Siebe et al., 2005; Németh, 2010). Estos cambios climáticos, que ocurren durante intervalos de tiempo determinados, generan una gran variedad de estructuras volcánicas en las zonas topográficamente más bajas, donde las condiciones hidrogeológicas son más complejas. Así, los volcanes generados bajo tales configuraciones hidrogeológicas son dependientes de la naturaleza de la superficie pre-eruptiva, de la litología, de las propiedades mecánicas de las rocas de las paredes del conducto volcánico, de la geometría del cráter, y del tipo y la disponibilidad de agua externa (parámetro relacionado con cambios climáticos; Lorenz, 1987; Valentine y Groves, 1996; Németh, 2010).

2.2. Fragmentación freatomagmática:

La interacción entre agua y magma ocurre tanto a grandes profundidades bajo tierra (hidromagmatismo) como a niveles someros o hasta superficiales (hidrovulcanismo). Estos términos

son aproximadamente sinónimos porque en muchos casos el rango desde donde primero se inicia la interacción y luego se manifiesta, puede abarcar desde niveles profundos en la corteza terrestre hasta la superficie. Por esta razón, el término freatomagmatismo se usa para designar la interacción agua-magma dentro de la zona freática de la superficie de la Tierra, que incluye el nivel de saturación de agua donde existen aguas subterráneas y superficiales (Wohletz et al., 2013). De esta manera, la actividad freatomagmática hace referencia al fenómeno volcánico producido por la interacción física y química de un cuerpo de magma o de calor magmático con una fuente de agua externa (i.e. no magmática), como un cuerpo en superficie o un acuífero (MacDonald, 1972; Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Lorenz, 1987; Wohletz et al., 2013). Este tipo de actividad volcánica afecta a todos los volcanes subacuáticos someros (< 200 m) y a la mayor parte de los centros eruptivos subaéreos (tanto poligenéticos como monogenéticos) y no está restringida por la composición del magma. A pesar de que los maares, anillos de toba y conos de toba son las formas volcánicas más comunes producidas por freatomagmatismo (vulcanismo monogenético), este tipo de actividad es también común en estratovolcanes y calderas (Sheridan y Wohletz, 1983; Lorenz, 1987). Dentro de las erupciones freatomagmáticas históricas se han descrito y presenciado, entre otras: 1) Carran (Chile) en 1955 (cf. Nilahue, Mueller y Veyl, 1957), 2) Iwo Jima (Japón) en 1956 (cf. Corwin y Foster, 1959), 3) Ukinrek (Alaska, USA) en 1977 (cf. Kienle et al., 1978; Self et al., 1980) y 4) Volcán Okmok (Isla Umnak, Alaska-USA) en 2008 (cf. Larsen et al., 2015; Unema et al., 2016).

2.2.1. Ambientes del freatomagmatismo:

Más del 70% de la superficie de la Tierra está cubierta por agua, y, aunque la actividad freatomagmática ocurre principalmente en zonas como las dorsales meso-oceánicas (productos principales: hialoclastitas y lavas almohadilladas), la complejidad de la hidrósfera en regiones subaéreas permite que comúnmente los cuerpos de magma en ascenso interactúen con alguna de las diversas fuentes de agua externa y se generen explosiones freatomagmáticas. En este sentido, en condiciones subaéreas la hidrósfera existe en fuentes como agua subterránea, cuerpos de agua superficiales (p.ej. lagos), agua circulando por grietas y fallas, como fluidos acuosos, los cuales se acumulan en rocas sedimentarias porosas (i.e. acuíferos; Morrissey et al., 2000; Zimanowski et al., 2015), o hasta en la estructura de minerales hidratados (Wohletz, 1993). Así mismo, los eventos volcánicos relacionados a la interacción magma-agua dan como resultado formas volcánicas que van desde flujos de lava, hasta eventos altamente explosivos (p.ej. actividad freato-pliniana). De esta manera, se conocen como ambientes del freatomagmatismo o hidrovulcánicos a todos los ambientes donde la interacción entre magma y agua externa produce actividad volcánica explosiva o notable fragmentación de la roca de caja y el magma (Lorenz, 1987; Sheridan y Wohletz, 1983).

Dentro de los ambientes del freatomagmatismo se destacan: 1) Marinos profundos (profundidad mayor a 200 m), 2) marinos someros (profundidad entre 0 y 200 m en agua salada), 3) litorales (profundidades menores a 200 m bajo un cuerpo de agua salada o dulce) caracterizados por estructuras volcánicas (i.e. conos de escoria) formadas por flujos de lava que entran al mar o a una fuente de agua dulce, 4) lacustres, 5) freáticos, los cuales hacen referencia a erupciones de vapor de agua y materiales sólidos sin fragmentos juveniles, desde la zona freática (agua subterránea; Ollier, 1974; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1993) y 6) subglaciales (Fig. 2.2). De acuerdo con Heiken (1971) y Wohletz y Sheridan (1983), el ambiente hidrogeológico en el cual ocurre la interacción magma-agua es uno de los controles más importantes sobre la naturaleza fisicoquímica de dicha interacción (cf. Lorenz, 1987; Wohletz et al., 2013; Zimanowski et al., 2015). De acuerdo con Wohletz et al. (2013), el principal factor que determina la expresión del hidrovulcanismo es la abundancia de agua disponible para interactuar con el magma, ya que no solo determinará el estilo eruptivo sino las características

de los productos, su dispersión y las formas volcánicas resultantes (Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Wohletz, 1990; Wohletz et al., 2013).

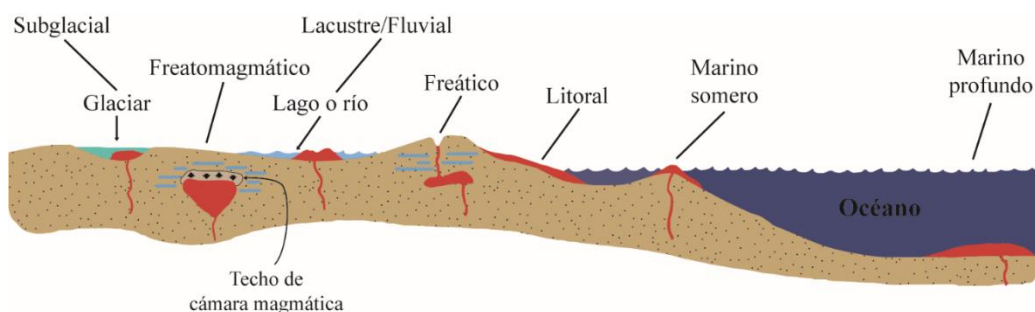


Figura 2.2. Esquema de la ubicación de los diferentes ambientes del freatomagmatismo. La actividad freática generalmente tiene lugar por encima de un cuerpo magmático donde solo el calor emitido por el magma acumulado calienta el agua circundante, mientras que para la actividad freatomagmática existe un contacto directo entre el cuerpo magmático y el agua externa (Wohletz, 1993). Modificada de Wohletz (1993).

2.2.2. Naturaleza física del freatomagmatismo:

Las condiciones para que haya una reacción explosiva debido a la interacción magma-agua son particulares, ya que esta no siempre genera fragmentación del fundido, sino que puede generar también estructuras como lavas almohadilladas y flujos de lava (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1993). Para determinar tales condiciones se han considerado procesos como el enfriamiento del núcleo de un reactor termonuclear, ya que esto se ha estudiado (Sandia Laboratories, 1975) para evitar explosiones de vapor, y experimentos de laboratorio diseñados para replicar los fenómenos freatomagmáticos (Wohletz et al., 1995a; Zimanowski et al., 1997a). El nombre de la situación análoga industrial se conoce como MFCI (por las siglas en inglés de *molten fuel-coolant interaction*) y puede aplicarse como modelo para comprender los principales procesos volcánicos en los que el magma entra en contacto con un fluido cuya temperatura de vaporización es inferior a la temperatura propia del magma. Así, el FCI incluye todos los procesos desde el enfriamiento pasivo hasta aquellos de carácter explosivo (i.e. análogo a la actividad freatomagmática) en los que dos materiales se mezclan e intercambian calor a altas velocidades (Wohletz, 1993; Wohletz, 2013). Para simular el combustible (*fuel*), que corresponde al magma, se emplearon desde sales fundidas hasta fundidos como *thermite* (mezcla de aluminio y hierro; Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Wohletz, 1993; Wohletz et al., 2013; Zimanowski et al., 2015). Por su parte, el refrigerante (*coolant*) correspondía generalmente a agua.

De acuerdo con Wohletz (1983), esencialmente hay dos explicaciones para las explosiones por FCI: 1) El sobrecalentamiento y la nucleación homogénea del agua (vaporización sobrecalentada) y 2) La detonación inducida por presión en el sistema. La vaporización sobrecalentada ocurre después de un calentamiento relativamente lento del agua a un estado metaestable. Durante este proceso, la temperatura del agua aumenta por encima del punto de vaporización y es limitada por la temperatura de nucleación homogénea, a la cual todo el volumen de agua se vaporiza instantáneamente. Por su parte, la detonación inducida por presión requiere de alguna inestabilidad física en la interfase, o contacto, entre el agua y el magma. Esto fragmentará inicialmente el magma, lo que aumentará el área superficial de contacto, y finalmente incrementará notablemente la tasa de transferencia de calor. En las explosiones freatomagmáticas de mayor eficiencia estos dos mecanismos pueden ocurrir.

De esta manera, una interacción MFCI explosiva convierte la energía termal en energía mecánica en una tasa de transferencia de calor superior, por varios órdenes de magnitud, a la de ebullición normal

(Witte et al., 1970; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1983). De acuerdo con Sheridan y Wohletz (1983), la rápida vaporización de grandes volúmenes de agua por un cuerpo de magma y la consecuente expansión resulta en eventos explosivos que pueden alcanzar lo generado por un cuarto o un tercio de la masa equivalente de TNT. Así mismo, los autores aseguran que el proceso de transferencia rápida de calor es episódico, donde los pulsos están separados por intervalos de milisegundos o más cortos. Wohletz (1983) afirma que experimentalmente se ha probado que el proceso de fragmentación-vaporización (i.e. MFCI) es un proceso cíclico de generación y colapso de una película de vapor. Esto debido a que la energía del colapso es parcialmente devuelta al sistema, generando nuevas superficies de contacto agua-magma de tal manera que el proceso es autosostenible. De esta manera, las etapas de un proceso MFCI son:

- 1) Contacto inicial e incipiente mezcla entre el magma y el agua. Debido al contacto, un pequeño volumen de agua se vaporiza formando una película de vapor semi-aislante y sobrecalentada a lo largo del contacto de los dos fluidos (Fig. 2.3a).
- 2) Colapso casi simultáneo de todas las películas de vapor en la premezcla causado por un pulso de presión, inducido sísmicamente o por la rápida condensación del vapor del refrigerante, el cual deja en contacto directo el fundido y el agua. El colapso casi-coherente de la película de vapor ocurre en múltiples eventos de colapso y expansión de milisegundos de duración, hasta que la energía asociada al colapso causa la fragmentación del magma (progresiva desde su superficie) en partículas finas, produce agua sobrepresurizada y sobrecalentada, y la liberación explosiva de energía. En esta etapa se libera hasta un 90% de la energía cinética total de explosión.
- 3) La fragmentación del fundido incrementa el área de contacto agua-magma, y se forma una mezcla entre el magma fragmentado y la película colapsada de vapor de agua. (Fig. 2.3c). Así, el agua rodea los fragmentos de magma y por esto, se genera un aumento rápido en la tasa de transferencia de calor.
- 4) Se forma una nueva película de vapor debido a la expansión volumétrica de la mezcla (fundido + refrigerante), ya que el agua sobrecalentada pasa a ser vapor sobrecalentado (el sistema regresa a una etapa similar a la 2). En esta etapa final el magma y el agua están termal y mecánicamente desacoplados (Fig. 2.3d).

De acuerdo con Büttner et al. (2002), al entrar en contacto directo agua y magma (etapa 2) se alcanza una tasa de transferencia de calor alta y la explosión ocurre debido a la reacción frágil del fundido, generada por la expansión del agua inducida termalmente. Posteriormente, el agua entra por estas fracturas iniciales del magma y genera microfracturas nuevamente en el fundido, lo que aumenta la superficie de contacto, y, por tanto, el flujo de calor (etapa 3). Este proceso en cascada (entre etapa 2 y 3) incrementa el área de contacto y así mismo, la tasa de enfriamiento ($>10^6$ K/s), y ocurre como una propagación supersónica de fracturas debido a la presión del sistema (Zimanowski et al., 2015). Este mecanismo causa fragmentación frágil del fundido en partículas muy finas (i.e. ceniza fina), y una gran cantidad de energía cinética es liberada como ondas sísmicas.

La interacción entre magma y agua puede variar desde muy pasiva con intercambio lento de calor que puede durar horas y emitir muy poca energía mecánica, hasta eventos extremadamente violentos como explosiones termohidráulicas, donde más del 30% de la energía termal disponible del sistema (proveniente del cuerpo de magma) es convertida en energía mecánica en una fracción de milisegundo. Además, cerca del 60% de esta energía mecánica es emitida como ondas de choque, las cuales tienen el potencial de pulverizar incluso rocas solidas en el conducto o en la región del cráter de un centro eruptivo (i.e. erupción termohidráulica; Büttner, 2005; Zimanowski et al., 2015).

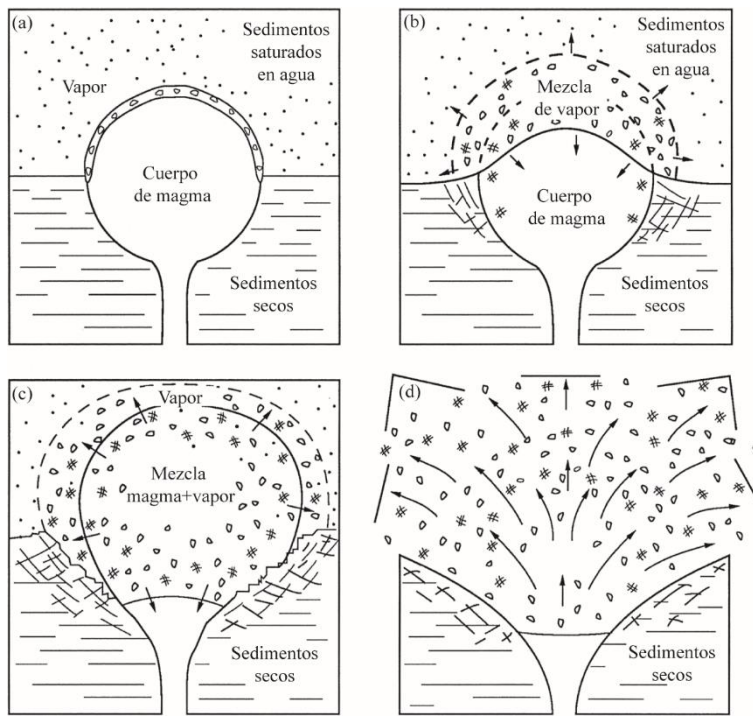


Figura 2.3. Modelo propuesto para la interacción entre magma y agua según procesos MFCI. **A)** Contacto inicial entre el cuerpo de magma y los sedimentos saturados en agua, **B)** crecimiento de la película de vapor, **C)** mezcla entre el magma y los sedimentos y **D)** Expansión explosiva del vapor sobre presurizado. Modificada de Sheridan y Wohletz (1983), Wohletz (1983), Wohletz y Heiken (1991) y Wohletz et al. (2013).

De esta manera, los procesos MFCI pueden ser explosivos (explosión termohidráulica) o no (i.e. granulación térmica pasiva), dependiendo de la tasa de transferencia de calor entre el magma y el agua, y de la consecuente tasa de presurización del refrigerante. La tasa de transferencia de calor es función del área superficial del magma la cual, en casos explosivos, incrementa por los procesos de fragmentación progresivos (i.e. en cascada). Así, el proceso de fragmentación es optimizado por la expansión térmica del refrigerante ya que esto genera nuevas superficies de contacto magma-agua (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Lorenz, 1987; Wohletz y Heiken, 1991; Wohletz, 1993; Morrissey et al., 2000; Wohletz et al., 2013). Por esto, Zimanowski et al. (2015) concluyeron que la eficiencia e intensidad de los procesos MFCI dependen de factores internos (i.e. las propiedades termales e hidromecánicas del magma y el refrigerante) y de factores externos (i.e. la geometría de la interacción (contacto) y su dinámica). Wohletz (1986) afirma que teóricamente la eficiencia de la transferencia es menor de ~ 10 %.

Así mismo, debido a que en la fragmentación freatomagmática realmente hay un contacto directo entre el magma y el agua, los depósitos, a pesar de estar enriquecidos en líticos de la roca de caja, tendrán también un bajo porcentaje de fragmentos propios del magma involucrado en la erupción. Esto diferencia las erupciones freatomagmáticas de las freáticas, ya que en estas últimas es el calor magmático quien calienta el sistema hidrotermal y, por lo tanto, los depósitos solo contendrán fragmentos de la roca de caja (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Lorenz, 1987; Morrissey et al., 2000; Wohletz et al., 2013).

Por otro lado, los experimentos análogos, influenciados por los estudios FCI, han permitido conocer más a detalle los procesos relacionados al hidrovulcanismo. Con el objetivo de replicar a escala la interacción magma-agua, se plantearon diferentes montajes donde se ponía en contacto con agua, o sedimentos saturados en agua (cf. Zimanowski y Büttner, 2002), *thermite* fundida (p.ej. Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz 1983, 1986) o en otros casos fundidos silicatados (roca fundida a ~1270 K) que reemplazaban al magma (Wohletz et al., 1995a; Zimanowski et al., 1991; Zimanowski et al.,

1997a; Büttner y Zimanowski, 1998). Los resultados experimentales demostraron que la intensidad de la interacción magma-agua, y por tanto la explosividad de las erupciones freatomagmáticas, depende de la eficiencia de la transferencia de calor del magma al agua, es decir, la cantidad de calor transferido por unidad de volumen y tiempo. Esta transferencia de energía térmica, a su vez, está directamente relacionada con el tamaño del área de contacto por unidad de volumen, y con las condiciones de presión y temperatura. Durante la fragmentación freatomagmática parte de la energía termal del magma se convierte en energía mecánica (sísmica y acústica), energía de fragmentación y energía cinética, por lo que entre mayor sea la eficiencia de conversión de calor a energía mecánica, la fragmentación aumentará (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Morrissey et al., 2000; Wohletz et al., 2013; Zimanowski et al., 2015).

De acuerdo con Morrissey et al. (2000), en términos generales 1) los fundidos de mayor temperatura tienen mayor energía térmica disponible para convertir a energía mecánica, 2) la fragmentación será mayor en fundidos de viscosidad baja, esto debido principalmente que a mayor viscosidad la transferencia de calor desde el fundido al agua será menos eficiente y 3) la relación volumétrica magma-agua determina los estados termodinámicos intermedios y finales del agua en erupciones freatomagmáticas. El tercer punto es el de mayor influencia sobre la eficiencia de la fragmentación. De esta manera, cuando hay una pequeña cantidad de agua disponible, esta puede ser calentada hasta altas temperaturas y presiones, pero solo fragmentará un volumen pequeño de magma. En abundancia de agua, ésta nunca podrá adquirir la energía térmica suficiente para la fragmentación (Morrissey et al., 2000). Así, a razones de masa intermedias hay suficiente energía termal para llevar toda el agua hasta estados de alta energía interna y así generar la completa fragmentación del magma.

Los resultados obtenidos por Sheridan y Wohletz (1983) y Wohletz (1991), entre otros, confirmaron que la energía de las explosiones hidrovulcánicas depende fuertemente de la razón entre la masa de magma y de agua, así como de la geometría del contacto (i.e. cantidad de área de contacto) y la presión de confinamiento. La eficiencia de la explosividad se ve reflejada en la granulometría fina de los fragmentos (ceniza fina ($< 63 \mu\text{m}$ de diámetro) llega hasta el 30% en peso de los depósitos cuando la interacción magma-agua alcanza el máximo explosivo (Wohletz, 1986)), en la presencia de vapor sobrecalentado y de flujos de material surgiendo desde el centro del orificio experimental. De esta manera, el máximo de explosividad, medido por Sheridan y Wohletz (1983) como la eficiencia de la conversión de calor a energía mecánica, corresponde a un rango de razón de masas agua:magma entre 0.1 y 0.3 para magmas basálticos (Fig. 2.4).

Finalmente, la presión de confinamiento está relacionada con la temperatura y por tanto el trabajo presión-volumen de la fragmentación debería incrementar con la profundidad. Así, a pesar de que existen algunos indicadores experimentales de que la presión también limita la interacción magma-agua al impedir el crecimiento de la película de vapor y la cantidad de premezcla, las fragmentaciones experimentales más explosivas se han producido en situaciones donde la presión de confinamiento sobrepasa la presión crítica del agua (Wohletz y McQueen, 1984; Lorenz, 1987; Morrissey et al., 2000). De esta manera, teniendo en cuenta los resultados de los experimentos, de los procesos MFCEI y las observaciones en campo, es posible afirmar que la fragmentación freatomagmática está controlada principalmente por tres parámetros: 1) la viscosidad del magma, 2) las condiciones de presión y temperatura a las que ocurre la interacción magma-agua, y 3) la manera y geometría en la que ocurre dicho contacto (Lorenz, 1987; Morrissey et al., 2000; Zimanowski et al., 2015). El tercer parámetro es función de la tasa de suministro del magma y del agua externa, donde esta última es determinada por el contexto hidrológico local (Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz et al., 2013).

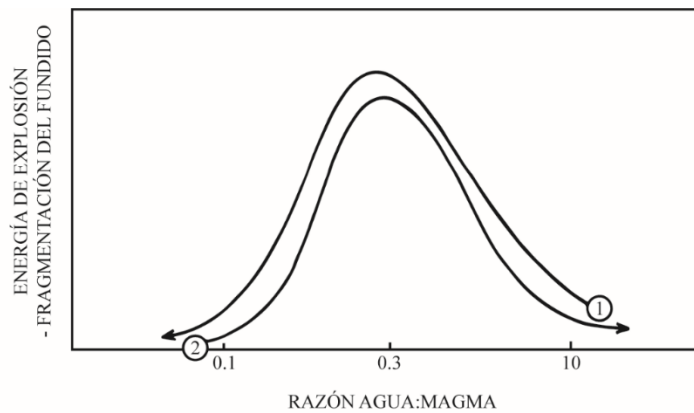


Figura 2.4. Diagrama de energías de la razón de masas de agua:magma para el caso de actividad freatomagmática en ciclos de erupciones de tipo pliniano (1) y vulcaniano (2). La razón óptima de mezcla agua:magma (basáltico) está entre 0.1 y 0.3. Actividad Estromboliana (razones entre 0 y 0.1), Surtseyana (entre 0.1 y 1) y efusiva submarina (i.e. lavas almohadilladas; razones mayores a 3; Wohletz, 1983). Modificada de Sheridan y Wohletz (1983).

2.3. Fragmentos derivados de la actividad freatomagmática:

En general existen tres tipos principales de fragmentos piroclásticos: juveniles, accesorios y accidentales. Los fragmentos juveniles son aquellos derivados directamente del magma que generó la erupción, y pueden ser fragmentos vítreos, cristalinos o vitreo-cristalinos (p.ej. pómez). Por su parte, los accesorios son clastos pertenecientes a depósitos piroclásticos o cuerpos volcánicos solidificados originados en erupciones relacionadas a la historia eruptiva del volcán (i.e. fragmentos volcánicos co-magmáticos preexistentes). Durante una nueva erupción estos son incorporados por la mezcla “juvenil” de magma y gases, por erosión de la pared del conducto o fuera de éste durante el transporte. Pueden ser fragmentos vítreos, cristalinos o vitreo-cristalinos. Finalmente, los fragmentos accidentales son aquellos que no guardan ninguna relación con la historia eruptiva del volcán y generalmente corresponden a su basamento local. Pueden ser incorporados tanto en el ascenso del magma en erupción, como posteriormente por flujos y/u oleadas piroclásticas. Estos pueden ser líticos sedimentarios, metamórficos o ígneos (depósitos o cuerpos solidificados) no co-magmáticos, y, junto con los fragmentos accesorios, se denominan generalmente como xenolitos (Murcia et al., 2013).

Los productos de las erupciones freatomagmáticas son principalmente una combinación de fragmentos vítreos, cristalinos, y líticos, estos últimos provenientes de la roca de caja y el conducto (fragmentos accidentales). En términos del tamaño de grano, los productos de una erupción freatomagmática son más finos que los generados por fragmentación magmática, esto es particularmente claro para las erupciones freatomagmáticas de razones altas entre masa de agua y magma (Morrissey et al., 2000; Wohletz, 1990; Wohletz et al., 2013). Generalmente, debido a las ondas de choque emitidas durante la erupción termohidráulica, los depósitos de erupciones freatomagmáticas presentan un claro enriquecimiento en líticos accidentales que tienen un tamaño de grano entre ceniza fina y bloque/bomba (Büttner et al., 2002; Zimanowski et al., 2015). De esta manera, la forma de estos líticos indica fragmentación por fracturamiento (i.e. bordes angulosos), y no por abrasión (i.e. bordes redondeados).

Por su parte, hay cinco diferentes tipos de fragmentos juveniles vítreos emitidos durante una erupción freatomagmática (cf. Wohletz, 1983). Desde grupos de fragmentos pobremente vesiculados a no vesiculados, donde cada uno presenta una textura superficial particular asociada a un proceso de fragmentación de magma. De acuerdo con Zimanowski et al. (2015), las partículas que permiten la discriminación entre los tipos de fragmentación son las vítreas de tamaño ceniza fina (diámetro <130 μm), mediante el análisis de su textura superficial bajo el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB; Wohletz, 1983; Büttner et al., 1999; Dellino et al., 2001). A partir de esto se definen como partículas

vítreas “activas” aquellas que muestran evidencias de fragmentación frágil (i.e. superficies rugosas y formas angulosas y desiguales) que ocurre porque están involucradas directamente en el contacto magma-agua. Este tipo de partículas está relacionado con la fase termohidráulica de una interacción MFCI, en la cual es liberada la mayor cantidad de energía cinética como ondas sísmicas. Por otro lado, las partículas “pasivas” se generan por fragmentación del magma bajo un régimen dúctil (i.e. superficies lisas con forma redondeada o alargada), durante la fase de expansión de un proceso MFCI, posterior a la etapa de la explosión termohidráulica. Son denominadas como “pasivas” debido a que no contribuyen directamente a la liberación de la energía de la explosión y se generan por inestabilidades fisicoquímicas en la interfaz magma-agua causadas por movimientos relativos de los dos fluidos inmiscibles (i.e. magma y agua; Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Morrissey et al. 2000; Büttner et al., 2002; Wohletz et al., 2013; Zimanowski et al., 2015).

2.3.1. Productos de las erupciones freatomagmáticas:

Los depósitos piroclásticos están constituidos por componentes que se derivan directamente de la fragmentación del magma y la roca de caja por la actividad volcánica explosiva. Según el mecanismo de transporte y depositación de los piroclastos, los productos de una erupción se pueden dividir en tres grupos: caídas piroclásticas, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas (Fig. 2.5; Cas y Wright, 1987). Estos productos pueden ser generados por los diferentes mecanismos de fragmentación (i.e. magmática, freato-magmática y freática), y según estos últimos los depósitos tendrán composiciones (i.e. en fragmentos juveniles, accesorios y accidentales) particulares.

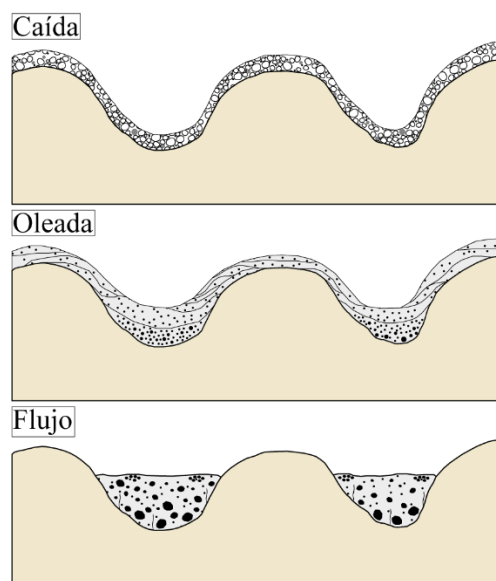


Figura 2.5. Diagrama esquemático de las características principales de los tres tipos de depósitos piroclásticos. Caída: cubren la superficie a manera de manto, con estratificación plano-paralela, sin erosión interna y fragmentos juveniles con formas angulares. Oleada: no cubre la topografía a manera de manto, mayor espesor en bajos topográficos, estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, *pinch and swell bedding*), contactos irregulares y clastos juveniles sub-redondeados. Flujo: controlados por la topografía, generalmente desde masivo a insipiente estratificación, mal seleccionados y fragmentos juveniles redondeados. Modificada de Cas y Wright (1987) y Wilson y Houghton (2000). La selección de los tres tipos de depósitos varía con la distancia a la fuente.

Cas y Wright (1987) mencionan que los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas son parte de un mismo espectro de procesos grano-soportados desde un flujo granular laminado (i.e. flujo piroclástico) hasta un flujo fluidizado y turbulento (i.e. oleada piroclástica; Sparks, 1976; Wilson, 1980). Posteriormente, este espectro de corrientes hiperconcentradas fue denominado Corrientes de

Densidad Piroclásticas (CDPs) por diferentes autores como Fisher (1990), Wilson y Houghton (2000) y Branney y Kokelaar (2002), entre otros. De acuerdo con Branney y Kokelaar (2002), las CDPs son mezclas heterogéneas de partículas volcánicas y gas que fluyen debido a su densidad relativa a la del fluido (medio) que las rodea (generalmente la atmósfera) y debido a la gravedad. Las CDPs fluyen a ras del suelo hasta que se vuelven boyantes debido a la depositación de su carga de base y por la ingestión turbulenta y el calentamiento del aire atmosférico. Las distancias que pueden viajar las CDPs pueden ser mayores a 100 km y las áreas que cubren llegan a ser mayores a 20,000 km² (Wilson y Houghton, 2000; Brown y Andrews, 2015).

2.4. Oleadas piroclásticas:

Los miembros extremos del espectro que conforman las CDPs se denominan, según la concentración de partículas transportadas, como diluidas (i.e. oleadas piroclásticas) y concentradas (i.e. flujos piroclásticos). Las CDPs diluidas pueden existir relacionadas a las CDPs concentradas como zonas turbulentas en su parte basal (i.e. *ground surges*) o superior (i.e. *ash-cloud surges*), pero también pueden surgir diluidas desde la fuente sin estar asociadas a un flujo laminar concentrado, como producto de erupciones laterales dirigidas (i.e. *blast*) y como oleadas basales (i.e. *base surges*; Moore, 1967; Waters y Fisher, 1971; Wohletz y Sheridan, 1979; Sheridan y Wohletz, 1983; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1990; Wohletz 1998; Valentine y Fisher, 2000; Wilson y Houghton, 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Andrews, 2015). En particular, las oleadas basales son el producto de erupciones freatomagmáticas, las cuales pueden hacer parte de la historia eruptiva de un volcán poligenético o estar relacionadas a eventos freatomagmáticos monogenéticos de pequeño volumen, que generan formas volcánicas tales como maares, anillos de toba (*tuff rings*) y conos de toba (*tuff cones*; p.ej. Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1990; 2002; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000).

Las oleadas piroclásticas o CDPs diluidas transportan piroclastos a lo largo de la superficie preruptiva (i.e. trayectoria horizontal) como una dispersión expandida de partículas y gas, turbulenta y con baja concentración de fragmentos sólidos. Los depósitos cubren la topografía a manera de manta, pero también son controlados por ésta (i.e. *blocking*), y tienden a acumular mayor espesor en depresiones (i.e. valles y paleocanales; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998). De acuerdo con Wilson y Houghton (2000), la observación de erupciones históricas (cf. Moore, 1966; 1967), los modelamientos teóricos y las descripciones de los depósitos en campo han permitido establecer: 1) las oleadas piroclásticas pueden alcanzar velocidades típicamente de decenas de metros por segundo, 2) contienen y transportan menos del 0.1 o 1% por volumen de partículas sólidas, aun en su parte basal, 3) son flujos estratificados por densidad con la mayor cantidad de concentración de partículas cerca de la superficie del terreno. Esta estratificación es resultado de la naturaleza turbulenta y multifásica de las oleadas, ya que esto genera variaciones verticales de densidad en la corriente (Wilson y Houghton, 2000), 4) transportan material principalmente por suspensión turbulenta, y una menor cantidad de clastos gruesos (i.e. tamaños desde lapilli medio hasta bloque-bomba) se mueve por saltación y/o arrastre como una carpeta de tracción. La interacción entre partículas es generalmente despreciable dentro de la nube piroclástica, 5) el volumen de los depósitos es generalmente $\ll 1 \text{ km}^3$ (Wohletz, 1998), 6) los depósitos presentan evidencias tanto de depositación como de erosión con inconformidades marcadas y 7) los depósitos de oleadas piroclásticas generadas por freatomagmatismo comúnmente se litifican por la alteración del vidrio volcánico (i.e. palagonitización en caso de juveniles basálticos; Moore, 1966; Wohletz, 1998).

A pesar de que en movimiento los flujos y las oleadas piroclásticas tengan un aspecto superficial similar, existe un contraste fundamental en sus estructuras (i.e. densidad vs altura de la corriente). En

los flujos, la mayor cantidad de masa y casi todo el *momentum* lateral están concentrados en la parte basal de la corriente (i.e. la CDP concentrada propiamente), y la CDP diluida asociada en la parte superior es dinámicamente insignificante y deriva su existencia y *momentum* solo por el movimiento de la CDP concentrada. Por su parte, en las oleadas piroclásticas la masa y el *momentum* están uniformemente distribuidas a lo largo de la corriente. La transferencia de *momentum* por colisión entre las partículas en movimiento tiene poca influencia en el soporte de las partículas, en la segregación y reología del flujo, a lo largo de toda la corriente. Cualquier concentración basal de material se da por sedimentación y, debido a la fricción contra la superficie del terreno, la zona baja de la corriente viaja a menor velocidad que las zonas intermedia y superior (Fig. 2.6; Wilson y Houghton, 2000; Branney y Kokelaar, 2002). Así mismo, una oleada piroclástica se distingue de un flujo piroclástico en que ésta es una corriente de piroclastos y gas, inestable y variable con el tiempo que ocurre como un pulso o series de pulsos en el cual la energía cinética decrece rápidamente. En cambio, una CDP concentrada es un flujo estable que mantiene su energía cinética por un largo intervalo de tiempo (Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998).

Finalmente, las oleadas basales están asociadas a erupciones freatomagmáticas y freáticas, y corresponden a una nube que surge en forma de collar (*collar-like*) y se expande radialmente desde la fuente o desde la parte basal colapsada de una columna eruptiva freática o freatomagmática (p.ej. Moore et al., 1966; 1967; Waters y Fisher, 1971; Cas y Wright, 1987). El alcance de las oleadas basales es típicamente < 1 - 10 km (Brown y Andrews, 2015) y estas son corrientes transitorias e inestables en las que domina la turbulencia por la baja concentración de partículas. De acuerdo con Cas y Wright (1987), la cantidad de ingestión de aire atmosférico no es suficiente como para ser la principal fuente de volátiles que generen la turbulencia necesaria para soportar todas las partículas que viajan en las oleadas basales, sino solo a las de menor tamaño en la parte superior de la corriente. De esta manera, las potenciales fuentes del fluido que soporta las partículas en una oleada son volátiles magmáticos, tanto los presentes inicialmente como los liberados por los fragmentos juveniles dentro de la corriente, agua y vapor de agua externa incorporada durante erupciones freatomagmáticas, y los volátiles derivados de la vegetación sobre la que viaja la oleada (Allen, 1971; 1982; Leys, 1982; Cas y Wright, 1987).

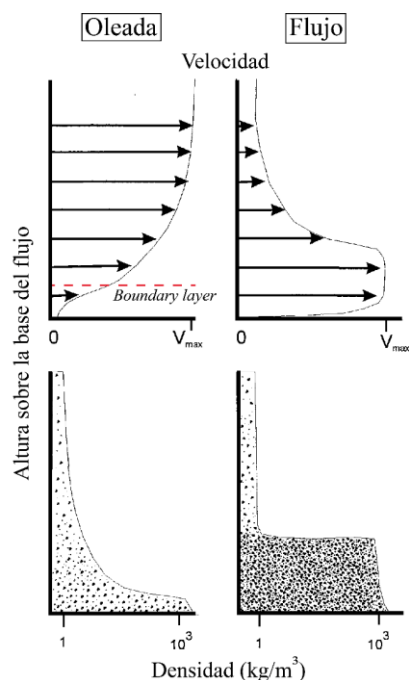


Figura 2.6. Sección vertical esquemática de los dos extremos del espectro de las corrientes de densidad piroclásticas, diluidos (oleadas) y concentrados (flujos). Los valores de V_{max} pueden variar desde pocos metros por segundo, hasta ca. 300 m/s. Las flechas representan los tiempos promedios de las trayectorias y desprecia las fluctuaciones por turbulencia. Modificada de Wilson y Houghton (2000) y Wohletz (1998).

2.4.1. Mecanismos de transporte de las oleadas piroclásticas:

De acuerdo con Wohletz (1998), las formas en las que las partículas se mueven e interactúan con la fase gaseosa, con el sustrato y entre ellas mismas, dentro de una oleada piroclástica, son principalmente: 1) balística, por 2) tracción, 3) saltación y 4) suspensión (Bagnold, 1941; 1954) y hay tres factores importantes para definir cada una de éstas: a) La razón entre el área superficial y la masa de cada partícula, b) el tamaño de grano y c) la concentración de partículas en la corriente (θp).

- a) **Razón entre área superficial y masa:** Debido a que el movimiento de las partículas es influenciado por las fuerzas de arrastre (*drag forces*) generadas por el medio sobre las partículas, y a que estas fuerzas son proporcionales al área superficial de los clastos, la razón entre el área y el área superficial de las partículas es un parámetro crucial. Al incrementar el tamaño (volumen) y la densidad de cada partícula, su inercia incrementa más rápido que su área superficial (Wohletz, 1998). De esta manera, las partículas de mayor tamaño (por ejemplo > 1 cm) serán ligeramente afectadas por las fuerzas de arrastre, mientras que el movimiento de las de menor tamaño (por ejemplo < 1 mm) será dominado por estas fuerzas mientras se mueven en una CDP diluida (Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998).
- b) **Tamaño de grano:** este factor define si una partícula sigue una simple trayectoria balística o es fuertemente influenciada por las fuerzas de arrastre. Las partículas de mayor tamaño al ser eyectadas desde la fuente, durante el movimiento de una oleada piroclástica, pueden seguir una trayectoria generalmente parabólica hasta el punto en que impactan el sustrato y se depositan. Además, al incrementar las fuerzas de arrastre, la cizalla en el nivel límite (i.e. *boundary layer*; Fig. 2.6) de la corriente será lo suficientemente fuerte como para causar que algunas de las partículas de mayor tamaño rueden o se deslicen sobre el sustrato por algunas distancias. Las partículas de tamaño intermedio pueden rebotar después de golpear el sustrato, y seguir trayectorias parabólicas repetidas. Por su parte, las partículas más pequeñas viajan suspendidas en remolinos turbulentos, por cierta distancia hasta que la turbulencia disminuye lo suficiente para que se depositen sobre el sustrato (Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000).
- c) **Concentración de partículas (θp):** Al incrementar la concentración de partículas la probabilidad de que colisionen entre ellas aumenta también. Las colisiones transfieren energía cinética entre granos. Debido al carácter no ideal de las esquirlas de vidrio (*glass shard*) y de los fragmentos piroclásticos en general, por su forma irregular y las heterogeneidades internas, una pequeña cantidad finita de energía cinética se pierde en cada colisión. Esta energía se transforma en calor y deformación. Así, la energía cinética se perderá gradualmente por las colisiones durante el movimiento dentro de una oleada piroclástica, además de pérdidas por la fricción por el contacto contra la superficie (Wohletz, 1998).

De esta manera, el transporte y depositación de partículas dentro de una oleada piroclástica pueden ser caracterizados por los cuatro regímenes de transporte principales mencionados anteriormente, que son dependientes del tamaño de las partículas y su concentración dentro del fluido (Fig. 2.7):

- 1) **Balístico:** Las partículas de mayor tamaño ($\phi < -4$), tales como lapilli y bloque/bomba, son eyectadas a una velocidad inicial lo suficientemente alta como para que su trayectoria no sea afectada por fuerzas de arrastre y no sean transportadas dentro del campo de movimiento lateral de una oleada piroclástica. Su trayectoria es afectada por el campo gravitacional de tal manera que ésta es parabólica, desde la fuente hasta el lugar donde se deposita. Este mecanismo de transporte está controlado por la masa de las partículas, su velocidad (i.e. *momentum*) y ángulo de eyección inicial. Por tanto, en cualquier punto que se depositen las partículas, los depósitos

serán bien seleccionados por tamaño, generando capas con estratificación plano-paralela y generalmente sin gradación (Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998).

- 2) **Tracción:** Partículas relativamente grandes ($-4 < \phi < 1$; algunas veces clastos de mayor tamaño) tienen velocidades terminales suficientes para acumularse en regiones concentradas, generalmente en la capa límite basal (*basal boundary layer*) del flujo, donde la cizalla es alta y las colisiones entre partículas son frecuentes. Así, las partículas ruedan o se deslizan sobre el sustrato debido a fuerzas de tracción generadas por colisiones partícula-partícula y ejercidas por la fase gaseosa. Además, la alta concentración de partículas genera una densidad aparente relativamente alta y una viscosidad efectiva alta. Estas condiciones corresponden al régimen de flujo laminar y como resultado se depositan capas con estratificación plano-paralela, las cuales generalmente mostrarán gradación inversa (Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998).

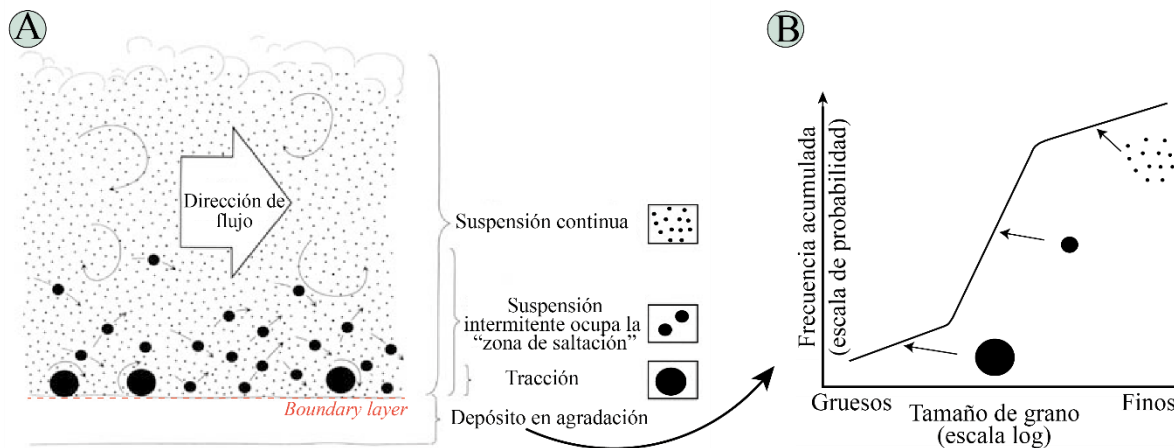


Figura 2.7. Segregación vertical dentro de una corriente turbulenta. **A)** Fracciones de partículas acorde a su modo de soporte dominante. **B)** Distribución granulométrica típica de un depósito derivado de la corriente descrita en A. Modificada de Branney y Kokelaar (2002).

- 3) **Saltación:** Cuando las partículas relativamente pequeñas ($1 < \phi < 4$) tienen velocidad alta y espacio entre partículas amplio, rebotan (saltan) al golpear el sustrato y siguen una trayectoria de vuelo parabólica no perturbada (pocas colisiones) antes de saltar nuevamente. Eventualmente, las partículas se adhieren al sustrato en una irregularidad topográfica que evita que reboten. La alta velocidad de las partículas, junto con su baja concentración resultan en el régimen de flujo turbulento. Mientras más partículas se adhieran al sustrato en depresiones topográficas, las irregularidades crecerán en forma de dunas. Se pueden desarrollar diferentes tipos de dunas dependiendo del equilibrio entre la velocidad de la oleada, la concentración y el tamaño de las partículas, y la textura del sustrato. Todos estos factores influyen en donde existen las transiciones de flujo y migran con el tiempo (Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000; Branney y Kokelaar, 2002).
- 4) **Suspensión:** Las partículas muy finas ($\phi > 4$) tienen una velocidad terminal baja y esto genera que la turbulencia dentro de una oleada evite que caigan, y, por el contrario, se mantengan en la parte superior del flujo durante el transporte. Cuando hay una alta concentración de partículas muy finas, la turbulencia puede ser vencida y éstas se depositan. Finalmente, en todos los niveles de la corriente hay partículas transportadas por suspensión (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002).

2.4.2. Deposición de las oleadas piroclásticas:

Branney y Kokelaar (2002) desarrollaron la idea de Fisher (1966) sobre que las ignimbritas se depositaban incrementalmente desde corrientes estratificadas por densidad, y concluyeron que las capas masivas generalmente se agradaban progresivamente desde la base hacia arriba, en lugar de depositarse en masa. Así mismo, propusieron que los procesos sedimentarios ocurren independientemente de los mecanismos de transporte y de la concentración de las zonas superiores de la corriente. La tasa de agradación puede variar desde lenta hasta extremadamente rápida, y debido a que el depósito se genera progresivamente a través del tiempo, éste no registra directamente la estructura vertical de la corriente sino cómo los procesos y las condiciones a lo largo del límite basal del flujo (*basal flow boundary layer*) varían con el tiempo y el espacio. Además, la depositación de una corriente de densidad piroclástica, sin importar su concentración, es un proceso sostenido (a veces de corta duración) y las diferentes partículas son soportadas y segregadas de diferente manera de modo que clastos adyacentes en un mismo depósito pueden haber tenido diferente origen y transporte (Branney y Kokelaar, 2002).

El límite basal de una CDP es la superficie entre la corriente y el sustrato sobre el que viaja (Branney y Kokelaar, 2002). Durante la depositación, este límite está ubicado en el tope del depósito que se agrada y cada clasto que se vaya a depositar tiene que cruzarlo. De esta manera, las litofacies del depósito de una CDP registran los procesos y condiciones en la zona límite del flujo (*flow-boundary zone*), la cual incluye la parte más basal del flujo que viaja sobre el depósito (*basal flow boundary layer*), el límite y la parte superior del depósito en formación. La altura de esta zona respecto al sustrato aumenta a medida que el depósito se agrada progresivamente (Fig. 2.8; Branney y Kokelaar, 2002). Así mismo, la naturaleza de la zona límite del flujo y la tasa de agradación progresiva del depósito son controladas por la velocidad y la concentración de la corriente, la cizalla basal, la topografía (puede generar cambios en la concentración de la corriente) y por la tasa de suministro de partículas a la zona límite. Esta última está relacionada a cambios temporales y espaciales en la capacidad de la CDP. Por su parte, las estructuras sedimentarias y la selección de una litofacies de un depósito se determinan por la concentración de partículas y la velocidad a lo largo de la zona límite de la corriente, a partir de la cual se está agradando dicha litofacies (Cas y Wright, 1987; Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998; Branney y Kokelaar, 2002).

Adicionalmente, hay cuatro tipos contrastantes de zonas límite de flujo (*flow-boundary zone*) que son intergradacionales entre ellas y cada una está caracterizada por un mecanismo de transporte: 1) dominada por caída directa, 2) dominada por tracción, 3) dominada por flujo granular y 4) dominada por escape de fluido (i.e. gas). En particular, aunque durante la depositación de una oleada piroclástica (i.e. CDPs diluidas) ocurran los tipos 1, 2 y 3 de zona límite de flujo de manera intergradacional, el que domina es el de la zona límite de flujo dominada por tracción (Fig. 2.8b; Cas y Wright, 1987; Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000; Branney y Kokelaar, 2002). Por ejemplo, una zona dominada por caída directa puede gradar a una dominada por tracción al incrementar la velocidad de la corriente, debido a que la corriente (diluida) puede ahora transportar partículas por saltación y tracción. Así, este fenómeno se observa en erupciones freatomagmáticas (i.e. oleadas piroclásticas basales) en donde hay depositación por caída directa desde oleadas con velocidad baja y sedimentación por tracción desde CDPs diluidas con una velocidad ligeramente más alta (Fig. 2.8c).

Las CDPs con zona límite de flujo dominada por tracción (i.e. oleadas basales) presentan un cambio abrupto en los gradientes de velocidad y reología entre la parte inferior de la corriente y el sustrato. Esto ocurre de tal manera que la turbulencia del fluido afecta partículas con cierto tamaño de grano

en la zona límite del flujo y es el principal mecanismo de transporte. Además, la cizalla en la zona límite del flujo genera que clastos individuales se eleven y/o arrastren por el fluido de modo que deslizan, ruedan o saltan a lo largo de la superficie del sustrato antes de que finalmente se depositen. Así mismo, la interacción entre la zona límite de flujo de una oleada piroclástica y el sustrato genera inestabilidades locales, las cuales típicamente permiten el desarrollo de diferentes estructuras sedimentarias. De esta manera, la turbulencia y la cizalla generadas en la zona límite de flujo de una oleada piroclástica generan atrapamiento selectivo de partículas (según su tamaño y densidad), selección por tracción y segregación de las partículas durante la depositación de la corriente. Finalmente, estos procesos darán como resultado depósitos con estratificación plano-paralela y cruzada, y serán desde moderadamente hasta bien seleccionados (Fig. 2.8b; Cas y Wright, 1987; Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000; Branney y Kokelaar, 2002).

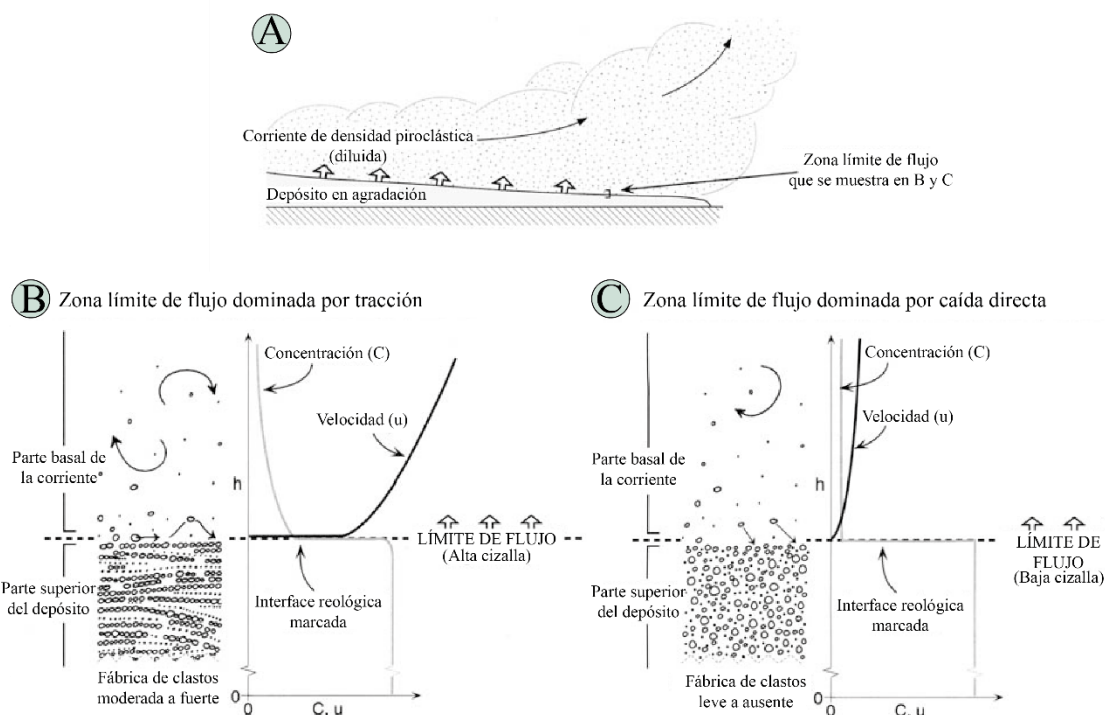


Figura 2.8. Se muestran dos de los cuatro tipos de zonas límites de flujo en corrientes de densidad piroclástica durante condiciones estables, con perfiles esquemáticos de concentración (C) y velocidad (u). **A)** Escala y ubicación de la zona límite de flujo y énfasis en las zonas representadas en B y C, que incluyen solo la parte basal de la corriente y la parte superior del depósito. **B)** Zona límite de flujo dominada por tracción. Caso típico de las oleadas piroclásticas. **C)** Zona límite de flujo dominada por caída directa, la cual se observa de manera gradacional con B en oleadas piroclásticas basales producto de erupciones freatomagmáticas. Modificada de Branney y Kokelaar (2002).

2.4.3. Características de los depósitos de oleadas piroclásticas basales:

La naturaleza pulsante de la interacción magma-agua genera que las oleadas basales ocurran como pulsos o serie de pulsos en los que la energía cinética decae rápidamente. Debido a esto, los depósitos en general son estratificados (estratificación plano-paralela y cruzada de bajo ángulo), laminados, ocasionalmente masivos, y contienen fragmentos juveniles que varían desde vesiculados a no vesiculados, fragmentos accesorios, partículas tamaño ceniza, cristales y líticos accesorios. Cerca de la fuente los fragmentos líticos tamaño bloque generan huellas de impacto, ya que deforman de manera plástica la estratificación original de los depósitos que contienen agua en fase líquida. Por su parte, los fragmentos líticos de mayor tamaño que no deforman los depósitos pueden estar relacionados con el emplazamiento por movimiento lateral de la corriente, y no por trayectoria

balística (Cas y Wright, 1987). Por otra parte, los fragmentos juveniles típicamente tienen un tamaño menor a 10 cm de diámetro y las partículas tamaño ceniza muy fina son abundantes, lo que típicamente ha sido asociado al alto grado o eficiencia alta de la fragmentación freatomagmática (Wohletz y Sheridan, 1979; Cas y Wright, 1987; Wilson y Houghton, 2000; Brown y Andrews, 2015; White y Valentine, 2016). Adicionalmente, dentro de estos depósitos se pueden encontrar comúnmente niveles enriquecidos en fragmentos accidentales tamaño bloque-bomba, los cuales podrían estar asociados con la migración sistemática de la fuente a lo largo de una fisura (Sohn y Chough, 1989; White y Ross, 2011; Graettinger et al., 2015; Smith y Németh, 2017).

A partir del estudio detallado de las secuencias de depósitos de oleadas piroclásticas en diferentes localidades, Schmincke et al. (1973; *Laacher See Volcano*, Eifel-Alemania) y Sheridan y Updike (1975; *Sugarloaf Mountain*, Arizona-USA) establecieron que, según las características texturales de cada depósito/capa (principalmente el tamaño de grano y las estructuras sedimentarias), éstos se pueden diferenciar en tres tipos principales: 1) Capas tipo *sandwave*: presentan estructuras laminares (laminas comúnmente milimétricas), contactos ondulantes, tamaño de grano típicamente $\sim 2 \phi$, laminación cruzada, ondulitas, estructuras *chute and pool*, dunas y antidunas. 2) Capas planares: este tipo de capa presenta estratificación plano-paralela clara, capas típicamente con espesor de ~ 2 cm que aumenta en depresiones suaves y disminuye en las crestas de las ondulaciones (de longitud de onda larga > 5 m), contactos basales erosivos, grado de selección bajo, tamaño de grano grueso ($0 - 3 \phi$), comúnmente tienen gradación inversa y pueden presentar estratificación cruzada e internamente estructuras *pinch and swell*. 3) Capas masivas: típicamente no presentan estructuras internas, pero ocasionalmente tienen zonas de imbricación de clastos tamaño bloque o variaciones texturales internas incipientes como cuasi-estratificación plana u ondulante y algunas capas pueden llegar a presentar gradación inversa a la base. Las capas, aunque pueden tener geometría lenticular, tienen espesor típicamente mayor a 20 cm, están en las zonas de deposición de las dunas, presentan nivel de selección menor a los otros dos tipos de capas y el tamaño de grano es medio (entre 0 y 2ϕ ; Schmincke et al., 1973; Sheridan y Updike, 1975; Wohletz y Sheridan, 1979; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000).

De acuerdo con Sheridan y Updike (1975) y Wohletz y Sheridan (1979), los diferentes tipos de estructuras sedimentarias (i.e. ondulitas, dunas, y antidunas) en los depósitos de oleadas piroclásticas están relacionadas a las condiciones hidráulicas del flujo y, de esta manera, dependen del régimen de flujo de la corriente (Wohletz y Sheridan, 1979; Cas y Wright, 1987; Wilson y Houghton, 2000). Las principales condiciones hidráulicas del flujo son la velocidad de la corriente, la cizalla ejercida por el flujo sobre el sustrato y el tamaño de grano del material transportado. Así, estratificación plano-paralela, ondulitas y dunas pequeñas (i.e. *sand waves*) son clasificadas dentro del régimen de flujo bajo (baja velocidad y cizalla del flujo), mientras que capas con estratificación/laminación plano-paralela, antidunas y estructuras *chute-and-pool* son consideradas como formas del régimen superior del flujo (alta velocidad y cizalla del flujo). Dentro del régimen superior de flujo las capas planas pueden cambiar a dunas o antidunas, las cuales pueden migrar en la dirección de la corriente (*downstream*) o en contra (*upstream*), respectivamente. Finalmente, entre el límite superior e inferior del flujo hay una zona de transición donde se borran las estructuras que no están en equilibrio con las condiciones del flujo, tales como ondulitas y dunas, y las capas se tornan planas (Fig. 2.9; Schmincke et al., 1973; Wohletz y Sheridan, 1979; Cas y Wright, 1987; Valentine y Fisher, 2000).

Los depósitos de oleadas piroclásticas presentan comúnmente cambios sistemáticos laterales y verticales de *facies* en función de la distancia de la fuente, la topografía pre-eruptiva, procesos eruptivos y el contenido de agua condensada (Wohletz y Sheridan, 1979; Cas y Wright, 1987;

Valentine y Fisher, 2000; Branney y Kokelaar, 2002). Estas variaciones de facies han sido explicadas por los modelos contrastantes de Wohletz y Sheridan (1979) y Sohn y Chough (1989).

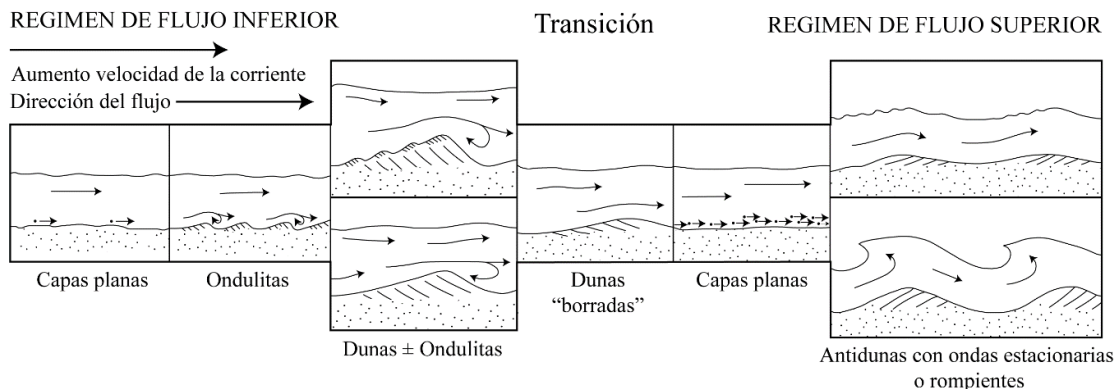


Figura 2.9. Tipos de capas y su correspondiente régimen de flujo. Modificada de Knighton (1998).

En primer lugar, el modelo de Wohletz y Sheridan (1979) se basa en las variaciones laterales de las transiciones entre los tipos de capas. Los autores sugieren que la secuencia vertical de los tipos de capas en un depósito puede ser representada matemáticamente como un proceso Markoviano mediante “matrices 3x3 de probabilidad de transición” entre los tres tipos principales de capas. De esta manera, existe una probabilidad estadística medible que un tipo de capa esté sobreyaciendo a otro, y, así, a partir de un estado dado de un régimen de depositación de una oleada, se puede determinar estadísticamente el siguiente estado de ese mismo régimen (Wohletz y Sheridan, 1979; Wohletz, 1998). Mediante este análisis los autores lograron determinar tres tipos principales de *facies*: 1) *facies* de dunas (*sandwaves*), en donde variaciones verticales desde cualquier tipo de capa a las de tipo *sandwave* son más comunes. Aquí dominan las formas de capas tipo *sandwaves* (i.e. dunas, antidunas, ondulitas, estructuras tipo *chute y pool*, y laminación cruzada) y las masivas con estructura interna incipiente o sin estructuras, 2) *facies* masiva, en las que todas las variaciones verticales aparecen por igual, y, por tanto, se caracteriza por la presencia de los tres tipos de capas: *sandwave*, masiva y planar, donde la última puede presentar estratificación cruzada y estructuras tipo *pinch and swell*, y 3) *facies* planar, en donde las transiciones verticales desde capas planares a planares son las más comunes, y dominan las capas tipo masivas y planares (Wohletz y Sheridan, 1979; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000).

De esta manera, el modelo de Wohletz y Sheridan (1979) corresponde a uno de fluidización-deflación (i.e. des-fluidización). La erupción freatomagmática infla una nube de partículas dispersas en una matriz fluida de volátiles a altas temperaturas (oleada piroclástica). A medida que la oleada piroclástica basal viaja lejos de la fuente, el gas sale del sistema (deflación) y la altura de la nube disminuye, mientras que la fracción de partículas muestra un incremento progresivo, principalmente en la parte basal del flujo. Los sistemas fluidizados o en deflación presentan diferentes zonas en donde dominan flujos inerciales (régimen laminar del flujo granular) o flujos viscosos (régimen de flujo turbulento) y otras transicionales, dependiendo principalmente del espaciamiento entre partículas (i.e. *void fraction*). Dentro de este modelo de deflación las capas tipo *sandwave* se depositan a partir de un flujo viscoso, las planares desde uno inercial, y las masivas a partir de la interacción de flujos viscosos e inerciales. Así, en el depósito resultante, las capas *sandwave* y masivas dominan cerca a la fuente (*facies sandwave*); capas planares, masivas y *sandwave* intercaladas dominan en distancias intermedias (*facies* masivas); y finalmente, capas planares y masivas dominan en las partes distales

del depósito (*facies* planares). En general, la oleada se defleca (des-fluidiza) al alejarse de la fuente y durante este movimiento existen zonas con diferente modo de transporte (Fig. 2.10).

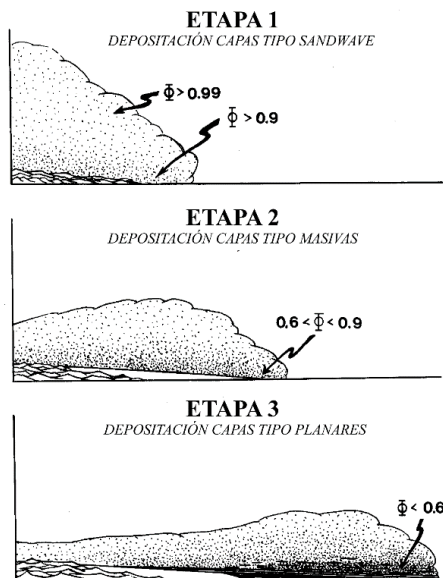


Figura 2.10. Ilustración de las tres etapas del desarrollo de una oleada piroclástica (ϕ es la fracción de vacío): **Etapa 1:** Zonas proximales a la fuente, donde el flujo está expandido; **Etapa 2:** Zonas intermedias, el flujo está en deflación ($0.6 < \phi < 0.9$); **Etapa 3:** Zonas distales, deflación casi total del flujo y este se detiene. Modificada de Wohletz y Sheridan (1979).

Por otro lado, el modelo propuesto por Sohn y Chough (1989) consiste en un proceso de inflación/dilución de una oleada piroclástica seca (i.e. vapor seco) con el aumento de la distancia. Es decir, las secuencias laterales son resultado de una oleada piroclástica basal en la que decrece la concentración de partículas durante el transporte, mientras que incrementan los procesos de transporte por tracción (turbulencia), debido a la pérdida de la carga de sedimentos y la expansión de la corriente (ingestión de aire atmosférico). Los autores observaron que la variación lateral empieza con facies masivas (algunas capas con gradación inversa) en las zonas proximales, al aumentar la distancia éstas desarrollan estratificación plano-paralela incipiente u ondulante, posteriormente las capas presentan estructuras sedimentarias como ondulitas, dunas y antidunas (facies tipo *sandwave*), y finalmente, en las zonas distales, domina la estratificación y laminación plano-paralela (facies tipo planares).

De esta manera, el modelo propuesto por Sohn y Chough (1989) sugiere que las facies masivas proximales se depositan por caída debido a la alta concentración de partículas en suspensión, ya que ésta inhibe la turbulencia o tracción en la base de la corriente durante las etapas tempranas. Por su parte, las facies con estratificación incipiente u ondulante se desarrollan por la combinación de transporte por tracción con caída rápida (*fall-out*) de las partículas, debido a la ligera pérdida de carga y consecuente expansión de la corriente. Las facies tipo *sandwave* se generan debido a que la turbulencia aumenta considerablemente en la corriente porque ha perdido carga e incorporado aire atmosférico. Esto desarrolla corrientes turbulentas de grandes dimensiones (i.e. *turbulent eddies*), las cuales transforman el flujo en una serie de pulsos inestables y transitorios (i.e. oleada piroclástica *sensu stricto*). En las zonas distales, las facies planares se depositan debido a la disminución considerable de la velocidad de la corriente y el volumen de la carga de base. Así mismo, el comportamiento final del flujo dependerá de su nivel de humedad y de la ingestión del aire atmosférico (Fig. 2.11). De acuerdo con la sucesión vertical de facies, en la que generalmente la unidad basal estaba dominada por tamaños de grano gruesos y la superior por tamaños de grano finos, Sohn y Chough (1989) propusieron que esto se debía a la segregación de la corriente en un frente

turbulento concentrado (alto contenido de partículas) y una “cola” diluida (baja concentración de partículas; Fig. 2.11).

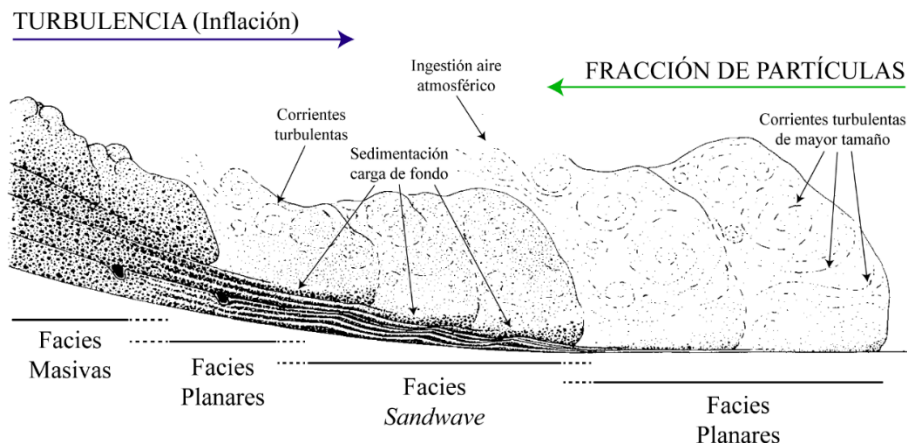


Figura 2.11. Modelo de inflación de Sohn y Chough (1989) del transporte de una oleada piroclástica basal seca, y la secuencia lateral de deposición de facies. Modificado de Sohn y Chough (1989).

Finalmente, en general alrededor de algunos cráteres freatomagmáticos las oleadas piroclásticas pueden acumular depósitos de más de 100 m, los cuales se acuñan con la distancia. En particular, los depósitos que conforman un volcán tipo maar están típicamente enriquecidos en fragmentos líticos accidentales (hasta 90%), debido a que las erupciones ocurren a lo largo de acuíferos subterráneos cortados por el magma en ascenso. Finalmente, debido a la naturaleza pulsante de las erupciones freatomagmáticas, son comunes los depósitos de caída dentro de la sucesión de los cráteres freatomagmáticos (i.e. anillos de toba y maars) y éstos registran la deposición de fragmentos tamaño ceniza y de agregados de ceniza entre cada pulso eruptivo (i.e. oleada basal; Cas y Wright, 1987; Wilson y Houghton, 2000; Brown y Andrews, 2015).

2.4.4. Oleadas piroclásticas basales húmedas y secas: el contenido de vapor condensado

Las fuentes que aportan el agua para las oleadas piroclásticas basales pueden ser diversas: 1) Vapor de agua proveniente de la desgasificación del magma juvenil durante el ascenso, 2) acuíferos subterráneos con los que el magma juvenil entra en contacto al ascender, 3) cuerpos de agua superficial (i.e. lagos y/u océanos) y 4) vapor de agua atmosférico atrapado por la oleada basal durante su movimiento. En particular, el estado de fase del agua en una oleada basal afectará las características de los depósitos (i.e. *facies*), así como los mecanismos de transporte y acumulación propios de la corriente. Éstos estarán también influenciados por otros factores como la distancia, la topografía pre-eruptiva, las dinámicas eruptivas y las variaciones verticales (Sheridan y Wohletz, 1981; 1983; Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013).

El nivel de sobrecalentamiento del agua, durante las erupciones freatomagmáticas, está relacionado con la razón de masas entre agua y magma, la cantidad de fragmentación del magma, y, por tanto, con la eficiencia de la transferencia de energía térmica del magma al cuerpo de agua (Sheridan y Wohletz, 1981; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013). De esta manera, la eficiencia de transferencia de calor aumenta con el incremento de la fragmentación del magma, y, respecto a la razón de masas agua-magma, incrementa hasta llegar a un máximo y después decrece. Experimentalmente se ha demostrado que el incremento ocurre súbitamente después de un punto (Fig. 2.12, punto A) y está acompañado de un aumento en la cantidad de sobrecalentamiento del agua. Así, la eficiencia de la transferencia de calor es directamente proporcional a la cantidad de

sobrecalentamiento del agua (Sheridan y Wohletz, 1981; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013).

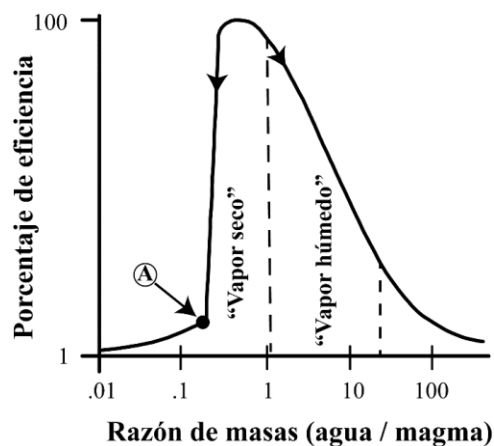


Figura 2.12. La eficiencia de la conversión de la energía térmica a mecánica en función de la razón de masas agua/magma para agua y *thermite*. La energía térmica por unidad de masa de *thermite* es aproximadamente tres veces la del basalto, por tanto, la escala de la razón debe ser multiplicada por un factor de 3 o 4 para modelar sistemas volcánicos. Al incrementar la razón agua/magma, el comienzo del sobrecalentamiento y la fragmentación explosiva ocurre en el punto A. Modificada de Sheridan y Wohletz (1981).

La tasa de transferencia de energía alcanza el máximo cuando el agua ha absorbido la mayor cantidad posible de calor antes del punto de ebullición homogénea espontánea (~583 K a condiciones atmosféricas), y, en sistemas sobrepresurizados, esta cantidad estará en el límite del sobrecalentamiento del agua. De esta manera, en las erupciones freatomagmáticas el punto crítico del agua (22 MPa y 647 K) puede ser sobrepasado de tal forma que el agua resulta como un fluido supercrítico (i.e. vapor seco), sin un límite de fase que separe el vapor y el líquido. Sin embargo, debido a que posterior al máximo de la transferencia de energía (Fig. 2.12), ésta decrece junto con la cantidad de sobrecalentamiento del agua, al aumentar la razón de masa agua-magma, el estado del agua es vapor parcialmente saturado (i.e. vapor húmedo; Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013).

Por lo tanto, dependiendo del ambiente hidrogeológico y la razón de masas entre el agua y el magma, las erupciones freatomagmáticas pueden generar vapor en estado sobrecalentado o supercrítico (vapor seco), vapor condensado (i.e. vapor húmedo: vapor y pequeñas gotas de agua líquida), o hasta agua en estado líquido (Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013). Los dos primeros casos resultan de razones de masas bajas e intermedias y los dos últimos de razones intermedia-altas y muy altas, respectivamente (Fig. 2.12). A partir de esto, Sheridan y Wohletz (1981) propusieron que las erupciones que producían vapor seco correspondían a “erupciones secas” (razón de masa agua/magma < 0.5) y generaban oleadas piroclásticas basales secas (i.e. Frazzetta et al., 1983). Estas últimas definidas como oleadas basales emplazadas a una temperatura mayor a la de condensación del agua, de tal manera que la mayor parte del vapor sobrecalentado se escapa de la corriente antes del emplazamiento. Debido al estado sobrecalentado del vapor, las oleadas basales secas corresponden a fluidos bifásicos, constituidos por vapor seco y partículas sólidas, en los que predomina el régimen de flujo turbulento, y en donde los piroclastos no son cohesivos, y a la base de la corriente las partículas se mueven por saltación y tracción. Durante el transporte, el vapor sobrecalentado se expande de manera isotérmica aproximadamente, debido a la gran cantidad de masa de partículas sólidas calientes respecto a la menor cantidad de masa de vapor producido. El vapor supercrítico es ópticamente transparente, por lo que las oleadas basales secas son de color gris oscuro por las partículas que transporta (Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000; Zimanowski y Wohletz, 2000).

Por su parte, las “erupciones húmedas” son aquellas que producen vapor húmedo (razón de masa agua/magma > 0.5) y generan oleadas piroclásticas basales húmedas (i.e. Dellino et al., 1990).

Sheridan y Wohletz (1981) definen las oleadas basales húmedas como oleadas basales emplazadas a una temperatura menor a la de condensación del agua, por lo que se forma una película delgada de agua líquida alrededor de las partículas transportadas por la corriente. Esto genera que la oleada basal presente color blanco. Debido al estado saturado del vapor, las oleadas basales húmedas corresponden a fluidos trifásicos, constituidos por vapor seco, pequeñas gotas de agua y partículas sólidas, en los que hay cohesividad entre partículas y por tanto el nivel de turbulencia es bajo. Esto último permite la formación comúnmente de lapilli acrecional o lapilli armado, y hasta de capas de toba vesiculada (Lorenz et al., 1970; Lorenz, 1970). El vapor está aproximadamente saturado después de la erupción y se expande de manera adiabática aproximadamente, de tal manera que la oleada se enfría y se condensa durante el transporte. Además del enfriamiento adiabático, las oleadas basales húmedas pierden calor al incorporar aire atmosférico relativamente frío y húmedo (Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000; Zimanowski y Wohletz, 2000).

Los depósitos resultantes de cada tipo de oleada basal presentan características diferentes (Tabla 2.1). Pero las diferencias principales consisten en que los generados por oleadas basales secas tienen estratificación bien desarrollada en numerosas capas y láminas, las cuales son también deleznable, de pobremente a moderadamente seleccionados, y con estructuras sedimentarias diversas de bajo ángulo, debido a la velocidad y cizalla alta en la base de la corriente (Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000). Por otro lado, los depósitos de oleadas basales húmedas se caracterizan por el grado alto de endurecimiento, debido a la hidratación del vidrio volcánico basáltico (i.e. palagonitización), estratificación poco desarrollada dominada por capas masivas y muy pobremente seleccionadas. El estado saturado del vapor genera comúnmente lapilli acrecional o lapilli armado, y que las capas se comporten de manera plástica frente a impactos de fragmentos balísticos y/o variaciones topográficas. Las estructuras ocasionales tienen ángulos/pendientes con una inclinación mayor que las de los depósitos de oleadas basales secas, ya que la cohesividad entre partículas permite que las partículas superen el ángulo de reposo del material seco (Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000). De acuerdo con Wohletz y Sheridan (1983), los depósitos de oleadas piroclásticas basales secas conforman principalmente anillos de toba (*tuff ring*), mientras que los de oleadas basales húmedas construyen conos de toba (*tuff cone*)

Tabla 2.1. Características generales de las oleadas basales secas y húmedas. Modificada de Wohletz (1998).

OLEADAS SECAS	OLEADAS HÚMEDAS
- Estructuras sedimentarias abundantes	- Capas masivas y <i>tuff-breccias</i> abundantes
- Estratificación/laminación bien desarrollada (Espesor desde 1 a 5 cm)	- Estratificación poco desarrollada; estratos con espesor desde 10 cm hasta varios metros.
- Bajos ángulos de inclinación iniciales (< 12°)	- Altos ángulos de inclinación iniciales (hasta 25°) comunes
- Depósitos recientes deleznable	- Depósitos recientes con alto grado de endurecimiento
- Palagonitización ligera	- Alto grado de palagonitización
- Lapilli acrecional poco abundante	- Lapilli acrecional abundante
- Facies distales húmedas por condensación del vapor por enfriamiento de la corriente	- Deformación plástica de sedimentos húmedos
- Baja relación de espesor a extensión aérea	- Alta relación de espesor a extensión aérea

Finalmente, comúnmente se observan depósitos de oleadas basales secas en las zonas proximales a los cráteres de explosión freatomagmáticos, y en las zonas intermedias-distales depósitos de oleadas basales húmedas. Esta gradación ocurre debido a que, durante el transporte, la oleada basal inicialmente seca, se enfría por la interacción con el aire atmosférico de menor temperatura y mayor grado de humedad. De esta manera, al aumentar la distancia desde la fuente, la corriente incorpora

aire atmosférico y su temperatura general alcanza valores menores a la temperatura de condensación del agua y comienzan a aparecer pequeñas gotas de agua en estado líquido (Sheridan y Wohletz, 1981; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000).

2.4.5. Formas volcánicas: espectro de las estructuras freatomagmáticas

Los volcanes producto de la actividad freatomagmática hacen parte de un espectro que relaciona el tipo de forma volcánica monogenética, con los siguientes aspectos: 1) La razón de masas entre el agua y el magma, 2) el contexto hidrogeológico local, el cual determina la cantidad y el tipo de agua externa disponible en el sistema para interactuar con el magma en ascenso, y 3) la cantidad de energía mecánica generada por la interacción agua-magma. El espectro comienza desde los conos de escoria que se producen en condiciones totalmente “secas”, es decir que las erupciones no involucran agua externa y, por tanto, son puramente magmáticas (i.e. Estromboliana, Hawaiana). Por esto, la energía mecánica presenta valores bajos y la fragmentación está controlada principalmente por las características propias del magma juvenil (p.ej. la tasa y velocidad de ascenso, contenido de volátiles, viscosidad, temperatura y composición; Fig. 2.13). Posteriormente, están los maares y los anillos de toba que se producen al aumentar la cantidad de agua externa en el sistema y lograr razones intermedias de masas entre agua y magma (i.e. actividad Taaliana). A estas razones de masa, la eficiencia de la fragmentación en las erupciones freatomagmáticas aumenta (Sheridan y Wohletz, 1983), lo que implica también un aumento drástico y súbito en la energía mecánica liberada.

Adicionalmente, dicho aumento está también relacionado a la sobrepresurización producto del confinamiento de los acuíferos subterráneos, de donde proviene el agua involucrada en este tipo de erupciones (Fig. 2.13). Al seguir aumentando la cantidad de agua externa y alcanzar razones de masas agua:magma intermedias altas (i.e. actividad Surtseyana) se producen los conos de toba. En este caso la energía mecánica es menor respecto a los maares y anillos de toba, debido principalmente a que la razón de masa entre agua y magma supera a la óptima. El magma juvenil entra en contacto con cuerpos de agua someros o superficiales. Finalmente, el miembro extremo final del espectro son los cuerpos de lavas almohadilladas generadas bajo sistemas completamente “húmedos”, donde hay actividad magmática efusiva por el exceso de agua externa (i.e. razón alta de agua:magma) proveniente de cuerpos superficiales (i.e. ambientes submarinos; Fig. 2.13; Wohletz y Sheridan, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Vespermann y Schmincke, 2000; Schmincke, 2004; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015).

A pesar de este espectro, el estilo eruptivo durante la erupción que forma un volcán monogenético puede variar debido a la interacción dinámica entre los parámetros internos (p.ej. tasa de ascenso, composición del magma, contenido de volátiles, etc.) y externos (p.ej. geometría del conducto, contexto hidrogeológico, régimen paleoclimático, etc.) que gobiernan dicho estilo eruptivo. Como producto de estas variaciones se generan formas volcánicas “híbridas” (Kereszturi y Németh, 2013), tales como conos de escoria formados en el cráter de un maar, o conos de escoria truncados por un cambio repentino a actividad freatomagmática. De acuerdo con Kereszturi y Németh (2013), hay dos propiedades físicas que gobiernan la construcción de un volcán monogenético: 1) El estilo eruptivo y el ambiente sedimentario asociado durante una erupción y 2) el número de fases eruptivas. Respecto a la primera propiedad, cuando dominan los parámetros internos, se forman conos de escoria o volcanes escudo por medio de actividades Hawaianas y/o Estrombolianas. Por el contrario, si dominan los parámetros externos, la actividad volcánica será freatomagmática o freática, dando origen a cráteres de explosión. Por su parte, la segunda propiedad física mencionada hace referencia a que la complejidad de la forma volcánica aumenta si involucra una mayor cantidad de fases eruptivas (Kereszturi y Németh, 2013).

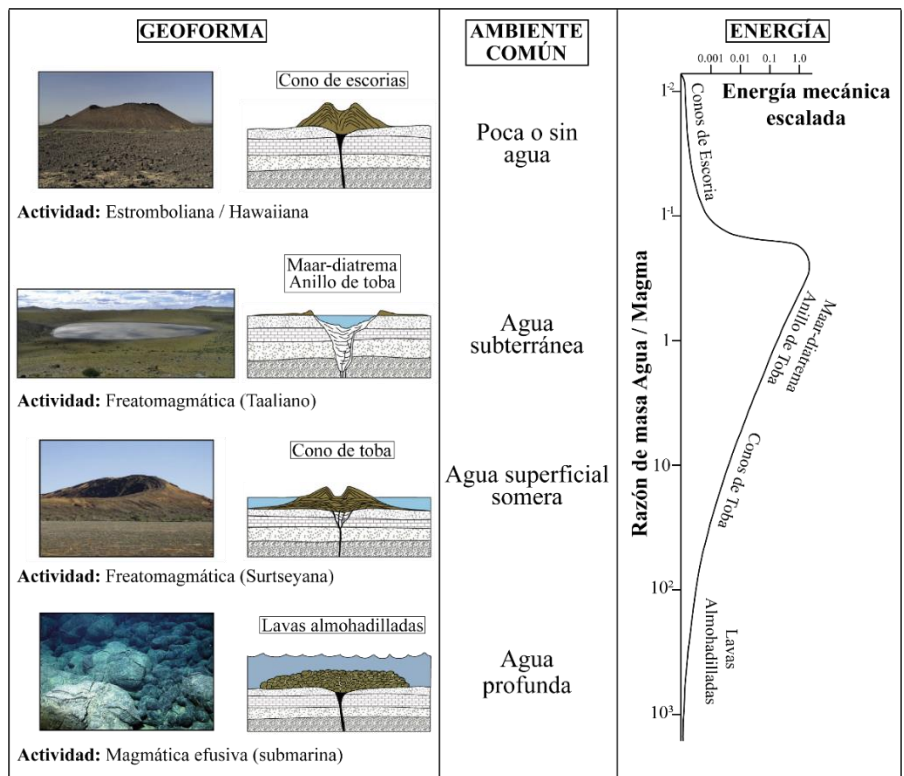


Figura 2.13. Diagrama del espectro que relaciona las formas volcánicas monogenéticas con la fuente del agua externa, la razón de masa entre el agua y el magma, y la energía mecánica liberada en la erupción que da origen a cada uno de estos tipos de volcanes. Conos de escoria resultan de razones agua/magma bajas, maeres y anillos de toba de razones intermedias-bajas, los conos de toba de razones intermedias-altas y las lavas almohadilladas de razones altas. Modificada de Wohletz y Sheridan (1983), Vespermann y Schmincke (2000) y De Silva y Lindsay (2015).

2.4.6. Profundidad de las erupciones freatomagmáticas:

De acuerdo con Heiken (1971), los anillos de toba y maeres típicamente se generan a partir de erupciones producidas a menores profundidades (i.e. erupciones someras) respecto a las que dan origen a los conos de toba (i.e. erupciones profundas). Esto puede ser explicado a partir de dos aspectos principales: 1) La profundidad óptima (d_{opt}) de excavación de un maar y la profundidad de confinamiento (d_{conf} ; Taddeucci et al., 2013; Graettinger et al., 2014; Valentine et al., 2014), y 2) el comportamiento termodinámico del agua en función de la presión (i.e. profundidad; Schmincke, 2004; Büttner y Zimanowski, 2003; Wohletz et al., 2013).

Respecto al primer punto, a partir de experimentos a escala realizados para un volumen de magma dado ($<10^4 \text{ m}^3$), se ha demostrado que existen dos profundidades cruciales para la actividad freatomagmática: 1) La primera es la profundidad de confinamiento (d_{conf}) o de excavación máxima a partir de la cual, erupciones que ocurran a mayor profundidad no tendrán manifestación en superficie, es decir que no arrojarán piroclastos a la superficie, sino solo podrán causar posiblemente subsidencia superficial o subterránea. 2) La profundidad óptima de excavación (d_{opt}) que es más somera que la de confinamiento y corresponde al nivel en donde la erupción puede eyectar la mayor cantidad de volumen excavado para una energía dada (Büttner y Zimanowski, 2003; Taddeucci et al., 2013; Graettinger et al., 2014; Valentine et al., 2014). Las erupciones que son más someras que la d_{conf} , pero más profundas que la d_{opt} , hacen erupción, pero no necesariamente logran emplazar una gran cantidad de material en el anillo externo del maar, anillo o cono de toba, debido a que el material emitido se centra verticalmente y la altura sobre la superficie pre-eruptiva disminuye. Adicionalmente, al aumentar la profundidad desde d_{opt} hasta d_{conf} , se incrementa la probabilidad de

que el material eyectado caiga justo de nuevo en el cráter y se mezcle con los materiales que rellenan la diatrema, hasta que se alcanza la profundidad de confinamiento.

Así, las erupciones freatomagmáticas pueden ocurrir a cualquier profundidad en una diatrema en desarrollo, hasta ~ 2 km dependiendo de las condiciones locales (p.ej. la presión hidrostática). Sin embargo, las erupciones que se alcanzan a manifestar en superficie ocurren a profundidades menores a 200 m, y aquellas que logran emplazar una gran cantidad de material en el anillo externo del maar, anillo o cono de toba, probablemente ocurran incluso a niveles más someros (< 100 m). Estas últimas ocurren más probablemente cuando las explosiones están cerca de su profundidad óptima de excavación. Particularmente, las profundidades óptimas para un volumen de magma ($\sim 10^4 \text{ m}^3$) y una eficiencia de transferencia de energía (entre 1 y 10 %) dadas, están entre 6-270 m o < 85 m para los rangos de volumen de magma y energía más comunes. Adicionalmente, Graettinger et al. (2014) demostraron que las explosiones generalmente solo expulsan el material que está sobre el nivel de la erupción, y solamente, las que ocurren al nivel óptimo de excavación, logran expulsar a superficie material proveniente del propio nivel de la erupción (Taddeucci et al., 2013; Graettinger et al., 2014; Valentine et al., 2014). A la fecha los experimentos no logran eyectar material de un nivel más profundo que el de la erupción.

Así mismo, actualmente no se conoce la razón por la cual las erupciones freatomagmáticas pueden llegar a ocurrir a la profundidad óptima de excavación. Sin embargo, las erupciones someras favorecen la eficiencia de la transferencia de energía en la interacción agua-magma, debido a la disminución en la presión de confinamiento (Büttner y Zimanowski, 2003). Esto último está relacionado con el comportamiento termodinámico del agua en función de la presión/profundidad. Al incrementar la presión y la temperatura, las diferencias de densidad y volumen entre el agua y el vapor disminuyen, hasta alcanzar el punto crítico ($\sim 350^\circ\text{C}$ y 220 bar para agua pura) donde se vuelven despreciables. De esta manera, cuando el agua es calentada hasta 100°C bajo una presión de $\sim 1 \text{ kbar}$ ($\sim 3 \text{ km}$ de profundidad), su volumen incrementa solo por un factor de 6, mientras que, en la superficie terrestre, el vapor tiene un volumen que es aproximadamente 2000 veces mayor que el agua líquida. Por esto, debido a que la razón de volumen entre el vapor y el agua incrementa al decrecer la presión, y, por tanto, la profundidad, las explosiones freatomagmáticas más eficientes, erupciones en las que domina el vapor “seco” y que generan oleadas basales “secas” (i.e. formación de anillos de toba y maares), ocurren a < 300 m de profundidad, particularmente a $\sim 100 \text{ m}$ bajo la superficie terrestre. Por su parte, las erupciones que dan origen a los conos de toba se producen a profundidades entre 100 y 300 m (Schmincke, 2004; Graettinger et al., 2014).

2.5. Maares:

Las formas volcánicas producto de la actividad freatomagmática son las más abundantes en la corteza terrestre después de los conos de escoria, y se dividen en tres grupos principales, según su morfología y estructura: 1) Maares, 2) anillos de toba, y 3) conos de toba. Por el interés particular de esta tesis, se hará énfasis en los aspectos que gobiernan la formación de un maar y las características morfológicas principales de este tipo de estructuras. Por su parte, las características generales de los anillos y conos de toba se muestran en la figura 2.14, y se detallan en trabajos como los de Ollier (1967), Lorenz et al. (1970), Lorenz (1973), Wood (1979), Head et al. (1981), Wohletz y Sheridan (1983), Fisher y Schmincke (1984), Lorenz (1986), Cas y Wright (1987), Vespermann y Schmincke (2000), White y Ross (2011), Kereszturi et al. (2013), De Silva y Lindsay (2015), entre otros.

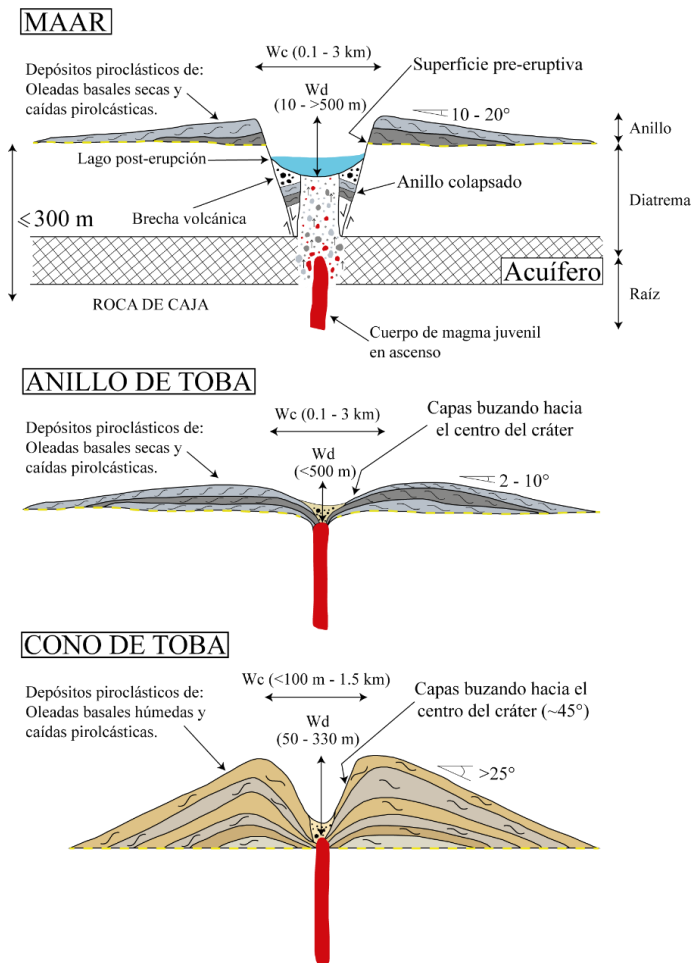


Figura 2.14. Esquema de las características generales morfológicas de los tres tipos de volcanes producto de la actividad freatomagmática. Modificado de Wohletz y Sheridan (1983) y Cas y Wright (1987).

De esta manera, un maar corresponde a un cráter volcánico que corta la roca de caja por debajo del nivel general de la superficie pre-eruptiva, por lo que típicamente alcanza niveles más profundos que los de la tabla de agua subterránea y contiene un lago intra-cráter. Las dimensiones del cráter generalmente son desde 0.1 hasta 3 km de ancho y desde 10 hasta > 500 m de profundidad. La razón promedio entre la profundidad del cráter y el diámetro basal es 0.02 (Wood, 1979), e inmediatamente posterior a la erupción las paredes internas del cráter pueden tener pendientes hasta de 80°. La razón diámetro/profundidad incrementa con el tiempo, desde ~ 3:1 hasta ~ 40:1, debido a que los cráteres se rellenan progresivamente con sedimentos epiclásticos provenientes de las laderas intra-cráter, y la erosión aumenta el diámetro del cráter (Lorenz et al., 1970; Wood, 1979; Cas y Wright, 1987). Los maares constan de un anillo circundante con altura total comúnmente desde algunos metros hasta casi 100 m sobre el nivel del suelo, pero disminuye rápidamente con la distancia alcanzando típicamente ~1 km, y puede ser asimétrico debido a fuertes vientos. Además, el anillo presenta pendientes externas bajas (subhorizontales hasta 20° de inclinación) y está compuesto por depósitos piroclásticos bien estratificados de oleadas basales y de caída, en los que dominan los fragmentos líticos accidentales, mientras que los juveniles solo conforman una pequeña fracción del volumen total eyectado. Finalmente, la estructura general de un maar consiste en profundidad del dique juvenil en la “zona de raíz”, en la parte inmediatamente superior la zona de la diatrema (profundidad ≤ 2 km), y finalmente, el cráter y el anillo en la superficie (Fig. 2.14; Ollier, 1967; Lorenz et al., 1970; Lorenz, 1973; Wohletz y Sheridan, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Lorenz, 1986; Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; White y Ross, 2011; Kereszturi et al., 2013; De Silva y Lindsay, 2015). Así, los maares estructuralmente presentan cuatro zonas principales, las cuales de mayor a menor profundidad son: 1) Raíz, 2) diatrema, 3) cráter y 4) anillo piroclástico (p.ej. White y Ross, 2011). Teniendo en cuenta el énfasis de esta tesis, a continuación, se describirán principalmente las zonas del cráter y del

anillo piroclástico, mientras que las zonas de la raíz y diatrema están particularmente bien descritas y recopiladas en el trabajo de Lorenz y Kurszlauskis (2007) y White y Ross (2011).

1) **Cráter:**

El cráter corresponde principalmente a una característica morfológica típicamente de decenas de metros hasta ~200 m de profundidad, y tiene desde cientos de metros hasta algunos kilómetros de diámetro (Valentine et al., 2017). El cráter se forma durante una erupción y persiste después de ésta. De esta manera, se pueden diferenciar las etapas sin-eruptivas y post-eruptivas del cráter de un maar. Durante las primeras, los cráteres permanecen abiertos durante una parte o todo el evento eruptivo (i.e. cráteres sin-eruptivos), mientras que, en las segundas, los cráteres que persistieron después de la erupción y albergan depósitos lacustres y/u otros depósitos sedimentarios post-eruptivos (i.e. cráteres post-eruptivos).

- **Cráteres sin-eruptivos:**

De acuerdo con Valentine et al. (2011), el cráter crece debido a la subsidencia y la expulsión de material a lo largo de las distintas erupciones. Así, las dimensiones finales del cráter son el resultado de la compleja interacción entre los múltiples eventos eruptivos (i.e. *incremental growth model*), el sustrato sobre el cual se está formando el maar y particularmente, los eventos sin-eruptivos de pérdida de masa de las paredes intra-cráter (White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2013). Adicionalmente, la morfología del cráter puede proporcionar información semi-cuantitativa de la combinación de energías de explosión y las distancias laterales entre los *locus* de las erupciones, y, en general, los cráteres de los maares presentan razones de diámetro/profundidad entre 3:1 y 7:1 en los instantes inmediatamente posteriores a la erupción (Valentine et al., 2017; Ross et al., 2011). Por otra parte, existe un modelo alternativo que propone que las dimensiones finales del cráter corresponden a las generadas por la erupción freatomagmática somera de mayor magnitud en la historia eruptiva del maar (Soti et al., 2012; Sato y Taniguchi, 1997; Taddeucci et al., 2009; Goto et al., 2001; Yokoo et al., 2002). Sin embargo, este modelo expresa las relaciones de liberación de energía sin tener en cuenta la pérdida de masa de las paredes intra-cráter, por lo que la formación del maar se caracterizaría por: 1) Sustrato coherente o “duro”, con rocas de alta resistencia y estabilidad, 2) volumen de magma involucrado pequeño o migración de la fuente en dicho sustrato, lo cual limita la duración de la actividad freatomagmática y, por tanto, 3) reduce la posibilidad de desarrollo de la diatrema a profundidad (Figura 2.15; Kereszturi y Németh, 2013).

Por otro lado, a pesar de la acumulación de escombros piroclásticos en el fondo, la profundización sin-eruptiva del cráter con el tiempo depende del balance entre el material que está siendo permanentemente emitido por la erupción, y el nuevo material juvenil adicionado o la porosidad creada por la erupción (Lorenz et al., 1970; Lorenz, 1973; 1985; 1986; White y Ross, 2011). La mayor cantidad del material emitido durante una erupción freatomagmática es depositado fuera del cráter, pero una menor proporción inevitablemente cae de nuevo en el cráter sin-eruptivo, donde se acumula, probablemente en capas, en la diatrema superior (Lorenz, 1986). Finalmente, durante las últimas etapas de la erupción, el aumento de la tasa de producción de magma respecto al de la tasa de excavación de la diatrema, junto con el agotamiento de la fuente de agua externa, comúnmente produce agradación del fondo del cráter por flujos de lava y/o depósitos de conos de escoria intra-cráter. Estos últimos alcanzan incluso a rellenar el cráter (White y Ross, 2011; Kshirsagar et al., 2016). Esta evolución ha sido descrita como el cambio de actividad freatomagmática a magmática. Sin embargo, el cambio puede ser también en sentido contrario y este caso puede estar relacionado a migración de la fuente, variaciones drásticas en el contexto hidrogeológico local (Lorenz, 1985;

Lorenz, 1986; White, 1991a; Gutmann, 2002; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; White y Ross, 2011; Palladino et al., 2015; White y Valentine, 2016) y disminución en la tasa de emisión magmática, la cual reduce la presión en el conducto y permite el ingreso de la cantidad de agua necesaria para generar erupciones freatomagmáticas (cf. Geshi et al., 2019).

- **Cráteres post-eruptivos:**

El cráter post-eruptivo de un maar es una anomalía topográfica negativa que está presente inmediatamente después del final de la erupción freatomagmática. La erosión de la roca de caja y del anillo piroclástico en las primeras etapas post-erupción terminan en depósitos que modifican rápidamente la profundidad y anchura del cráter post-eruptivo. Las tasas a las que ocurre tal sedimentación dependen de las características físicas, mecánicas y químicas de la roca de caja, la hidrogeología de las paredes del cráter (anillo piroclástico y roca de caja en las paredes intra-cráter), y de los procesos de meteorización, erosión y acumulación de las corrientes de agua, marinas o eólicas que transportan el sedimento al fondo del cráter (Lorenz et al., 1970; Lorenz y Kurszlaukis, 2007; White y Ross, 2011). La primera parte de los depósitos que rellenan el cráter en la fase post-eruptiva consiste típicamente de: 1) Material de grano grueso de decenas de metros, formado por el colapso de las paredes intra-cráter, 2) abanicos aluviales, 3) caída de rocas y 4) flujos de escombros (Rayner et al., 1991; White, 1992; Pirruing et al., 2008). Posterior a esta secuencia inicial, prosigue sedimentación lacustre de baja energía en la zona central del fondo del lago intra-cráter, la cual resulta en una secuencia con mayor espesor en el centro del lago y menor en los costados, que presenta intercalaciones entre: 1) Capas de lodo y diatomitas, las cuales son de particular interés para estudios paleo-climáticos, 2) depósitos lacustres, que posiblemente pueden presentar sismitas, y 3) depósitos piroclásticos (p.ej. caídas de escoria y oleadas basales) procedentes de otras fuentes cercanas y que pueden presentar retrabajo. Estos depósitos alóctonos son más comunes en campos volcánicos debido a la cantidad, diversidad y cercanía de diferentes fuentes (Smith, 1986; Németh y Martin, 1999).

Por otro lado, es común que los depósitos del cráter de un maar sufran subsidencia post-eruptiva significativa en términos de duración y distancia vertical. Ésta ocurre desde el momento inmediatamente posterior a la erupción y hasta un millón de años después del cese, cuando el cráter ya no es necesariamente una anomalía morfológica. La subsidencia se debe posiblemente a la compactación diagenética de las secuencias primarias de la diatrema y los depósitos lacustres (White, 1992; Pirruing et al., 2008). Finalmente, debido a que los cráteres de los maares cortan la tabla de agua pre-eruptiva y el anillo piroclástico los aísla de los ambientes circundantes, los lagos intra-cráter son ambientes de baja energía y de gran profundidad. Por esto, los lagos intra-cráter son lugares particularmente propicios para registrar secuencias sedimentarias de alta resolución, las cuales se aplican para estudios paleo-climáticos detallados. Adicionalmente, la subsidencia post-eruptiva a largo plazo permite aumentar la calidad y tiempo del registro de cambios paleo-climáticos, así como del vulcanismo distal, al generar mayor espacio de acomodación en el fondo del lago intra-cráter (Orozco y Madinaveitia, 1941; Lorenz, 1985; Siebe, 1986; Pirruing et al., 2008; Kienel et al., 2009; Park et al., 2010; White y Ross, 2011; Aranda-Gómez et al., 2013; Park et al., 2017).

2) **Anillo piroclástico:**

La morfología del anillo piroclástico está controlada por los procesos de transporte y acumulación de los productos de la actividad freatomagmática (Sheridan y Wohletz, 1979; Sohn y Chough, 1989), y no está relacionada de manera directa con la excavación de la diatrema y el crecimiento por subsidencia sin-eruptiva del cráter. Así, si el material emitido por las últimas etapas de la erupción freatomagmática se queda acumulado en el cráter o en la diatrema, las dimensiones del anillo

piroclástico serán subestimadas. Por el contrario, si el suministro de material juvenil es mayor respecto a la cantidad de excavación, el anillo piroclástico tendrá mayores dimensiones (Lorenz, 1973; Kienle et al., 1980; White y Ross, 2011).

El anillo piroclástico de un maar está compuesto por secuencias bien estratificadas que consisten principalmente en depósitos de oleadas piroclásticas basales secas y en menor medida depósitos de oleadas piroclásticas basales húmedas, de caída y fragmentos balísticos. Las características de la estratificación pueden variar considerablemente debido a que los depósitos se forman por múltiples erupciones pulsantes de volumen pequeño y diferentes eventos deposicionales (Ollier, 1967; Lorenz, 1973; Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; White y Ross, 2011; Kereszturi et al., 2013). Así mismo, los anillos piroclásticos, al igual que los depósitos intra-cráter, pueden registrar variaciones en el estilo eruptivo durante la erupción que dio origen al maar. Por lo tanto, es común encontrar depósitos de caída de escoria y flujos de lava de volumen pequeño, dentro del anillo piroclástico predominantemente freatomagmático (Lorenz, 1985; White, 1991a; Gutmann, 2002; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Palladino et al., 2015; White y Valentine, 2016; Geshi et al., 2019).

Adicionalmente, la roca de caja fracturada en las erupciones freatomagmáticas hace parte del material eyectado y comúnmente es el principal constituyente. Según el modelo presentado por Lorenz (1986), en los lugares donde es excavada una roca de caja estratificada, los fragmentos al tope de esta secuencia son más abundantes en los depósitos cercanos a la base del anillo piroclástico, mientras que los fragmentos a la base de la secuencia preexistente aparecen principalmente en los niveles altos del anillo del maar (Fig. 2.16; Lorenz, 1985; 1986; Kienle et al., 1980; Wohletz, 1998; Lorenz, 2003). Además, la cantidad de excavación de un sistema maar-diatrema en sustratos de rocas coherentes (i.e. sustrato “duro”), rocas fracturadas o pobremente endurecidas, o sedimentos superficiales no consolidados (i.e. sustrato “blando”) cumple un papel fundamental para determinar: 1) Los tipos de fragmentos accidentales que serán depositados en el anillo piroclástico, y 2) la estructura de la diatrema (Fig. 2.16; cf. Lorenz, 2003; Ross et al., 2011; White y Ross, 2011). De esta manera, el sustrato “blando” compuesto por sedimentos no consolidados generará clastos redondeados y nódulos (Auer et al., 2007), las rocas fracturadas o pobremente endurecidas una mezcla de clastos y fragmentos redondeados (Naidoo et al., 2004; Ross and White, 2006), y los sustratos coherentes o “duros” producirán fragmentos angulares (Lorenz, 1986; Lorenz and Kurszlauskis, 1997; Raue, 2004). La mayoría de los maares presentan anillos piroclásticos con mezcla de los diferentes fragmentos mencionados, ya que éstos se derivaron de diferentes capas ubicadas a diferentes profundidades interceptadas durante la excavación de la diatrema (White y Ross, 2011).

Por otro lado, los anillos piroclásticos de los conos de toba jóvenes presentan típicamente palagonitización general (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz y Sheridan, 1983; Vespermann y Schmincke, 2000; White y Ross, 2011), mientras que ésta es mucho menos común en anillos de toba y en maares. La razón más probable para esto es que los conos de toba son construidos sobre y alrededor del conducto (*vent*) y, por lo tanto, son permeados fuertemente por fluidos hidrotermales/geotérmicos post-eruptivos. Por el contrario, en los anillos de toba y en particular en los anillos piroclásticos de los maares, el grado de alteración por dichos fluidos es considerablemente menor debido a que están aislados hidrogeológicamente del conducto y, por lo tanto, también de los reservorios de fluidos geotérmicos (Fig. 2.16; White y Ross, 2011). Sin embargo, aunque el anillo piroclástico de un maar típicamente no presente altos grados de palagonitización, es posible que en la zona de la diatrema el grado sea considerablemente mayor, debido a que los depósitos piroclásticos han sido cortados por diques provenientes de la zona de raíz. Por último, de acuerdo con algunos autores, la palagonitización se puede relacionar con la humedad que transportan particularmente las

oleadas piroclásticas húmedas (Wohletz y Sheridan, 1983), pero de acuerdo con White (2001) y White y Ross (2011) el efecto de dicha humedad es local y restringido a la permeabilidad de cada capa.

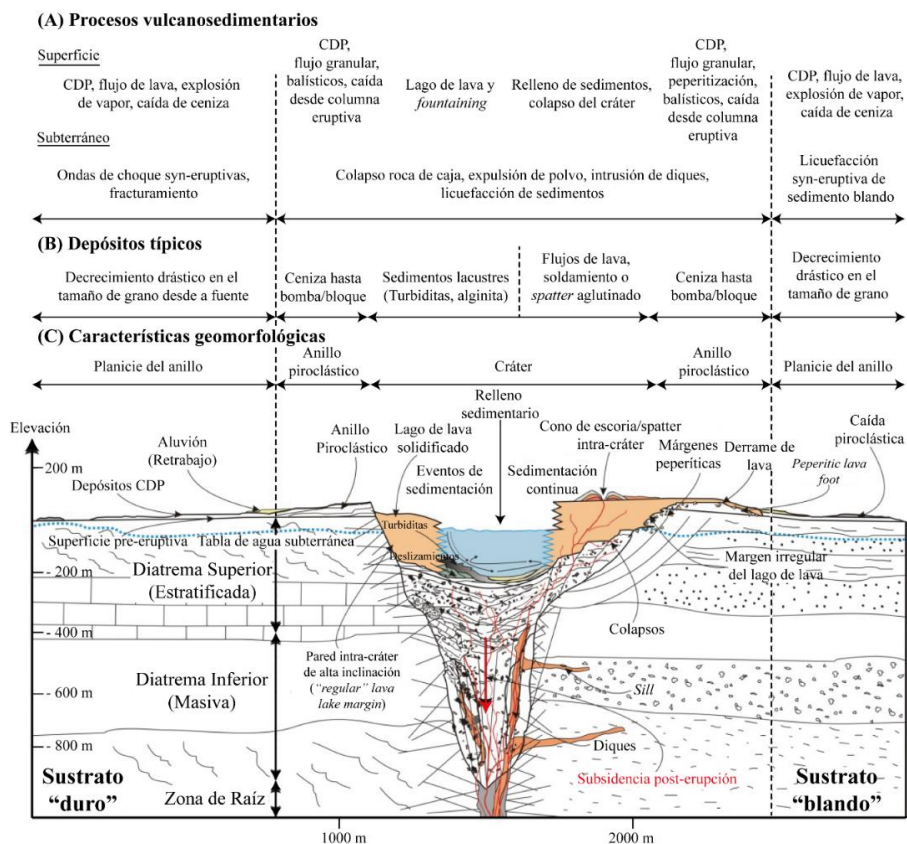


Figura 2.15. Corte vertical esquemático de un volcán maar-diatrema mostrando las características geomorfológicas y los procesos vulcano-sedimentarios típicos. A la izquierda se muestran las características de un maar formado en un sustrato "duro", mientras que a la derecha sobre un sustrato "blando" (Lorenz, 2003). Modificada de Kereszturi y Németh (2013).

2.5.1. Origen de los maares:

El origen de los sistemas maar-diatrema ha sido explicado a partir de diferentes modelos conceptuales, sin embargo, en la actualidad son generalmente aceptados dos modelos que hacen referencia a la formación de este tipo de volcanes principalmente por actividad freatomagmática y que son independientes de la composición química del magma juvenil.

- Modelo conceptual No. 1:

En el modelo conceptual No. 1 los maares se forman por magma juvenil que asciende por una zona de debilidad estructural hidráulicamente activa (i.e. alberga acuíferos subterráneos), la cual se manifiesta en superficie como valles, debido a que se facilita la erosión. Por el contrario, los conos de escoria se manifiestan en zonas topográficamente de mayor elevación como en las laderas de los valles y en la cima de colinas. De esta manera, es común que en campos volcánicos los conos de escoria entren en erupción simultáneamente, o antecediendo o precediendo a los maares, debido a la migración de la fuente a lo largo de fisuras eruptivas (Lorenz, 1973; 1985; 1986; 2003). El magma juvenil asciende por la zona de debilidad estructural hidráulicamente activa hasta acercarse a la tabla de agua local, donde interactúa explosivamente con un acuífero confinado debido al choque térmico entre ambos cuerpos (i.e. interacción MFCI; Fig. 2.16A). Esta interacción explosiva agua/magma

ocurre preferentemente cerca de la tabla de agua y no a profundidades mayores, ya que al incrementar la presión hidrostática se inhibe dicha interacción. La interacción inicial genera un cráter pequeño con un anillo piroclástico de pequeña extensión y una diatrema inicial poco profunda (Fig. 2.17a; Lorenz, 1973; 1985; 1986; 2003).

Debido a que el agua subterránea está comúnmente disponible en pequeños volúmenes (por unidad de tiempo), la cantidad de agua que es expulsada por la erupción es mayor a la que entra al sistema. Por esto, la tabla de agua se deflecta localmente en forma de cono invertido, y debido a esto la presión hidrostática disminuye junto con el nivel de la actividad explosiva. Así, el magma juvenil y el agua subterránea pueden interactuar a una profundidad ligeramente mayor, a la cual la presión hidrostática es lo suficientemente baja como para permitir las interacciones MFC. Es decir, el gasto de agua causado por las erupciones freatomagmáticas genera una profundización local de la tabla de agua, lo que resulta en que, a medida que el magma y el agua continúan fluyendo hacia el sistema, el punto de la interacción explosiva se profundice progresivamente (i.e. proceso de excavación; Fig. 2.16a). De esta manera, la zona de raíz de la diatrema, en donde ocurren las erupciones, se profundiza durante la erupción y así la diatrema puede llegar a alcanzar una profundidad máxima entre 2 y 2.5 km (Fig. 2.16A; Lorenz, 1985; Fisher y Schmincke, 1984; Németh et al., 2001; Lorenz y Kurszlaukis, 2007).

Este proceso de excavación genera un déficit de masa en la zona de raíz, el cual resulta en el ensanchamiento del diámetro del cráter y de la diatrema por el colapso de la superficie a lo largo de fallas en anillo (i.e. subsidencia por fallas concéntricas; Fig. 2.16A; Lorenz, 1973; 1985; 1986; White y Ross, 2011). Así mismo, el anillo piroclástico generado por las primeras erupciones sufre subsidencia y, de esta manera, contribuye al relleno de la diatrema. Los conductos de las erupciones se ensanchan a medida que ocurren las erupciones, por lo que especialmente hacia el final de la formación del maar, la mayor parte del material eyectado por las erupciones no se deposita en el anillo, sino que cae de nuevo en el cráter y contribuye a la diatrema superior (estratificada). De igual manera, la profundización del *locus* de la explosión da como resultado la eyección de líticos provenientes de niveles progresivamente más profundos del basamento local (Fig. 2.16A; Lorenz, 1986; Németh et al., 2001; Lorenz, 2003). Finalmente, el crecimiento de la diatrema termina cuando el flujo de magma disminuye y/o la fuente de agua se agota lo suficiente, de tal manera que no se producen interacciones explosivas. Por su parte, la zona de la raíz representa la ubicación final de la excavación de la roca de caja por interacción explosiva agua/magma (Lorenz y Kurszlaukis, 2007).

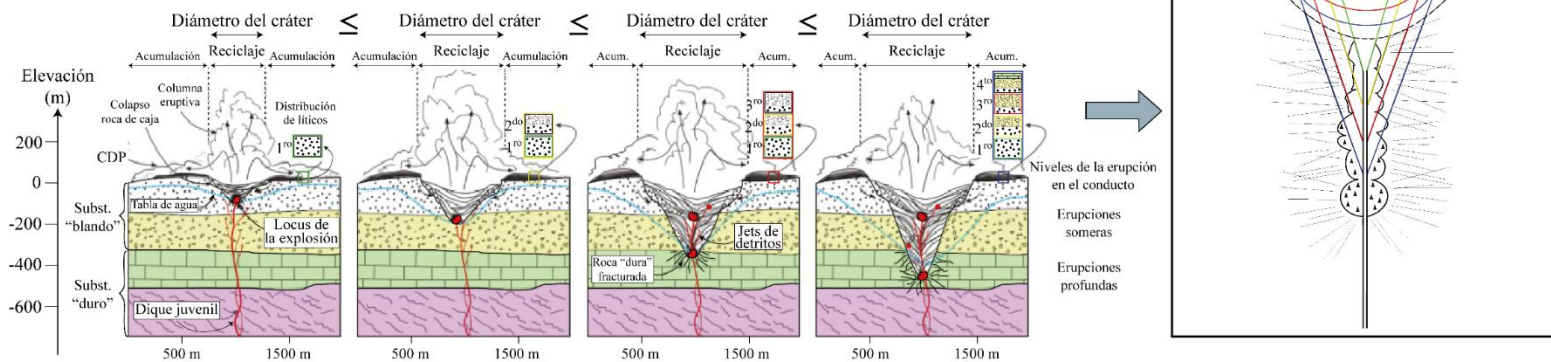
- **Modelo conceptual No. 2:**

Este modelo conceptual se asemeja al primero en que la diatrema se forma a partir de múltiples erupciones freatomagmáticas, sin embargo, su crecimiento es diferente. A medida que el magma asciende por un dique, las interacciones explosivas pueden comenzar a cualquier nivel en donde la presión del agua sea menor a su presión crítica (una condición necesaria para los procesos MFCI; Zimanowski et al., 1997), o a una presión menor a ~2 km bajo la tabla de agua si el acuífero no está confinado. Las explosiones de mayor eficiencia ocurren a profundidades < 1 km, y especialmente < 100 m bajo la tabla de agua (Büttner y Zimanowski, 2003; Schmincke, 2004). De esta manera, las erupciones pueden ocurrir a múltiples niveles y no están restringidas a la base de la diatrema, lo que contribuye a mezclar el relleno de la diatrema a través de una combinación entre jets de detritos dirigidos hacia arriba y subsidencia. Las primeras erupciones fragmentan (brechan) la roca de caja, y en particular, las erupciones someras eyectan material en superficie y excavan un cráter pequeño. De esta manera, se genera una proto-diatrema, la cual consiste en pequeñas zonas (parches) de brechas y peperitas en la corteza superior, adyacente al dique juvenil, con un pequeño cráter y relleno de detritos en la parte superior (~100 - 200 m; Fig. 2.16b).

Mientras que en el modelo conceptual No. 1 la profundización del cono, en múltiples casos, se debe a la depresión de la tabla de agua, ésta no es una condición necesaria en el modelo conceptual No. 2. Según este modelo, la tabla de agua a través de la diatrema probablemente se mantiene relativamente constante, ya que las limitaciones de permeabilidad la previenen de que se drene rápidamente, y el relleno de la diatrema se mantiene en general pero heterogéneamente saturado en agua. Esto último se debe a que el agua es reciclada cuando los jets húmedos de detritos depositan material en el fondo del cráter, o cuando los jets se condensan antes de escapar de la diatrema (White y McClintock, 2001; White y Valentine, 2012; Valentine et al., 2017). Así, a medida que el magma juvenil continúa alimentando el sistema mediante diques con patrones irregulares dentro de la proto-diatrema, ésta a su vez actúa como un reservorio heterogéneo de agua por sí misma, y de esta manera permite la detonación de nuevas erupciones freatomagmáticas que ocurren a cualquier profundidad donde la presión hidrostática sea menor que la crítica del agua (White y Ross, 2011; White y Valentine, 2012). El ensanchamiento de la diatrema es mayor y más rápido en la zona superior por cuatro razones principales: 1) Las interacciones MFC tienen mayor eficiencia a menores presiones hidrostáticas; 2) debido a que ascienden a través de depósitos intra-diatrema heterogéneos y no consolidados, al acercarse a superficie los diques se bifurcan y siguen patrones complejos. Esto aumenta el área superficial del magma juvenil y se pueden generar nuevas erupciones freatomagmáticas cuando los diques entran en contacto con los depósitos húmedos de la diatrema (Fig. 2.16b; Mathieu et al., 2008; White y Valentine, 2012; Valentine et al., 2017), 3) la resistencia de la roca de caja incrementa con la presión litostática (i.e. profundidad), de tal manera que una erupción generará mayor fracturamiento de la roca de caja si ocurre a menor profundidad, y 4) cerca de la superficie, las paredes internas del sistema cráter/diatrema colapsan en el cráter (Fig. 2.16b; White y Valentine, 2012; Valentine et al., 2015; Valentine et al., 2017).

Adicionalmente, según este modelo la presencia de líticos en un depósito no implica que la erupción que generó esa capa ocurrió al nivel estratigráfico de origen de dichos líticos. Por el contrario, significa que algunas erupciones anteriores ocurrieron a profundidad y sus fragmentos se mezclaron verticalmente hasta que lograron ser eyectados a superficie por erupciones someras. Esto evidencia la debilidad clave del modelo conceptual No. 1, el cual propone que erupciones profundas logran expulsar a superficie líticos de los niveles profundos a través de cientos y hasta ~2 km de espesor de los depósitos deleznable de la diatrema (Valentine y White, 2012; Graettinger et al., 2014; Valentine et al., 2017). Por otro lado, el modelo conceptual No. 1 infiere que la profundización de la tabla de agua resulta en el eventual agotamiento del agua subterránea durante la erupción, y que esto genera que múltiples maares sean rellenos parcialmente por conos de escoria durante las últimas fases eruptivas. A pesar de que esto puede ocurrir, existen múltiples maares que son precedidos por conos de escorias (cf. Gutmann, 2002) o que presentan depósitos magmáticos intercalados con los freatomagmáticos. Por esto, el modelo conceptual No. 2 propone que estas transiciones desde o hacia la actividad freatomagmática, durante la erupción de formación de un maar, reflejan variaciones en el flujo de magma, la distribución heterogénea de agua en el sistema, y otros procesos que afectan el inicio de la explosión. Así mismo, las transiciones pueden también registrar diferentes procesos eruptivos en fuentes separadas de una misma erupción, más que transiciones temporales de una sola fuente (Fig. 2.16b; White y Ross, 2011; Valentine y White, 2012). Finalmente, las dimensiones finales del cráter y su volumen son resultado de la combinación del flujo de magma, migración de la fuente, expulsión de material por múltiples erupciones pequeñas y someras, las cuales individualmente generan cráteres pequeños temporales, y subsidencia de las paredes del cráter colapsadas.

A) Modelo Conceptual No. 1:



B) Modelo Conceptual No. 2:

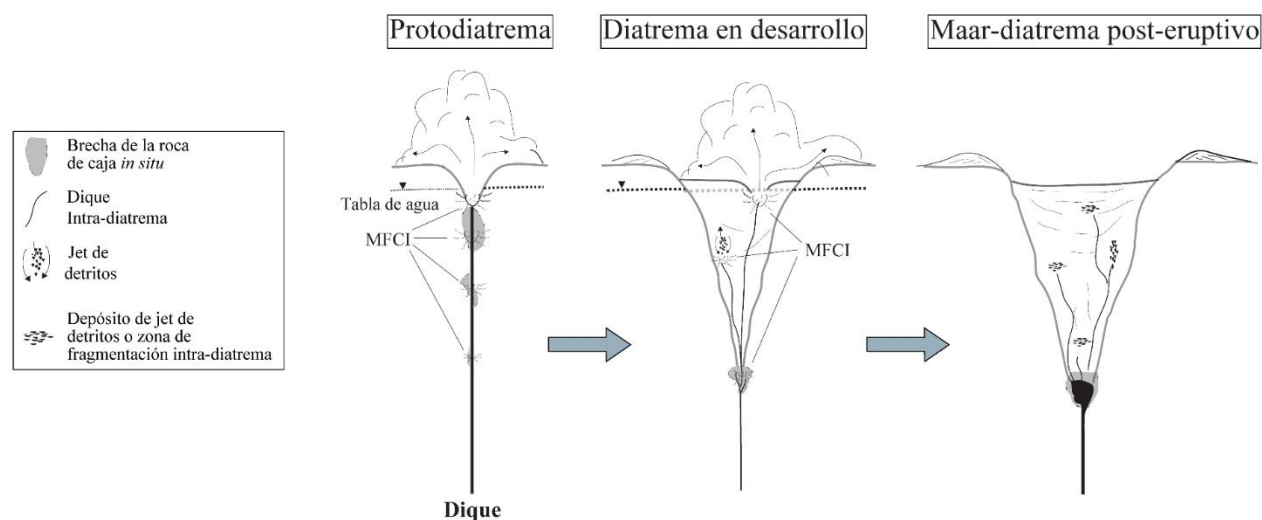


Figura 2.17. Se muestran los dos modelos de formación de un volcán maar-diatrema actualmente más aceptados. **A)** Modelo conceptual 1: el volcán crece a partir del proceso de excavación generado por la profundización de la tabla de agua. Este produce también el aumento progresivo del diámetro del maar. Hacia el tope de la estratigrafía del anillo piroclástico se registran líticos provenientes de niveles progresivamente más profundos. Modificada de Kereszturi y Németh (2013) y Lorenz (2003). **B)** Modelo conceptual 2: Las interacciones MFC ocurren a diferentes niveles en donde la presión del agua sea menor a su presión crítica. La tabla de agua se mantiene relativamente constante y la geometría en forma de cono invertido de la diatrema se genera por la menor presión litostática en niveles más someros. Modificada de White y Valentine (2012).

CAPÍTULO 3. ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Configuración tectónica regional

La margen occidental del terreno actualmente ocupado por México ha estado influenciada desde el Jurásico por procesos geodinámicos complejos relacionados a la subducción de placas con afinidad oceánica desde el océano Pacífico, bajo la placa continental norteamericana. En particular, a lo largo de la historia de este límite convergente resaltan múltiples eventos de reorganización (i.e. bifurcación/fragmentación) de las placas tectónicas en subducción, ya que la placa de Farallón, inicialmente en subducción bajo la placa de Norte América, se fragmentó en la placa Nazca al sur y Cocos al norte hace aproximadamente 23 Ma; posteriormente, segmentos relativamente pequeños de la zona norte de la placa Cocos, en las latitudes que ocupa actualmente la península de Baja California, se separaron del cuerpo principal de la placa y formaron las microplacas de Guadalupe y Magdalena hace aproximadamente 20 y 14-12.5 Ma, respectivamente. Por último, entre ~12.5 y ~10 Ma nuevamente desde la parte norte y noroeste de la placa de Cocos se separó el segmento que conformó la microplaca de Rivera, la cual, junto a la gran parte restante de la placa de Cocos, han determinado desde el Mioceno temprano y medio, los parámetros principales de la subducción bajo el límite suroccidental de la placa norteamericana. Así mismo, el límite batimétrico entre las placas de Rivera y Cocos es la Zona de Fractura de Rivera, la cual se formó en respuesta a la considerable diferencia en edad entre las dos placas (Fig. 3.1; Lonsdale, 1991; Stock y Lee, 1994; Pardo y Suárez, 1995; Schaaf et al., 1995; DeMets y Traylen, 2000; Michaud et al., 2006; Gómez-Tuena et al., 2007; Blatter y Hammersley, 2010; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016).

De esta manera, a pesar de que el magmatismo y vulcanismo de arco continental asociados a esta margen convergente han sido fenómenos continuos al menos desde el Jurásico (cf. Ducea et al., 2004a; Pérez-Gutiérrez et al., 2009a), su ubicación ha sufrido una migración considerable debido posiblemente a las reconfiguraciones de las placas tectónicas descritas anteriormente y a las fluctuaciones asociadas en los parámetros de la zona de subducción (Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Gómez-Tuena et al., 2016). Particularmente, el último evento importante de reorganización de placas tectónicas, es decir, el que derivó en la formación de la placa de Rivera (12.5 – 10 Ma), resultó en la configuración tectónica que generó la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual se estableció como una provincia magmática independiente desde el Mioceno temprano y medio. Así, la FVTM es la expresión magmática más reciente sobre el territorio mexicano actual y ha sido denominada como transmexicana debido a que la sorprendente oblicuidad de su rumbo respecto al de la trincheras hace que sea transversal al territorio de este país (Fig. 3.1; Demant, 1978; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016).

En particular, diferentes estudios geofísicos *offshore* y continentales (p.ej. sísmica, batimetría y magnetismo) han propuesto que la razón principal de la marcada oblicuidad en el rumbo de la FVTM es una margen convergente compleja, entre dos placas oceánicas y una continental, caracterizada por variaciones considerables en los parámetros que controlan su estructura térmica (i.e. geometría), y por tanto las condiciones de generación de magma, a lo largo de su trincheras (Fig. 3.1; Pardo y Suárez, 1995; DeMets y Traylen, 2000; Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016). Dentro de estos parámetros resaltan la tasa de convergencia entre las placas, el grosor y velocidad (i.e. dirección y magnitud) de desplazamiento de la corteza continental suprayacente, la subducción de estructuras batimétricas asísmicas (p.ej. *seamounts* intraplaca), y la edad, el espesor y el ángulo con los que ingresa la placa oceánica en la trincheras (Fig. 3.1). En particular, a excepción de la edad de la placa que subduce y el grosor de la placa continental, los demás parámetros tienen

una correlación negativa respecto al ángulo de subducción, por lo que comúnmente una litósfera joven es aparentemente más boyante que las de mayor edad y, por lo tanto, subduce con un ángulo menor (Cross y Pilger, 1982; Jarrard, 1986; Pardo y Suárez, 1995; Manea y Gurnis, 2007; Ferrari et al., 2012). De esta manera, los estudios realizados en las últimas décadas sobre la evolución de la trinchera mexicana utilizaron los parámetros establecidos en la configuración tectónica actual como la mejor aproximación para caracterizar esta margen convergente a partir de la aparición de la placa de Rivera (12.5 – 10 Ma). Por esto, estos trabajos han podido concluir que la razón principal del desplazamiento por más de 300 km del frente volcánico de la FVTM y su rumbo claramente oblicuo respecto a lo esperado para esta trinchera, es la subducción subhorizontal del segmento central de la placa de Cocos y el posterior aumento en el ángulo justo debajo del frente volcánico (Fig. 3.1; Pardo y Suárez, 1995; DeMets y Traylen, 2000; Gómez-Tuena et al., 2007; Pérez-Campos et al., 2008; Yang et al., 2009; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016).

Por su parte, teniendo en cuenta que la relación directa entre la edad de la placa en subducción y su ángulo, comúnmente observada en márgenes convergentes, no se cumple en la configuración tectónica de la FVTM (p.ej. Pardo y Suarez, 1995; Cruciani et al., 2005; Syracuse y Abers, 2006; Ferrari et al., 2012), y que ni la tasa de convergencia ni el grosor de la placa de Cocos en su zona central son característicamente diferentes, trabajos relativamente recientes han propuesto que la subducción subhorizontal de esta placa podría estar relacionada con el mayor grosor de la corteza continental en esa zona (Ferrari et al., 2012). Esto, debido a que la presencia de una corteza gruesa y fuerte en esta región, junto con la disminución en la entrada de fluidos inferida del registro volcánico (Orozco-Esquivel et al., 2010b), pudieron haber generado estrechamiento de la cuña astenosférica, y un aumento en la viscosidad y en la magnitud de las “fuerzas de succión”, las cuales, a su vez, eventualmente resultaron en una subducción “plana” para evitar el hundimiento de la placa oceánica en el manto (Fig. 3.1; Ferrari et al., 2012).

3.2. Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se ha definido como un arco magmático continental, activo desde el Mioceno temprano y medio (~23 – 13 Ma), que actualmente ocupa un área de 160,000 km² y tiene una longitud de casi 1000 km. Esta última, a pesar del ancho irregular entre 80 y 230 km de la FVTM, se extiende transversalmente a la zona central de México abarcando desde la costa pacífica hasta la del Golfo de México y se mantiene en general entre las latitudes 18°30' N y 21°30' N, más específicamente entre las latitudes de San Blás (Nayarit) y Bahía de Banderas (Jalisco) al oeste, y hasta la población de Palma Sola (Veracruz) al este (Demant, 1978; Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2007; Ferrari et al., 2012). De esta manera, la FVTM es el arco volcánico Neógeno más grande de América del Norte, su rumbo es oblicuo (~16°) al de la Trinchera Mesoamericana hacia el oriente del meridiano 102°W, es una de las cuatro áreas volcánicas principales del vulcanismo Cenozoico en el actual territorio mexicano, es la expresión magmática más reciente asociada a la margen convergente que ha afectado a México al menos desde el Jurásico, y actualmente está constituida por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Ducea et al., 2004a; Gómez-Tuena et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., 2009a; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016). Así mismo, aunque durante la mayor parte de su historia la FVTM haya estado relacionada con la subducción de las placas de Rivera y Cocos, su primer episodio magmático empezó entre 23 y 19 Ma principalmente en sus zonas oriental y central-oriental, es decir, incluso antes de la separación de la microplaca de Rivera (12.5 – 10 Ma; Fig. 3.1; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016).

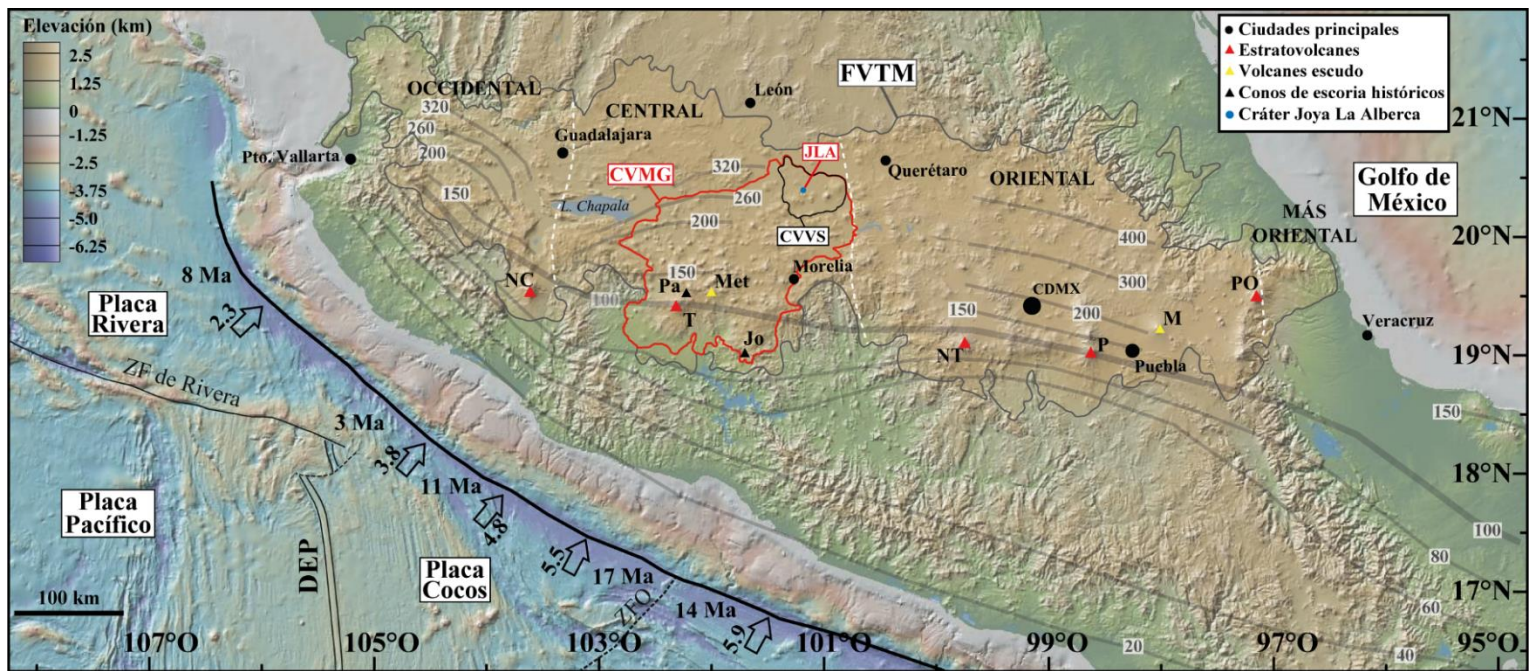


Figura 3.1. Mapa de elevación donde se indica el contexto tectónico general de la parte central de México, con énfasis en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), donde las placas oceánicas de Rivera y Cocos subducen bajo la placa continental de Norte América, y su edad y tasa de convergencia (cm/año) varían a lo largo de la trinchera. Así mismo, se trazan los contornos de la profundidad (km) a la que se ubica actualmente la placa subducente bajo la placa norteamericana en esta zona de México, y, por lo tanto, se puede observar la notable variación en el ángulo de subducción. Además, se delimita la extensión total de la FVTM, así como los límites internos (líneas blancas punteadas) entre sus cuatro zonas, y el área tanto del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), como del Campo Volcánico de Valle de Santiago y, en particular, se indica la ubicación del cráter Joya La Alberca (JLA). Zona de Fractura (ZF); Zona de Fractura de Orozco (ZFO); Puerto (Pto.). Se indica la ubicación y tipo de los volcanes Nevado de Colima (NC), Jorullo (JO), Tancítaro (T), Parícutín (Pa), El Metate (Met), Nevado de Toluca (NT), Popocatepetl (P), La Malinche (M) y Pico de Orizaba (PO), y la ubicación de la Ciudad de México (CDMX). El mapa de elevación fue generado en GeoMap App © 2021, y la figura fue construida según los trabajos de Gómez-Tuena et al. (2007), Ferrari et al. (2012) y Gómez-Tuena et al. (2016).

Adicionalmente, la FVTM se caracteriza vulcanológica, geoquímica e hidrogeológicamente por aspectos como: **1)** Los principales estratovolcanes están alineados de manera oblicua respecto a la tendencia general del arco (Alaníz-Álvarez et al., 1998); **2)** a lo largo de su historia eruptiva, la FVTM ha presentado diferentes etapas magmáticas en las que se han intercalado y/o superpuesto vulcanismo poli y monogenético, de tal manera que dentro del arco existe una amplia variedad de estructuras volcánicas. Esta última presenta desde grandes estratovolcanes (p.ej. Popocatepetl) y calderas, hasta agrupaciones espaciotemporales de diferentes estructuras monogenéticas (p.ej. pequeños domos, conos de escorias, volcanes escudos y maares) como los campos volcánicos Michoacán-Guanajuato y Sierra de Chichinautzin, entre otros (Fig. 3.1). **3)** A pesar de que en la geoquímica de los productos ígneos dominan las características típicas de magmas generados en ambientes de subducción (p.ej. afinidad calcoalcalina), existe una importante variabilidad composicional (Gómez-Tuena et al., 2007), ya que hay algunas pequeñas cantidades de estos productos que presentan una firma geoquímica de intraplaca (i.e. OIB por sus siglas en inglés). Por ejemplo, estos últimos se han observado en los campos volcánicos de Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003), Sierra de Chichinautzin (Siebe et al., 2004; Straub et al., 2012) y Valle de Santiago (Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1987; Losantos et al., 2017). Así mismo, la variabilidad composicional también se puede observar en el amplio rango de variación en el contenido de SiO_2 a lo largo de la FVTM, ya que se han descrito estructuras desde composiciones básicas, hasta subsaturadas en sílice y félsicas (Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; 2007). **4)** Las placas asociadas a la formación de la FVTM subducen con edades relativamente jóvenes (10 a 19 Ma), y esto, en otras márgenes convergentes, produce un vulcanismo muy escaso (Ferrari et al., 2012). **5)** Debido a que la FVTM tiene un rumbo oblicuo respecto a la tendencia general de las provincias tectónicas mexicanas, su basamento pre-Cretácico es altamente heterogéneo (Ortega-Gutiérrez et al., 2008; Ferrari et al., 2012). **6)** Los diferentes estudios geofísicos y geoquímicos han podido demostrar que características

de la litósfera bajo la FVTM como su espesor, composición y reología, varían considerablemente, por lo que así mismo sucede con la evolución petrogenética del arco (Gómez-Tuena et al., 2003; 2007; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2016). 7) Los importantes avances en geología estructural y tectónica realizados durante las últimas décadas han permitido definir la geometría, la cinemática y la cronología de los principales sistemas de fallas dentro de la FVTM, y han demostrado que el vulcanismo dentro de la mayor parte de este arco ha estado relacionado estrechamente con sistemas de fallas, pero no se ha reconocido una discontinuidad cortical importante (Gómez-Tuena et al., 2007). 8) Por último, la FVTM atraviesa el Altiplano Mexicano, el cual es una zona montañosa caracterizada por estructuras activas como fallas normales y sistemas de *graben-horst* que han resultado en la formación de cuencas que a lo largo del tiempo comúnmente han sido ocupadas por lagos amplios y poco profundos (p.ej. Cuitzeo, Zacapu y Pátzcuaro; Fig. 3.1; Kshirsagar et al., 2015). Por otro lado, teniendo en cuenta los trabajos de Gómez-Tuena et al. (2007) y Ferrari et al. (2012), la FVTM se puede dividir en cuatro segmentos principales de acuerdo con la geometría de la subducción, el espesor de la corteza continental, la geología del basamento y el comportamiento volcánico. Así, el segmento oeste está ubicado entre la costa pacífica y el punto triple formado por la intersección de los *rifts* de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); el segmento central entre este punto triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002b); el segmento oriental entre este sistema de fallas y el estrato-volcán Pico de Orizaba, y, por último, el segmento más oriental, está entre este volcán y el Golfo de México (Fig. 3.1).

Adicionalmente, Gómez-Tuena et al. (2007) propusieron que la historia eruptiva de la FVTM se puede dividir en cuatro episodios magmáticos principales: (1) Un arco del Mioceno medio al tardío de composición intermedia, (2) un episodio de vulcanismo máfico durante el Mioceno tardío, (3) un último episodio silícico durante el Mioceno que se torna bimodal en el Plioceno temprano, y, finalmente, (4) el establecimiento del arco moderno con una gran variabilidad composicional desde el Plioceno tardío hasta la actualidad. En este sentido, el vulcanismo en la zona central de la FVTM desde el final del tercer periodo magmático y durante el cuarto, es de particular interés para la presente tesis debido a que en este contexto espaciotemporal surgió el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Ferrari et al., 2012; Guilbaud et al., 2012), y más recientemente, en el extremo nororiental de este último, el Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), en donde se encuentra el cráter de explosión Joya La Alberca (Fig. 3.1; Ordóñez, 1900; 1906; Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Peñaloza-Turrubiates, 2005; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006).

3.3. Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está ubicado en la zona central de la FVTM, más exactamente en el sector donde ésta alcanza un ancho máximo de ~300 km y el espesor de la corteza es de ~35 km (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). El CVMG ha estado activo al menos desde hace ~5 Ma (Guilbaud et al., 2012) y ha sido catalogado como el campo volcánico monogenético más grande del planeta relacionado a subducción (Valentine y Connor, 2015). Así mismo, este campo contiene más de 1000 estructuras volcánicas distribuidas dentro de un área de ~40,000 km², las cuales corresponden a más de 900 conos de escoria monogenéticos, incluyendo los conos históricos Jorullo (1759–1774) y Parícutín (1943–1952), ~400 volcanes tipo escudo de tamaño mediano y domos (muchos posiblemente monogenéticos; p.ej. El Metate; Chevrel et al., 2016b), ~100 flujos y domos de lava de composición intermedia-félsica aislados, y ~22 cráteres freatomagmáticos generalmente dispersos. Además, el CVMG alberga dos estratovolcanes en su zona suroccidental (Michoacán), Tancítaro (3845 msnm; Ownby et al., 2007) y Patambán (3450 msnm; Fig. 3.2.; Ramos, 1981; Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985a, b, 1987; Hasenaka et al., 1994; Carrasco-Núñez

y Aranda-Gómez, 2008; Guilbaud et al., 2011; Siebe y Salinas, 2014; Kshirsagar et al., 2015). Así, debido a la coexistencia entre vulcanismo monogenético y poligenético en el CVMG, algunos autores han cuestionado el origen monogenético *sensu stricto* (cf. Németh y Kereszturi, 2015) de algunas de las estructuras dentro de este campo volcánico (p.ej. Ban et al., 1992; Chevrel et al., 2016b).

De igual manera, el CVMG se caracteriza geológica y vulcanológicamente, además de su gran extensión, por: 1) Una alta frecuencia eruptiva ($>4/1000$ años); 2) una amplia variación composicional que, a pesar de la predominancia de los productos andesíticos, abarca desde basaltos alcalinos hasta riolitas; 3) a pesar de la gran cantidad de centros volcánicos, el volumen de material emitido durante los últimos 40,000 años ha sido relativamente pequeño (31 km^3 ; Hasenaka y Carmichael, 1985a), más exactamente un orden de magnitud menor en comparación con el generado por los estratovolcanes Colima o Popocatepetl (Ferrari et al., 2012); 4) dentro de las zonas de gran importancia fisiográfica y estructural que marcan los límites del CVMG (Kshirsagar et al., 2015), la reciente actividad volcánica intensa ha sepultado a la mayoría de las rocas más antiguas que han quedado ocultas bajo las estructuras volcánicas andesíticas del Plio-Cuaternario dominantes, por lo que el basamento del CVMG solo puede inferirse a partir de afloramientos ubicados más allá de sus fronteras (Fig. 3.2.); 5) teniendo en cuenta el punto anterior y los trabajos de Centeno-García et al. (2008), Martini et al. (2009) y Ortega-Gutiérrez et al. (2018), podría inferirse que el CVMG está emplazado sobre la parte oriental del Terreno Compuesto Guerrero, más exactamente sobre el Terreno Huetamo-Zihuatanejo (Triásico superior – Cretácico superior). En particular, trabajos recientes sobre el límite oriental del MGVF lograron establecer que, al sureste del lago de Cuitzeo, los productos volcánicos del Plio-Cuaternario generados por el campo volcánico están infrayacidos discordantemente por productos volcánicos del Mioceno, los cuales incluyen secuencias ignimbríticas voluminosas (14.1 – 22.9 Ma) pertenecientes a los múltiples complejos de calderas dentro de la formación Sierra de Mil Cumbres (Gómez-Vasconcelos et al., 2015). Así mismo, estos trabajos establecieron que hacia la zona del anticlinal de Tzitzio (al este de Morelia, Michoacán), los volcánicos del Mioceno están infrayacidos por una secuencia espesa (~600 m) de arenitas y conglomerados del Eoceno-Oligoceno, y estos últimos, a su vez, por sedimentos del Mesozoico inferior que experimentaron metamorfismo regional durante la orogénesis Laramide del Cretácico tardío/Terciario inferior (Mennella et al., 2000) de manera discordante.

Adicionalmente, la composición química de las estructuras del CVMG generalmente varía de basalto a dacita y, aunque hay casos puntuales de volcanes que alcanzan a ser riolíticos (p.ej. Joya Estrada; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), en general es menos evolucionada que los estratovolcanes andesíticos a lo largo del sistema de *grabens* al occidente de México (por ejemplo, Ceboruco y Colima) y/o de la zona oeste-central de la FVTM (Popocatepetl y Pico de Orizaba; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999). Así mismo, la afinidad geoquímica es predominantemente calcoalcalina, mientras que en menor cantidad se observan estructuras alcalinas y hasta adauquíticas. En particular, las estructuras con productos alcalinos se observan preferencialmente hacia el norte del campo, donde una concentración importante aparece como cráteres freatomagmáticos y conos de escoria a lo largo de un posible lineamiento con dirección aproximada N-S que une la ciudad de Salamanca (Guanajuato) con el límite suroeste del Lago de Cuitzeo (Hasenaka y Carmichael, 1985a, b, 1987; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Luhr et al., 2006; Losantos et al., 2017).

Por otra parte, a pesar de que los productos del CVMG ocultan cualquier falla pre-Pleistoceno en esa zona, la configuración estructural de este campo volcánico ha sido descrita como un ambiente tectónico extensional NNW (Suter et al., 2001) que se caracteriza por un arreglo complejo formado por la intersección de diferentes sistemas de fallas normales WNW–ESE y WSW–ENE que afectan

las rocas del Plioceno al Pleistoceno temprano. Así mismo, estos sistemas corresponden a las tendencias estructurales principales a lo largo de las cuales se alinean la gran mayoría de los conos de escoria del campo volcánico (Johnson y Harrison, 1989; Connor, 1987; Pasquaré et al., 1991; Ferrari et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2007; Garduño-Monroy et al., 2009; Guilbaud et al., 2011, 2012; Ferrari et al., 2012). Así, los principales sistemas de fallas que afectan al CVMG son de sur a norte (Fig. 3.2): 1) volcán Jorullo – Morelia (SFJM), 2) Chapala-Oaxaca (SFCTO), 3) Morelia-Acambay (SFMA), 4) Chapala-Tula (SFCT) y 5) Taxco-San Miguel de Allende (SFTSA). Teniendo en cuenta la ubicación de la zona de estudio de la presente tesis, se describen los tres últimos:

1) El Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) corresponde a una estructura de ~30 km de ancho y con una orientación general E-W ubicada en la parte central del SFCT, que consiste en fallas con una orientación WSW-ENE preferencial que se extienden y delimitan las cuencas fluviolacustres, formadas en depresiones tectónicas o *grabens*, de Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay, entre otras. Hacia el norte, las estructuras relacionadas al SFMA se pueden extrapolar hasta las fallas observadas hasta Salvatierra (Guanajuato), más exactamente hasta el lago de Yuriria (Guanajuato; Fig. 3.2; Suter et al., 2001). Así mismo, los análisis cinemáticos de estas fallas indican que su actividad posiblemente inició durante el Plioceno predominantemente como fallas de laterales a oblicuas, pero que posteriormente éstas se tornaron progresivamente más extensionales durante el Cuaternario (Ferrari et al., 1990; Suter et al., 1995b), a tal punto que actualmente las fallas son normales y normales con un componente lateral sinistral menor y el SFMA es el sistema sísmicamente más activo de la FVTM. Por último, en general, este sistema de fallas afecta principalmente la zona oriental y la parte sur de la zona nororiental del CVMG (Fig. 3.2; p.ej. Ferrari et al., 1990; Suter et al., 2001).

2) El Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCT) consiste principalmente en fallas extensionales que se extienden desde el sector este y noreste del *rift* de Chapala hasta la parte norte del Valle de México cerca de la ciudad prehispánica de Tula (Johnson, 1987; Johnson y Harrison, 1990). En el sector más occidental de este sistema las fallas son normales de alto ángulo con una orientación E-W, entre el sur de la Sierra de Pénjamo y Morelia son normales, pero de mayor tamaño y están en un arreglo en escalón con una orientación máxima entre N15°E y N20°E, y finalmente, el sistema de fallas guarda estas características hasta Acambay (Estado de México). Así, este sistema de fallas afecta toda la parte norte del segmento central y la parte sur del extremo nororiental del CVMG (Fig. 3.2).

3) El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSA), o Taxco-Querétaro, es una estructura continental importante con una longitud mayor a 500 km y un ancho de hasta 35 km, la cual representa el límite entre bloques de la corteza con diferentes espesores y topografías, y corresponde a una zona de fallas de rumbo dextrales con una dirección de N-S a NNW-SSE y un componente normal, que se extiende de noroeste a sureste desde San Miguel de Allende (Guanajuato) hasta Taxco (Guerrero; Demant, 1978; Alaniz-Álvarez et al., 2002; Blatter y Hammersley, 2010). Así, el sector oriental de este sistema estructural podría afectar el extremo nororiental del CVMG, es decir, la zona entre las ciudades de Irapuato, Valle de Santiago, Salamanca y Celaya, en el estado de Guanajuato. Así mismo, este sistema de fallas se originó hace ~25 Ma (Blatter y Hammersley, 2010) y todavía está activo produciendo estructuras con una geometría en *échelon* y deformación transtensional asociada (Fig. 3.2; Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2020).

Finalmente, fisiográficamente el actual CVMG puede dividirse en tres zonas principales. La zona sur corresponde a la depresión del Río Balsas, la zona central al Altiplano Tarasco (altitudes > 2000 msnm), y la zona nororiental a las cuencas fluviolacustres del noreste (Fig. 3.2; García, 1998; Kshirsagar et al., 2015). En este contexto, el Altiplano Tarasco conforma una barrera topográfica para los vientos húmedos provenientes del Pacífico, de tal manera que la precipitación (principalmente de

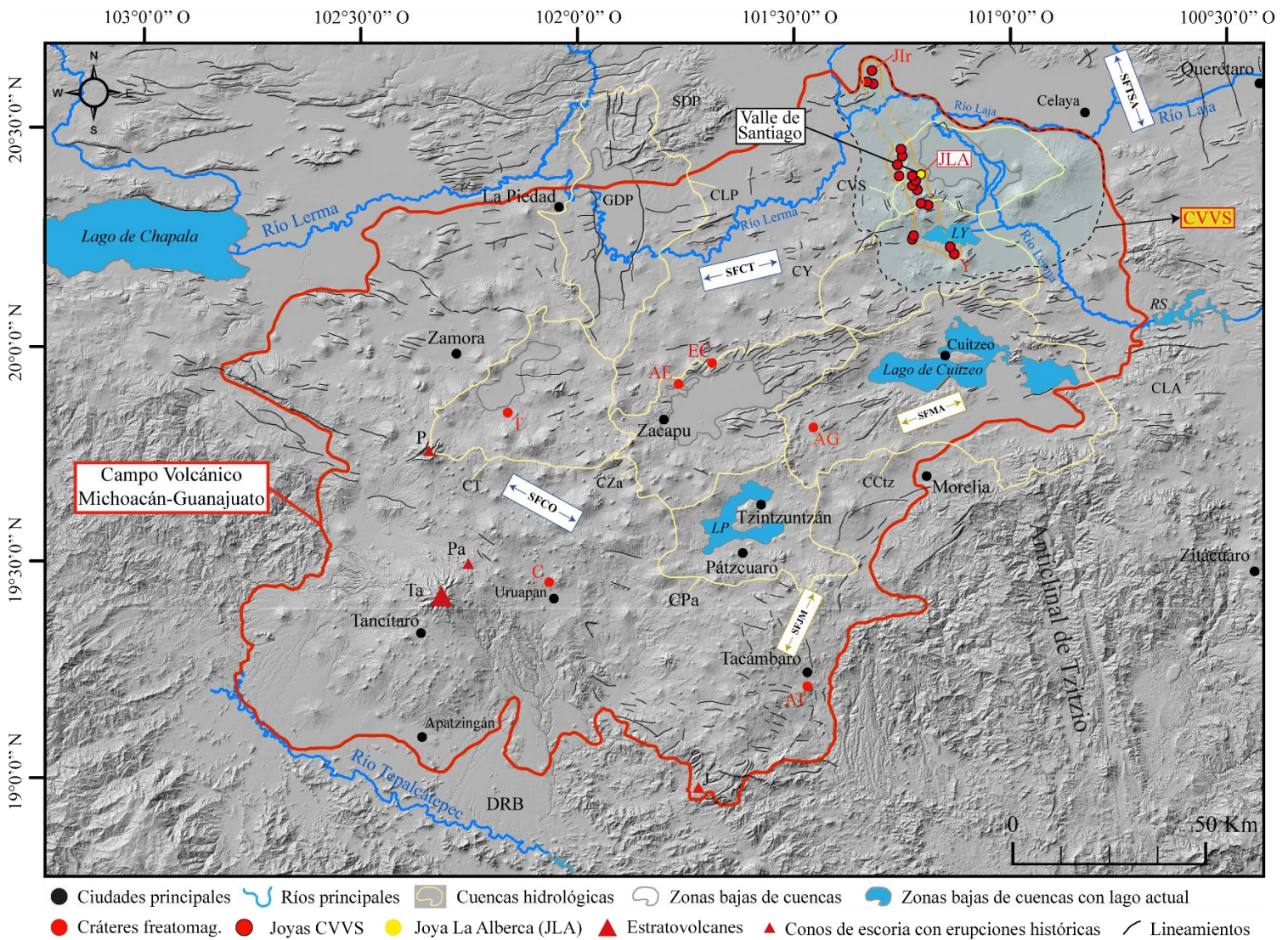


Fig. 3.2. Mapa de la zona central de la FVTM en donde se indican las características geomorfológicas principales del CVMG. Se delimitan los principales cuerpos de agua superficiales, así como las cuencas hidrologicas más representativas, los lineamientos relacionados a los principales sistemas de fallas y se presenta la ubicación de los volcanes más representativos dentro del campo volcánico. Se observa la influencia notable del Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCT), particularmente con el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), hacia el límite noreste del CVVS. La mayoría de los cráteres freatomagmáticos están ubicados en las márgenes de las partes bajas de las cuencas y su cantidad aumenta hacia el noreste, donde particularmente se encuentra el *cluster* del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS). Se observa con claridad la tendencia NW-SE que siguen los cráteres de explosión del CVVS (desde el suroeste de la ciudad de Irapuato hasta Yuriria), y esta tiene un rumbo similar al Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSA). Volcanes Jorullo (J), Tancitaro (Ta), Parícutín (Pa), Patamban (P) y la caldera de los Azufres (CLA). Hidrología: Depresión del Río Balsas (DRB), lagos de Pátzcuaro (LP) y Yuriria (LY), Represa Solís (RS) y cuencas de Pátzcuaro (CPa), Tangancicuaro (CT), Zacapu (CZa), Cuitzeo (CCtz), La Piedad (CLP). Sistema de Fallas Chapala-Oaxaca (SFCO) y Jorullo-Morelia (SFJM), Sierra de Pénjamo (SDP) y *Graben* de Penjamillo (GDP). Se hace la diferencia entre los cráteres freatomagmáticos del CVVS (Joyas CVVS; p.ej. Joyas de Irapuato; JIr) y los que están esparcidos en el resto del CVMG, tales como: la Alberca de Tacámbaro (AT), Costo Cojtí (C), Tangancicuaro (T), Alberca de Guadalupe (AG), Alberca de Los Espinos (AE) y El Caracol (EC). Modificada de Kshirsagar et al. (2015, 2016).

junio a septiembre) es mucho mayor en el frente de esta barrera (p.ej. cerca de Uruapan, >1500 mm/año) que en la zona de sombra de lluvia de este altiplano donde se ubica el área de cuencas lacustres del noreste (Fig. 3.2). De esta manera, en orden decreciente de acuerdo con su posición geográfica respecto al Altiplano Tarasco, las cuencas de Zacapu (Michoacán), Cuitzeo (Michoacán) y Valle de Santiago (Guanajuato) tienen precipitaciones promedio de ~875, ~700 y ~676 mm/año, respectivamente (García, 1998; Kshirsagar et al., 2015; CONAGUA, 2021).

3.4. Campo Volcánico Valle de Santiago (CVVS)

La región alrededor de la ciudad de Valle de Santiago (Guanajuato), ubicada en el extremo noreste del CVMG, desde hace más de un siglo ha sido descrita como una zona de gran interés geológico

debido a que alberga una alta cantidad de cráteres alineados en general con una tendencia NNW-SSE (Fig. 3.4; p.ej. Ordóñez, 1900; 1906; Silva-Mora, 1979; Murphy, 1982). Ordóñez (1900, 1906) fue el primer autor en reconocer el origen freatomagmático de estas estructuras y que las agrupó en el Campo de Cráteres de Valle de Santiago, el cual incluía de sur a norte desde el cráter Magdalena de Araceo hasta el de Rincón de Parangueo. Posteriormente, Murphy (1982) y Murphy y Carmichael (1984) propusieron que la agrupación de cráteres de explosión en esta zona correspondía al Campo de Maares de Valle de Santiago, el cual realmente se extendía de sur a norte desde el maar de Yuriria hasta los maares con un alto grado de erosión al sureste de la ciudad de Irapuato, y que, junto con algunos conos de escoria cercanos, era la representación del segundo y más reciente periodo de vulcanismo en esta zona. Así, la agrupación de maares correspondería a un arreglo con una tendencia NW general, longitud de ~55 km y un ancho entre 8 y 10 km (Aranda-Gómez et al., 2014). Más adelante, Hasenaka y Carmichael (1985a) y Ban et al. (1992) reportaron las edades (K/Ar) de tres estructuras volcánicas entre las ciudades de Valle de Santiago y Celaya, las cuales permitieron extender el límite oriental del primer periodo de vulcanismo en la zona de Valle de Santiago propuesto inicialmente por Murphy (1982).

Así, a partir de los trabajos sobre la estratigrafía volcánica y la cronología eruptiva (K/Ar) de la zona de Valle de Santiago, que indicaban que esta región no solo era particular por la alta concentración de cráteres freatomagmáticos sino también por una historia eruptiva larga, recurrente y compleja, en estudios más recientes se acuñó el término del Campo Volcánico Valle de Santiago (CVVS), el cual permitía delimitar espacial y temporalmente, de manera particular, la actividad volcánica de esta zona dentro de la historia eruptiva del CVMG (Fig. 3.4; p.ej. Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1992, 1995, 1999; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Puente-Solís, 2004; Oviedo-Padrón, 2005; Rincón-Herrera, 2005; Peñaloza-Turrubiates, 2005; Cano-Cruz, 2006; Uribe-Cifuentes, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014).

De esta manera, a partir de todos los trabajos mencionados antes, es posible afirmar que el CVVS está ubicado en el extremo nororiental del CVMG, donde, aunque no está totalmente claro su límite occidental, abarca el área entre las ciudades de Yuriria, Salvatierra, Valle de Santiago, Cortázar, Celaya, Salamanca e Irapuato, al sur del estado de Guanajuato (Fig. 3.4). Por esto, fisiográficamente el CVVS se encuentra en la parte central de la provincia de la FVTM, donde el sector sur del campo (entre el límite norte de la Sierra de Piñicuar, el Cerro Grande y la Joya Rincón de Parangueo) hace parte de la subprovincia de Sierras y Bajíos Michoacanos, y el sector norte (la zona entre Cortázar, Jaral del Progreso, Pueblo Nuevo, Salamanca e Irapuato) a la subprovincia del Bajío Guanajuatense.

Así, el CVVS corresponde principalmente a la zona centro y sureste de una llanura ancha y en general alargada en dirección NW-SE que se extiende desde los Altos de Jalisco hasta la ciudad de Celaya (Guanajuato) y la Sierra de Los Agustinos, y la cual se conoce como la depresión o cuenca de El Bajío (Fig. 3.4; INEGI, 1980, 2001; Ferrari et al., 2012; Botero-Santa et al., 2015; INEGI, 2017). De esta manera, además de todos los límites geográficos del CVVS que se han mencionado hasta ahora, la zona dentro de la gran cuenca de El Bajío (“Planicie de El Bajío”; Aranda-Gómez et al., 2013) que ocupa este campo volcánico limita al sur y al norte con las sierras de Piñicuar y Codornices, respectivamente, y consiste en una planicie aluvial o llanura fluviolacustre (altitud ~1720 msnm) alargada en dirección NW-SE que se caracteriza por altitudes mayores a 1700 msnm y tablas de aguas subterráneas profundas (Fig. 3.4; INEGI, 1980, 1998; Del Río-Varela et al., 2020). Así mismo, esta planicie es interrumpida de manera intermitente hacia el suroeste por cerros aislados y/o lomeríos y alineaciones de cerros comúnmente con dirección NW-SE, entre los que resaltan el cerro Comalero en la zona central, los cerros Culiacán y Grande hacia el suroriente, el cerro El Picacho hacia el

suroccidente y la Sierra de Piñicuaro directamente hacia el límite sur del campo volcánico (INEGI, 1980, 2001, 2017). Además, algunos autores sugieren que el lago de Yuriria es un vestigio de un amplio paleolago que existió en la planicie alrededor de la ciudad de Valle de Santiago, y sobre la cual actualmente corren principalmente los ríos Lerma y Laja con causas notoriamente alterados por actividad antropogénica (p.ej. Aranda-Gómez et al., 2013).

Por otro lado, como se mencionó antes, a partir de estratigrafía volcánica, la interpretación de fotografías aéreas, morfología comparativa y dataciones por el método K/Ar de las estructuras volcánicas alrededor de la región de Valle de Santiago, Murphy (1982) propuso una posible cronología eruptiva preliminar para la zona del CVVS que consiste en dos periodos principales de vulcanismo. El primer periodo consistió en vulcanismo basáltico y andesítico que probablemente ocurrió entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno temprano, y durante el cual se formaron volcanes tipo escudo medianos y conos de escoria, como por ejemplo el Cerro Santiago, con la mayor edad registrada en el CVVS (6.88 ± 0.2 Ma), y los Cerros Chapín y Cuates, entre muchos otros. En particular, con base en las dataciones de Hasenaka y Carmichael (1985a) y Ban et al. (1992), se podría concluir que el cono de escorias Santa Teresa (~ 2.78 Ma), y los cerros Grande (~ 2.27 Ma) y Culiacán (~ 2.10 Ma), se formaron durante este primer periodo de vulcanismo. Por su parte, el segundo periodo eruptivo incluyó la formación de los cráteres freatomagmáticos y de varios conos de escoria, y de acuerdo con las edades obtenidas por Murphy (1982), posiblemente ocurrió entre el Pleistoceno temprano (Joya San Nicolás de Parangueo con 1.175 ± 0.166 Ma) y el Pleistoceno Superior (Joya La Alberca con 0.073 ± 0.024 Ma). Así mismo, este mismo autor concluyó que debido a que dentro de los cráteres del CVVS los que están ubicados al sureste de Irapuato son los que muestran el mayor grado de erosión (Fig. 3.4), el segundo periodo de vulcanismo podría haber iniciado considerablemente antes, y resaltó que la gran mayoría de las erupciones que formaron los cráteres freatomagmáticos del CVVS empezaron con fases estrombolianas. Respecto a esto último, a pesar de que en algunos casos este autor no logró diferenciar entre las estructuras preexistentes y los productos de las fases magmáticas iniciales de las erupciones que finalmente dieron origen a los cráteres, propuso que los cambios en las tasas de ascenso y efusión de magma, en la naturaleza de la interacción agua/magma, y en la posibilidad de acceso de agua al sistema, fueron los principales controles sobre el estilo eruptivo. De esta manera, el autor mencionó que posiblemente la tasa de ascenso del magma inicialmente fue lo suficientemente alta como para impedir el ingreso del agua en el sistema, pero que después disminuyó y permitió las erupciones freatomagmáticas.

Sin embargo, aunque el trabajo de Murphy (1982) sobre la cronología eruptiva del CVVS es hasta la fecha el más completo que se ha publicado, las edades reportadas deben ser analizadas con cautela debido a que trabajos más recientes, incluida la presente tesis, han demostrado que algunas de estas dataciones fueron correlacionadas con secciones estratigráficas incompletas y/o podrían ser erróneas por dificultades técnicas que actualmente ya han sido superadas en otros métodos isotópicos de datación. Así, aunque estudios regionales más recientes siguen incluyendo al CVVS en el vulcanismo máfico e intermedio del Plioceno tardío al Cuaternario (<3 Ma) de la FVTM (p.ej. Gómez-Tuena, 2007; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2017), actualmente hacen falta más estudios interdisciplinarios que, basándose en técnicas más recientes y en los trabajos que se han realizado en el CVVS, principalmente en el de Murphy (1982), permitan establecer con mayor precisión temporal la cronología eruptiva de esta zona; en particular, delimitar el contexto geológico que facilitó la formación de la singular agrupación de cráteres freatomagmáticos en el extremo noreste del CVMG.

A pesar de esto último, a partir de la delimitación físico y geográfica del CVVS expuesta anteriormente, los trabajos publicados hasta ahora y la caracterización morfológica de esta zona

realizada en la presente tesis, actualmente se conoce que este campo volcánico está conformado al menos por 30 conos de escoria pequeños, ~20 volcanes tipo escudo medianos y pequeños, 19 cráteres freatomagmáticos (p.ej. maares y anillos de toba), 6 flujos de lava aislados y al menos un domo, y que la composición típica de estas estructuras es basáltica-andesítica, a excepción de Joya Estrada y el domo La Mina, que son riolíticos (Fig. 3.4; Murphy, 1982; Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013; Losantos et al., 2017). Así mismo, dentro de la morfología del CVVS resaltan tres aspectos: 1) La planicie aluvial del río Lerma ocupa una parte importante del área, por lo que el vulcanismo en general ha estado asociado principalmente a ciertas zonas. 2) En general, los conos de escoria están ubicados en las partes intermedias y bajas de los flancos de los volcanes tipo escudo, pero ocasionalmente, se observan sobre la llanura fluvio-lacustre (Murphy, 1982). 3) Además de la evidente tendencia general NNW-SSE de los cráteres freatomagmáticos, éstos están emplazados a diferentes altitudes, pero preferentemente sobre las partes bajas de los flancos de los volcanes tipo escudo o flujos de lava aislados (p.ej. los cráteres de Yuriria), por lo que únicamente los cráteres de Irapuato están aparentemente ubicados sobre la planicie aluvial (Fig. 3.4; Murphy, 1982; Aranda-Gómez et al., 2013; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014).

- **Marco estructural del Campo Volcánico Valle de Santiago**

Dentro del CVVS se han observado dos tendencias estructurales principales que afectan las estructuras volcánicas y controlan su distribución con dos orientaciones dominantes (NNW-SSE y ENE-WSW), y que posiblemente podrían estar relacionadas con tres sistemas de fallas que han tenido actividad durante el cuaternario, y de los cuales, dos son principalmente extensionales y uno de rumbo-dextral (Fig. 3.4; Murphy, 1982; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Alaniz-Álvarez et al., 2002; Oviedo-Padrón, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Garduño-Monroy et al., 2009). Según Oviedo-Padrón (2005), los cráteres freatomagmáticos definen claramente un alineamiento NNW principal, mientras que los conos de escoria yacen sobre alineamientos NNW y ENE, aunque predomina la primera tendencia (Figs. 3.2 y 3.4). De esta manera, en primer lugar, el Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCT), predominantemente extensional, afecta en general al CVVS al atravesarlo con una orientación máxima preferencial entre N15°E y N20°E. Así mismo, el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), el cual hace parte de la zona central del SFCT y, por ende, es predominantemente extensional, afecta principalmente la parte sur del CVVS con estructuras en dirección WSW-ENE dominante. Por último, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSA), el cual es de rumbo con una dirección de N-S a NNW-SSE y un componente normal (Demant, 1978; Alaniz-Álvarez et al., 2002; Blatter y Hammersley, 2010), podría afectar todo el CVVS a excepción de la esquina suroccidental y, según evidencia geofísica, es una discontinuidad cortical importante que separa dos segmentos de la FVTM con morfologías y estilos de vulcanismo contrastantes (Johnson, 1987; Johnson y Harrison, 1990; Ferrari et al., 1990; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990; Pasquaré et al., 1991; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1995; Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2020).

En particular, algunos autores han sugerido que la falla de rumbo Tzitzio-Valle de Santiago con dirección NNW, es la estructura del SFTSA que podría estar entre las fallas con orientación NE-SW que, de acuerdo con datos morfológicos, generaron desplazamientos dextrales de 10 km de longitud en la depresión de Cuitzeo relacionados con el vulcanismo de Valle de Santiago, y que aún podrían estar activas (Suter et al., 1995a; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2020). En particular, Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999) y Uribe-Cifuentes (2006) denominaron a esta falla como un lineamiento relacionado a la estructura profunda

(zona de debilidad cortical; Murphy, 1982) que posiblemente generó el alineamiento NNW-SSE principal y característico de los cráteres freatomagmáticos de Valle de Santiago (Fig. 3.4).

- **Estratigrafía del Campo Volcánico de Valle de Santiago:**

Como ocurre en general dentro del CVMG, la mayor parte del basamento local sobre el cual está emplazado el CVVS está oculta bajo las diferentes estructuras volcánicas del Plio-Cuaternario y los depósitos fluviolacustres que dominan la topografía de esta zona (p.ej. Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). En particular, esto ocurre en esta región debido a la intensa actividad volcánica que caracterizó el periodo Plio-Cuaternario (Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985a; Ban et al., 1992) y al dinámico relleno de la parte central de la cuenca de El Bajío (p.ej. Botero-Santa et al., 2015). Así, esta característica ha generado que hasta la fecha el conocimiento acerca de la geología del basamento local del CVVS se haya limitado al estudio de xenolitos presentes en los productos volcánicos (p.ej. Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Ortega-Gutiérrez et al., 2014) y a las inferencias a partir de la estratigrafía de las zonas limítrofes del campo volcánico (p.ej. Sierra de Codornices; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). Todo esto, motivado no solo por la importancia de establecer al menos una aproximación de la estratigrafía del basamento de este campo volcánico, sino por la relevancia particular que tiene esta última en la estimación de la profundidad de las interacciones freatomagmáticas en la región.

De esta manera, de base a techo, la secuencia estratigráfica del basamento del CVVS estaría conformada por una base que podría ser corteza continental inferior Precámbrica en *facies* de granulitas o continental máfica pre-Mesozoica más joven y caliente, por secuencias Mesozoicas y, finalmente, por unidades Cenozoicas pre-Plioceno. Posteriormente, sobre este basamento estarían las unidades volcánicas Plio-Cuaternarias del CVVS, posiblemente intercaladas frecuentemente con depósitos fluviolacustres (Siebe, *com. personal*, 2019), y, por último, la secuencia fluviolacustre que conforma la planicie aluvial actual y los depósitos lacustres y evaporíticos remanentes de los lagos que alguna vez existieron dentro de los cráteres freatomagmáticos (p.ej. Kienel et al., 2009).

- ***Parte basal del basamento local del CVVS (xenolitos):***

En primer lugar, los xenolitos han sido reportados principalmente en las secuencias estratigráficas de cráteres como Joya Rincón de Parangueo, Joya Cíntora y Joya de Álvarez, y, a partir de su análisis petrográfico y geoquímico, se caracterizaron como granulitas (máficas y félsicas, sin granate estable o relicto) en el primero, y como xenolitos gabróticos, en los otros dos (Uribe-Cifuentes, 1992; Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999; Uribe-Cifuentes, 2006; Ortega-Gutiérrez et al., 2008a; Ortega-Gutiérrez et al., 2014). En general, los xenolitos gabróticos corresponden esencialmente a troctolitas y noritas donde varían las combinaciones entre cristales de olivino, piroxeno, plagioclasa y, ocasionalmente, de minerales opacos, mientras que las granulitas predominantes son las máficas de uno o dos piroxenos, seguidas de granulitas con olivino y espinela y metanortositas de ortopiroxeno y espinela, y, ocasionalmente, se observaron granulitas félsicas con ortopiroxeno (i.e. charnockitas; Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

Adicionalmente, Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes (1999) obtuvieron una edad modelo de 1.5 Ga por el método Sm/Nd para algunas granulitas seleccionadas, y propusieron que esto, sumado a sus características petrográficas y geoquímicas, eran evidencias de que los xenolitos provenían de la base de la corteza continental, la cual, con base en estudios geofísicos previos, podría llegar a tener un grosor promedio de hasta ~43 km bajo el CVMG (p.ej. Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993). Por el contrario, Ortega-Gutiérrez et al. (2014) obtuvieron edades promedio de ~67 y 25.5 Ma por el método U/Pb en 60 cristales de circón de una

charnockita, las cuales interpretaron como la edad de cristalización del protolito intrusivo félsico y la edad del metamorfismo que lo llevó hasta las *facies* de granulita, respectivamente. Así mismo, con base en el estudio petrográfico y geoquímico de los xenolitos, Ortega-Gutiérrez et al. (2014) concluyeron que las granulitas máficas, los gabros y las metanortositas indican inequívocamente la presencia de una fuente máfica en la corteza inferior debajo del CVVS, y propusieron que los xenolitos provenían de una profundidad entre ~22 km (olivino-plagioclasa) y ~33 km (clinopiroxeno-spinela). Esto último, sumado a la aparente ausencia de granate en las granulitas, podría indicar que su fuente en profundidad representa la base de una corteza más delgada (~33 km) y caliente (> 1000 ° C), o que los xenolitos se equilibraron hasta 10 km por encima del Moho en una corteza con un espesor aproximado de 40 km, y, por lo tanto, que éstos no habrían sido incorporados desde la base de la corteza inferior sino desde niveles menos profundos. Además, Ortega-Gutiérrez et al. (2014) concluyeron que a pesar de que las edades modelo de Sm/Nd proporcionan poca información directa sobre la edad real de los eventos de formación de corteza, debido a que es más probable que representen promedios y mezclas entre los diferentes componentes corticales y mantélicos, las composiciones isotópicas de Nd significativamente menores de los xenolitos aparentemente precámbricos del norte de México confirman que la corteza continental debajo del CVVS y el resto del CVMG es probablemente de una edad considerablemente más joven. Así mismo, agregaron que las rocas ígneas y sedimentarias mesozoicas del Terreno Compuesto Guerrero, que posiblemente incluyen algunos componentes reciclados de rocas Precámbricas y Paleozoicas, representarían mejor el basamento debajo de esta parte de la FVTM.

De esta manera, a pesar de que los trabajos expuestos hasta ahora en general concuerdan en la litología de los xenolitos, su profundidad y edad aún siguen siendo temas debatidos. Por esto, la base del basamento del CVVS, o al menos la zona más profunda que se puede describir de manera directa, podría corresponder a una corteza inferior precámbrica en *facies* de granulitas a ~40 km de profundidad (Urrutia-Fucugauchi y Uribe-Cifuentes, 1999), o a una corteza continental máfica pre-Mesozoica con cuerpos gabróticos estratificados, generados en el Cretácico Tardío (~67 Ma) por magmas relacionados a la FVTM, y metamorfozados en *facies* de granulitas hace ~25.5 Ma, a una profundidad máxima estimada de ~35 km.

- *Secuencias Mesozoicas*

Las secuencias mesozoicas y cenozoicas pre-Plioceno no afloran en ningún punto del CVVS, pero han sido mencionadas y/o descritas en trabajos sobre la estratigrafía de las sierras o zonas que limitan al sur y al norte la llanura fluviolacustre de este campo volcánico (p.ej. Ferreri et al., 1991; Pasquaré et al., 1991; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). En primer lugar, las secuencias mesozoicas podrían corresponder al Terreno Compuesto Guerrero, más exactamente al Terreno Zihuatanejo, el cual corresponde a una secuencia vulcanosedimentaria marina del Triásico Superior al Cretácico Superior, la cual tiene a su base una secuencia de turbiditas (areniscas y lutitas), que contienen lentes y bloques métricos de lavas almohadilladas, gabros bandeados, chert y calizas recristalizadas (Centeno-García et al., 1993), y que presenta metamorfismo entre *facies* de esquistos verdes y anfibolitas. Por su parte, suprayaciendo de manera discordante la base, el tope del Terreno Zihuatanejo está conformado por secuencias vulcanosedimentarias formadas por depósitos vulcanoclásticos, lutitas y areniscas, basaltos almohadillados, riolitas y andesitas con afinidad de calco-alcalina a shoshonítica, calizas arrecifales y lechos rojos. En particular, la base de este terreno ha sido interpretada como un sistema de abanicos submarinos (i.e. Abanico Potosino) que constituyó un prisma de acreción durante el Jurásico temprano y el Cretácico Superior (Orogenia Larámide), y Ortega-Gutiérrez et al. (2014) y Del Río-Varela et al. (2020) la incluyeron como una parte importante

en el esquema del basamento del CVVS, y en los cortes geológicos de la zona central de la cuenca de El Bajío como el basamento cristalino, respectivamente (Campa y Coney, 1983; Ferreri et al., 1991; Pasquaré et al., 1991; Mendoza y Guerrero, 2000; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2011; Nieto-Samaniego et al., 2012; Martini et al., 2014). Adicionalmente, Alaniz-Álvarez et al. (2001) mencionan que el tope de las secuencias mesozoicas está conformado por estratos de caliza intercalados con capas de arenisca calcárea, margas y lutitas, los cuales son del Cretácico Superior (Chiodi et al., 1988) y afloran principalmente hacia el norte de la ciudad de Celaya (Guanajuato).

- *Secuencias Cenozoicas pre-Plioceno*

En primer lugar, teniendo en cuenta que la fase extensional que dio origen a la cuenca de El Bajío comenzó en el Eoceno Temprano (Ferrari et al., 2012; Botero-Santa et al., 2015), las secuencias que rellenaron esta depresión tectónica desde entonces podrían hacer parte importante del basamento sobre el cual se emplazó el CVVS. Sin embargo, al igual que ocurre con las secuencias Mesozoicas, las Cenozoicas pre-Plioceno tampoco afloran dentro de este campo volcánico, por lo que su descripción se puede dividir en las secuencias estratigráficas de las zonas limítrofes de este campo, es decir, en la Sierra de Codornices al norte de Celaya, Salamanca e Irapuato, al noroeste del lago de Cuitzeo (p.ej. Sierra de Piñicuar) y al oeste de Querétaro. En particular, debido al interés puntual en el basamento local bajo la zona de Joya La Alberca (Valle de Santiago), en esta tesis se describirán generalidades únicamente de la estratigrafía de las dos primeras localidades por su cercanía a esta región. Así, a continuación, se describirán brevemente las unidades de las secuencias cenozoicas pre-Plioceno que, según la literatura actual disponible, se han observado en las zonas más próximas al CVVS, y que, por lo tanto, posiblemente podrían hacer parte de algunos sectores del basamento local de este campo volcánico.

En primer lugar, hacia la Sierra de Codornices se encuentran las estructuras más cercanas al CVVS que exponen las secciones más completas de su posible basamento local, entre las que resaltan el Graben de La Saucedá y los cerros Panales, Arandas, Blanco y El Veinte, ubicados al sur, noroeste, noreste y oeste de la ciudad de Irapuato, respectivamente (Nieto-Samaniego, 1990; Servicio Geológico Mexicano, 1999; 2008). De esta manera, la secuencia estratigráfica cenozoica pre-Pliocénica de esta región comienza con los Conglomerados Eocénicos, los cuales sobreyacen en discordancia angular las rocas del Jurásico-Cretácico y corresponden a una sucesión de conglomerados y areniscas continentales, de la cual, en algunos afloramientos dispersos al norte de la Sierra de Codornices, aflora principalmente el Conglomerado Rojo (polimíctico) de Guanajuato (Echegoyén-Sánchez et al., 1970; Alaniz-Álvarez et al., 2001; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). Posteriormente, debido a que el registro del Eoceno superior no se observa en estas secuencias, discordantemente sobre los Conglomerados del Eoceno, yace la Formación El Cedro (Echegoyén-Sánchez et al., 1970), o Andesita El Cedro (Alaniz-Álvarez et al., 2001; Nieto-Samaniego et al., 2012), la cual consiste en un grupo de rocas andesíticas principalmente efusivas y en menor medida piroclásticas de la base del Oligoceno Temprano (~30.1 Ma) que afloran en la parte sur-central de la Sierra de Codornices (Alaniz-Álvarez et al., 2001; Nieto-Samaniego et al., 2012).

Así mismo, sobreyaciendo la Formación El Cedro, o las secuencias Mesozoicas, mediante una discordancia erosiva, está la Riolita Chichíndaro (Echegoyén-Sánchez et al., 1970), la cual ha sido descrita como una secuencia riolítica del Oligoceno Temprano (30.1 – 32 Ma) que consiste principalmente en flujos de lava y depósitos piroclásticos, generalmente formando domos, y que se ha observado al norte y noreste de la Sierra de Codornices (Nieto-Samaniego et al., 1996; Alaniz-Álvarez et al., 2001; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). Suprayaciendo estas riolitas, está la Formación Peñitas (posible Fm. Rancho Nuevo), la cual consiste en una secuencia

vulcanosedimentaria del Oligoceno Temprano conformada por dos litologías, una toba arenosa y una arenisca, y que aflora principal y extensamente al noreste de Irapuato (Nieto-Samaniego et al., 2012). Finalmente, hacia el final del Oligoceno Temprano, yace concordantemente la Andesita Presa de Manantiales, la cual consiste en flujos de lava andesíticos de textura porfídica y, hacia el NW de la caldera La Ordeña aflora como flujos basálticos formando mesetas (Nieto-Samaniego et al., 2012).

Adicionalmente, entre el final del Oligoceno Temprano y todo el Oligoceno Tardío, se emplazó una secuencia principalmente ignimbrítica de composición ácida, la cual está conformada, en orden cronológico y de abundancia, por las ignimbritas El Salto (~28 Ma), El Carrizo y San Nicolás, y entre las cuales varían diferentes características, como, por ejemplo, grado de soldamiento, porosidad, y morfología. La primera ignimbrita aflora ampliamente al sur, centro y norte de la Sierra de Codornices, mientras que la segunda y la tercera principalmente en la zona central de la misma sierra (Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego et al., 2012). Así mismo, entre las últimas dos unidades ignimbríticas, se encuentra el Conglomerado de Santa Catarina, el cual consiste en una secuencia sedimentaria continental de grano grueso caracterizada comúnmente como un conglomerado polimíctico mal estratificado que tiene un contacto transicional basal con la Ignimbrita El Carrizo, y que aflora al noroeste de la Sierra de Codornices, hacia el noreste de Irapuato (Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). Posteriormente, se han descrito las Gravas El Capulín y la Arenisca Valencianita, las cuales corresponden a depósitos clásticos continentales (Del Río-Varela et al., 2020) que afloran extensamente hacia el noreste de Irapuato y, según su posición estratigráfica, han sido consideradas del Mioceno Temprano. Las primeras corresponden a depósitos conglomeráticos continentales no consolidados y en varias localidades epiclásticos, que sobreyacen discordantemente a la Ignimbrita San Nicolás, mientras que las segundas consisten en areniscas de grano fino con calcita cementante caracterizadas por un horizonte de travertino de color blanco, por lo que se han interpretado como una unidad sedimentaria continental que se depositó en un ambiente lacustre (Martínez-Reyes, 1987; Servicio Geológico Mexicano, 2008; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020).

Por último, al tope de las secuencias cenozoicas pre-Plioceno se han descrito, en orden cronológico, la Andesita La Ordeña y el Basalto Mesa de San José (p.ej. Nieto-Samaniego et al., 2012), las cuales hacen parte de las Rocas Volcánicas del Mioceno Medio y Tardío (Del Río-Varela et al., 2020) debido a que se han datado en 12-14 Ma y 10.2-12.5 Ma, respectivamente (p.ej. Nieto-Samaniego et al., 2012). La Andesita La Ordeña consiste en flujos de lava masivos y domos de composición andesítica que afloran en amplias mesetas y escarpes pronunciados al norte de Salamanca, más exactamente a la base de la Caldera La Ordeña en el extremo sur de la Sierra de Codornices. Por su parte, el Basalto Mesa de San José está conformada por flujos de lavas sobrepuestos, de composición basáltico-andesítica, los cuales forman mesetas amplias en la caldera La Ordeña y mesetas pequeñas (~10 m) hacia la zona central y oeste de la Sierra de Codornices (Martínez-Reyes, 1987; Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego et al., 2012; Del Río-Varela et al., 2020). Así, es importante resaltar que los cerros Arandas y El Veinte, ubicados al noroeste de Irapuato, están conformados por las Rocas Volcánicas del Mioceno Medio y Tardío (Servicio Geológico Mexicano, 1999; 2008), por lo que son de los pocos altos topográficos cercanos o dentro de la planicie fluvio-lacustre del CVVS que exponen el basamento Pre-Plioceno de este campo, y por lo tanto, resaltan la importancia de los productos volcánicos del Mioceno en su estratigrafía (Alaniz-Álvarez et al., 2001; Del Río-Varela et al., 2020).

Finalmente, aunque hacia la zona entre el lago de Cuitzeo, la Sierra de Mil Cumbres, el complejo volcánico de Los Azufres y la Sierra de Santa Inés se haya reportado la interdigitación de diferentes secuencias ignimbríticas, flujos piroclásticos y productos de varios complejos de domos, las unidades

que tendrían una extensión que podría llegar a involucrar el sector sur del CVVS, podrían ser la Ignimbrita Terrero (~6.12 Ma) y la unidad superior de la Ignimbrita del Lago Cuitzeo (Plioceno Tardío (~2.8 Ma)-Pleistoceno; Ferrari et al., 1991; Pasquaré et al., 1991).

- *Secuencias fluviolacustres*

Como se mencionó anteriormente, sobre este basamento pre-Plioceno están emplazadas las unidades volcánicas Plio-Cuaternarias del CVVS, posiblemente intercaladas frecuentemente con depósitos fluviolacustres (Siebe, *com. personal*, 2019), y, por último, la secuencia fluviolacustre que conforma la planicie aluvial actual (Fig. 3.3). Así, de acuerdo con el trabajo de campo realizado en la presente tesis (junio 2018), la zona central de la planicie fluviolacustre actual del CVVS está conformada por una secuencia sedimentaria y vulcanosedimentaria de gran espesor (> 40 m) y estratificada en capas de medianas a gruesas que consiste en la intercalación de depósitos con espesor variable entre ~4 cm y ~3 m, y que predominantemente presentan granulometrías de arena gruesa a fina, y en menor medida entre limo y arcilla (Fig. 3.3A).

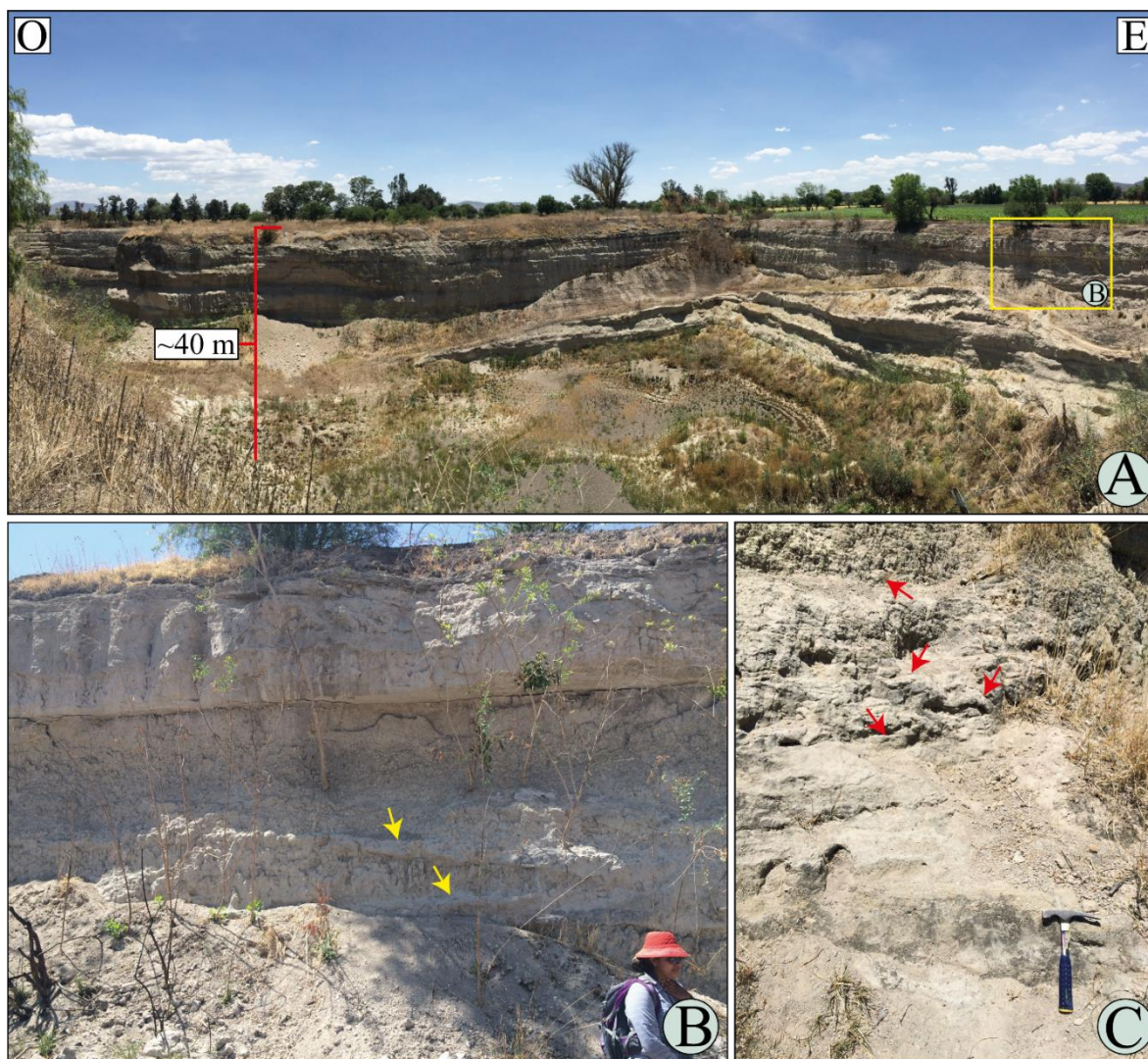


Figura 3.3. Características principales de la secuencia fluviolacustre de la parte central de la planicie del CVVS obtenidas durante el trabajo de campo de la presente tesis (junio 2018). **A)** Se observa uno de los afloramientos donde la secuencia fluviolacustre tiene mayor espesor (al menos ~40 m ya que no aflora la base). Esta localidad se encuentra entre los ranchos “Pitayos” o “Pitahayo” y “Las Liebres” y se puede ver a gran escala claramente la estratificación en capas de diferente grosor. Hace ~50 años en esta zona se podía navegar. **B)** Acercamiento los depósitos fluviolacustres: se evidencia la diferencia en el grado de endurecimiento de las capas, y que la inclinación de la estratificación varía (flechas amarillas). **C)** Acercamiento al contacto entre los depósitos con mayor tamaño de grano. Las flechas rojas indican los fragmentos de mayor tamaño observados en general en toda la secuencia fluviolacustre.

En primer lugar, las capas de granulometría más gruesa en general tienen espesor relativamente constante, comúnmente son clasto-soportadas, de moderadas a bien seleccionadas, las de mayor tamaño de grano (arena media a gruesa) son más deleznable respecto a las de menor tamaño de grano (arena fina), generalmente son masivas, aunque ocasionalmente presentan estratificación cruzada incipiente, y son heterolitológicas debido a que presentan principalmente cristales subangulares de cuarzo y feldespato, líticos densos de diferentes colores (rojo, marrón y negro), y fragmentos subredondeados de obsidiana negra (Fig. 3.3B y C). Por su parte, las capas de granulometría fina (arcilla a limo) tienen espesores irregulares típicamente entre 1 y 2.5 cm, y son principalmente de dos tipos. El primero corresponde a capas blanquecinas ligeramente endurecidas (Fig. 3.3B), generalmente masivas, bien seleccionadas, y presentan cristales leucocráticos y líticos melanocráticos de subangulares a subredondeados, mientras que el segundo tipo consiste en capas con tonalidad marrón clara, porosas, deleznable, masivas, resacas, bien seleccionadas y heterolitológicas, donde ocasionalmente presentan fragmentos de las capas finas blanquecinas (Fig. 3.3B). En conclusión, la parte central de la planicie actual del CVVS consiste en una secuencia fluviolacustre de gran espesor (> 40 m hasta posiblemente cientos de metros) en la que predominan las características de ambiente fluvial y los componentes de origen volcánico.

3.5. Contexto hidrogeológico del CVVS

Como se mencionó anteriormente, el CVVS ha sido de gran interés desde hace más de un siglo (p.ej. Ordóñez, 1900; 1906) debido a que alberga la mayor concentración de cráteres freatomagmáticos dentro del CVMG; en este último, se han identificado alrededor de dos docenas de este tipo de estructuras (solo ~ 2% de las construcciones monogenéticas en el CVMG), de las cuales la mitad forman un grupo alrededor de la ciudad de Valle de Santiago mientras que las demás, a excepción de las tres que están en las márgenes de la cuenca de Zacapu (las albercas de Guadalupe y Los Espinos y el cono de tobas El Caracol), se encuentran de manera más dispersa dentro del campo volcánico (Hasenaka y Carmichael, 1885a,b; Aranda-Gómez et al., 2013; Siebe et al., 2014; Siebe y Salinas, 2014; Kshirsagar et al., 2015, 2016). De esta manera, la escasez general y distribución comúnmente dispersa de los cráteres freatomagmáticos en el CVMG indican que rara vez se encuentran las condiciones geológicas óptimas para su formación en esta región, la cual se caracteriza por altitudes mayores a 1700 msnm, subsidencia importante principalmente hacia el noreste (p.ej. Aranda-Gómez et al., 2013), y tablas de aguas subterráneas profundas (INEGI, 1998; 2001; 2017), y también indican que el CVVS fue una zona donde éstas condiciones prevalecieron por un periodo de tiempo considerable y un ejemplo de que la distribución de las estructuras freatomagmáticas no es aleatoria.

Debido a esto, Murphy (1982) inicialmente planteó que este alineamiento de cráteres de explosión era el resultado de una falla NNW que estaba relacionada a una zona de debilidad cortical profunda, y que, como ocurre generalmente con estas fracturas, naturalmente definió el camino más favorable por el cual pudo ascender el magma, y también sirvió como un conducto más permeable para la localización del agua subterránea (cf. Lorenz, 2003). En este sentido, posteriormente, Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999) y Uribe-Cifuentes (2006) propusieron que la estructura que permitió la agrupación característica de cráteres freatomagmáticos en el CVVS correspondía al lineamiento Valle de Santiago-Tzitzio, el cual se explicó anteriormente (Fig. 3.4). Así mismo, trabajos más recientes han establecido que a pesar de que la agrupación de los cráteres de explosión ocurre principalmente en dirección NNW-SSE, hay otros alineamientos de menor longitud, pero de gran importancia en dirección E-W, como por ejemplo el que aparentemente podría unir las joyas La Alberca, Estrada y San Nicolás de Parangueo (Fig. 3.4; Oviedo-Padrón, 2005; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013, 2014; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Así, en primera

instancia, se podría concluir que la agrupación de cráteres freatomagmáticos es independiente de la dirección de los posibles sistemas de fallas por donde ascendieron los magmas juveniles. Es decir, que las condiciones óptimas para las interacciones freatomagmáticas no están relacionadas a una tendencia estructural particular, sino que se encuentran comúnmente en diferentes puntos del CVVS que posteriormente son afectados por los sistemas de fallas, determinados por el estado de deformación característico de esta zona, y a través de los cuales asciende el magma juvenil.

Adicionalmente, Murphy (1982), agregó que, aunque la alineación de los cráteres sugiere un control estructural para las erupciones freatomagmáticas, otras alineaciones de estructuras en el CVMG, presumiblemente relacionadas a fallas, no generaron erupciones de este tipo (Fig. 3.2). Por esto, aunque el control estructural puede estar íntimamente relacionado con las erupciones freatomagmáticas, en el contexto del CVMG no es una condición suficiente para la formación de cráteres de explosión. De esta manera, Murphy (1982) concluyó que las condiciones hidrogeológicas localmente dominantes en el CVVS durante el periodo de tiempo en el que se formaron los cráteres de explosión pudieron haber controlado el comportamiento eruptivo, y que estas condiciones tuvieron que haber sido particularmente diferentes a las que han existido en el resto del CVMG, ya que en ningún otro sector de este campo volcánico se formó un *cluster* similar (Fig. 3.4).

Así mismo, esta conclusión ha sido apoyada por trabajos recientes sobre las estructuras freatomagmáticas que se ubican en la margen de la cuenca intermontana de Zacapu (Michoacán) pero que no están relacionadas con una alineación clara de estructuras volcánicas, ya que éstos resaltan que las condiciones óptimas para las erupciones freatomagmáticas están fuertemente determinadas por la configuración hidrogeológica local (i.e. las Albercas de Guadalupe y Los Espinos, y el cono de toba El Caracol; Kshirsagar et al., 2015, 2016). En particular, estos trabajos propusieron que la baja ocurrencia de los cráteres freatomagmáticos en el CVMG puede ser atribuida a 1) la fisiografía característica del Altiplano Tarasco (> 2000 msnm) con abundantes áreas elevadas caracterizadas por alta escorrentía y niveles freáticos generalmente profundos, 2) la precipitación pluvial relativamente baja con respecto a la permeabilidad (altas tasas de infiltración) principalmente en áreas al noreste del CVMG, debido al efecto de sombra orográfica del Altiplano Tarasco descrito anteriormente (García, 1998; Kshirsagar et al., 2015) y a las propiedades hidráulicas de las rocas del CVVS, y 3) a que las fallas normales de grabens que podrían estar ocupados por lagos intermontanos poco profundos están presentes principalmente en las partes central y norte del CVMG, donde la precipitación es más baja. Así, Kshirsagar et al. (2015) y (2016) concluyeron que, aunque las fallas que proporcionan vías fáciles para el ascenso de magmas juveniles ocurren de manera generalizada en el CVMG (los conos de escoria están frecuentemente alineados; Guilbaud et al., 2011; Gómez-Vasconcelos et al., 2020), pocas veces esas mismas zonas disponen de las cantidades suficientes de agua externa somera para alimentar las erupciones freatomagmáticas.

En este contexto, el área que ocupa el CVVS hace parte de la zona centro-este de la región hidrológica Lerma-Santiago (RH12; INEGI, 1998), cuyas aguas fluyen hacia el Océano Pacífico, y donde en particular ocupa las zonas centro-sur y norte de las cuencas endorreicas de Lerma-Salamanca (RH12B) y de los lagos de Pátzcuaro, Cuitzeo y Yuriria (RH12G), respectivamente. Así mismo, debido a su fisiografía, el CVVS corresponde a varias subcuencas. Principalmente, se ubica entre la parte centro y noroeste de la subcuenca Represa Solís-Salamanca (RH12Ba), la parte noreste de la subcuenca Salamanca-Río Angulo (RH12Bb), y la zona norte de la subcuenca del Lago de Yuriria (RH12Gc), mientras que únicamente su sector norte ocupa las zonas más al sur de las subcuencas del Río Guanajuato-Silao (RH12Bd), Arroyo Temascatío (RH12Bc) y del Río Laja-Celaya (RH12Hc; INEGI, 1980; 1998). En particular, la mayoría de los cráteres freatomagmáticos, incluyendo a Joya

La Alberca, se encuentran en el extremo oeste de la subcuenca R. Solís-Salamanca, casi sobre su límite con la de Salamanca-Río Angulo (Fig. 3.4). Estas dos últimas subcuencas son exorreicas y tienen un área total de ~2531 km² y 1830 km², respectivamente, mientras que la subcuenca del Lago Yuriria es endorreica y tiene un área total de ~1100 km² (INEGI, 2017; 2018; SIGMAOT, 2021). Además, los principales cuerpos hídricos superficiales dentro de esta región son el lago artificial de Yuriria y el Río Lerma, el cual fluye hacia el noroeste en la subcuenca R. Solís-Salamanca y hacia el suroeste en la subcuenca de Salamanca-Río Angulo (Fig. 3.4; INEGI, 2017, 2018).

Por otro lado, las características hidráulicas del basamento local del CVVS varían considerablemente a lo largo de su estratigrafía debido a cambios drásticos y frecuentes en litología, composición, alteración y en los grados de compactación y fracturamiento de las diferentes unidades (p.ej. Cruz-José et al., 2012). Así, aunque la base del basamento (hidrogeológico y estratigráfico) se caracteriza por ser prácticamente impermeable y las unidades con permeabilidad alta se encuentran únicamente dentro de las que conforman el tope de la secuencia, en general el basamento presenta una permeabilidad que varía considerable y rápidamente, entre alta, media-alta y casi nula, tanto vertical como lateralmente (Hernández-Laloth, 1991; Cruz-José et al., 2012; INEGI, 2019). Así, esto último, sumado al sistema tipo *graben-horst* asimétrico propio del basamento de la planicie del CVVS (Hernández-Laloth, 1991; Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992; CONAGUA, 2020), podrían resultar en una configuración hidrogeológica bastante variable vertical y horizontalmente (Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1983; Hernández-Laloth, 1991; CEAG, 2001). En particular, la permeabilidad del terreno que conforma el CVVS se puede dividir en material consolidado y no consolidado (INEGI, 2019), donde el primer caso está representado principalmente por los flujos de lava espesos de composición basáltica-andesítica, y el segundo por los depósitos piroclásticos y fluviolacustres que están intercalados con dichos cuerpos de lava.

En primer lugar, debido a su estructura y al alto grado de fracturamiento común en los flujos de lava asociados a los volcanes tipo escudo y algunos conos de escoria del CVVS (p.ej. Murphy, 1982; Rincón-Herrera, 2005; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014), éstos tendrían una permeabilidad (primaria y secundaria) entre alta y media-alta (Cruz-José et al., 2012; INEGI, 2019). Por su parte, la permeabilidad de los materiales no consolidados estará entre media y baja-media debido a que dependerá, entre otros factores, de la textura de los depósitos (i.e. endurecimiento, granulometría, soporte, selección, etc.) y su grado de alteración según la composición de sus componentes (p.ej. caolinitización o palagonitización en depósitos ácidos o básicos, respectivamente; Custodio y Llamas, 1976; Santamarta-Cerezal et al., 2013). De acuerdo con el mapa de permeabilidad del terreno de la Zona Hidrogeológica Celaya-Irapuato (INEGI, 2019), en general los depósitos piroclásticos, particularmente los freatomagmáticos, tendrán una permeabilidad media, mientras que en la secuencia de la llanura fluviolacustre será en general baja-media. Sin embargo, teniendo en cuenta que los depósitos fluviales (epiclásticos) presentes en la secuencia de la planicie aluvial del CVVS, a menos que tengan una matriz fina y/o un alto grado de alteración, generalmente tendrán una mayor permeabilidad respecto a los lacustres, es muy posible que haya múltiples estratos, a diferentes profundidades de la secuencia fluviolacustre, donde la permeabilidad sea media (CONAGUA, 2020).

De esta manera, en el contexto hidrogeológico del CVVS los volcanes tipo escudo, en particular sus zonas altas, constituyen las zonas de recarga más amplias y principales debido a que su alta permeabilidad favorece la infiltración del agua lluvia en lugar de la escorrentía superficial (Mejía et al., 2004). Posteriormente, el agua podría fluir subterráneamente hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, donde, debido a que la interdigitación entre los flujos de lava y los depósitos piroclásticos y fluviolacustres, con permeabilidad variable, aumenta progresivamente hacia la llanura aluvial, el

agua se podrá acumular en diferentes acuíferos, los cuales se caracterizarían por estar a diferentes profundidades, estar bien delimitados, de diferentes dimensiones, con diferentes naturalezas y medios, y con potencialidades variables (cf. Custodio y Llamas, 1976; Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2015). Finalmente, la zona de descarga estaría principalmente en la planicie fluviolacustre, la cual actualmente está ocupada en su mayoría por actividades agropecuarias (Escolero y Alcocer, 2004; Mejía et al., 2004; INEGI, 2017, 2018).

Por otro lado, de acuerdo con el Sistema de Información Geográfica para el Manejo de Aguas Subterráneas (SIGMAS) de CONAGUA (2020), el CVVS abarca principalmente gran parte del acuífero Irapuato-Valle (clave 1119) y en menor medida algunas zonas de los acuíferos Valle de Celaya (1115), Ciénaga Prieta-Moroleón (1122) y Salvatierra-Acámbaro (1118). En particular, el acuífero Irapuato-Valle es de gran interés para la presente tesis debido a que sobre éste está emplazada la mayor parte del lineamiento NNW-SSE de los cráteres freatomagmáticos característico del CVVS, más exactamente, desde la Joya Magdalena de Araceo hasta los cráteres al sur de Irapuato (Fig. 3.4). Así, el acuífero Irapuato-Valle tiene un área de 2437 km² que abarca desde el *graben* de La Sauceda al norte hasta el límite suroccidental del estado de Guanajuato, marcado en esa zona por el cauce del Río Lerma (CONAGUA, 2020). Además, este acuífero es de tipo libre-semiconfinado, heterogéneo, anisotrópico, cuenta con doble porosidad y el movimiento del agua subterránea ocurre a través de la estructura tipo *graben-horst* escalonada hacia el centro del valle Irapuato-Valle de Santiago mencionada anteriormente (INEGI, 1998; CONAGUA, 2000; Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2020).

Adicionalmente, el acuífero cuenta con dos medios, uno fracturado inferior y otro granular superior. El primero corresponde a un medio fracturado que tiene entre 30, 350 o hasta 500 m de espesor y está constituido principalmente por rocas volcánicas fracturadas, las cuales son en mayor medida riolíticas (p.ej. ignimbritas) y en menor cantidad basálticas y andesíticas (CONAGUA, 2020). Por su parte, el segundo tiene un espesor promedio menor a 100 m, está controlado estructuralmente por la configuración tipo *graben-horst*, y está conformado por todo el material continental que se encuentra rellenando las fosas tectónicas, es decir, los depósitos aluviales, fluviales, lacustres y conglomeráticos que se han depositado desde el Oligoceno Tardío y a los materiales granulares cuaternarios (fluviolacustres) que se encuentran al tope de la secuencia. A su vez, estos depósitos granulares están intercalados e interdigitados con flujos de lava de composición basáltica-andesítica fracturados y con hasta ~40 m de espesor (Mejía et al., 2001; Salinas-Reyes y Ortega-Guerrero, 2019). Así mismo, debido a que estos depósitos y flujos de lava tienen una extensión lateral variable y limitada, en general presentan una geometría lenticular, y esto, sumado a la paleotopografía (i.e. paleocanales que facilitan el flujo de agua subterránea) y a la intercalación entre capas granulares y flujos de lava permeables con horizontes con permeabilidad baja o nula, podría resultar en la formación de acuíferos colgados (semiconfinados) de diferentes dimensiones principalmente hacia las laderas de los altos topográficos (p.ej. Ciudad de Valle de Santiago; CONAGUA, 2000; Mejía et al., 2001, 2004). Por último, en la Depresión Valle de Santiago-Salamanca-Villagrán la base del basamento hidrogeológico queda por debajo de los 700 m (pozo I0348-A), y, en particular, la zona de Valle de Santiago recibe el flujo de agua subterránea proveniente del Cerro El Picacho (Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2015).

Por otra parte, de acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (1998) para las condiciones del territorio mexicano, dentro de la zona que abarca el CVVS se encontraron tres tipos de climas principales: (A)C(w0) en toda la planicie aluvial y en la mayoría de los volcanes tipo escudo (p.ej. Cerro El Picacho), C(w1) únicamente en la cima de los cerros Culiacán y Grande (La Gavia) y (A)C(w1) en las laderas suroccidentales de estos mismos cerros (García, 1998; Kshirsagar et al., 2015). A partir de esto, el CVVS se caracteriza principalmente por un clima, (A)C(w0), semicálido

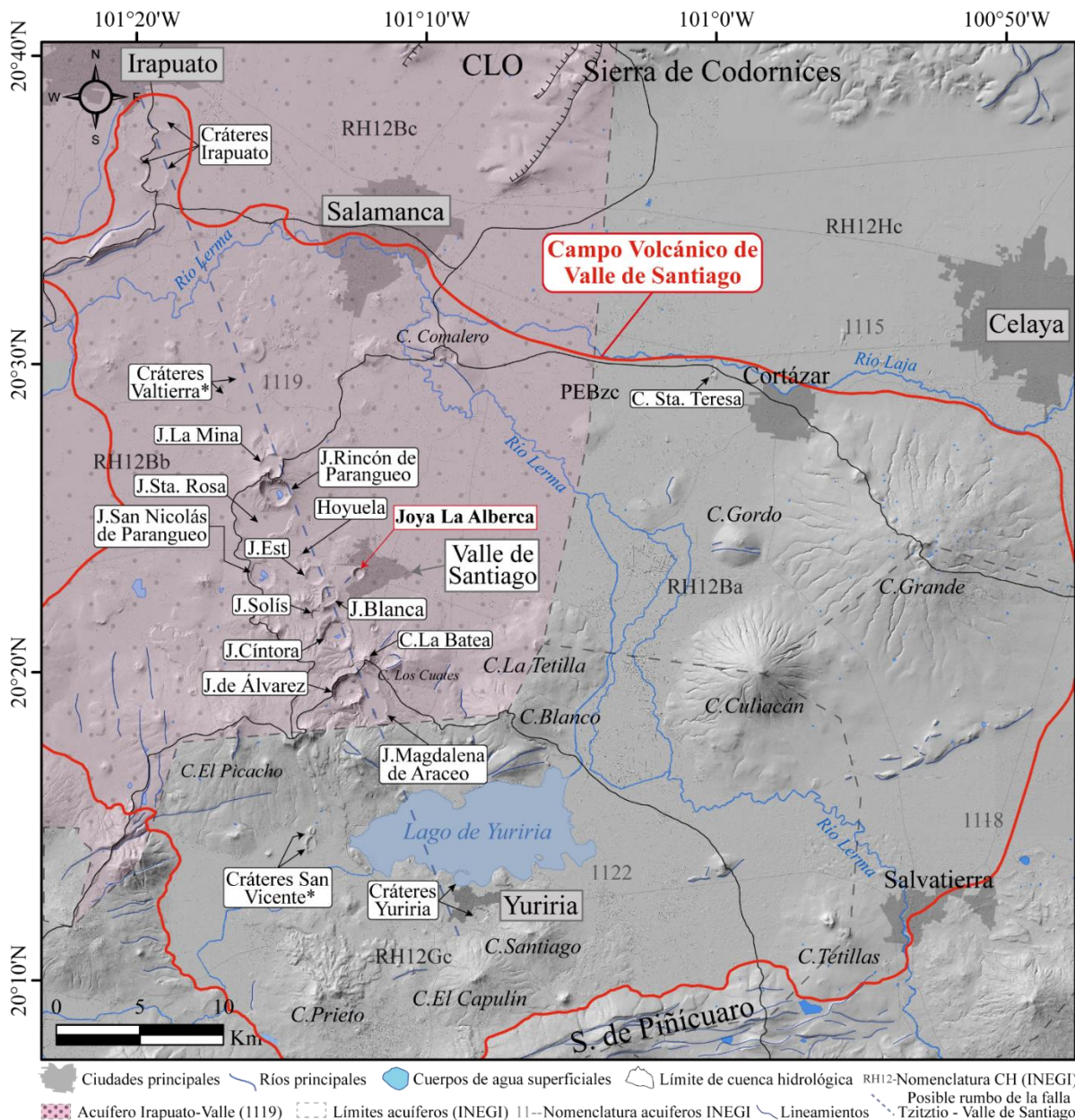


Figura 3.4. Mapa del CVVS en el que se resaltan sus principales estructuras volcánicas, sus lineamientos y su contexto hidrogeológico general. Se delimitan en particular los límites de las cuencas hidrológicas y los acuíferos subterráneos presentes en la zona según la clasificación del INEGI vigente para el 2021. Se puede observar con claridad la distribución y morfología de los cráteres freatomagmáticos que forman el *cluster* característico del CVVS, así como el nombre de la mayoría de ellos. Además, se indica el posible rumbo de la falla Tzitzio-Valle de Santiago. Joya (J); Cerro (C); Joya Estrada (J. Est); Sierra (S); Caldera La Ordeña (CLO); Zona central de la planicie de El Bajío (PEBzc). * Cráteres inferidos por imágenes satelitales, pero que no han sido reportados aún como estructuras freatomagmáticas a escala de afloramiento.

subhúmedo con lluvias en verano (mayo-octubre), una temperatura media anual mayor de 18°C, una temperatura máxima de 22°C, con precipitación media anual entre 600 y 800 mm, una precipitación de 40 mm en el mes más seco y un porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual (INEGI, 1998; CONAGUA, 2000, 2020). Así mismo, en la región de Valle de Santiago el clima es fuertemente estacional con respecto a la precipitación y la evaporación. Por ejemplo, hasta el 90% de la precipitación anual ocurre durante la temporada de lluvias (mayo a octubre) y la temporada seca (noviembre a abril) se ve acentuada por las altas tasas de evaporación (Alcocer et al., 2000; Kienel et al., 2009). En particular, en la ciudad de Valle de Santiago hay dos estaciones meteorológicas, cercanas a Joya La Alberca, que han registrado una temperatura media anual de 19 a 20.5°C, precipitación media anual entre 715 y 738 mm, una máxima precipitación anual entre 963 y 1193 mm y una mínima entre 369 a 452 mm (Escolero y Alcocer, 2004; CONAGUA, 2010).

Por último, una de las características más reconocidas del contexto hidrogeológico actual de la zona del CVVS es la notable disminución general y precipitada de la tabla de agua en la región, la cual ha sido el resultado de un inicial aumento en la tasa de evaporación entre 1850 y 1939 (Kienel et al., 2009), pero principalmente de la sobreexplotación del acuífero Irapuato-Valle, desde 1940 hasta la actualidad, primordialmente para actividades agropecuarias y domésticas (INEGI, 1998; Alcocer et al., 2000; Escolero y Alcocer, 2004; Aranda-Gómez et al., 2009; Kienel et al., 2009; CONAGUA, 2020). De acuerdo con el testimonio de los agricultores actuales de esta zona, la profundización de la tabla de agua regional en las últimas décadas ha sido notoria, ya que, aunque hace aproximadamente 50 años, en épocas de lluvias, era común que se pudiera navegar en diferentes partes de la llanura (p.ej. entre los ranchos “Pitayos” o “Pitahayo” y “Las Liebres”: 20°27'45.1''N 101°07'59.1'' W; 1723 msnm), en los últimos años se han realizado pozos de hasta 80 m de profundidad en los que el nivel freático se cruza comúnmente cerca de los 40 m. Así mismo, un rasgo evidente de la profundización de la tabla de agua del acuífero regional fue la desecación de los lagos internos que existieron en cráteres como Joya La Alberca, Joya Rincón de Parangueo y Joya Cíntora hasta antes que este proceso comenzara (Escolero y Alcocer, 2004; Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013). Finalmente, debido también a la sobreexplotación de la región para fines agrícolas, temporal o de regadío, y pecuarios, actualmente hay poca vegetación natural en el área, con matorrales espinosos en las tierras bajas y bosques de pino y encino (p.ej. *Pinus* y *Quercus*) en las elevaciones más altas (Alcocer et al., 2000).

3.6. Cráter Joya La Alberca

El cráter Joya La Alberca (*Tallacua* en lengua Purépecha) está ubicado en la zona central del CVVS, más exactamente en la parte occidental de la ciudad de Valle de Santiago (Guanajuato), y debido a que está a una latitud similar a la de los cráteres Joya Estrada y Joya San Nicolás de Parangueo, algunos autores han propuesto que estos tres cráteres están relacionados por un lineamiento E-W secundario del CVVS (p.ej. Oviedo-Padrón, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Adicionalmente, a pesar de que el cráter Joya La Alberca es una de las estructuras freatomagmáticas de menores dimensiones dentro del CVVS, debido a que albergó hasta hace unas décadas un lago intra-cráter profundo, a partir del cual además obtuvo su nombre en castellano de “La Alberca”, ha sido considerado como una de las morfologías más representativas e intrigantes de la región de Valle de Santiago, coloquialmente conocida como el “País de las Siete Luminarias” (cf. Cortés-Toledo, 2010).

De esta manera, debido a que el producto de la erupción del cráter Joya La Alberca que resalta en mayor medida es su cráter, los trabajos previos enfocados en entender su evolución eruptiva se centraron en la secuencia vulcanoestratigráfica que lo conforma (cf. Ordóñez, 1906; Murphy, 1986; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006). En primer lugar, Ordóñez (1906) fue quien primero reconoció su origen freatomagmático, al igual que el de los demás cráteres del CVVS. Posteriormente, casi un siglo después, Murphy (1982) propuso que al igual que pasaba con la formación de la mayoría de los cráteres de este campo volcánico, el inicio de la erupción de Joya La Alberca se dio con erupciones netamente estrombolianas. En específico, Murphy (1982) planteó que el flujo de lava que aflora en las paredes internas del cráter Joya La Alberca fue generado por la actividad magmática estromboliana efusiva relacionada a un cono de escorias que precedió a la formación del maar. Este autor obtuvo una edad de 0.073 ± 0.024 Ma para este cuerpo de lava mediante el método de K-Ar en roca total y, basándose en su interpretación, la asoció como la posible edad del cráter Joya La Alberca. Algunos investigadores posteriores adoptaron esta edad en sus estudios (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Cano-Cruz, 2006).

A pesar de esta interpretación inicial, trabajos más recientes como Rincón-Herrera (2005) y Uribe-Cifuentes (2006) determinaron la presencia de un paleosuelo entre el flujo de lava que conforma las paredes internas del cráter, y la secuencia de la erupción de Joya La Alberca. Por esto, afirmaron que el flujo de lava era preexistente a la formación del maar y, por lo tanto, eran dos eventos eruptivos completamente diferentes (Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 2010; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). En particular, Rincón-Herrera (2005) obtuvo una edad por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el flujo de lava preexistente de 0.25 ± 0.02 Ma (Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Adicionalmente, estos trabajos observaron que en la base de la secuencia de la erupción de Joya La Alberca había depósitos de caída de escoria, los cuales aumentaban de espesor hacia el sector norte del cráter y, por lo tanto, se podían observar en esa zona como paredes verticales de coloración marrón oscuro desde el sector del mirador del cráter. Estos depósitos fueron interpretados por Rincón-Herrera (2005) como parte de un cono de escorias, localizado en la misma ubicación del cráter actual, que fue generado por actividad estromboliana, la cual actuó como la señal eruptiva precursora de las erupciones freatomagmáticas. Por su parte, Uribe-Cifuentes (2006) propuso dos etapas eruptivas, donde la primera correspondía al flujo de lava preexistente y a los depósitos magmáticos descritos principalmente en la zona norte del cráter (aunque entre éstos hubiera observado el paleosuelo), y la segunda etapa a los depósitos freatomagmáticos.

Sin embargo, a pesar de los importantes aportes de los trabajos más recientes, aún quedan múltiples incógnitas sobre el cráter Joya La Alberca, como, por ejemplo, su edad de formación. Esta última es de suma importancia debido a que su excelente preservación morfológica indica que probablemente es uno de los cráteres más jóvenes del CVVS, y por esto, es ideal para estudiar los diferentes procesos relacionados a la formación de los cráteres freatomagmáticos dentro de esta región. Respecto a esta incógnita, los trabajos realizados en la zona, a pesar de que no han podido establecer con certeza la edad de erupción del maar Joya La Alberca, sí han propuesto que este último es considerablemente más joven que el cráter Joya Estrada. Murphy (1986) por medio del método K/Ar en vidrio riolítico juvenil obtuvo una edad de 0.27 ± 0.2 Ma, Peñalosa-Turrubiates (2005) fechó un fragmento riolítico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 0.247 ± 0.02 Ma, y Cano-Cruz & Carrasco-Núñez (2008) reportaron la posible edad del cráter Joya Estrada mediante el fechamiento de un cristal de sanidino separado de un clasto riolítico, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en 0.18 ± 0.03 Ma.

Así mismo, otras preguntas fundamentales sobre Joya La Alberca que requieren de mayor investigación son, entre muchas otras, la dinámica eruptiva durante la fase magmática inicial, los productos volcánicos derivados de esta última, la morfología aproximada del cono de escorias previo y su posible ubicación, la razón y la forma en la que ocurrió el cambio de actividad magmática a freatomagmática, la distribución, la extensión y los mecanismos de transporte y acumulación de los productos generados, los volúmenes emitidos durante cada fase de la erupción, la posible duración total de la erupción, la profundidad de fragmentación del cono de escorias y de excavación de la erupción freatomagmática, las características del sistema de alimentación magmática y su relación con los lineamientos presentes en el CVVS y la morfología del cráter, la secuencia vulcanoestratigráfica completa del cráter, las características y posible procedencia de los fragmentos accidentales, las características morfológicas, petrográficas y geoquímicas del magma juvenil y su posible petrogénesis. Así, la presente tesis abordará estas preguntas, a excepción de la relacionada a la petrogénesis del magma juvenil, con el fin de aportar en el conocimiento de todos los procesos involucrados en la historia eruptiva de la erupción que en su fase final dio origen al cráter Joya La Alberca, y, en particular, establecer y delimitar la relación entre estos procesos y la configuración hidrogeológica del basamento local y el contexto general del CVVS.

CAPÍTULO 4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Revisión bibliográfica:

En primera instancia, y de manera transversal al proyecto de investigación, se realizó una revisión bibliográfica de los temas relevantes, tales como vulcanismo monogenético, campos volcánicos monogenéticos, fragmentación freatomagmática, el transporte y emplazamiento de los productos volcánicos derivados de la actividad freatomagmática y, por último, la formación de edificios volcánicos por erupciones freatomagmáticas, con énfasis particular en los maares. Así mismo, se investigaron ejemplos de erupciones freatomagmáticas históricas, con el objetivo de entender la evolución de este tipo de erupciones en aspectos como el estilo eruptivo, duración, volumen de magma, las formas volcánicas generadas, la profundidad de las erupciones, y la migración del centro eruptivo. Finalmente, se revisaron textos sobre hidrogeología en rocas volcánicas para comprender la naturaleza y características de los contextos hidrogeológicos que podrían existir en el Campo Volcánico Valle de Santiago. Todo esto a partir de artículos fundamentales en cada área y con el fin de determinar la evolución del Campo Volcánico Valle de Santiago, y, en particular, las condiciones óptimas bajo las cuales se pudo formar la agrupación espaciotemporal observada en los maares.

4.2. Análisis geomorfológico:

Antes de realizar el trabajo de campo se llevó a cabo el análisis geomorfológico del CVVS (delimitada en la sección 3.4), y este permitió determinar las diferentes estructuras volcánicas y no volcánicas presentes, así como posibles lineamientos estructurales. Así mismo, de acuerdo con la cantidad y profundidad de los drenajes (i.e. grado de disectación), y la rugosidad (i.e. suavizada o no) de cada geoforma, se estimaron rangos de edades para los diferentes tipos de morfologías dentro de la zona de estudio (Fig. 5.1). Finalmente, con la información obtenida se generó un mapa geomorfológico de la zona mencionada y este fue posteriormente refinado con datos de campo (morfológicos y geológicos) y fechamientos por el método ^{14}C (paleosuelos).

De esta manera, el análisis geomorfológico de la zona de estudio se realizó a partir de mapas topográficos (escala 1:25000 y 1:50000) y mediante el uso del software de Sistemas de Información Geográfica ArcGis® en su extensión de ArcMap®. Este último permitió la visualización y digitalización de los mapas, sobre un modelo de elevación digital (DEM) con resolución de 5 m, generado mediante la técnica LiDAR (*Light Detection and Ranging* o *Laser Imaging Detection and Ranging*) por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). El sistema de coordenadas al cual fue proyectado el archivo raster fue a UTM (*Universal Transversal Mercator*) del *datum Mexican Datum 1993 UTM Zone 14N*, ya que este permite realizar mediciones de parámetros morfométricos. Igualmente, la observación geomorfológica desde plataformas como Google Earth® y GeoMapApp® fue fundamental para la determinación de las geoformas presentes en el CVVS.

4.3. Trabajo de campo:

El trabajo de campo se realizó en dos campañas durante el 2018, la primera en febrero y la segunda en junio, en colaboración con la estudiante de maestría Lic. Nanci Reyes Guzmán. El objetivo principal fue establecer con el mayor detalle posible la historia eruptiva del cráter Joya La Alberca, por lo que se realizaron en total 12 columnas estratigráficas (localidades en Anexo A) en las que se incluyeron tanto la secuencia del basamento local pre-eruptivo, como los depósitos propios de la erupción en cuestión. Así, dentro del estudio estratigráfico se incluyeron facies proximales, medias y

distales de los depósitos de Joya La Alberca, donde las primeras se describieron en los afloramientos disponibles de las paredes internas y externas del cráter, las segundas en una cantera de escoria ubicada a ~1.6 km al noroeste del maar, y las últimas en la cantera ubicada en la pared externa este del cráter Joya Estrada. Adicionalmente, con el objetivo de determinar las características generales de los depósitos más recientes de la región, se realizaron dos columnas estratigráficas en zonas donde afloraban los depósitos fluviales correspondientes al registro sedimentario cuaternario de la cuenca del río Lerma (localidades VS-1892 y VS-1893).

De esta manera, a partir de los diferentes afloramientos disponibles durante las campañas de campo, se realizó el levantamiento de las secciones estratigráficas a detalle, en las que se describieron las características principales y típicas de cada depósito. En particular, debido a la complejidad de la secuencia freatomagmática del cráter Joya La Alberca, la metodología implementada para su caracterización consistió, en primer lugar, en la determinación y descripción detallada de las características típicas de los depósitos más representativos de la secuencia. Posteriormente, se dividió la secuencia en paquetes, donde en cada uno de estos dominaba un diferente tipo de estrato característico.

Finalmente, al realizar el levantamiento de cada una de las secciones estratigráficas dentro del anillo piroclástico, se midió el espesor de cada paquete observado y se reportaron las variaciones más relevantes en las características típicas de cada capa. Así, a partir de esta metodología de campo, se obtuvieron los datos necesarios para establecer la correlación estratigráfica de la zona de estudio, construir la columna compuesta, y, por lo tanto, determinar la cronología eruptiva de la erupción que dio origen al cráter Joya La Alberca. Además, de manera simultánea a la descripción de las columnas estratigráficas, se realizó el muestreo detallado de las mismas, y se recolectaron en total 44 muestras, 20 en la primera campaña y 24 en la segunda: 11 muestras para análisis geoquímicos de roca total (determinación de elementos mayores y menores mediante Fluorescencia de Rayos X y de elementos traza mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente), 14 para realizar estudios petrográficos, y 26 para análisis sedimentológicos (Ver Anexo A).

4.4. Análisis sedimentológicos:

4.4.1. Análisis granulométricos:

En total se recolectaron 26 muestras para análisis sedimentológicos, los cuales incluyeron el tamizado de las muestras y el análisis de los componentes presentes en los depósitos bajo microscopio binocular. En primer lugar, el tamizado de las muestras se realizó con el objetivo de obtener la curva de distribución granulométrica de los depósitos, y, a partir de su geometría, establecer los diferentes tipos de depósitos y los procesos sedimentarios que los formaron (p.ej. Wohletz, 1998). Así, el tamizado se llevó a cabo en seco a partir de una columna de tamices con mallas entre -6Φ y $>4 \Phi$ a intervalos de 1Φ , donde, dado el caso, la malla de mayor tamaño se determinó según el componente de mayor diámetro (Udden, 1898; 1914; Wentworth, 1922; Krumbein, 1934; Folk, 1966). La cantidad tamizada de cada muestra en promedio fue de 500 a 600 g, por lo que las muestras que contaban con mayor cantidad de material fueron previamente homogeneizadas y cuarteadas. El proceso de tamizado se realizó manualmente para evitar el fracturamiento secundario por colisiones, y así no alterar la granulometría original del depósito, pero, en casos particulares donde el grado de endurecimiento era alto, la muestra tuvo que diluirse en agua ultra pura en vasos de precipitados por más de una semana, disgregarse manualmente y secarse en horno a $\sim 50^{\circ}\text{C}$ por 3 días, antes de tamizarse. A pesar de la abundancia en partículas finas que se dispersaban al momento del tamizado

y que no quedaban dentro de la columna de tamices, la cantidad de material perdido en cada tamizada fue menor a 1.5 gramos.

Finalmente, mediante el recálculo matemático de los pesos individuales de cada fracción respecto a la masa total inicial de la muestra, se obtuvieron los histogramas de granulometría del porcentaje en peso (wt. %) de cada fracción Φ para cada uno de los depósitos muestreados (Fig. 5.33A y B). A partir de los datos de porcentaje en peso derivados del proceso de tamizado, se calcularon los parámetros estadísticos que fueran representativos para describir de manera óptima la geometría de cada una de las curvas de frecuencia de distribución granulométrica (i.e. histogramas). De acuerdo con Folk y Ward (1957) y McCammon (1962a), quienes discutieron el trabajo de Inman (1952) sobre las medidas para describir la distribución del tamaño de grano de los sedimentos, son cuatro parámetros principales: 1) Tamaño promedio de las partículas ($\bar{\phi}$), 2) Desviación estándar (σ), 3) Asimetría (Sk_1), y 4) Curtosis (K_G ; Ver Anexo B).

4.4.2. Análisis de componentes:

Se realizó la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ (0.5 y 1 mm), ya que éstas mostraban mayor variabilidad en componentes y se podían observar bajo el microscopio binocular (en total se realizaron 46 análisis de componentes). Antes de realizar la componentría, la muestra de cada fracción fue homogeneizada y se extrajeron aproximadamente 5 g. Estas alícuotas fueron sometidas a un baño de ultrasonido de 10 min para separar las partículas de la fracción de interés de las de tamaño ceniza muy fina, ya que estas últimas impedían la observación clara de los componentes. Por cada muestra se contaron más de 300 granos, y se describieron las variaciones de cada uno de los componentes presentes entre las fracciones estudiadas y verticalmente en la secuencia estratigráfica general. El tamizado se realizó en el Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) en Ciudad de México y la componentría en el Laboratorio de Microscopios de la misma institución bajo la supervisión del Ing. Nahir Guadarrama.

4.5. Análisis petrográficos:

Durante el trabajo de campo se recolectaron 14 muestras para análisis petrográficos, 7 de las cuales correspondían a fragmentos escoráceos juveniles, cuatro a rocas ígneas volcánicas efusivas (preexistentes a Joya La Alberca y pertenecientes a la erupción en estudio) y 3 a xenolitos tipo “*popcorn*” descritos en los depósitos del maar Joya La Alberca. La elaboración de las secciones delgado-pulidas estuvo a cargo de la empresa *MANN PETROGRAPHICS* (Ojo Caliente, Nuevo México, USA). En el análisis petrográfico de las muestras, se describieron aspectos como tamaño de grano (fenocristales: > 0.2 mm, micro-fenocristales: entre 0.2 y 0.02 mm, y microlitos: < 0.02 mm), vesicularidad (estimada por conteo de puntos y clasificada según Houghton & Wilson (1989); cf. Murcia et al., 2013). Se realizó el conteo de ~1000 puntos por lámina y los resultados fueron recalculados a porcentaje, con el fin de obtener las proporciones modales de cada tipo de roca. Estos análisis petrográficos se realizaron en el Laboratorio de Microscopios del Departamento de Vulcanología de la UNAM sede Ciudad de México a cargo del Ing. Nahir Guadarrama.

4.6. Técnicas analíticas:

4.6.1. Fluorescencia de rayos X (XRF):

Para determinar las concentraciones de elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO) y menores (TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) de las 11 muestras recolectadas, éstas fueron enviadas al laboratorio

GeoAnalytical Lab de la *School of the Environment* en la *Washington State University* (Pullamn, USA) y se implementó la técnica de Fluorescencia de Rayos X (XRF). La preparación de la muestra se realiza mediante la técnica de fusión de baja dilución de una única porción de la muestra (*single bead low-dilution fusion technique*). Las mediciones son realizadas en un espectrómetro de fluorescencia de rayos X Rigaku 3370, en el cual un objetivo de rodio (Rh) se ejecuta a 50kV / 50mA con vacío total y una máscara de 25 mm para todos los elementos. La concentración de los elementos mayores y menores de las muestras es medida mediante la comparación de las intensidades de rayos X de cada elemento de la muestra con 1) la intensidad para los mismos elementos de dos arreglos de muestras, cada uno de nueve muestras estándar del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS; Johnson et al., 1999) y 2) dos arreglos de venas de cuarzo puro (Johnson et al., 1999). El *WSU GeoAnalytical Laboratory* normalmente ignora el estado de oxidación del hierro en muestras de rocas enteras, toma todo el hierro como Fe0 y normaliza al 100% sin medir el contenido volátil. Sin embargo, en los análisis realizados para el presente proyecto, los valores de pérdida por calcinación (PXC) varían entre 0 % en peso y 0.21 % en peso.

4.6.2. Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS):

Con el fin de determinar de manera cuantitativa las concentraciones de elementos traza (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ba, Th, Nb, Y, Hf, Ta, U, Pb, Rb, Cs, Sr, Sc, Zr) de las 11 muestras, éstas se enviaron para ser analizadas mediante la técnica de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), en el laboratorio *GeoAnalytical Lab* (Pullamn, USA). Allí las concentraciones fueron medidas en un espectrómetro ICP-MS modelo AGILENT 7700, y el procedimiento de preparación de cada muestra consistió en: 1) Pulverización de la muestra, 2) digestión de la muestra por el proceso de fusión-disolución, el cual implica mezclar 2 g de la muestra con igual cantidad de tetraborato de di-litio y fundir la mezcla mediante un horno a 1000°C durante 30 minutos. Finalmente, la mezcla fundida se muele y 250 mg del resultado se disuelve en ácido nítrico, perclórico, fluorhídrico y peróxido de hidrógeno. Esta técnica fue seleccionada debido a su precisión, que es ~5% de la desviación estándar para los elementos de tierras raras (ETR) y ~10% para los demás elementos traza. Así, para esta tesis el objetivo de medir los elementos traza es poder determinar, mediante los patrones en diagramas *spider* y de Tierras Raras (ETR): 1) Variaciones geoquímicas, 2) posibles similitudes entre diferentes muestras que podrían revelar un origen desde el mismo cuerpo de magma (correlación estratigráfica), y 4) procesos geoquímicos durante el ascenso.

4.6.3. Fechamientos radiométricos (¹⁴C):

Los fechamientos por ¹⁴C de las muestras seleccionadas del cráter Joya La Alberca se obtuvieron en el laboratorio Beta Analytic (Miami, Florida, USA) mediante la determinación de radiocarbono por Espectrometría de Masas con Acelerador (*Accelerator Mass Spectrometry*; AMS). La vida media del carbono utilizada fue la medida por Libby, Anderson y Arnold (1949) de 5568±30 años. Posteriormente, las edades radiométricas convencionales obtenidas se calibraron según la metodología de Stuiver y Reimer (1993) mediante el programa en línea CALIB 7.1. La curva usada fue IntCal13, ya que se usa para ambientes subaéreos en el hemisferio norte (Stuiver et al., 2020, CALIB 7.1, disponible en <http://calib.org/calib/calib.html>). La calibración se realizó con el objetivo de convertir las edades convencionales de radiocarbono (edades en años antes del presente (AP) corregidas por el fraccionamiento isotópico del ¹³C mediante un valor de δ¹³C; Tabla 5.2) a años calendario; AC). La diferencia a corto plazo entre estas dos edades es causada por fluctuaciones en la modulación heliomagnética de la radiación cósmica galáctica y, recientemente, la quema a gran escala de combustibles fósiles y pruebas de dispositivos nucleares. Las variaciones geomagnéticas son la causa probable de las diferencias a más largo plazo (Beta Analytic, 2020).

4.7. Procesamiento y digitalización de datos:

4.7.1. Sedimentología:

A pesar de que los métodos para calcular los parámetros granulométricos son diversos (Folk, 1966), los que han sido implementados con mayor eficiencia son los métodos gráficos, o de percentiles (Inman, 1952; Folk y Ward, 1957; McCammon, 1962a), y el método de momentos (Krumbein, 1936a; Krumbein y Pettijohn, 1938). En primer lugar, el método gráfico se basa en la continuidad de la variable independiente en los histogramas de distribución granulométrica, es decir, el tamaño de grano (ϕ), y en que éste está organizado de forma creciente de un extremo a otro del eje de las abscisas (Krumbein y Pettijohn, 1938). Esto permite representar la curva de distribución por medio de cuartiles y/o percentiles, de tal manera que se escogen ciertas partículas como valores significativamente representativos y se calculan los parámetros granulométricos descritos anteriormente (i.e. tamaño promedio, desviación estándar, etc.). En general, entre mayor cantidad de percentiles sean involucrados en los cálculos, la aproximación a los parámetros será más precisa, ya que se tendrá en cuenta una mayor proporción de la curva (Krumbein y Pettijohn, 1938; Folk y Ward, 1957; McCammon, 1962a; Folk, 1966).

Por otra parte, de acuerdo con Folk (1966) el método de momentos es una técnica matemática computacional en la que se involucra la distribución completa, y no solamente algunos percentiles seleccionados. A partir de un análisis granulométrico dado, la frecuencia (% en peso) de cada clase de tamaño de grano (intervalo en unidades ϕ) es multiplicada por un factor derivado de la distancia entre el origen y el punto medio de cada clase (Krumbein y Pettijohn, 1938; Folk, 1966). Este procedimiento permite calcular los diferentes parámetros granulométricos según los momentos o los espaciamientos de las clases de la distribución. Así, el primer momento de una curva de distribución de frecuencia es el promedio aritmético, el segundo momento, más exactamente elevado al cuadrado, corresponde a la desviación estándar de la curva, y el tercer momento, más exactamente elevado al cubo, es la medida de la asimetría de los datos (Krumbein y Pettijohn, 1938). Por esto, aunque el método de momentos presenta algunas complicaciones y los cálculos son dispendiosos, es en general considerado como la opción más acertada para calcular los parámetros granulométricos de manera más precisa (Krumbein y Pettijohn, 1938; Folk, 1966).

De esta manera, en el presente estudio los cuatro parámetros granulométricos principales de los 23 depósitos muestreados se calcularon mediante los programas de análisis de distribución de tamaños de partículas: DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2004; última actualización 20/04/2019) y KWare SFT (*Sequential Fragmentation Transport*; Wohletz et al., 1989; última versión 2.22.0170 del 26/11/2013). El primero calcula los cuatro parámetros granulométricos por medio de las ecuaciones del método gráfico (i.e. percentiles) propuestas por Folk y Ward (1957), las cuales son modificaciones a las publicadas por Inman (1952), y mediante el método de momentos, a partir del remuestreo de la función de distribución acumulativa (CDF por sus siglas en inglés) observada e interpolada (Método Monte Carlo). Por su parte, el programa KWare SFT, además de calcular los parámetros según la metodología de Folk y Ward (1957), calcula el tamaño promedio de los fragmentos (*mean diameter*) y la desviación estándar de los datos, mediante las ecuaciones propuestas por Wohletz et al. (1989) en el modelo de *Sequential Fragmentation Transport* (SFT).

En general, los dos programas implementados arrojaron valores similares para los parámetros granulométricos calculados según las ecuaciones de percentiles propuestas por Folk y Ward (1957). Adicionalmente, los valores del tamaño promedio de los fragmentos y de la desviación estándar calculados por el programa KWare SFT, según la metodología de Wohletz et al. (1989), presentan

variaciones mínimas respecto a los valores calculados por DECOLOG 6.0, mediante el método de momentos. Las diferencias están entre 0.00 y 0.05 ϕ para el tamaño promedio, y entre 0.03 y 0.07 ϕ para la desviación estándar. De esta manera, debido a las despreciables diferencias entre los valores calculados por cada programa y a que DECOLOG 6.0 permite calcular los demás parámetros granulométricos (i.e. asimetría y curtosis), se decidió utilizar los resultados arrojados por este último, mediante el método de momentos, para describir la geometría de las curvas de distribución granulométrica de los depósitos piroclásticos muestreados (Tabla 5.3).

4.7.2. Datos geoquímicos:

Los resultados enviados por el laboratorio *GeoAnalytical Lab* (Pullamn, USA), fueron recalculados a base anhidra para ser graficados en los diferentes diagramas. Para el caso de estas muestras el FeO-total está expresado o calculado como FeO. Se realizaron los siguientes diagramas: *Total Alkalís* ($K_2O + Na_2O$ vs SiO_2 ; Le Bas et al., 1986, 1992), *Harker* usando el SiO_2 como índice discriminador, de elementos mayores contra el número de magnesio (# Mg; calculado como $Mg/(Mg + FeO)$), de Tierras Raras (REE) normalizados al condrito (McDonough & Sun, 1995), los diagramas *Spider* de elementos traza normalizados al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) y finalmente, algunos diagramas binarios entre elementos traza vs SiO_2 . Se escogieron estos diagramas según los trabajos de Siebe et al. (2004), Gencalioglu-Kuscu (2011) y Losantos et al. (2017). El primer trabajo corresponde a una caracterización isotópica de tres conos de escoria (monogenéticos) en el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (México), el segundo a una caracterización geoquímica, pero del Maar Cora (Turquía), y el tercero consiste en un modelo tectónico para el origen de las rocas alcalinas y calco-alcalinas de los volcanes monogenéticos del sector norte del CVMG. El procesamiento de los datos originales fue realizado en el *software* Microsoft Excel 2016. La base de datos con los resultados de los análisis geoquímicos fue cargada al *software* PETROGRAPH, en donde fueron generados los diferentes diagramas, que posteriormente fueron editados utilizando el *software* de diseño *Adobe Illustrator CC 2018*. Los diagramas fueron realizados con el objetivo de crear grupos con las diferentes muestras de la tesis, y así poder entender posibles procesos genéticos similares y/o tendencias gráficas relacionables con procesos magmáticos.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1. Edad y análisis geomorfológico de la zona de estudio

La zona estudiada geomorfológicamente corresponde al registro volcánico y piroclástico del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), y a partir del Modelo Digital de Elevación (MDE) LiDAR con 5 m de resolución, se lograron identificar geoformas volcánicas y no-volcánicas (Figs. 5.2 y 5.2), tales como: 1) Flujos de lava, 2) volcanes escudo, 3) conos de escoria, 4) cráteres freatomagmáticos, 5) domos, 6) planicies lacustres y 7) lineamientos estructurales. De acuerdo con las edades según los métodos de K/Ar (cf. Hasenaka y Carmichael, 1985; Murphy, 1982; Alaniz-Álvarez et al., 2001; Ban et al., 2002; Nieto-Samaniego et al., 2005; Nieto-Samaniego et al., 2012) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cf. Rincón-Herrera, 2005; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008) publicadas en la literatura (Tabla 5.1) y fechamientos por ^{14}C (Tabla 5.2) del presente estudio, se calibraron las observaciones geomorfológicas, y se estimaron rangos de posibles edades para las diferentes estructuras. De esta manera, las edades dentro de la zona de estudio están entre el Pleistoceno Tardío (100 - 11 ka; p.ej. Cráter Joya La Alberca) y el Cretácico Superior (100 - 66 Ma; p.ej. Sierra de Guanajuato; Fig. 5.1).

- **Flujos de lava:**

Los flujos de lava dentro de la zona de estudio se encuentran en general desde la ciudad de Celaya hasta el sur de la ciudad de Yuriria. Se observaron como lóbulos irregulares extendidos desde conos de escoria (p.ej. cerro Las Silletas), surgiendo desde volcanes tipo escudo o como parte de sus flancos (p.ej. los cerros El Capulín y El Tule), o como cuerpos lobulares no ligados espacialmente de manera directa a algún volcán (i.e. aislados) y emplazados sobre las zonas topográficamente más bajas. Así, según sus características morfológicas principales y los fechamientos realizados en la zona de estudio (Tabla 5.1; Hasenaka y Carmichael, 1985; Murphy, 1982; Alaniz-Álvarez et al., 2001; Ban et al., 2002; Nieto-Samaniego et al., 2005; Rincón-Herrera, 2005; Nieto-Samaniego et al., 2012), los flujos de lava se pueden dividir en tres grupos, donde el Grupo 1 corresponde al rango de edades del Pleistoceno Temprano (2.5 - 1.25 Ma), el Grupo 2 al Pleistoceno Medio (1.25 Ma - 100 ka), y el Grupo 3 al Pleistoceno Tardío (100 - 11 ka; Fig. 5.1):

Grupo 1: Están generalmente asociados a volcanes tipo escudo, pero ocasionalmente se observan como cuerpos aislados, presentan superficies suavizadas (i.e. relieve bajo respecto a los otros tipos de flujos de lava) y grado bajo de disectación por drenajes profundos. La morfología irregular de estos cuerpos de lava se debe a la presencia de múltiples lóbulos, los cuales presentan frentes con pendientes suavizadas (i.e. generalmente poco definidos). La mayor longitud medida para este tipo de flujo de lava está entre 5 y 6 kilómetros, y junto con el Grupo 2 son el tipo de flujo de lava más abundante en el CVVS (Figs. 5.1 y 5.2).

Grupo 2: Espacialmente están en su mayoría entre los cerros El Picacho, Prieto y Blanco (Fig. 5.1). Comúnmente se encuentran relacionados tanto a volcanes tipo escudo como a conos de escoria, ocasionalmente como cuerpos aislados, y en general los límites de los flujos son lóbulos con frentes o márgenes definidas. En general, el nivel de disectación es bajo por drenajes poco profundos y la superficie es entre rugosa y suavizada. La mayor longitud medida para este tipo de flujos está entre 5 y 8 kilómetros, y junto con el Grupo 1 es el tipo de flujo más abundante en el CVVS.

Grupo 3: Están asociados a volcanes tipo escudo (p.ej. Cerro El Tule) y a conos de escoria (p.ej. Cerro Las Silletas) que están ubicados entre la ciudad de Valle de Santiago y el cerro El Picacho. Son flujos no disectados por drenajes, restringidos por la topografía, con relieve alto respecto a los otros

grupos de flujos de lava, frentes de flujo en forma de lóbulos con límites marcados, y algunas estructuras internas del flujo, como límites internos entre flujos y estrías de flujo, aún se preservan. La mayor distancia medida para este tipo de flujos es aproximadamente 9 km (Fig. 5.1).

- **Volcanes tipo escudo:**

Los volcanes tipo escudo se encuentran a lo largo de toda la zona de estudio, y comprenden edificios volcánicos con diámetros basales entre ~5 km (p.ej. Cerro Santiago) y ~20 km (p.ej. Cerro Grande). Así mismo, dentro del CVVS se lograron diferenciar al menos 20 volcanes de este tipo, y según las edades K/Ar publicadas por diferentes estudios (Tabla 5.1), están entre 6.88 ± 0.2 Ma (Cerro Santiago; Murphy, 1986) y 2.10 ± 0.24 Ma (Cerro Culiacán; Ban et al., 1992). Características como su morfología, grado de disectación y la inclinación de sus laderas permitieron diferenciar cuatro tipos geomorfológicos principales. El tipo No. 1 corresponde a edificios aislados o con límites bien definidos por márgenes irregulares suavizadas, superficie suavizada y comúnmente rugosa, grado de disectación intermedio a alto con drenajes profundos comunes (patrón radial; p.ej. cerros Culiacán, Grande o La Gavia y Santiago) a poco desarrollados (p.ej. cerros La Tetilla y Tetillas), ocasionalmente con conos de escoria parásitos sobre sus flancos y, en general, de mayores dimensiones que los demás tipos. El tipo No. 2, por su parte, agrupa volcanes escudo que pueden estar aislados (p.ej. cerros El Capulín y Blanco) o ser parte de una estructura superpuesta (p.ej. cerros El Picacho, Chapín y El Varal) y que se caracterizan por tener una morfología suavizada, superficie ligeramente rugosa, márgenes bien definidas y un grado de disectación intermedio por un patrón bien desarrollado (radial) de drenajes ocasionalmente profundos.

Por su parte, el tipo No. 3 corresponde a estructuras comúnmente aisladas con una morfología rugosa suavizada, márgenes bien definidas, un grado de disectación de bajo a nulo y que generalmente están cortadas por lineamientos (p.ej. cerros Comalero y Los Cuates, y el cerro Prieto al norte del Lago de Yuriria). Finalmente, el tipo No. 4 está conformado por las estructuras resultantes de los eventos más recientes de los cerros El Tule y Prieto (al oeste de Moroleón) y, por ende, tienen pendientes altas y superficies rugosas no suavizadas ni disectadas por drenajes (Figs. 5.1 y 5.2). Así, teniendo en cuenta esta clasificación y los fechamientos publicados en trabajos anteriores, cronológicamente, el tipo No. 1 correspondería al Pleistoceno Temprano (2.5 – 1.25 Ma) y hasta el Mioceno (6.88 ± 0.2 Ma; C. Santiago), los tipos No. 2 y 3 al Pleistoceno Medio (1.25 Ma – 100 ka) y el tipo No. 4 al Pleistoceno Tardío (100 – 11 ka; Figs. 5.1 y 5.2). Finalmente, a partir de la cartografía 1:50.000 de los cuerpos de agua superficiales en el CVVS hecha por el INEGI, se puede observar una concentración importante de manantiales naturales en las laderas de los volcanes tipo escudo, lo que indicaría que estas estructuras podrían actuar como grandes reservorios de agua subterránea.

- **Conos de escoria:**

Los conos de escoria se encuentran a lo largo del CVVS aislados o asociados a flujos de lava, volcanes escudo (i.e. conos “parásitos”), o a cráteres freatomagmáticos (p.ej. Joya de Álvarez), y sus dimensiones pueden variar en general desde decenas de metros hasta ~3.3 km en el diámetro basal (p.ej. cerro Gordo), y desde ~5 hasta ~20 m en su altura. En la zona de estudio se lograron diferenciar al menos 30 conos de escoria, los cuales están usualmente ubicados en las zonas bajas de las laderas de los volcanes escudo o sobre la planicie fluviolacustre (Fig. 5.1). Adicionalmente, a pesar de que las características morfológicas de los conos de escoria del CVVS comúnmente han sido modificadas o borradas por la extracción del material para construcción (i.e. canteras), los conos de escoria que preservan en mayor medida sus características morfológicas originales se pueden dividir en dos grupos principales. El primer grupo corresponde a los conos de escoria que presentan el menor grado

de degradación morfológica, y por tanto se distinguen claramente los límites de la zona del cráter, y su geoforma varía desde trapezoidal (p.ej. Cerro La Batea y el cono de escoria parásito del volcán Cerro Grande) o elongada en una dirección preferencial (p.ej. cerro Colorado (en contacto con la margen oeste del Lago de Yuriria) y conos de San Vicente) hasta semejante a una herradura (i.e. *breached scoria cone*; p.ej. cerro Las Silletas sobre el flanco norte del cerro El Picacho).

Por su parte, el segundo grupo es el más abundante en el CVVS, y corresponde a conos de escoria que tienen márgenes poco definidas, morfología redondeada (i.e. suavizada poco rugosa) irregular y ocasionalmente alargada, grado de disectación comúnmente nulo y cráter generalmente indistinguible, aunque ocasionalmente abierto en forma de herradura (Figs. 5.1 y 5.2). En particular, debido a que en los dos grupos se pueden encontrar conos de escoria con una morfología alargada en una dirección preferencial, estos se podrían describir también como *scoria ramparts* (p.ej. Valentine y Connor, 2015). Finalmente, teniendo en cuenta que el Cerro La Batea (grupo No. 1) fue fechado en 0.19 ± 0.044 Ma (Murphy, 1986) y el cerro Santa Teresa (grupo No. 2), en 2.78 ± 0.007 Ma (Fig. 5.1 y Tabla 5.1), se puede estimar que el primer grupo corresponde a estructuras formadas durante el Pleistoceno Tardío (100 – 11 ka), mientras que las del segundo grupo entre finales del Plioceno (~2.5 Ma) y el Pleistoceno Medio (1.25 Ma – 100 ka).

- **Cráteres freatomagmáticos:**

En el CVVS se lograron diferenciar al menos 19 cráteres de explosión freatomagmáticos y estos corresponden a anomalías topográficas negativas semicirculares que comúnmente están ubicadas sobre las zonas topográficamente más bajas de las laderas de los volcanes tipo escudo (p.ej. Joya Magdalena de Araceo) o de los flujos de lava que se extienden hacia la planicie fluviolacustre (p.ej. Joya La Alberca). A escala regional, la principal característica morfológica general de los cráteres freatomagmáticos es que su ubicación dentro del campo volcánico sigue un claro lineamiento principal con rumbo general SE-NO y otro secundario con rumbo E-O. El primero tiene una longitud aproximada de 58 km y atraviesa transversalmente al CVVS involucrando cráteres desde la ciudad de Yuriria (SE) hasta la ciudad de Irapuato (NO), mientras que el segundo tiene una longitud aproximada de 8.2 km y afecta únicamente a los cráteres La Alberca, Joya Estrada y Joya San Nicolás de Parangueo, ubicados en la zona central del campo volcánico (Figs. 3.4, 5.1 y 5.2). A pesar de esto, los cráteres presentan rasgos morfológicos que comúnmente no siguen ninguna de las tendencias mencionadas, sino otras con diferente rumbo y de menor longitud, por lo que la formación de todos los cráteres no necesariamente estuvo relacionada con el lineamiento en sentido SE-NO. En particular, los únicos cráteres que muestran alargamiento en dirección similar a la del lineamiento principal son las Joyas Magdalena de Araceo (estructura anillada) y Cíntora (Figs. 3.4 y 5.1).

Adicionalmente, los diámetros promedio de los cráteres van desde ~0.73 km (Joya Solís) hasta ~3.6 km (Joya Santa Rosa), mientras que su profundidad promedio está entre ~0.04 km (Joya Sanabria, Irapuato) y ~0.26 km (Joya de Álvarez), por lo que la relación¹ entre estos valores ($W_{c_{prom}}$ y $W_{d_{prom}}$, respectivamente) varía entre 4.6 (Joya Rincón de Parangueo) y 9.4 (Joya Solís). Así mismo, las estructuras freatomagmáticas tienen límites comúnmente difusos por la superposición con otras estructuras (p.ej. Joya Solís), y la forma de sus cráteres varía entre circular (p.ej. Joya de Álvarez), semicircular alargada (p.ej. Joya La Alberca), elipsoidal alargada (p.ej. Joya San Nicolás de Parangueo; Fig. 3.4) y anillada (p.ej. Joyas Rincón de Parangueo y La Mina; cf. Graettinger, 2018; Figs. 5.1 y 5.2). En este contexto, de acuerdo con el grado de preservación geomorfológica se pudieron diferenciar tres grupos principales: **1**) el primer grupo consiste en cráteres con una

¹ Calculada de acuerdo con los trabajos de Schaber y Sirocko (2005) y Seib y Kley (2012).

morfología suavizada y poco rugosa (comúnmente poco perceptible), un cráter ancho (entre 1 y 3.55 km; $Wc_{prom} \sim 2.02$ km) y poco profundo (entre 40 y 80 m; $Wd_{prom} \sim 50$ m), razón Wco/Wd alta (entre 6.9 y 9.3; $R_{prom} \sim 8.23$), y un anillo piroclástico con poca altura, pendientes bajas y un grado de disectación bajo (p.ej. cráteres de Yuriria, Valtierra e Irapuato, y Joyas Magdalena de Araceo y Santa Rosa; Figs. 3.4 y 5.1). **2)** El segundo grupo está conformado por estructuras con una mayor preservación geomorfológica respecto al grupo No. 1, ya que su superficie es rugosa ligeramente suavizada, tienen un cráter con menor diámetro (entre 0.8 y 1.98 km; $Wc_{prom} \sim 1.44$ km) y mayor profundidad (entre 90 y 260 m; $Wd_{prom} \sim 180$ m) y una menor razón Wco/Wd (entre 4.65 y 8.16; $R_{prom} \sim 6.64$). Así mismo, su anillo piroclástico tiene una altura considerablemente mayor, pendientes externas e internas con inclinación intermedia y alta, respectivamente, y un grado de disectación intermedio, donde el patrón de drenajes es burdamente radial desde el borde del cráter y está mejor desarrollado (i.e. canales mejor delimitados y de mayor profundidad) desde este último hacia la zona intra-cráter (p.ej.: Joyas De Álvarez, Cíntora, Solís, Blanca y La Alberca; Figs. 3.4, 5.1 y 5.2). **3)** El tercer grupo tiene un grado de preservación geomorfológica similar al del grupo No. 2, pero tienen cráteres con diámetros y profundidades en general ligeramente mayores (entre 1.57 y 1.87 km), una razón Wco/Wd (entre 4.6 y 5.8) levemente menor y un patrón de drenajes mejor desarrollado sobre las paredes externas del anillo piroclástico (p.ej. Joyas Rincón de Parangueo y La Mina). Por su parte, geomorfológicamente, Joya Estrada y Joya San Nicolás de Parangueo estarían entre el grupo No. 1 y No. 2 (Figs. 5.1 y 5.2).

Por otro lado, se observaron tres características geomorfológicas formadas a partir de procesos posteriores a la actividad freatomagmática. La primera corresponde a estructuras volcánicas formadas por actividad magmática explosiva o efusiva en las zonas internas de algunos de los cráteres, y que tienen dimensiones menores a las del área del fondo del cráter que las contiene. Ejemplos de esta característica son el cono de escorias en Joya De Álvarez y los domos intra-cráter de Joya Blanca y Joya La Mina. La segunda característica consiste en zonas de derrumbes o colapsos de las paredes intra-cráter que forman pequeños abanicos coluviales que se extienden hacia el fondo de los cráteres. Estos se observaron principalmente en algunos cráteres de los grupos No. 2 y 3, como Joya La Alberca y Joya Rincón de Parangueo (Figs. 5.1 y 5.2).

Por último, la tercera característica hace referencia al hecho de que la mayoría de los cráteres de explosión preservan evidencias de haber contenido un lago. En particular, Joya La Alberca, pero en mayor medida las Joyas Rincón y San Nicolás de Parangueo y Cíntora, aún mantienen vestigios claros de que recientemente contuvieron un lago intra-cráter bien desarrollado (cf. Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013a), mientras que los cráteres de Yuriria aún preservan lago interno; uno de ellos de poca profundidad y el otro generado por la inundación de la Laguna de Yuriria (Fig. 5.1). A pesar de que la presencia de lagos internos en la mayoría de cráteres indica que estos últimos tuvieron una profundidad comúnmente mayor a la de la tabla de agua regional, temporadas largas de sequía entre 1900 y 1940, y la drástica sobreexplotación del acuífero Valle de Santiago - Salamanca, a partir de 1940, para el riego de cultivos, ganadería y uso urbano, generaron que el nivel de esta disminuyera precipitadamente y los lagos intra-cráter comenzaran un proceso de desecación sin reverso (Orozco y Madinaveitia, 1941; Green, 1986; Alcocer y Escobar, 1996; Alcocer et al., 2000; Escolero y Alcocer, 2004; Aranda-Gómez et al., 2009; Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013a).

- **Cráter Joya La Alberca:**

El maar Joya La Alberca tiene un cráter con borde semicircular ligeramente elongado en dirección noreste-suroeste, un diámetro entre ~718 y ~790 m, una profundidad entre 111 y 128 m, y, teniendo en cuenta los valores promedio, una razón Wc/Wd promedio de 7.14. El punto de mayor altitud es de

~1821 msnm y está sobre el sector oeste del borde del anillo piroclástico, mientras que el de menor altitud está hacia el sur del fondo del cráter y es de ~1689 msnm. Así mismo, esta estructura se caracteriza por un anillo piroclástico con un espesor máximo de ~30 m (zonas más proximales), y paredes externas con una inclinación general entre 6° y 24°, donde las pendientes entre 14° y 24° predominan cerca al borde del cráter y sobre el flanco norte, pero disminuyen hasta entre 6° y 10° sobre las zonas bajas del flanco oeste (Figs. 5.2 y 5.6). Por su parte, la zona interna del cráter puede dividirse en cuatro grupos diferentes de acuerdo con su pendiente predominante. El primero corresponde a la sección superior intra-cráter, y está conformado por las paredes internas del anillo piroclástico que tienen una inclinación general entre 32° y 38°. El segundo grupo corresponde a una delgada franja lateralmente discontinua que se extiende sobre las paredes internas norte y noreste, en donde la inclinación está entre 42° y 50° (Fig. 5.7.). El tercer grupo está compuesto por las paredes internas del fondo del cráter, las cuales tienen inclinaciones predominantes entre 74° y 90° (Figs. 5.2 y 5.6) y corresponden a muros de un material coherente (lava) con diaclasas principalmente verticales.

Por último, el cuarto grupo corresponde a la zona del fondo del cráter, donde se observa la planicie central y las laderas sobre sus márgenes. Estas últimas tienen inclinaciones entre 34° y 12° y corresponden a productos coluviales que se extienden como depósitos de talud concéntricos desde las zonas bajas de las paredes intra-cráter y hacia el centro de la planicie central. Aunque desde el sector sur hay un abanico coluvial claro, las dimensiones de estos depósitos de talud son mayores sobre las márgenes oeste y este del fondo del cráter, y estos están principalmente constituidos por material alterado y removido del anillo piroclástico. Así mismo, en los depósitos de talud del sector nororiental y oriental se observan pequeños surcos con un arco ligeramente concéntrico respecto al centro del fondo del cráter (Fig. 5.6), los cuales podrían estar relacionados con procesos de subsidencia aún incipientes, pero que se han observado en el fondo de otros cráteres de la región (p.ej. Joya Rincón de Parangueo; Aranda-Gómez et al., 2013a; 2017).

Por su parte, la parte central del fondo del cráter corresponde a una planicie con inclinaciones entre 0° y 2°, la cual está asociada a sedimentación desde el lago intra-cráter que hasta las últimas décadas contuvo Joya La Alberca, y a procesos de evaporación relativamente recientes. Estos se evidencian en depósitos evaporíticos y estromatolitos sobre la actual superficie del fondo del cráter y las zonas intermedias-bajas de las paredes intra-cráter (p.ej. Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013a). Finalmente, teniendo en cuenta los eventos de colapsos gravitacionales hacia el fondo del cráter, con el tiempo el cráter será menos profundo y con pendientes más suavizadas, es decir, con una relación profundidad - diámetro mayor.

- **Planicie fluviolacustre y lineamientos estructurales:**

Las estructuras volcánicas del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS) están emplazadas sobre la zona dentro de la gran cuenca de El Bajío que limita al sur y al norte con las sierras de Piñicuar y Codornices, respectivamente. Esta zona consiste en una extensa planicie aluvial o llanura fluviolacustre alargada en dirección NW-SE que se caracteriza por altitudes mayores a los 1700 msnm (~1720 msnm), tablas de aguas subterráneas profundas (Fig. 3.4; INEGI, 1980, 1998; Del Río-Varela et al., 2020), y porque sobre esta actualmente corren principalmente los ríos Lerma y Laja con causas notoriamente alterados por actividad antropogénica (p.ej. Aranda-Gómez et al., 2013; Ver sección 3.4). En particular, y como se describió en la sección 3.4, la zona central de la planicie fluviolacustre actual del CVVS está conformada por una secuencia sedimentaria y vulcanosedimentaria de gran espesor (> 40 m) bien estratificada (Fig. 3.3), sobre la cual están principalmente emplazados volcanes tipo escudo y conos de escoria (Fig. 5.1).

Finalmente, dentro del Campo Volcánico de Valle de Santiago se observaron dos tendencias estructurales principales. La primera está marcada principalmente por escarpes de falla (Fig. 5.1) que predominantemente tienen dirección suroeste - noreste, y que afectan estructuras volcánicas y no volcánicas del Plioceno, Pleistoceno-Temprano y Pleistoceno-Medio. Por su parte, la segunda familia de lineamientos estructurales tiene una dirección sureste-noroeste y se puede observar principalmente en el alineamiento de los cráteres freatomagmáticos y en menor medida en la dirección de escarpes en algunos volcanes tipo escudo del Pleistoceno-Medio (p.ej. cerros Comalero y El Picacho; Figs. 5.1 y 5.2). Además de estas dos familias principales, se observaron lineamientos secundarios como escarpes ocasionales y de menores dimensiones con rumbo norte-sur y este-oeste (p.ej. *graben* del cerro Las Silletas; Fig. 5.1) afectando estructuras del Plioceno y Pleistoceno-Medio. Por último, a pesar de las evidencias que indican que el CVVS ha sido controlado por diferentes regímenes estructurales, ninguno de estos ha afectado de manera notoria la geomorfología de las estructuras volcánicas del Pleistoceno-Tardío (100 – 11 ka).

5.2. Fechamientos radiométricos (^{14}C)

Para establecer la edad de la erupción del cráter Joya La Alberca, se obtuvieron dos edades por el método de radiocarbono (^{14}C) de la zona superior del paleosuelo que infrayace los depósitos de la fase magmática inicial de la erupción que posteriormente dio origen al cráter en cuestión. La primera muestra fue recolectada en la localidad VS-1501 ubicada en el mirador del cráter, donde el paleosuelo tiene un espesor de ~3.5 m. La segunda muestra corresponde a la localidad VS-1503, la cual está en la pared este del cráter Joya Estrada y en donde el paleosuelo separa los depósitos freatomagmáticos de Joya Estrada y Joya La Alberca. De acuerdo con las edades obtenidas, la erupción que finalmente dio origen al maar Joya La Alberca ocurrió hace $23,170 \pm 90$ años AP o $21,350 \pm 80$ años AP. Estos fechamientos indican que el cráter Joya La Alberca es considerablemente más joven que lo propuesto por Murphy (1986), quien obtuvo una edad de 0.073 ± 0.024 Ma por el método de K/Ar.

A continuación, se presentan los mapas geomorfológicos de la zona de estudio, en el que las características morfológicas se relacionan con posibles edades mediante fechamientos por los métodos de K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ publicados en la literatura y por ^{14}C realizados para la presente tesis. Estos mapas son una primera aproximación a la delimitación espacio temporal del vulcanismo en el Campo Volcánico de Valle de Santiago, porque, a pesar de las edades recopiladas de la literatura y las obtenidas para esta tesis, aun hoy hace falta una mayor cantidad de dataciones en la zona para establecer con mayor certeza su cronología volcánica. Esto, debido a que las características morfológicas de las diferentes estructuras volcánicas permiten únicamente estimar edades relativas, las cuales, además, pueden tener un amplio margen de error debido a que están sujetas a factores como (1) la diversidad de procesos sin-eruptivos (i.e. diversas morfologías iniciales que causan variabilidad geomórfica/morfométrica), (2) degradación característica contrastante de cada estructura, la cual depende en parte de su arquitectura de facies interna, (3) diversos factores externos (p. ej. el recubrimiento del volcán estudiado por diferentes tipos de depósitos con procedencias externas) y (4) diferencias en la escala / resolución de los datos de entrada (Kereszturi et al., 2013).

Finalmente, en la figura 5.1 se muestran las localidades de muestras ubicadas por fuera de la zona de interés particular de esta tesis (Fig. 5.1A), y de la zona de tesis de trabajo de la M.C. Nanci Reyes Guzmán (Fig. 5.1B), respectivamente. Por su parte, las localidades de muestras involucradas en la presente tesis se presentan en las figuras 5.2 y 5.3 (capítulo 5, sección 5.3 Resultados de campo).

Tabla 5.1. Recopilación de las edades por los métodos de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de diferentes estructuras volcánicas del Campo Volcánico Valle de Santiago publicadas en diferentes trabajos. Adicionalmente, en la tabla se indican coordenadas, la litología y el material fechado. La estructura de mayor edad es el Cerro Santiago, volcán escudo ubicado al sur de la ciudad de Yuriria (Guanajuato), mientras que la más reciente es el cráter Joya La Alberca según el trabajo de Murphy (1986).

Estructura volcánica	Estructura	ID muestra	Tipo muestra	Latitud (N)	Longitud (O)	Altura (msnm)	Edad (Ma)	Método	Separado	Referencia
Mioceno (5.333 - 23.03 Ma)										
Cerro Santiago	Escudo	248	Lava andesita basáltica	20°12'15"	101°7'1.8"	1834	6.88 ± 0.2	K / Ar	Roca Total	Murphy, 1986
Plioceno (2.58 - 5.333 Ma)										
Santa Rosa	Cono de escoria	555a	Escoria basáltica	20°29'50"	100°59'53"	1747	2.78 ± 0.007	K / Ar	Roca Total	Hasenaka y Carmichael, 1985
Pleistoceno Temprano (0.781 - 2.58 Ma)										
Cerro La Gavia (C. Grande)	Escudo	997	Lava andesítica	20°25'23"	100°52'35"	2334	2.27 ± 0.27	K / Ar	Concentrado de Matriz	Ban et al., 1992
Cerro Culiacán	Escudo	995	Lava andesítica	20°20'16"	100°58'11"	2829	2.10 ± 0.24	K / Ar	Concentrado de Matriz	Ban et al., 1992
Joya San Nicolás de Parangueo	Maar	103	Lava andesita basáltica	20°23'15"	101°15'5.4"	1738	1.175 ± 0.166	K / Ar	Cristal de Kaersutita	Murphy, 1986
Pleistoceno Medio (0.126 - 0.781 Ma)										
Joya Cíntora	Maar	157	Lava basáltica	20°21'7.2"	101°12'15"	1871	0.38 ± 0.32	K / Ar	Concentrado de Matriz	Murphy, 1986
Joya Estrada	Maar	204	Riolita	20°23'3"	101°14'0.6"	1794	0.27 ± 0.2	K / Ar	Vidrio volcánico	Murphy, 1986
Flujo de lava preexistente al cráter de explosión Joya La Alberca	Flujo de lava	-	Andesita	-	-	-	0.25 ± 0.02	Ar / Ar	-	Rincón-Herrera, 2005 en Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014
Joya Estrada	Maar	-	Riolita	-	-	-	0.247 ± 0.02	Ar / Ar	-	Peñalosa-Turrubiates, 2005 en Cano-Cruz, 2007
Flujo de lava Rancho Unidos (Cerro La Batea)	Cono de escoria	211	Lava basáltica	20°20'34.8"	101°12'9.0"	1950	0.19 ± 0.044	K / Ar	Concentrado de Matriz	Murphy, 1986
Joya Estrada	Maar	-	Fragmento riolítico	-	-	-	0.18 ± 0.03	Ar / Ar	Cristal de Sanidino	Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008
Pleistoceno Superior (0.0117 - 0.126 Ma)										
Joya La Alberca	Maar	129	Lava basáltica (pared interna del cráter)	20°23'17.4"	101°12'0"	1750	0.073 ± 0.024	K / Ar	Roca Total	Murphy, 1986

Tabla 5.2. Edades radiométricas de la erupción del cráter Joya La Alberca (Valle de Santiago, Guanajuato, México). Las dos fechas fueron obtenidas a partir de muestras del paleosuelo bajo los depósitos de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca, recolectadas en dos localidades distintas (VS-1501 y VS-1503). Los fechamientos radiométricos se obtuvieron en el laboratorio Beta Analytic (Miami, Florida, USA) mediante la determinación de radiocarbono por Espectrometría de Masas con Acelerador (*Accelerator Mass Spectrometry*; AMS). La vida media del carbono utilizada fue la medida por Libby et al. (1949) de 5568 ± 30 años. Las edades radiométricas convencionales obtenidas se calibraron según la metodología de Stuiver y Reimer (1993) mediante el programa en línea CALIB 7.1, y la curva usada fue IntCal13 (Stuiver et al., 2020, CALIB 7.1, disponible en <http://calib.org/calib/calib.html>). Depósitos (depósitos); OPB (Oleadas piroclásticas basales).

Volcán	Número de muestra	Latitud (N)	Longitud (O)	Altura (msnm)	Código de laboratorio	Edad convencional (años AP)	$\delta^{13}\text{C}$	Edad calibrada rango de calibración 2σ (95.4% de probabilidad, CALIB 7.1)	Depósito fechado	Localidad	Referencia
Joya La Alberca	VS-1503A	20°23'25.8"	101°13'08.6"	1757	B-407858	23,170 \pm 90	-12.9	Cal AC 25704 - 25310 (Cal AP 27653 - 27259)	Paleosuelo bajo depósitos de OPB JLA	Cantera ubicada en pared externa este del cráter Joya Estrada a ~1.85 km al oeste de Joya La Alberca	Este estudio
Joya La Alberca	VS-1501B	20°23'10.3"	101°12'07.9"	1734	B-407857	21,350 \pm 80	-14.1	Cal AC 23875 - 23610 (Cal AP 25877 - 25497)	Paleosuelo bajo depósitos de OPB JLA	Paleosuelo bajo depósitos de Joya La Alberca en el sector sur del cráter, en la zona del mirador	Este estudio

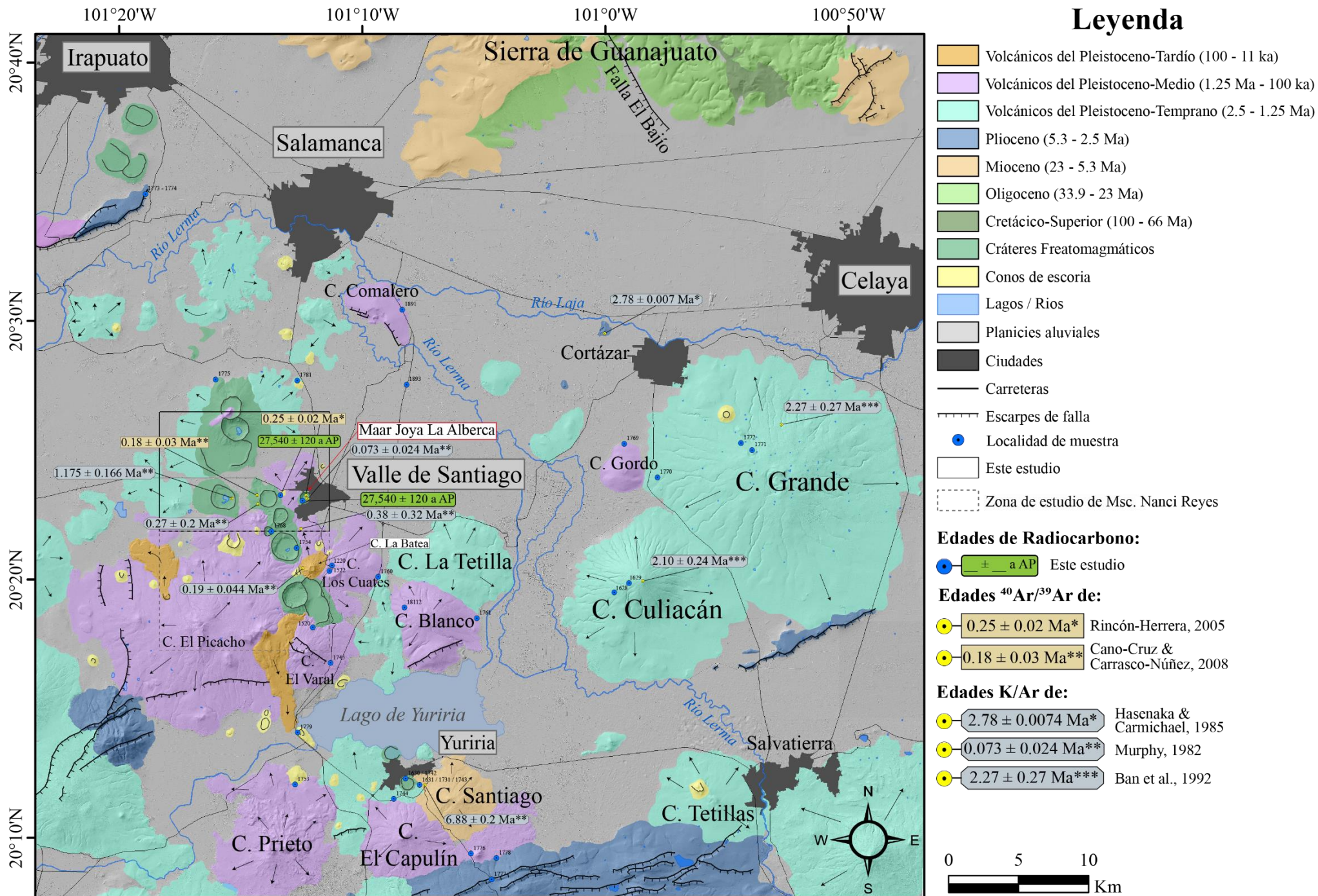
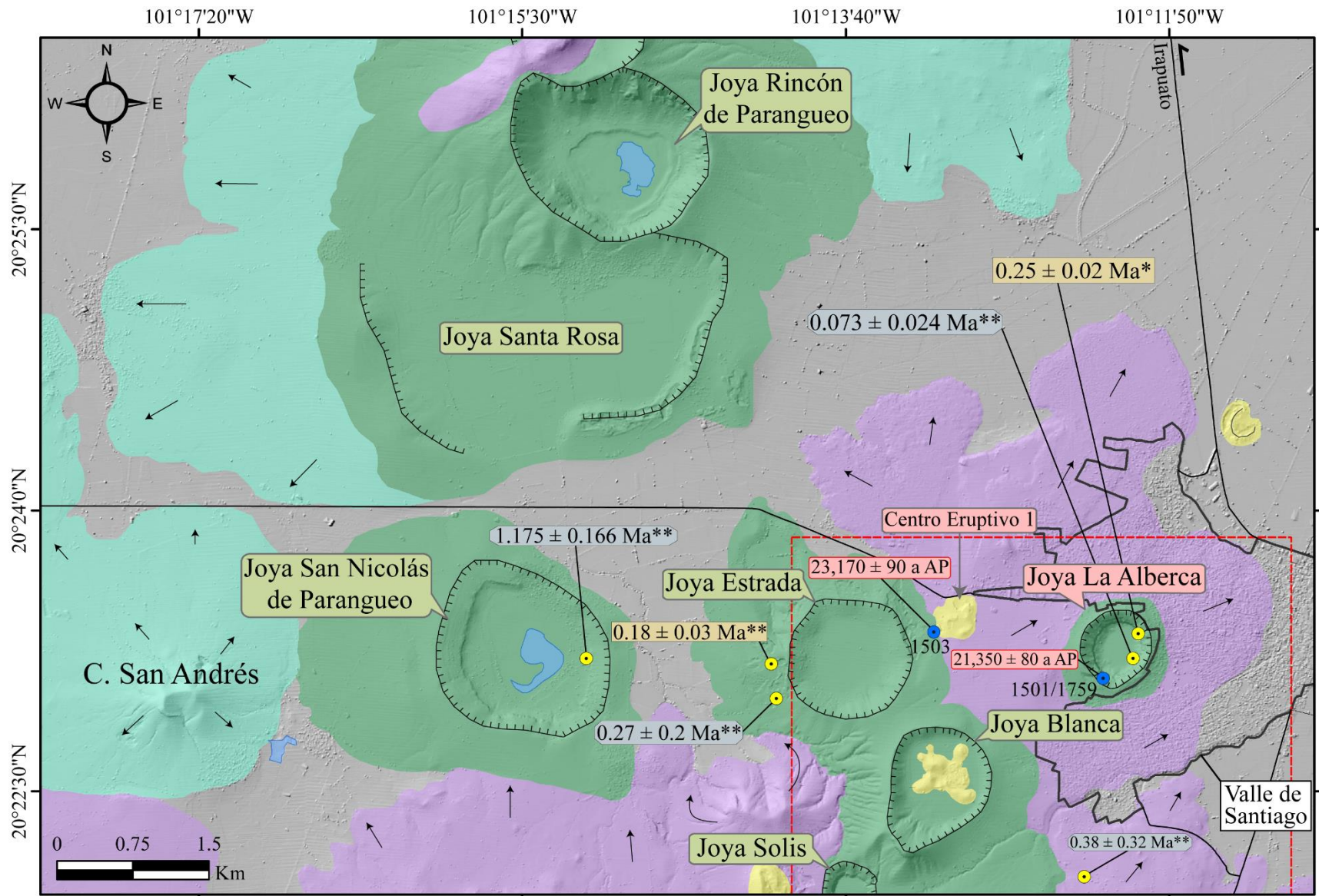


Figura 5.1. Mapa geomorfológico del Campo Volcánico de Valle de Santiago con fechamientos por K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C . La cartografía geológica de la Sierra de Guanajuato fue tomada de los trabajos de Alaniz-Álvarez et al. (2001), Nieto-Samaniego et al. (2005) y Nieto-Samaniego et al. (2012).



Leyenda

- Volcánicos del Pleistoceno-Medio (1.25 Ma - 100 ka)
- Volcánicos del Pleistoceno-Temprano (2.5 - 1.25 Ma)
- Cráteres Freatomagmáticos
- Conos de escoria / Domos
- Lagos / Rios
- Planicies aluviales
- Carreteras
- Localidad de muestra
- Cráteres de explosión

Edades K/Ar de:

- 0.073 ± 0.024 Ma** Murphy, 1982
- 0.25 ± 0.02 Ma* Rincón-Herrera, 2005
- 0.18 ± 0.03 Ma** Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008

Edades de Radiocarbono de este estudio:

- \pm a AP Joya La Alberca

Figura 5.2. Mapa geomorfológico y de edades de la zona de estudio de la presente tesis de maestría. Se diferencian las diferentes estructuras volcánicas y se indican los dos centros eruptivos relacionados con la erupción que en su fase final dio origen al cráter Joya La Alberca. El Centro Eruptivo No. 1 corresponde a una zona de canchales de escorias (depósitos magmáticos) y el Centro Eruptivo No. 2 al cráter Joya La Alberca. La zona delimitada en el rectángulo con línea punteada roja corresponde a la figura 5.3 (capítulo 5, sección 5.3 Resultados de campo), la cual es la zona relacionada a la erupción que dio origen al cráter freatomagmático Joya La Alberca, la cual está fechada por ^{14}C entre 23,170 ± 90 a AP y 21,350 ± 80 a AP. Las localidades de muestras tomadas para este trabajo se muestran en la figura 5.3 (capítulo 5, sección 5.3 Resultados de campo).

5.3. Estratigrafía local

A partir del trabajo de campo realizado en la zona de estudio (Fig. 5.2) se pudieron definir tres (3) unidades estratigráficas, las cuales afloran en las paredes internas del cráter de explosión Joya La Alberca, en una zona de canteras de escoria ubicada a ~1.6 km al oeste del cráter, y en la pared externa este del maar Joya Estrada (Fig. 5.3). La secuencia completa tiene un espesor mínimo de ~75 m, y de base a tope el orden estratigráfico de las unidades descritas es el siguiente: 1) Unidad Estratigráfica No. 1 (UE 1): Flujo de lava preexistente aflorante en las paredes internas del cráter Joya La Alberca, 2) Unidad Estratigráfica No. 2 (UE 2): Depósitos freatomagmáticos del cráter de explosión riolítico Joya Estrada (Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008), el cual está ubicado a ~2.5 km al oeste del cráter Joya La Alberca y 3) Unidad Estratigráfica No. 3 (UE 3): Depósitos producidos por la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. La fase inicial de la erupción fue magmática (JLA-FM) desde dos centros eruptivos diferentes: el primero está ubicado en la zona de canteras mencionada anteriormente (JLA-FMCe1), y el segundo corresponde al cráter Joya La Alberca (JLA-FMCe2; Fig. 5.3). Por su parte, la fase final de la erupción es freatomagmática y corresponde a la formación de Joya La Alberca propiamente (JLA-FFCe2). Adicionalmente, dentro de la secuencia hay dos paleosuelos, el primero separa las unidades No. 1 y 2, mientras que el segundo las unidades No. 2 y 3. De esta manera, las dos primeras unidades estratigráficas descritas son preexistentes a la erupción que dio origen al cráter Joya La Alberca, la cual está registrada por la unidad restante.

El trabajo de campo permitió la realización de un mapa geológico de la zona relacionada a la erupción de Joya La Alberca (Fig. 5.3), el levantamiento de secciones estratigráficas detalladas, a partir de la minuciosa descripción de cada una de las unidades estratigráficas, así como un perfil geológico esquemático en dirección suroeste - noreste de ~1.2 km de largo del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.4). La dirección del perfil geológico se escogió con el objetivo de visualizar de la mejor manera posible los diferentes depósitos que constituyen las unidades estratigráficas aflorantes en el interior del cráter Joya La Alberca. En el perfil geológico esquemático se infiere tanto el espesor del flujo de lava preexistente (UE 1) como el de los depósitos lacustres que rellenan el fondo del cráter. Así mismo, el basamento local se indica como un cuerpo infrayaciendo el flujo de lava preexistente de características (estratigrafía, litología, profundidad, espesor, etc.) desconocidas. A continuación, se presentan las descripciones detalladas de las unidades estratigráficas de base a tope de la secuencia:

5.3.1. Unidad estratigráfica No. 1: *Flujo de lava preexistente*

La secuencia estratigráfica del cráter Joya La Alberca comienza con el cuerpo de roca que constituye las paredes internas del volcán (Figs. 5.1 y 5.4). De acuerdo con la geomorfología de la zona central del Campo Volcánico de Valle de Santiago, este cuerpo hace parte de un flujo de lava, el cual, a pesar de no tener una conexión morfológica con alguno de los volcanes circundantes, según el gradiente topográfico local, podría haber fluido en sentido SW - NE, probablemente desde el Cerro El Picacho, pasando por la zona donde actualmente está el cráter Joya La Alberca, y hacia la planicie fluvio-lacustre (Fig. 5.5A). Así, las paredes intra-cráter están conformadas por un cuerpo masivo con espesor mínimo de ~40 m, debido a que no aflora el contacto basal, y el cual tiene diaclasas principalmente verticales (Fig. 5.5C). El contacto superior de este cuerpo es transicional con el primer paleosuelo de la secuencia. A muestra de mano se caracteriza por su color gris claro, ser desde pobre a moderadamente micro-vesiculado (vesículas con forma circular no interconectadas < 0.5 mm) y presentar textura porfirítica hipocristalina con cristales (<15% del área superficial de la muestra) de plagioclasa (~50%; hábito tabular subhedral a euhedral entre 1 y 2 mm), piroxeno (~25%; hábito prismático subhedral a euhedral entre 0.5 y 1 mm), ± olivino (~15%; forma subhedral entre 0.3 y 0.7)

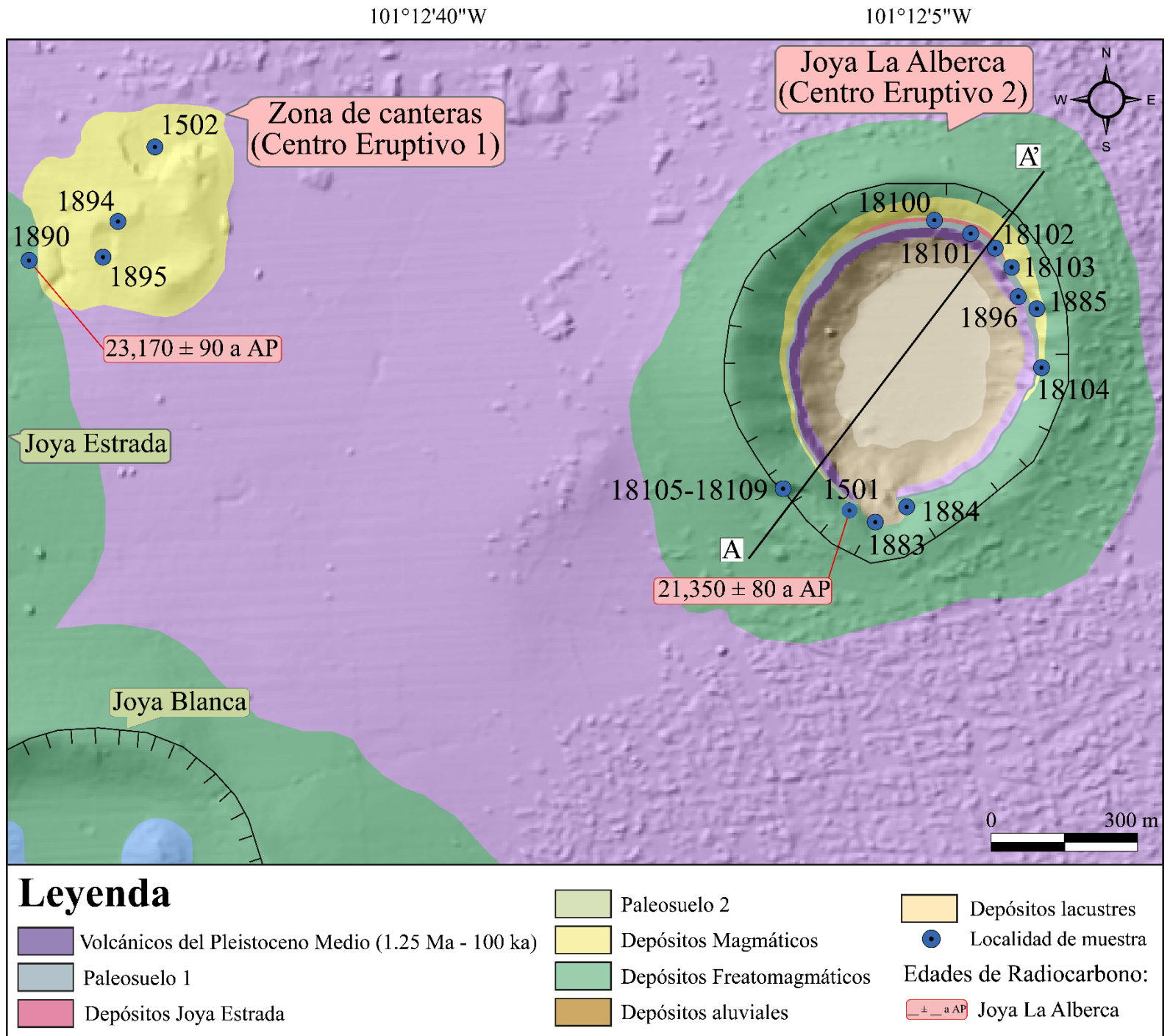


Figura 5.3. Mapa geológico y edades radiométricas de la zona del cráter freatomagmático Joya La Alberca, cuya erupción se fechó por ^{14}C entre $23,170 \pm 90$ a AP y $21,350 \pm 80$ a AP. Los depósitos de conos de escoria afloran tanto en la zona de canteras como en la pared interior del cráter Joya La Alberca, donde aumentan de espesor hacia el flanco norte. El centro eruptivo 1 corresponde a la zona de canteras, mientras que el centro eruptivo 2 al maar Joya La Alberca propiamente. Se muestra la dirección del perfil que se muestra en la figura 5.4.

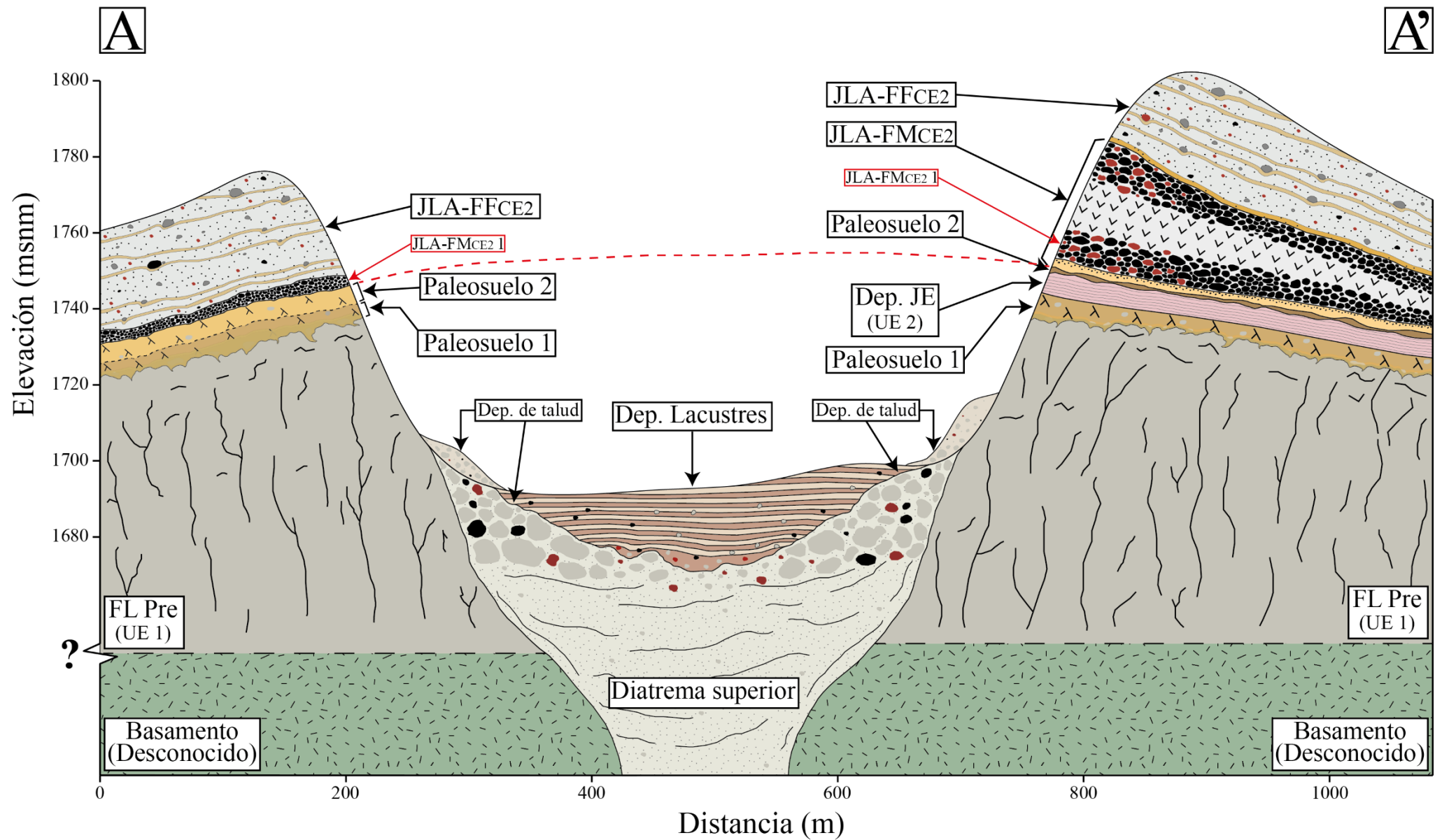


Figura 5.4. Perfil geológico esquemático en dirección suroeste - noreste del cráter Joya La Alberca. De base a tope se observan: 1) Basamento desconocido, 2) Flujo de lava preexistente (FL Pre) o Unidad Estratigráfica No. 1 (UE 1), de espesor total desconocido (marcado con línea punteada de color negro), 3) Paleosuelo No. 1, 4) *Facies* distales de los depósitos del cráter Joya Estrada (Dep. JE) o Unidad Estratigráfica No. 2 (UE 2), 5) Paleosuelo No. 2 y 6) la Unidad Estratigráfica 3 del Centro Eruptivo No. 2, la cual consta de los depósitos de la fase magmática (JLA-FMCE2) y de la freatomagmática (JLA-FFCE2). El depósito JLA-FMCE2-1 corresponde al de caída de escoria basal (Ver texto para descripción detallada). Se desconoce el espesor total de los depósitos lacustres. Los depósitos de la diatrema superior son estratificados (White & Ross, 2011), pero tampoco se conoce su espesor. La línea discontinua de color rojo indica el posible nivel de la superficie preexistente a la erupción del cráter Joya La Alberca. Modificada de Rincón-Herrera (2005) y Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez (2014).

y óxidos (~10%), embebidos en una matriz vítrea. Los cristales de piroxeno y olivino presentan alteración, marcada por un halo de color rojizo, posiblemente a iddingsita. Este flujo de lava preexistente fue inicialmente fechado por Murphy (1982) por el método K/Ar en roca total en 0.073 ± 0.024 Ma y posteriormente por Rincón-Herrera (2005) en su tesis de licenciatura, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en 0.25 ± 0.02 Ma (Figs. 5.1 y 5.2 en la sección 5.1; Tabla 5.1). Finalmente, sobre las paredes del cráter (flujo de lava preexistente) se mantiene un delgado recubrimiento de color blanco, conformado por depósitos evaporíticos y colonias de estromatolitos (Aranda-Gómez et al., 2013a), el cual indica el nivel que alcanzó a tener el lago intra-cráter, antes de que se secara por completo (Fig. 5.5B). Según Brown (1985) y Alcocer et al. (2000), el lago intra-cráter alcanzó una profundidad máxima de ~50 m entre 1970 y 1979.

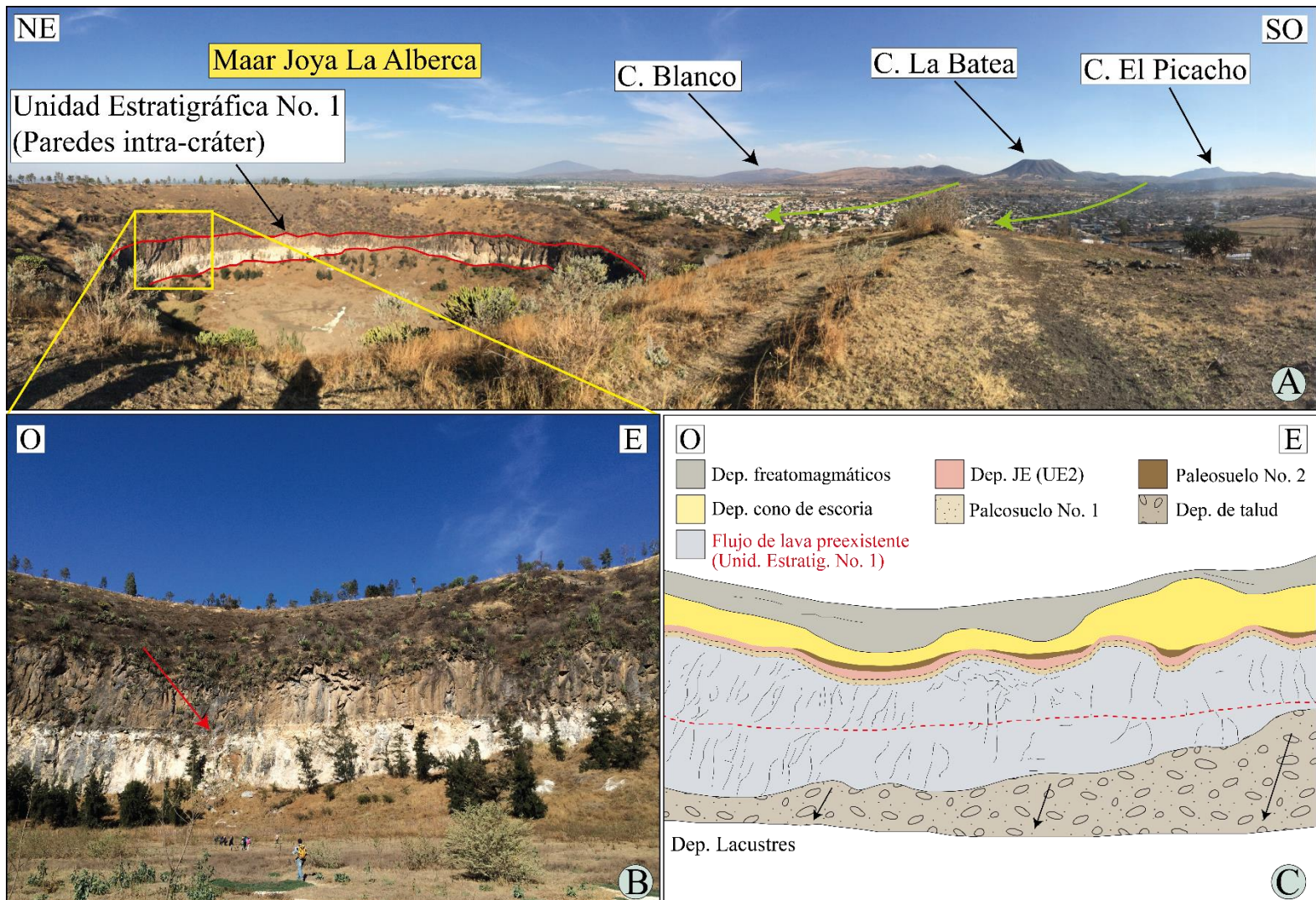


Figura 5.5. Características de la unidad estratigráfica No. 1: **A)** Vista desde el borde del cráter Joya La Alberca hacia el NE. Flujos de lava preexistentes (indicados por la flecha negra y delimitados por las líneas rojas; Unidad Estratigráfica No. 1), afloran en las paredes intra-cráter de Joya La Alberca y provienen de la zona del Cerro La Batea y Cerro El Picacho (altos topográficos en el fondo; dirección del flujo marcada por las flechas verdes). El recuadro amarillo delimita la zona mostrada en la imagen B. **B)** Vista de la Unidad Estratigráfica No. 1, correspondiente a la pared vertical intra-cráter, desde el fondo del cráter de Joya La Alberca. La flecha roja indica el nivel alcanzado por el lago que originalmente rellenaba el cráter, el cual está marcado por una pátina de color blanco, sobre la pared vertical del cráter. **C)** Dibujo esquemático de los diferentes estratos presentes en la imagen B. La línea roja punteada indica el nivel alcanzado por el lago originalmente. La presencia del paleosuelo No. 1 es inferida, ya que este estrato aflora claramente en la zona sur del cráter. Los depósitos de cono de escoria (magmáticos) y los freatomagmáticos hacen parte de la erupción que finalmente formó el cráter Joya La Alberca, es decir, de la Unidad Estratigráfica No. 3. Depósitos (Dep.). Unidad estratigráfica 2 (UE2). Cráter Joya Estrada (JE). Los depósitos coluviales (talud) provienen de las zonas altas del cráter (flechas negras).

- **Interpretación Unidad Estratigráfica No. 1:**

La Unidad Estratigráfica No. 1 corresponde a un flujo de lava, de espesor total desconocido (> 40 m), que infrayace a las Joyas Estrada, La Alberca, Cíntora, Blanca y Solís. Por esto, el flujo puede ser considerado como anterior al menos a la actividad freatomagmática de dichos cráteres. En particular en Joya La Alberca, el flujo de lava infrayace a un paleosuelo (Paleosuelo No. 1) de espesor total desconocido, que lo separa de los demás depósitos que afloran en las paredes internas del cráter (Fig. 5.4). Por esto, el flujo de lava (Unidad Estratigráfica No. 1) no hace parte de la misma erupción que dio origen al cráter Joya La Alberca, como fue planteado anteriormente por algunos autores (Murphy, 1986), sino corresponde a un flujo de lava preexistente generado por actividad efusiva previa, como lo han sugerido trabajos más recientes (Rincón-Herrera, 2005; Aranda-Gómez & Carrasco-Núñez, 2014). Adicionalmente, debido a que el contacto basal del flujo de lava preexistente no aflora, en profundidad podrían existir diferentes flujos intercalados y, por tanto, el cuerpo observado en las paredes internas del cráter Joya La Alberca, correspondería solamente a la zona superior del basamento local sobre el cual está emplazado el maar (Fig. 5.4).

Por otro lado, debido a que el flujo de lava preexistente aflora en las paredes internas del cráter Joya La Alberca, es posible interpretar que este fue fracturado durante la erupción que excavó el maar. Por lo tanto, el acuífero que albergó el agua que entró en contacto con el magma juvenil en ascenso, pudo haber estado ubicado en la zona basal del flujo de lava preexistente, o en niveles estratigráficos inferiores (McDonald, 1972; Sheridan & Wohletz, 1981; Sheridan & Wohletz, 1983; Lorenz, 1987; Wohletz et al., 2013). Finalmente, según la geomorfología de la zona de Valle de Santiago (Fig. 5.2), la dirección del flujo preexistente es suroeste - noreste, lo que indica que su origen podría ser asociado con actividad efusiva proveniente de la zona del cerro El Picacho; un flujo de lava que descendió por el flanco noreste del cerro hasta la planicie lacustre, y alcanzó una longitud máxima de ~14 km. De acuerdo con los fechamientos publicados hasta la fecha, mencionados anteriormente, esta actividad podría haber ocurrido hace 0.073 ± 0.024 (Murphy, 1986) o 0.25 ± 0.02 Ma (Rincón-Herrera, 2005).

5.3.2. Paleosuelo No. 1: *Primer paleosuelo de la estratigrafía del cráter Joya La Alberca*

El paleosuelo No. 1 no aflora en la zona de estudio, pero se infiere que se desarrolló sobre el flujo de lava preexistente (unidad estratigráfica No. 1) y que infrayace los depósitos derivados de la formación del cráter Joya Estrada (unidad estratigráfica No. 2). Por esto, se desconocen sus características texturales y su espesor total. Sin embargo, en particular en Joya La Alberca, la presencia del paleosuelo No. 1 podría estar asociada a una zona de menor pendiente que se observa alrededor de la zona intra-cráter entre el flujo preexistente y los demás depósitos aflorantes en las paredes internas del anillo piroclástico (Fig. 5.5C, 5.6, 5.8A y 5.9A). Por último, aunque no fue posible datar directamente el paleosuelo No. 1, la edad reportada para el flujo de lava preexistente (unidad estratigráfica No. 1), la posición estratigráfica de los depósitos del cráter Joya Estrada (unidad estratigráfica No. 2), y la edad obtenida en la presente tesis para el paleosuelo No. 2, permiten estimar que la formación del paleosuelo No. 1 ocurrió entre 0.25 ± 0.02 Ma y $23,170 \pm 90$ a AP, pero que precedió a la erupción del cráter Joya Estrada (Tablas 5.1 y 5.2).

5.3.3. Unidad estratigráfica No. 2: *Depósitos de cráter de explosión Joya Estrada.*

La unidad estratigráfica No. 2 aflora en dos puntos diferentes, el primero es la pared externa este del cráter Joya Estrada (maar de composición riolítica; Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008), en donde el material está siendo explotado en una cantera (Localidades 1503 y 1890; Fig. 5.3), y el segundo es en el sector norte de las paredes internas del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.5C). En el primer punto,

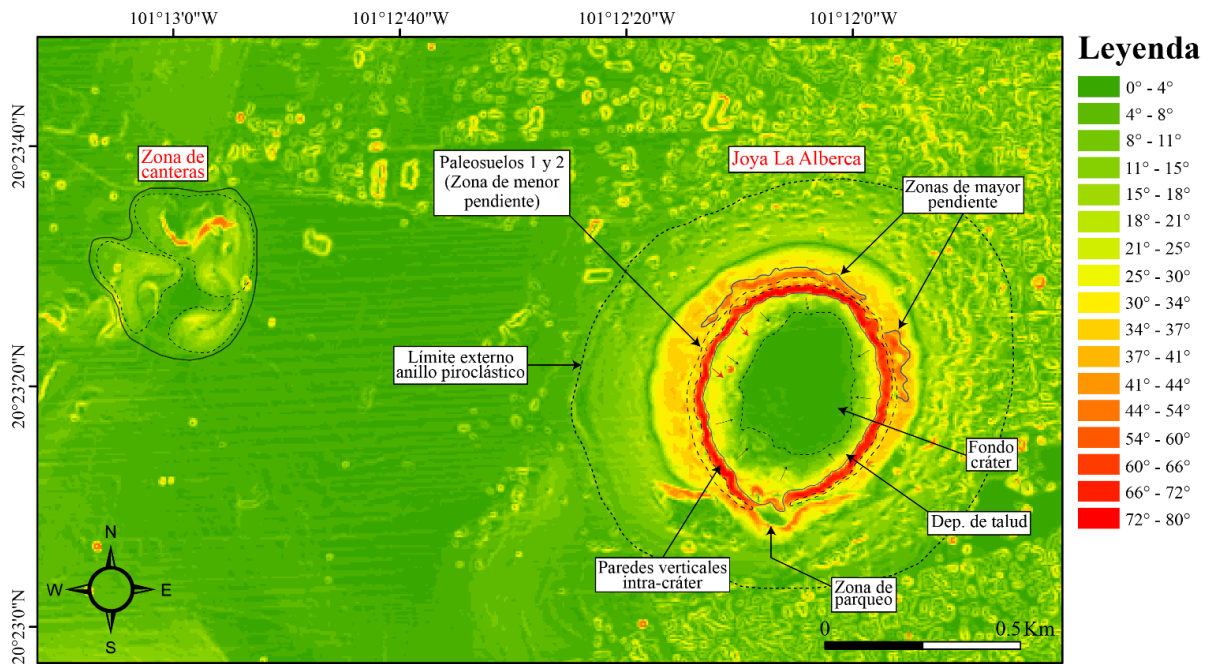


Figura 5.6. Mapa de pendientes de la zona entre el cráter Joya La Alberca y las canteras de escoria. Se observa un cambio de pendiente en el sector superior de las paredes intra-cráter verticales (flujo de lava preexistente), que corresponde a los paleosuelos No. 1 y 2, y a los depósitos de la unidad estratigráfica. En el sector norte del cráter se observa una segunda zona de pendiente aproximadamente vertical, la cual corresponde a los depósitos de la fase magmática de la unidad estratigráfica 3. Los intervalos en grados de inclinación fueron escogidos para resaltar las zonas geomorfológicas relevantes (p.ej. Paleosuelo No. 1). Surcos posiblemente asociados a subsidencia (flechas rojas). En la zona norte, noreste y sureste del mapa se observa pendientes muy variables asociadas a la zona urbana (ruido presente en el MED original).

la descripción de la unidad estratigráfica No. 2 se realizó en la localidad 1890 (Figs. 5.3 y 5.7C), donde la unidad tiene un espesor mínimo de ~50 cm. El contacto basal no aflora y el contacto superior es transicional con el paleosuelo No. 2 (Fig. 5.7D). El depósito es bien estratificado en capas delgadas y medianas con espesor entre 1 y 5 cm, con geometría en general tabular, son clasto-soportadas, bien seleccionadas y los fragmentos son de angulares a subangulares. La estratificación se debe a la intercalación entre capas de 1) ceniza fina: endurecidas, y predominan hacia el tope de la secuencia en donde presentan laminación cruzada y plano-paralela, 2) ceniza media: deleznable a la base y endurecidas al tope del depósito, presentan laminación cruzada y plano-paralela y 3) lapilli medio: deleznable, predominan a la base de la secuencia y pueden ser masivas o presentar laminación cruzada (Fig. 5.7D). Los componentes del depósito son: vesiculados vítreos leucocráticos (i.e. pómez), densos melanocráticos afaníticos (posiblemente obsidiana), cristales libres de k-feldespato, plagioclasa y cuarzo, y en menor medida, líticos rojizos densos y microvesiculados. Finalmente, en la pared externa este de Joya Estrada el depósito puede ser observado dentro de la cantera (localidad 1503) con un espesor mínimo de ~5 m, ya que el contacto basal tampoco aflora (Fig. 5.7A y B).

Por otra parte, se describieron también depósitos de Joya Estrada en la zona norte y noreste intra-cráter de Joya La Alberca (Figs. 5.8 y 5.4), donde tienen un espesor mínimo entre 0 y ~1.5 m. La descripción de las características típicas de los depósitos se realizó en la localidad VS-18101, donde el depósito tiene espesor mínimo de ~1.25 m, el contacto basal no aflora y el superior es neto irregular con el paleosuelo 2. El depósito es bien estratificado en capas delgadas a medianas, las cuales tienen generalmente geometría tabular. Las diferentes capas son clasto-soportadas, bien seleccionadas y los fragmentos son de subangulares a sub-redondeados. Predominan capas de ceniza extremadamente fina, las cuales son masivas, están endurecidas y presentan lapilli acrecional. En menor cantidad están capas de granulometría entre ceniza fina - ceniza media, que son deleznable y presentan laminación y estratificación plano-paralela y cruzada. Los fragmentos observados en el depósito son: vesiculados vítreos leucocráticos (i.e. pómez), densos melanocráticos afaníticos (posiblemente obsidiana), cristales libres de feldespato y cuarzo, y en menor medida, líticos rojizos densos y microvesiculados.

- **Interpretación Unidad Estratigráfica No. 2:**

A partir de las características texturales descritas de los depósitos de la Unidad Estratigráfica No. 2, se puede establecer que esta corresponde a depósitos de oleadas piroclásticas basales (Moore et al., 1966; 1967; Waters & Fisher, 1971; Wohletz & Sheridan, 1979; Cas & Wright, 1987; Wohletz, 1998; Wilson & Houghton, 2000) generadas por la erupción freatomagmática que dio origen a Joya Estrada. Esto debido a que este cráter de explosión es el único de composición riolítica reportado en el CVVS (Murphy, 1986; Cano-Cruz, 2006; Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008). En particular, a partir de los fragmentos juveniles riolíticos presentes en los depósitos, así como por su posición estratigráfica, fue

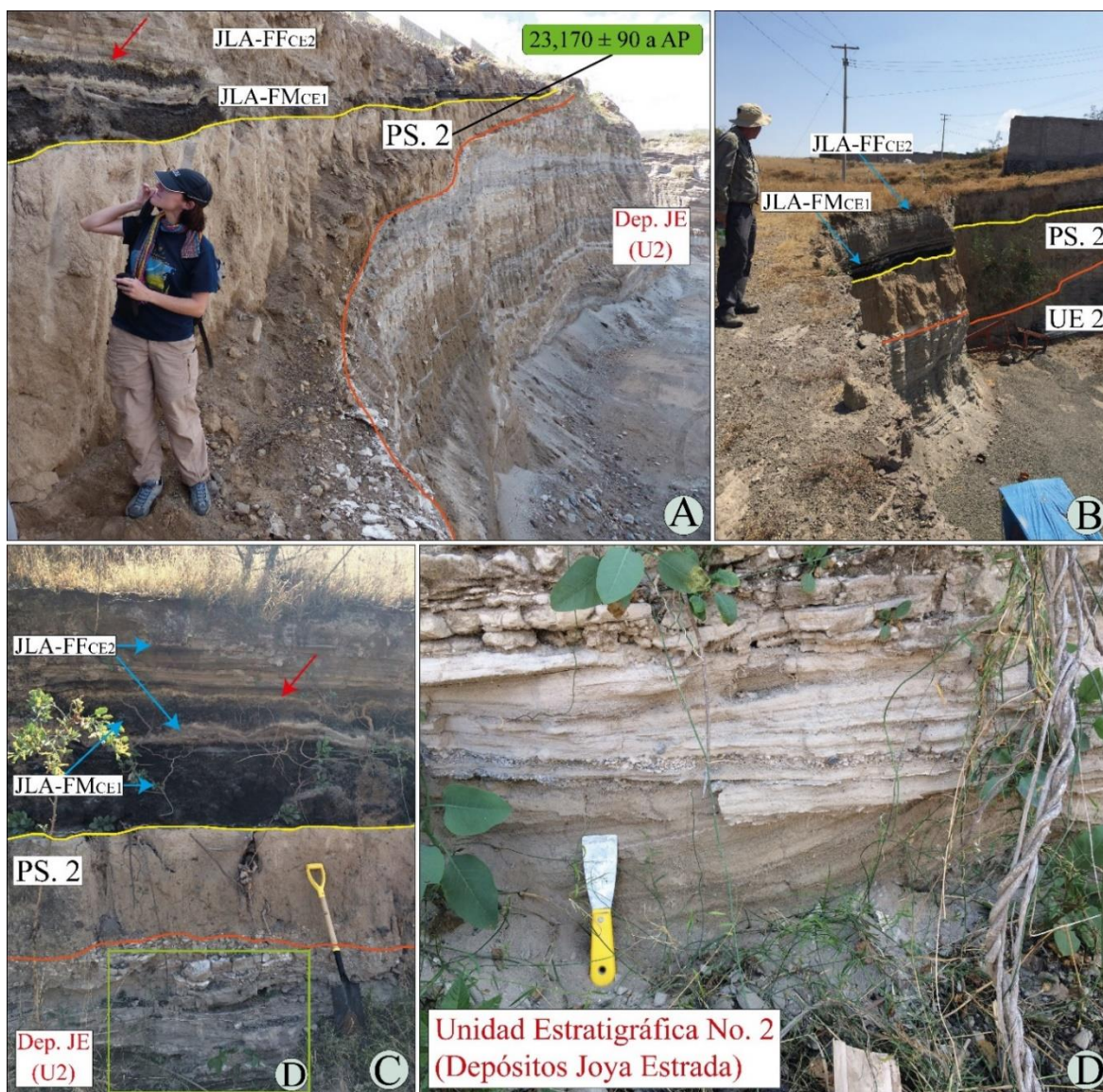


Figura 5.7. Características de la unidad estratigráfica No. 2 cerca del cráter Joya Estrada: **A y B)** Localidad ubicada en la cantera de los depósitos del cráter Joya Estrada (unidad estratigráfica 2; Dep. JE - U2; Localidad 1503). El contacto basal de los depósitos del cráter de explosión Joya Estrada no aflora y el superior es transicional con el paleosuelo No. 2 (PS. 2). Sobreyaciendo el paleosuelo No. 2 están los depósitos de la fase magmática de la erupción de Joya La Alberca provenientes de la zona de canteras (centro eruptivo No. 1; JLA-FMCE1). En contacto concordante (flecha roja) los depósitos freatomagmáticos del maar Joya La Alberca (centro eruptivo No. 2; JLA-FFCE2) se encuentran intercalados con los depósitos escoráceos de caída. Fotografía A cortesía de Claus Siebe tomada el 20 de marzo de 2015. **C)** En la localidad 1890, ubicada al este de la localidad 1503, se observa una estratigrafía similar a la descrita en A y B. El recuadro verde delimita la zona de la figura D. **D)** Estratificación cruzada de los depósitos del cráter Joya Estrada.



Figura 5.8. Características de la unidad estratigráfica No. 2 (depósitos Joya Estrada) en la pared norte del cráter Joya La Alberca (centro eruptivo 2): **A)** Vista desde el mirador de Joya La Alberca hacia el sector norte del cráter. Recuadro amarillo: zona en donde afloran los depósitos de Joya Estrada. Se indican posibles zonas de menor pendiente en la parte interna sur del cráter que podrían estar asociadas al paleosuelo No. 1 (PS. 1). **B)** Los depósitos de Joya Estrada (Dep. JE - U2) están a la base, no aflora contacto basal y el superior es transicional con el paleosuelo No. 2 (PS. 2). Sobreyaciendo al PS 2 están los depósitos del cono de escorias formado en la fase inicial de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca (JLA-FMCE2). **C)** Secuencia estratigráfica similar a la descrita en B, pero los espesores varían, y se observa claramente la estratificación plano-paralela de los depósitos del cráter Joya Estrada.

posible correlacionar los depósitos descritos en la zona norte y noreste intra-cráter de Joya La Alberca con la actividad freatomagmática de Joya Estrada. Adicionalmente, los depósitos freatomagmáticos riolíticos en Joya La Alberca, expuestos a una distancia entre ~2.8 y ~3 km del centro de Joya Estrada se caracterizan por: espesor mínimo de ~1.5 m, estratificación/laminación plano-paralela dominante bien desarrollada, capas con geometría tabular, clasto-soportadas, bien seleccionadas, típicamente masivas, endurecidas, granulometría ceniza extremadamente fina dominante y con presencia de lapilli acrecional. Estas características texturales, y la distancia de los afloramientos a la fuente, permiten precisar que estos depósitos freatomagmáticos riolíticos, observados en la zona interna norte y noreste

de Joya La Alberca, corresponden a las *facies* distales de los productos de Joya Estrada. Esta interpretación es independiente de si el comportamiento de la oleada piroclástica basal siguió el modelo de “des-fluidización” propuesto por Wohletz & Sheridan (1979) o el de “inflación/dilución” de Son & Chough (1989), ya que ambos coinciden en que en las zonas distales de un depósito de oleada piroclástica basal predominan las *facies* planares.

Finalmente, debido a que los depósitos de Joya Estrada están infrayaciendo el paleosuelo No. 2, el cual a su vez infrayace los depósitos de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca (Unidad Estratigráfica No. 3), es posible concluir que el cráter Joya Estrada es más antiguo que Joya La Alberca. Diferentes estudios han fechado la posible edad del cráter Joya Estrada, Murphy (1986) por medio del método K/Ar en vidrio riolítico juvenil obtuvo una edad de 0.27 ± 0.2 Ma, Peñaloza-Turrubiates (2005) fechó un fragmento riolítico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 0.247 ± 0.02 Ma, y Cano-Cruz & Carrasco-Núñez (2008) reportaron la posible edad del cráter Joya Estrada mediante el fechamiento de un cristal de sanidino separado de un clasto riolítico, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en 0.18 ± 0.03 Ma. Sin embargo, teniendo en cuenta la edad del paleosuelo No. 2 y las relaciones estratigráficas presentadas en apartados anteriores, la formación de Joya Estrada podría constreñirse hasta más antigua que $23,170 \pm 90$ a AP.

5.3.4. Paleosuelo No. 2: *Segundo paleosuelo de la estratigrafía local*

El paleosuelo No. 2 aflora en la cantera ubicada en la pared externa este del cráter Joya Estrada (localidades 1503 y 1890) y en las paredes intra-cráter de Joya La Alberca (localidad 18101-103; Figs. 5.3 y 5.4), y en estas dos localidades el paleosuelo está desarrollado sobre los depósitos de Joya Estrada (Unidad Estratigráfica No. 2). En primer lugar, en la pared externa este de Joya Estrada el paleosuelo puede ser observado dentro de la cantera (localidad 1503) con geometría lenticular, y, por tanto, presenta espesor desde 0 m hasta ~1.8 m. Debido a que el suelo se desarrolló a partir de los depósitos del cráter Joya Estrada, el contacto basal es transicional, mientras que el contacto superior es neto irregular (Fig. 5.7A y B) con los depósitos de la fase magmática de la Unidad Estratigráfica No. 3. En la localidad 1890 (Figs. 5.3 y 5.7C) el paleosuelo No. 2 presenta geometría tabular con espesor ~70 cm y su contacto superior es neto irregular, es masivo, matriz-soportado (matriz de ceniza extremadamente fina predominante; limo-arcillosa), mal seleccionado, parcialmente endurecido y contiene ocasionales fragmentos subangulares de tamaño de lapilli medio a grueso (guijo fino a muy grueso): densos y vesiculados melanocráticos (escoráceos) y vesiculados vítreos leucocráticos (pómez). En la localidad 1503 se recolectó una muestra de este paleosuelo y fue fechada para el presente estudio mediante el método de radiocarbono en $23,170 \pm 90$ a AP (Fig. 5.7A; Tabla 5.2).

Por otra parte, en la zona intra-cráter de Joya La Alberca, el paleosuelo No. 2 aflora en dos sectores opuestos y con características considerablemente diferentes. El primer sector corresponde a las paredes intra-cráter norte y noreste (Fig. 5.8), donde el paleosuelo se caracteriza por ser una capa de geometría irregular (se acuña) con un espesor que varía desde 0 hasta 4-6 cm (Fig. 5.8) y que, en las zonas de mayor espesor, desarrolla dos horizontes, uno gris oscuro inferior y otro marrón oscuro superior. El contacto superior es neto irregular y el basal transicional, y el depósito es masivo, matriz-soportado, moderadamente seleccionado y parcialmente endurecido, con fragmentos subangulares densos melanocráticos tamaño ceniza fina (arena fina) embebidos en una matriz limo-arcillosa predominante (corresponde al ~95% de la superficie del depósito; Fig. 5.8C). Por su parte, el segundo sector dentro de Joya La Alberca donde aflora el paleosuelo No. 2 corresponde a la zona sur del cráter, más exactamente sobre la pared sur del mirador vehicular (Figs. 5.4 y 5.9; localidades 1501/ 1759), donde el paleosuelo es un depósito con un espesor mínimo de 3.5 m, ya que no aflora su base, con el contacto superior neto irregular con los depósitos de la fase magmática de la erupción que finalmente

dio origen al cráter Joya La Alberca (JLA-FMCE2; Fig. 5.9C), geometría tabular y es masivo y matriz-soportado con algunos fragmentos tamaño lapilli grueso (guijo grueso) del flujo de lava preexistente embebidos en una matriz limo-arcillosa (Fig. 5.9B). En esta localidad (1501/ 1759), la zona superior del paleosuelo No. 2 fue fechada por el método ^{14}C en $21,350 \pm 80$ a AP (Fig. 5.9B; Tabla 5.2).



Figura 5.9. **A)** Vista desde el borde del cráter de Joya La Alberca hacia el sur. Las líneas amarillas demarcan el flujo de lava preexistente (Unidad estratigráfica 1). Se indican posibles zonas de menor pendiente en la parte interna sur del cráter que podrían estar asociadas al paleosuelo No. 1 (PS. 1). El recuadro rojo corresponde a la localidad en donde está expuesto claramente el paleosuelo No. 2 (PS. 2) y delimita la zona cubierta por la imagen B (fotografía tomada por Claus Siebe el 5 de junio de 2018). **B)** Localidad ubicada en el estacionamiento vehicular/mirador del cráter Joya La Alberca donde aflora el mayor espesor del paleosuelo No. 2 (~3.5 m). Se observa que el paleosuelo infrayace los depósitos de la erupción del cráter Joya La Alberca (JLA-FMCE1 y JLA-FFCE2). El recuadro morado delimita la zona cubierta por la imagen C (fotografía original de Claus Siebe tomada el 19 de marzo de 2015). **C)** El contacto basal del paleosuelo No. 2 no aflora, el superior es neto irregular, y, en esta localidad, el paleosuelo infrayace depósitos escoráceos de caída de la fase magmática inicial de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca.

5.3.5 Unidad estratigráfica No. 3: *Depósitos de la erupción que finalmente dio origen al cráter de explosión Joya La Alberca*

La unidad estratigráfica No. 3 está conformada por depósitos magmáticos y por la secuencia freatomagmática del cráter Joya La Alberca. Debido a que en los diferentes afloramientos de la zona de estudio se pudo observar que el contacto entre estos tipos de depósitos es neto concordante, es decir que no están separadas por paleosuelos y/o depósitos epiclásticos (material re TRABAJADO) o superficies erosivas importantes que indiquen un intervalo de tiempo representativo, estos hacen parte de una misma erupción. Así, la unidad estratigráfica No. 3 registra una erupción que inició con una fase magmática principalmente explosiva y en menor medida efusiva, y finalmente, de manera relativamente súbita, se tornó freatomagmática y dio origen al cráter de explosión Joya La Alberca.

1) Depósitos de la Fase Magmática (JLA - FM):

Los depósitos de la fase magmática registran la actividad de dos centros eruptivos diferentes. El primero (CE 1) está ubicado a ~1.6 km al oeste del cráter Joya La Alberca en una zona donde actualmente se encuentran canteras de escoria, mientras que el segundo (CE 2) corresponde al conducto que alimentó la formación del maar Joya La Alberca propiamente, ubicado más exactamente al norte y noreste de la zona intra-cráter actual (Fig. 5.3 y Fig. 5.10).

- *Centro eruptivo 1: Zona de canteras de escoria (JLA - FMCE1)*

El primer centro eruptivo (CE 1) consiste en la superposición de tres montículos apenas perceptibles en un mapa de escala 1:50.000, de los cuales no aflora su base y están siendo explotados como canteras de escoria (Fig. 5.11). En primer lugar, los montículos sur y oeste (localidad VS-1895) presentan formas ligeramente alargadas en dirección NNE - SSW, y, debido a que no aflora su límite basal, tienen alturas mínimas de ~20 m, y un área basal mínima de $\sim 0.192 \times 10^{-4}$ km² y $\sim 0.241 \times 10^{-4}$ km², respectivamente. Por su parte, el montículo norte (localidad VS-1502) es el de mayores dimensiones, ya que presenta una forma ligeramente alargada (longitud de ~400 m) en dirección NW - SE, un ancho máximo de ~190 m, una altura mínima de ~35 m, y un área basal mínima de $\sim 5.34 \times 10^{-4}$ km². A partir de los afloramientos presentes, se observó que los montículos consisten principalmente de material escoráceo, donde tanto el grado de aglutinamiento como el de oxidación de los fragmentos de escoria varían vertical y lateralmente. Así, en el montículo norte los depósitos escoráceos corresponden a una capa con un espesor mínimo entre ~5 y ~13 m (alcanza el mayor espesor en el flanco norte del montículo), ya que el contacto basal no aflora y el superior es neto irregular localmente erosivo con las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.12A y C y 5.29). El depósito es en general masivo, pero con estratificación plano-paralela incipiente que mejora hacia el tope (Fig. 5.12C), generalmente es deleznable, clasto-soportado, mal seleccionado, y monolitológico. El grado de aglutinamiento es alto en las zonas donde los fragmentos están más oxidados (tonos rojizos ocre; Fig. 5.12B y D), mientras que en las zonas menos alteradas (p.ej. flanco norte del montículo), no están aglutinados (Fig. 5.10B).

Adicionalmente, los fragmentos, en general de color gris oscuro, son angulares y presentan tamaños entre lapilli grueso (domina en general en el depósito) y bloque-bomba (domina en zonas de mayor oxidación). Los clastos de mayor tamaño son hasta de 1 m, están achatados de manera paralela a la estratificación (Fig. 5.12C) y algunos presentan una corteza densa de hasta 3 cm con textura de “corteza de pan” y una distribución desigual de las vesículas (las de mayor tamaño (< 1 cm) se concentran en el centro del clasto y su tamaño disminuye hacia las márgenes; Fig. 5.12C-E). Los fragmentos oxidados (tonalidades rojizas ocre) y sin alterar (melanocráticos; muestra VS-1502A) son

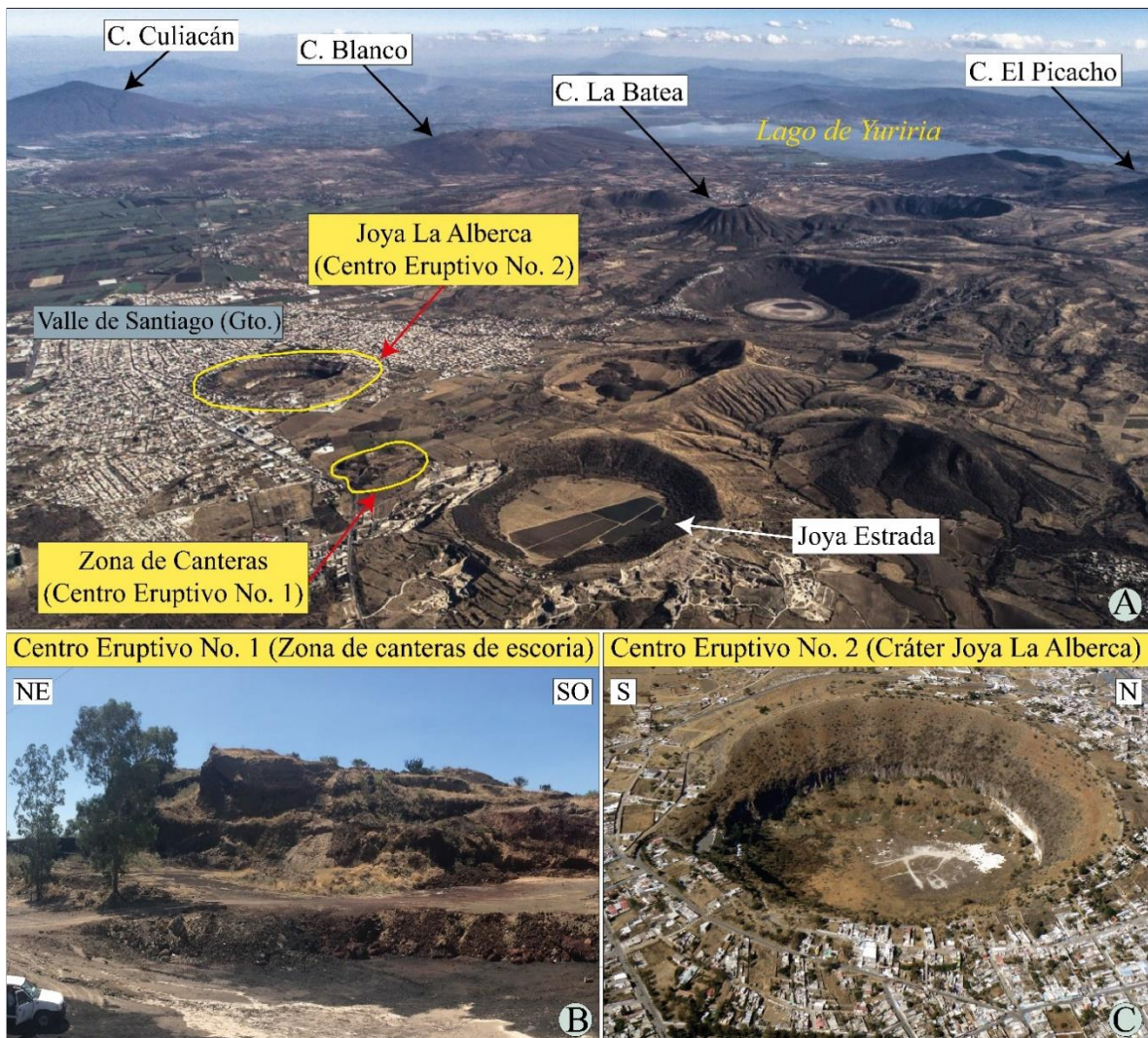


Figura 5.10. Ubicación de los dos centros eruptivos relacionados al evento que dio origen al cráter Joya La Alberca: **A)** Panorámica del CVVS (Guanajuato) donde se observan las diferentes formas volcánicas de la zona y se ubican los dos centros eruptivos del evento que dio origen a Joya La Alberca. La erupción comienza en la zona de canteras de escoria (Centro Eruptivo No. 1) ubicada ~1.6 km al este de Joya La Alberca con actividad magmática y finaliza formando el cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2) por freatomagmatismo. Fotografía original tomada por el fotógrafo Santiago Arau en 2019 (Tomada de: https://twitter.com/santiago_arau/status/1092270726055366656; santiagoarau.com). **B)** Vista de uno de los montículos (*scoria rampart*) ubicados en la zona de canteras de escoria (Centro eruptivo No. 1). **C)** Fotografía aérea del cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2). Fotografía de Claus Siebe tomada el 30 de noviembre de 2011.

vesiculados (escoráceos) con vesículas de esféricas a irregulares de hasta 4 cm (algunas presentan coalescencia), y presentan textura porfirítica hipocrystalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 1 cm), olivino (hábito subhedral < 2 mm), piroxeno (hábito subhedral < 0.5 cm, color negro y tonalidad marrón) y ocasionalmente, glomerocristales con textura fanerítica inequigranular con fenocristales euhedrales de plagioclasa (< 1 cm), +/- cristales subhedrales de biotita y de anfíbol. Eventualmente, en el depósito también se observaron fragmentos leucocráticos hipocrystalinos vesiculados que tienen vesículas de elongadas a esféricas (< 2 cm), algunas con coalescencia, textura porfirítica hipocrystalina con fenocristales de k-feldespatos (hábito subhedral < 1.5 cm), plagioclasa (hábito tabular subhedral de ~0.5 cm), +/- piroxeno y +/- cuarzo, en una matriz vítreo-cristalina blanquecina, y están comúnmente rodeados por una “costra” de material escoráceo juvenil (Fig. 5.13E y F). Teniendo en cuenta que la mineralogía de estos fragmentos indica una composición félsica y que su vesicularidad es alta y con vesículas redondeadas de tamaño variable y distribución heterogénea, estos fragmentos se interpretan como xenolitos tipo *pop-corn* (i.e. *xeno-*

pumice o frothy xenoliths; Zaczek-Pedroza et al., 2014; Berg et al., 2016a, 2016b; Burchardt et al., 2016; Carracedo et al., 2022; García-Paredes, 2022). Por otra parte, el montículo norte evidencia también actividad efusiva, ya que se observaron fragmentos densos tamaño bloque (muestra VS-1502-B), posiblemente rodados desde la cima, que se caracterizan por tener color gris claro, por ser desde densos hasta microvesiculados (vesículas en su mayoría esféricas con diámetro ≤ 1 mm, y ocasionalmente alargadas y por presentar textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral de hasta 2 mm) y piroxeno (≤ 3 mm), embebidos en una matriz vitreo-cristalina. Además, se observaron ocasionalmente glomerocristales con textura fanerítica inequigranular con fenocristales euhedrales de plagioclasa (< 1 cm), +/- cristales subhedrales de biotita y de piroxeno (< 0.5 cm), así como posibles xenolitos tipo “popcorn”.

Por su parte, el montículo oeste (localidad 1895) está constituido principalmente por un depósito con espesor mínimo de ~ 7.5 m (no aflora el contacto basal). El depósito es en general masivo, clasto-soportado, moderadamente seleccionado y monolitológico. Los fragmentos juveniles escoráceos son en general de color gris oscuro, angulares y el tamaño dominante en el depósito es lapilli grueso, pero ocasionalmente los de mayor tamaño están achatados horizontalmente. Además, los juveniles son vesiculados (escoráceos), con vesículas desde esféricas a irregulares de hasta 3 cm (algunas presentan coalescencia), y tienen textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 0.8 cm), olivino (hábito subhedral < 1.5 mm), piroxeno (hábito subhedral < 0.7 cm, color negro y tonalidad marrón) y ocasionalmente, glomerocristales con textura fanerítica inequigranular con fenocristales euhedrales de plagioclasa (< 1 cm), +/- cristales subhedrales de biotita y +/- cristales de anfíbol (< 0.5 cm; posibles xenolitos tipo *popcorn*). La base del depósito está oxidada y los fragmentos están parcialmente aglutinados, mientras que las zonas intermedia y superior del depósito no están oxidadas, pero si parcialmente endurecidas. En general, respecto a los depósitos del montículo norte, los del montículo oeste tienen menor tamaño de grano dominante, y un grado de aglutinación y oxidación menor.

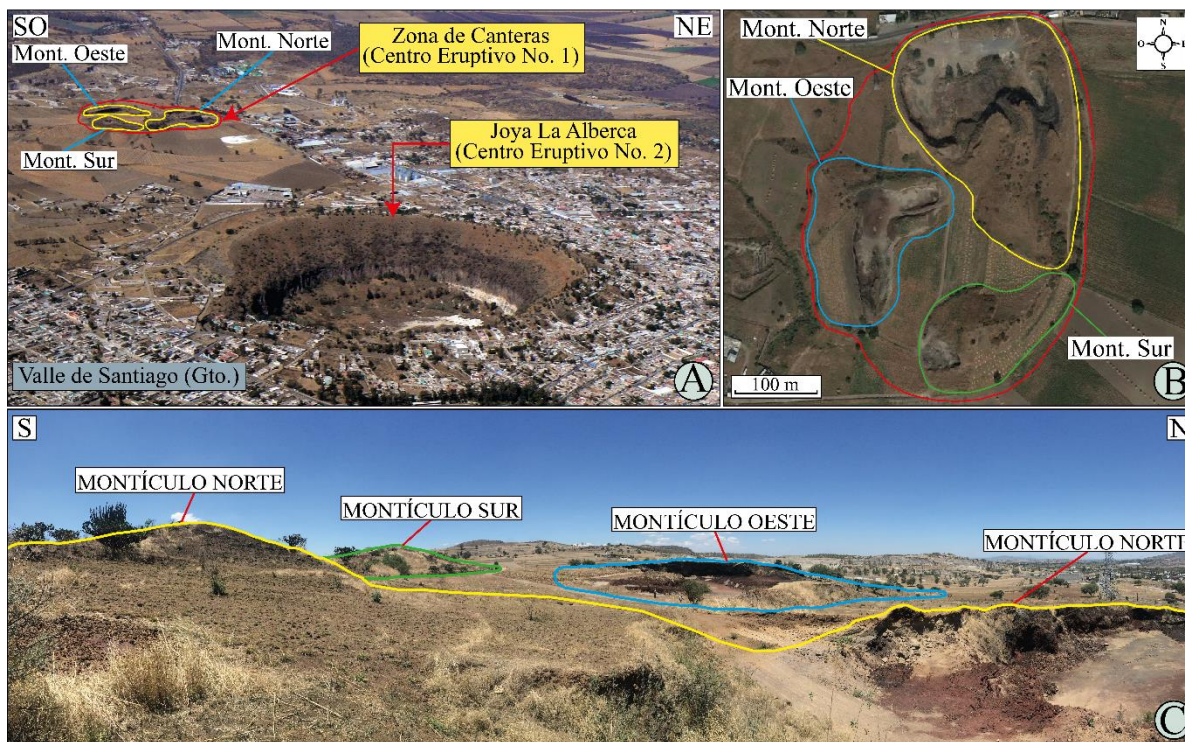


Figura 5.11. A) Ubicación de los tres montículos de la zona de canteras (Centro Eruptivo No. 1): Montículo Norte, Montículo Oeste y Montículo Sur. Fotografía de Claus Siebe tomada el 30 de noviembre de 2011. B) Acercamiento a la zona de canteras de escoria y delimitación de los tres montículos descritos. Imagen satelital original tomada de Google Earth® 2019. C) Vista desde el Montículo Norte del Centro Eruptivo No. 1 y delimitación en campo de los tres montículos.

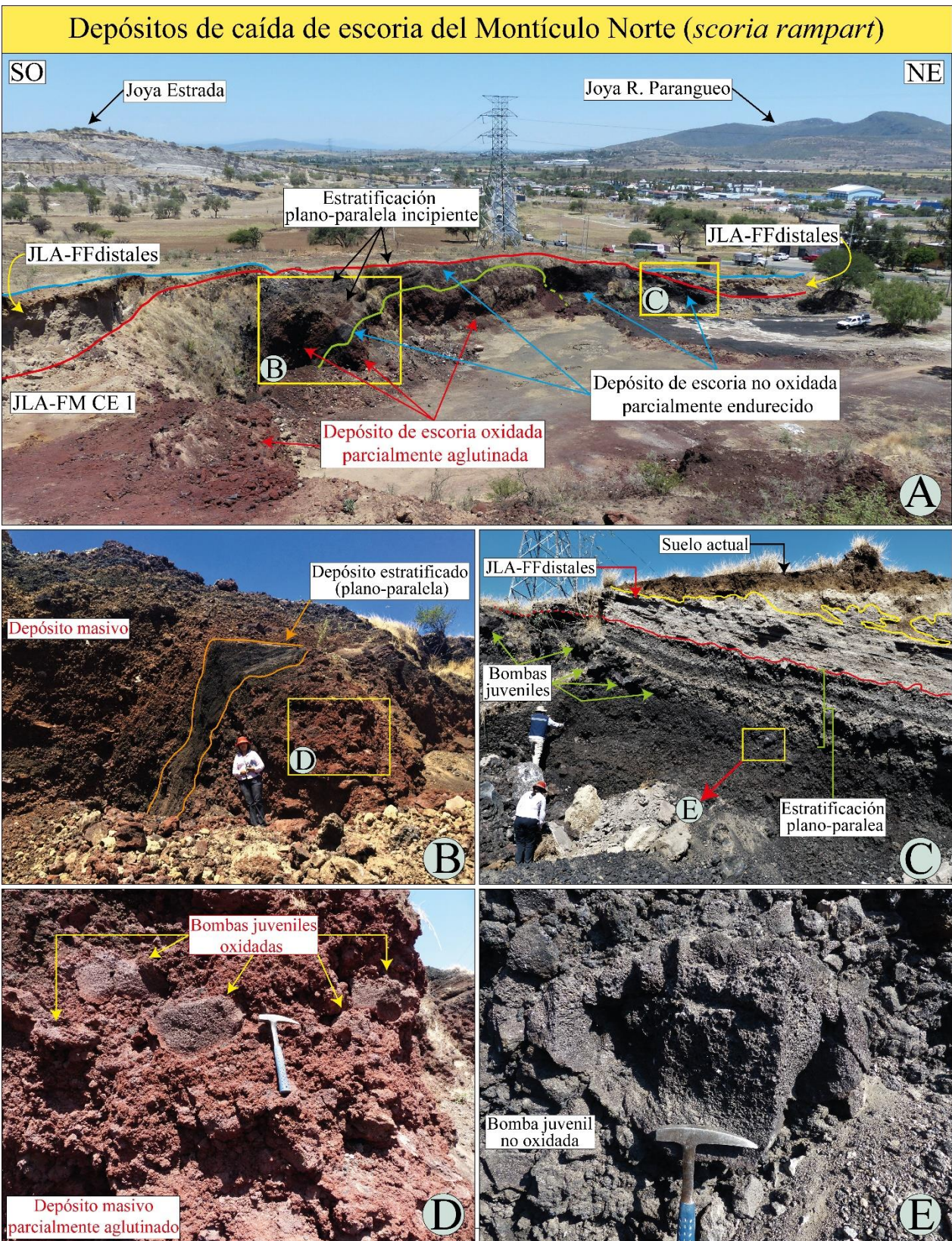


Figura 5.12. Características de los depósitos de la fase magmática del Centro Eruptivo No. 1 (zona de canteras; JLA-FMCE1) de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. **A)** Vista de los depósitos que conforman el Montículo Norte (*scoria rampart*; JLA-FMCE1). El contacto basal de los depósitos no aflora y el superior es erosivo pero concordante con las facies distales de los depósitos asociados a la formación propiamente del cráter Joya La Alberca (JLA-FFCE2 distales). El depósito es en general masivo, pero ocasionalmente presenta estratificación plano-paralela incipiente. Se indican zonas donde el depósito está aglutinado y oxidado, y otras donde está parcialmente endurecido, pero no oxidado. Los recuadros amarillos delimitan las zonas de las figuras indicadas. **B)** Acercamiento a una zona donde el depósito es masivo y está aglutinado y oxidado. Se indica una zona del depósito que presenta estratificación plano-paralela inclinada bien desarrollada y los componentes (escoria) no están oxidados. **C)** Acercamiento a una zona donde el depósito es masivo, no oxidado, y está parcialmente endurecido. Hacia el tope el depósito presenta estratificación plano-paralela inclinada y un nivel enriquecido en bombas juveniles achatadas en la dirección de la estratificación. El recuadro amarillo delimita la zona de la figura indicada. Fotografía de Claus Siebe. **D)** Acercamiento al depósito masivo donde se observan bombas juveniles oxidadas (el tamaño y la cantidad de las vesículas aumentan del borde al centro de los fragmentos) embebidas en matriz de fragmentos escoráceos aglutinados. **E)** Acercamiento al depósito masivo donde se observa una bomba juvenil no oxidada (el tamaño y la cantidad de las vesículas aumentan del borde al centro de los fragmentos).

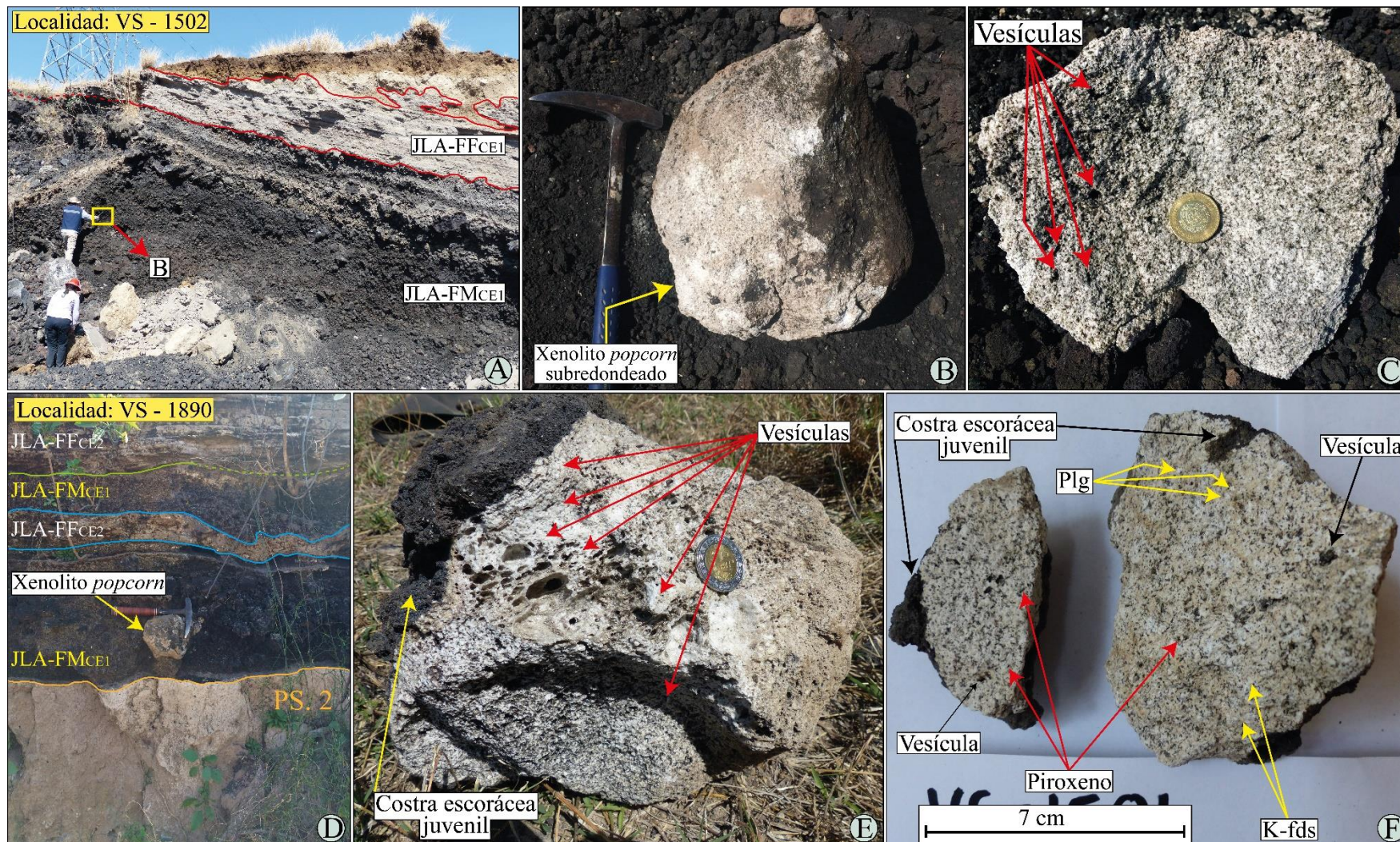


Figura 5.13. Características de los xenolitos tipo *popcorn* en los depósitos del Centro Eruptivo No. 1 (localidades VS-1502 y VS-1890): **A)** Afloramiento de los depósitos del Montículo Norte (JLA-FMcE1; Localidad VS-1502) en donde el recuadro amarillo muestra zona del depósito de donde se extrajo el xenolito que se muestra en B. **B)** Apariencia externa del xenolito tipo *popcorn*, el cual presenta una forma subredondeada. **C)** Aspecto interno del xenolito tipo *popcorn* descrito en B, que corresponde a un fragmento con textura porfirítica hipohialina (domina fracción cristalina) con fenocristales de plagioclasa, k-feldespato, piroxeno, y posiblemente cuarzo y anfíbol, en una matriz vítrea leucocrática pobremente vesiculada (vesículas irregulares con tamaños <0.5 cm). **D)** Afloramiento de los depósitos producidos por el Centro Eruptivo No. 1 (JLA-FMcE1) en la localidad VS-1890 en los que se observó también un xenolito tipo *popcorn*. El recuadro amarillo indica la zona del depósito de donde se extrajo el xenolito que se muestra en E. **E)** Acercamiento al xenolito tipo *popcorn* con costra juvenil en uno de sus bordes y vesículas irregulares con formas desde esféricas hasta alargadas con tamaños hasta de ~2 cm (posiblemente vesiculación secundaria). Fotografía de Claus Siebe. **F)** Xenolito tipo *popcorn* tomado en la base de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, en la zona de acceso vehicular y mirador del cráter (localidad 1501). Presenta también contacto irregular con la costra juvenil escorácea, y, respecto a las muestras expuestas en las anteriores figuras, tiene un grado de vesiculación considerablemente menor (es muy pobremente vesiculado, con vesículas irregulares hasta de 0.5 cm). Fotografía de Claus Siebe.

Así mismo, el montículo oeste presenta también actividad efusiva dentro de los depósitos principalmente explosivos (Fig. 5.14C y D). Se observó un flujo de lava de volumen pequeño con espesor irregular típicamente de ~50 cm, intercalado en contacto desde neto hasta transicional con el depósito de escoria descrito anteriormente; más precisamente, el flujo de lava se encuentra entre la zona oxidada y la no alterada (Fig. 5.14C y D). El flujo de lava corresponde a un cuerpo sin fracturas de vesiculado a muy vesiculado con vesículas de esféricas a elongadas irregulares de hasta 1 cm y algunas presentan coalescencia, textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral de hasta 6 mm) y piroxeno (hábito prismático de subhedral a euhedral de hasta 4 mm), embebidos en una matriz vitreo-cristalina (Fig. 5.14D). Ocasionalmente tiene aglomeraciones (< 5 cm) redondeadas con textura fanerítica equigranular con cristales de subhedral a euhedral de plagioclasa, olivino y piroxeno (posibles xenolitos gabróticos).

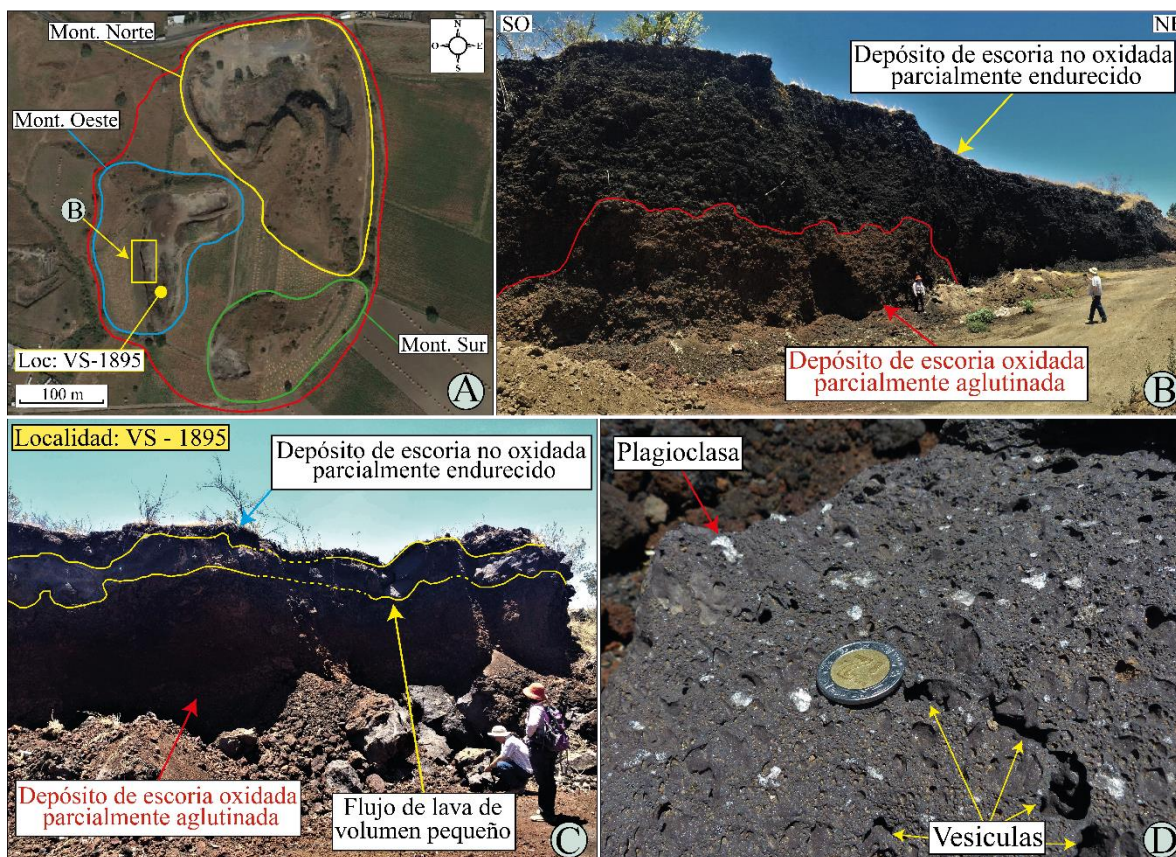


Figura 5.14. Características de los depósitos de caída de escoria del Montículo Oeste: **A)** Imagen satelital con la ubicación de los montículos en el Centro Eruptivo No. 2, donde también se indica la localidad 1895 (Figura C) y el recuadro amarillo delimita la zona de la figura B. Imagen original tomada de Google Earth® 2019. **B)** Depósitos que conforman el montículo oeste y el contacto entre estos **C)** Localidad VS-1895, donde se observa un flujo de lava de volumen entre los depósitos de escoria. **D)** Acercamiento a la muestra de mano extraída del flujo de lava descrito en C. Fotografía de Claus Siebe.

Finalmente, los productos generados por el Centro Eruptivo No. 1 (Zona de canteras de escoria) se observan también en la pared externa este del cráter Joya Estrada (localidad 1890). En este punto la estratigrafía de base a tope es (Fig. 5.31): 1) Depósitos proximales del cráter Joya Estrada (Ver apartado 5.3.3 Unidad Estratigráfica No. 2 para la descripción detallada en la localidad VS-1890), 2) El Paleosuelo No. 2 en contacto basal transicional (Ver apartado 5.3.4. Paleosuelo No. 2) y 3) Los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 1 en contacto basal neto irregular y están intercalados en contacto concordante neto irregular con las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos del

cráter Joya La Alberca. En esta localidad (VS-1890) los depósitos magmáticos provenientes del Centro Eruptivo No. 1 (JLA-FMCE1) tienen un espesor entre ~56 y ~40 cm, son en general masivos, aunque pueden presentar estratificación plano-paralela incipiente hacia el tope y son clasto-soportados, moderadamente seleccionados, parcialmente aglutinados y predominantemente monolitológicos. Los fragmentos son angulares, tamaños menores a 50 cm, pero predomina lapilli medio y corresponden a: vesiculados melanocráticos (escoráceos; vesículas de elongadas a esféricas < 1 cm) con textura porfirítica hipocristalina y matriz vítrea. Presenta fenocristales de plagioclasa (< 1 mm) con hábito tabular euhedral y +/- piroxeno (hábito subhedral < 1 mm). Los fragmentos escoráceos tamaño bloque- bomba están achatados horizontalmente en dirección paralela a la estratificación de la secuencia (Fig. 5.15). En el depósito ocasionalmente (< 5%) se encontraron xenolitos tipo *popcorn*, que corresponden a fragmentos leucocráticos hipocristalinos vesiculados (vesículas de elongadas a esféricas < 2 cm, algunas presentan coalescencia) con textura porfirítica (fenocristales de feldespatos con hábito subhedral < 1.5 cm y +/- piroxeno).

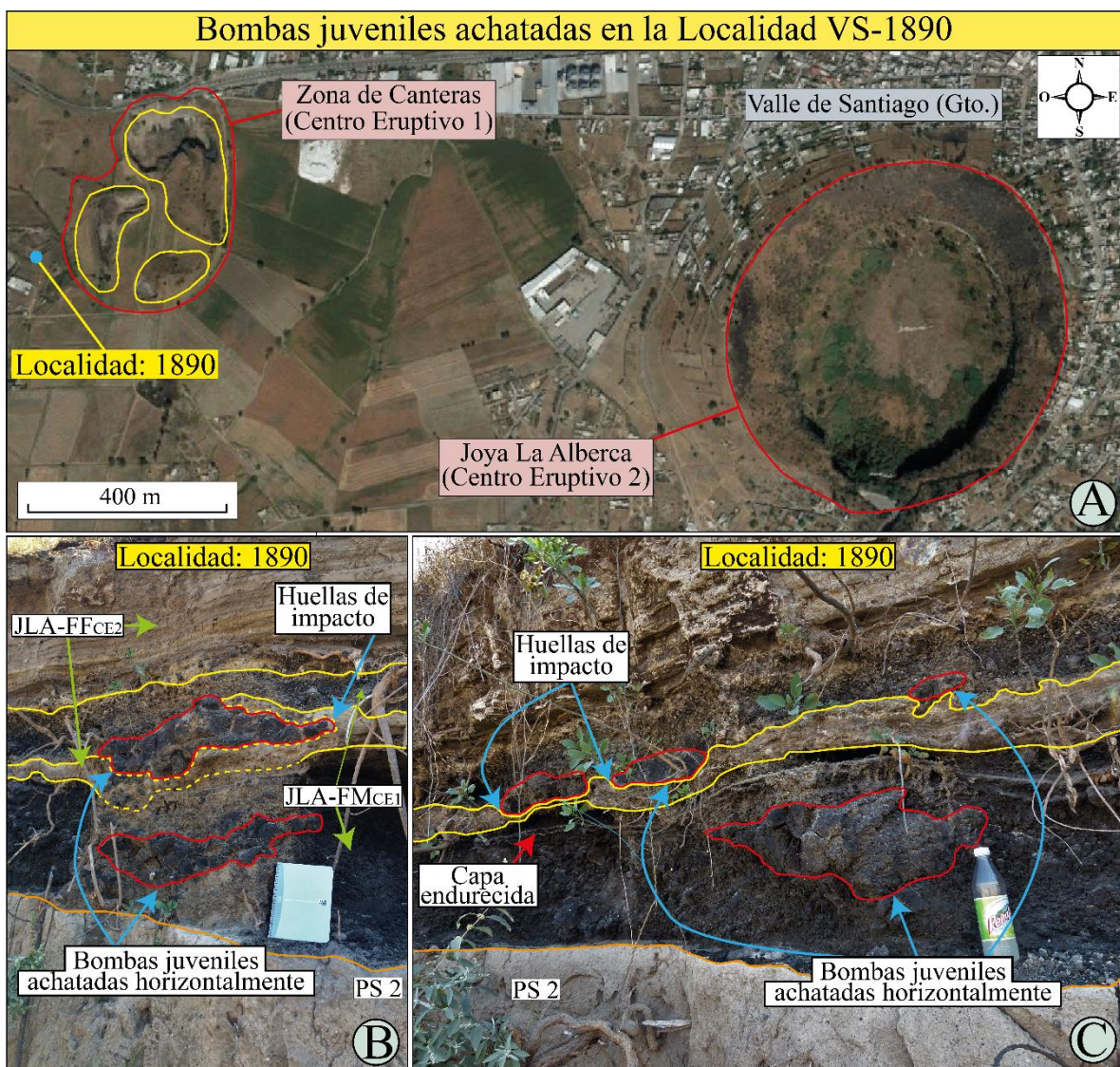


Figura 5.15. Bombs juveniles achatadas procedentes de la Zona de Canteras: **A)** Imagen de satélite de la zona entre Valle de Santiago y el cráter Joya Estrada. Se indica la localidad VS-1890 respecto a los dos centros eruptivos involucrados. Imagen original tomada de Google Earth® 2019. **B)** y **C)** Afloramiento de la localidad VS-1890 en el que se observa bombs juveniles procedentes de la zona de canteras (JLA-FMCE1) achatadas horizontalmente y deformadas. Estos fragmentos deforman de manera plástica los depósitos freatomagmáticos distales (JLA-FFCE2) del cráter Joya La Alberca. En la figura C se indica una capa muy delgada con un alto grado de endurecimiento. Fotografía de Claus Siebe.

- **Centro eruptivo 2: Zona norte del cráter Joya La Alberca (JLA - FMCe2)**

En las paredes internas del cráter Joya La Alberca afloran depósitos producto de actividad magmática, suprayaciendo en contacto neto irregular al paleosuelo No. 2 e infrayaciendo de manera concordante los depósitos freatomagmáticos propios del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.4). Debido a que durante el trabajo de campo no se logró establecer la relación estratigráfica entre estos depósitos y los presentes en la zona de canteras de escoria (Centro Eruptivo No. 1), se definió el cráter Joya La Alberca como el Centro Eruptivo No. 2, en particular los sectores norte y noreste del edificio volcánico (JLA - FMCe2). El espesor de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 aumenta de ~50 cm en la zona sur de Joya La Alberca (Fig. 5.16), hasta mínimo ~20 m en el sector norte y noreste del cráter, ya que su base no aflora en las localidades que exponen su mayor espesor (Fig. 5.17). Desde la zona del mirador, ubicado al sur del cráter, se pueden observar escarpes verticales de coloración marrón y de espesor irregular en el sector norte y noreste del cráter, los cuales corresponden a los afloramientos de mayor espesor de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 (JLA - FMCe2; cf. Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014; Fig. 5.17). De esta manera, desde el mirador del cráter se podría delimitar los diferentes depósitos que conforman la pared interna norte y noreste de Joya La Alberca (Fig. 5.17), la cual de base a tope es: 1) El flujo de lava preexistente (Unidad Estratigráfica No. 1), 2) el Paleosuelo No. 1, el cual es inferido en la zona de menor pendiente suprayaciendo el flujo de lava preexistente, 3) las *facies* distales de los depósitos distales procedentes del cráter Joya Estrada, 4) El paleosuelo No. 2, 5) los depósitos de la fase magmática del Centro Eruptivo No. 2 y 6) los depósitos de la fase freatomagmática que conforman el anillo piroclástico de Joya La Alberca. La ubicación y extensión de los depósitos distales de Joya Estrada y del paleosuelo No. 2, son delimitadas a partir del trabajo de campo realizado en esa zona del cráter. Adicionalmente, se pueden observar los depósitos de talud (coluviales) en las márgenes del fondo del cráter, así como los depósitos lacustres y evaporíticos en la zona central del fondo del cráter (Fig. 5.17).

Esta secuencia magmática presenta estratificación en capas de gruesas a muy gruesas, y la estratigrafía de base a techo es (Fig. 5.18): **1)** a la base de esta secuencia se encuentra un depósito (L1) con espesor irregular de ~28 cm, el contacto basal es neto irregular con el paleosuelo No. 2. El depósito está parcialmente endurecido, es masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. Los fragmentos están embebidos en una matriz de tamaño ceniza muy fina de tonalidad marrón oscuro (Fig. 5.16D y E). **2)** En contacto neto irregular con L1 se encuentra una capa (L2) de ~20 cm de espesor y contacto superior transicional. El depósito está parcialmente endurecido, presenta gradación inversa desde lapilli medio a lapilli grueso, es matriz-soportado, y mal seleccionado. Los fragmentos están embebidos en una matriz de ceniza muy fina de tonalidad marrón claro (Fig. 5.16D y E). Los depósitos L1 y L2 presentan fragmentos de subangulares a sub-redondeados de tamaño lapilli medio predominante, y corresponden a: clastos escoráceos hipocristalinos melanocráticos y rojizos (oxidación). L2 presenta mayor cantidad de fragmentos escoráceos respecto a L1, ~30% y ~10%, respectivamente, se observó una menor cantidad de fragmentos accidentales de los depósitos de Joya Estrada (~5%) en L2, y comúnmente L1 no aparece en algunos afloramientos del sector norte y noreste del cráter Joya La Alberca. En contacto transicional con L2 se encuentra **3)** un depósito (JLA-FMCE2-1) con espesor variable desde ~50 cm en la zona sur del cráter (Figs. 5.4, 5.16B y 5.18) hasta ~2.5 m en el sector norte y nororiente; su espesor aumenta hacia el nororiente en sentido horario (Fig. 5.16A). El depósito está parcialmente endurecido, no está aglutinado, en los afloramientos de mayor espesor (Fig. 5.16 C y D) presenta gradación inversa desde lapilli grueso a tamaño bloque-bomba, es clasto-soportado, monolitológico y la selección es buena a la base y moderada hacia el tope. Los fragmentos son subangulares y corresponden a clastos vesiculados melanocráticos hipocristalinos (escoráceos; ~90%), vesiculados rojizos (alterados; ~5%) y líticos rojizos densos (~5%). Los clastos

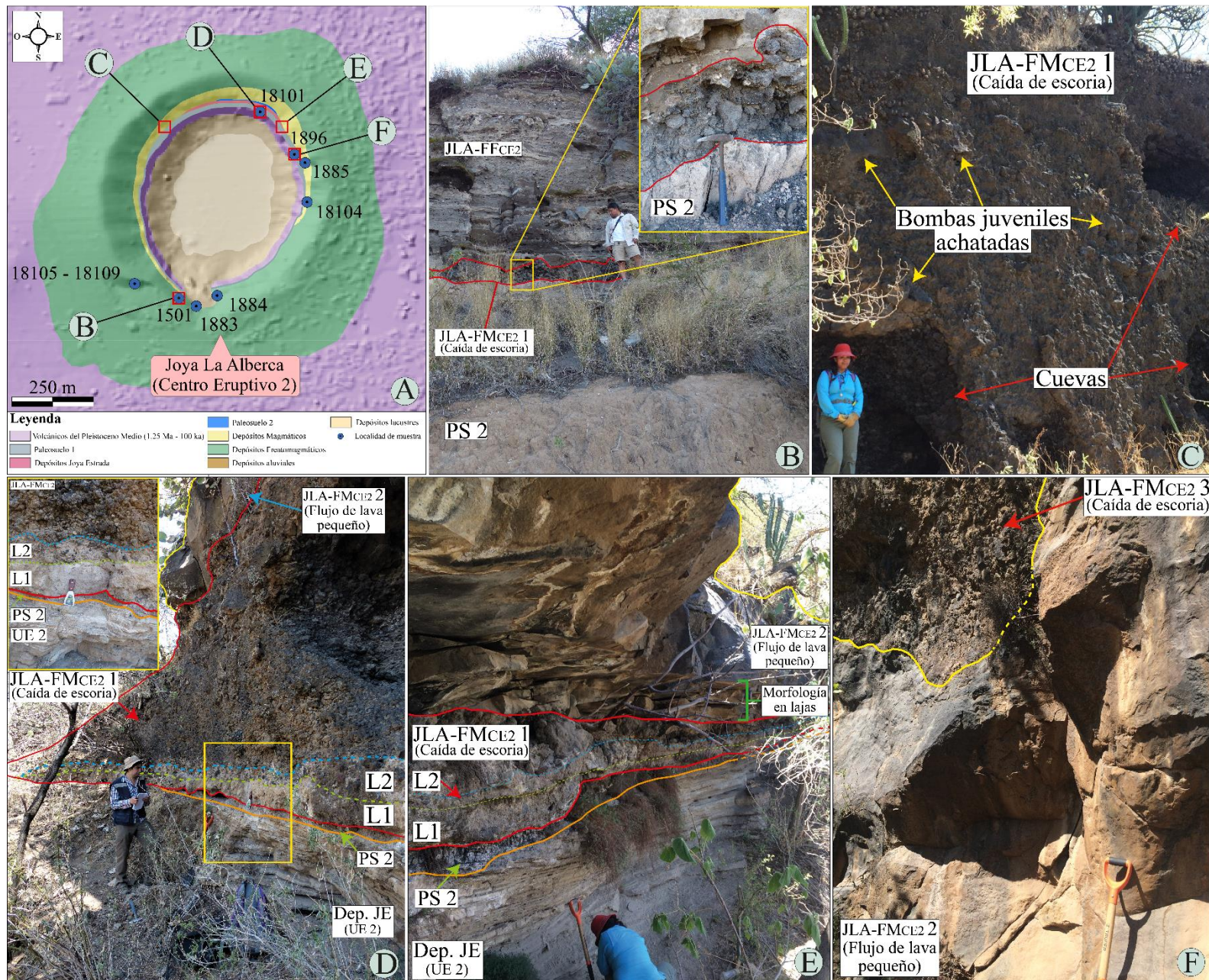


Figura 5.16. Ubicación y características de los afloramientos de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FMCE2) o cráter Joya La Alberca: **A)** Mapa geológico del cráter Joya La Alberca donde los recuadros rojos indican la ubicación de cada una de las siguientes figuras. El espesor de los depósitos magmáticos aumenta hacia el sector nororiental del cráter freatomagmático. **B)** Localidad ubicada en el mirador del cráter Joya La Alberca en donde se observa a la base el paleosuelo No. 1, sobreyaciendo en contacto neto irregular un depósito de caída de escoria de espesor entre 10 y 15 cm procedente de la actividad magmática explosiva del Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FMCE2-1). Finalmente, en contacto neto concordante se observan los depósitos producto de la actividad freatomagmática del cráter Joya La Alberca (JLA-FFCE2). Fotografía de Claus Siebe. **C)** Afloramiento en el sector noreste del cráter Joya La Alberca en donde el depósito JLA-FFCE2-1 tiene un espesor de ~5.2 m. Se observan bombas juveniles achatadas y agujeros similares a “cuevas” en el depósito (posiblemente antropogénicas). **D)** Afloramiento en el que se observa la secuencia estratigráfica más completa del sector nororiental del cráter Joya La Alberca: a la base están los depósitos distales del maar riolítico Joya Estrada (Dep. JE - U2). El contacto superior es transicional con el paleosuelo No. 2 (PS 2). En contacto neto irregular sobre este paleosuelo se encuentran los depósitos de la fase magmática del Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FMCE2); a la base está un depósito de grano fino (ver texto para descripción detallada) matriz-soportado (L1) y sobreyaciendo a este se encuentra un depósito masivo matriz soportado (L2). Posteriormente en contacto transicional se encuentra el depósito JLA-FMCE2-1 (caída de escoria) con un espesor de ~3.2 m. Sobre este último se observó un flujo de lava de pequeño volumen (espesor de ~1 m; JLA-FMCE2-2) y finalmente un depósito de caída de escoria (JLA-FMCE2-3) de ~1 m. **E)** Afloramiento con estratigrafía y espesores similares a los descritos en C. Sin embargo, se puede observar la capa L1 y el flujo de lava de pequeño volumen (JLA-FMCE2-2) presenta en su zona basal morfología en lascas. **F)** Afloramiento (localidad VS-1896) en el que se aprecia el mayor espesor del flujo de lava descrito anteriormente (JLA-FMCE2-2) y del depósito de escoria sobre yacente (JLA-FMCE2-3). El contacto superior del flujo de lava presenta morfología similar a paleo-valle y es transicional con el depósito de caída de escoria (JLA-FMCE2-3). Este último es parcialmente endurecido y presenta bombas juveniles achatadas horizontalmente.

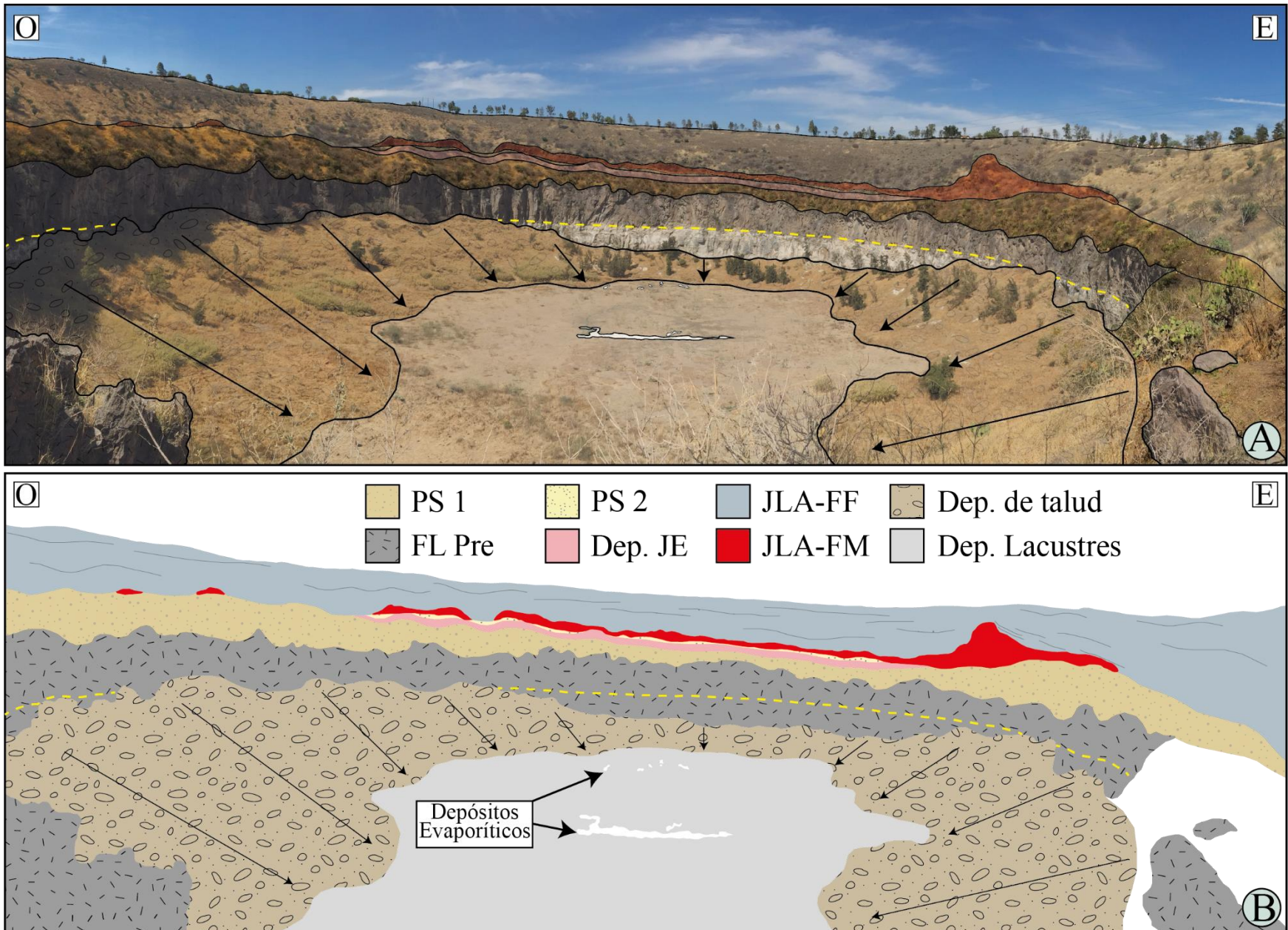


Figura 5.17. A) Vista desde el mirador/parqueadero de Joya La Alberca hacia el sector norte y noreste del cráter, en donde se delimitan los depósitos presentes en la estratigrafía de esta zona. **B)** Ilustración de los diferentes depósitos presentes en la zona norte del cráter Joya La Alberca. La zona en blanco en la esquina inferior derecha delimita zona cubierta por vegetación. En las dos figuras la línea amarilla punteada indica la altura máxima que alcanzó el lago intra-cráter, la cuales actualmente está delimitada por depósitos evaporíticos bajo ese nivel. Las flechas indican el sentido del transporte del material de los depósitos coluviales o de talud. Modificada de Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez (2014).

escoráceos tamaño bloque-bomba están achatados horizontalmente (paralelos a la estratificación de la secuencia). En los afloramientos en los costados sur y occidental de Joya La Alberca comúnmente se observan “cuevas” dentro de los depósitos, así como fragmentos juveniles tamaño bomba achatados horizontalmente (Fig. 5.16C). De esta manera, JLA-FMCE2-1 es interpretado como la *facies* proximal de un depósito de caída de escoria.

Estratigráficamente sobre JLA-FMCE2-1 está **4**) un cuerpo (JLA-FMCE2-2) con espesor desde ~1 m (Fig. 5.16D y E y 5.20) hasta ~5 m (Figs. 5.16F y 5.17B) poco fracturado y con contacto basal y superior transicional, donde este último tiene morfología similar a paleocanal (Figs. 5.16F y 5.17B). Es un cuerpo desde no vesiculado a microvesiculado (vesículas esféricas < 1 mm no interconectadas) con textura porfirítica hipocristalina y matriz vítrea, con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de euhedral a subhedral < 1 cm), de piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 1 cm) y presenta ocasionalmente glomerocristales inequigranulares (< 5 mm) de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino. En algunos afloramientos, el flujo presenta una zona de lajas de ~40 cm en la base (Fig. 5.16E). Así, JLA-FMCE2-2 es interpretado como un flujo de lava de volumen pequeño.

En contacto transicional con el flujo de lava se encuentra **5**) un depósito (JLA-FMCE2-3) con espesor ~15 m, con contacto neto irregular con los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.19B-E y 5.20-21). El depósito es parcialmente aglutinado, presenta gradación de lapilli fino a tamaño bloque-bomba y de bloque-bomba a lapilli medio, estratificación plano-paralela hacia el tope (Fig. 5.19E), es clasto-soportado, monolitológico y pobremente seleccionado. En la base y en la zona intermedia del depósito los fragmentos están oxidados y parcialmente aglutinados (Fig. 5.19B-D), son clastos subredondeados escoráceos de tonalidad rojiza (alterados) de vesiculados a muy vesiculados (vesículas de esféricas a irregulares con tamaño menor a 1 mm, pero algunas presentan coalescencia), son hipocristalinos con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral entre ~0.3 mm y 1.4 mm) y piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 0.7 cm). Los fragmentos de tamaño bloque-bomba presentan fracturas tipo “corteza de pan”, distribución desigual de las vesículas (aumenta su tamaño hacia el centro del clasto; Fig. 5.19D) y están achatados horizontalmente (paralelos a la estratificación de la secuencia; Fig. 5.19B y D). Por su parte, hacia el tope del depósito predominan fragmentos escoráceos que son desde densos hasta muy vesiculados (vesículas de elongadas a esféricas < 3 mm) y levemente alterados, y presentan textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 0.5 cm), piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 0.7 cm) y ocasionalmente glomerocristales (< 5 mm) de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino (Fig. 5.19E). JLA-FMCE2-3 es interpretado como la *facies* proximal de un depósito de caída de escoria.

Finalmente, al tope de la intercalación entre depósitos piroclásticos escoráceos y el flujo de lava (localidad VS-18104), se observó al tope del último depósito escoráceo (JLA-FMCE2-3) un nivel de enriquecimiento en fragmentos líticos (accidentales) de subangulares a angulares de tamaño lapilli medio a bloque con las siguientes características (Fig. 5.19F y 5.21): fragmentos de color entre gris claro y oscuro, ocasionalmente levemente enrojecidos, y moderadamente microvesiculados (vesículas esféricas no interconectadas < 0.7mm) con textura porfirítica hipocristalina con cristales de plagioclasa (~60%; hábito tabular subhedral a euhedral entre 1 y 2 mm), piroxeno (~20%; hábito prismático subhedral a euhedral entre 0.5 y 1 mm), ± olivino (~10%; forma subhedral entre 0.3 y 0.7 mm) y óxidos (~5%), embebidos en una matriz vítrea.

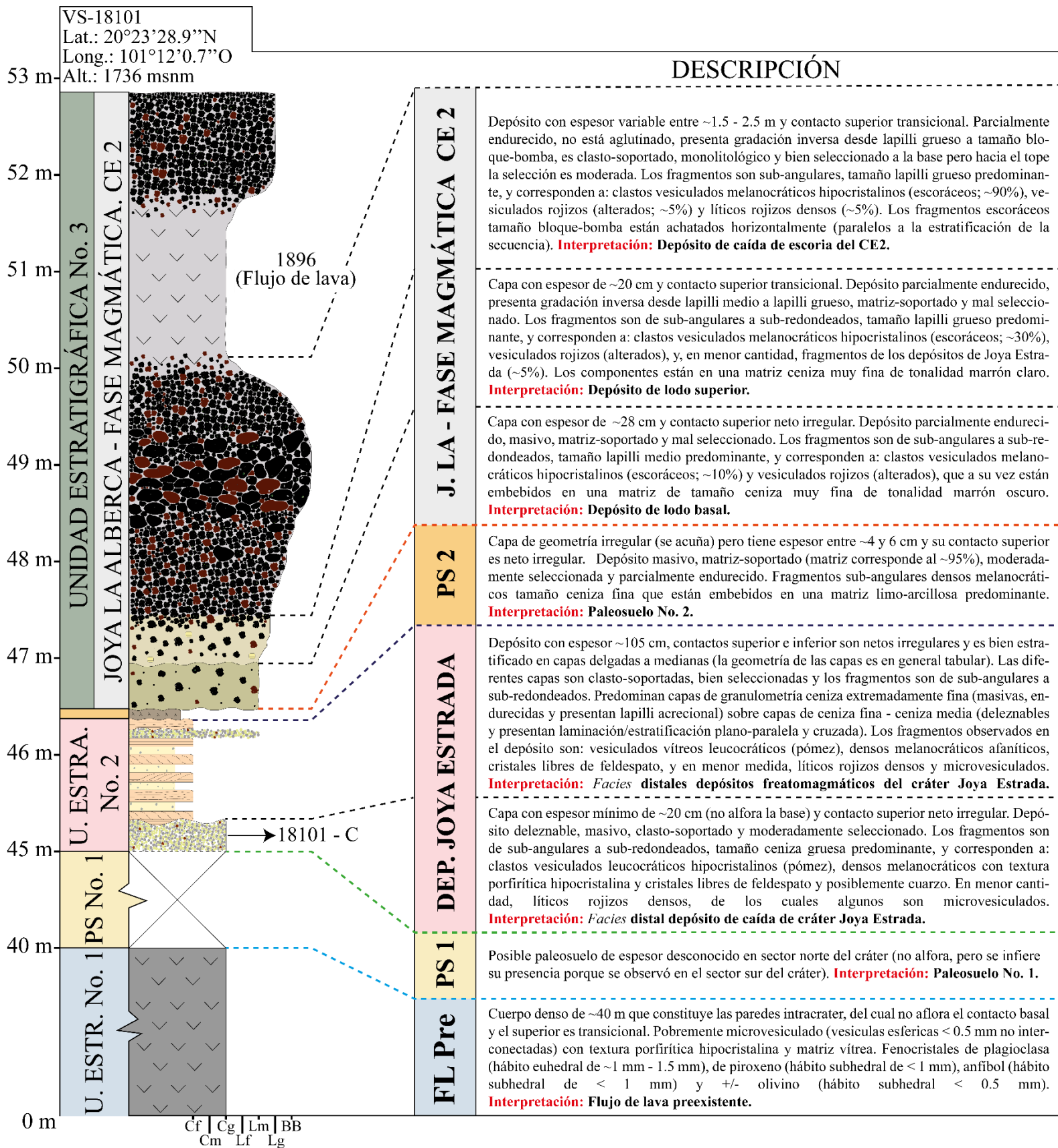


Figura 5.18. Columna estratigráfica del sector norte del cráter Joya La Alberca en la localidad VS-18101. Unidad Estratigráfica No. 1 (U. ESTR. No. 1) o Flujo de Lava Preexistente (FL Pre); Paleosuelo No. 1 (PS No. 1); Unidad Estratigráfica No. 2 (U. ESTR. No. 2) o Depósitos cráter Joya Estrada; Paleosuelo No. 2 (PS 2). Joya La Alberca Fase Magmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FASE MAGMÁTICA CE 2).



Figura 5.19. Ubicación y características de los afloramientos del depósito de caída de escoria JLA-FMCE2-3 producto de la actividad magmática del Centro Eruptivo No. 2 (cráter Joya La Alberca): **A)** Mapa geológico del cráter Joya La Alberca donde los recuadros rojos indican la ubicación de cada una de las siguientes figuras en el sector oriental del cráter. **B)** Acercamiento a la base del depósito de escoria superior (JLA-FMCE2-3) en la localidad VS-1896, donde se observa el contacto basal transicional, el alto nivel de aglutinamiento y de oxidación de los fragmentos, así como bombas juveniles achatadas horizontalmente. **C)** Vista de la localidad VS-1885 donde se observa el depósito de caída de escoria JLA-FMCE2-3 infra-yaciendo los depósitos freatomagmáticos generados por el cráter Joya La Alberca (JLA-FFCE2). El depósito JLA-FMCE2-3 presenta dos tipos diferentes: el primero es oxidado parcialmente aglutinado (acercamiento en figura C) y el segundo es no oxidado parcialmente endurecido (acercamiento en D). **D)** Acercamiento al afloramiento del depósito de caída de escoria de la localidad VS-1885 (JLA-FMCE2-3), el cual es masivo, está oxidado y parcialmente aglutinado. Se observaron bombas juveniles oxidadas achatadas horizontalmente. **E)** Se observa el contacto concordante (no existe paleosuelo ni retrabajo entre los depósitos) entre el depósito de caída de escoria JLA-FMCE2-3 no oxidado parcialmente endurecido con los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca. El recuadro rojo delimita la figura E. **F)** Afloramiento de la localidad VS-18104 donde se observa el depósito de caída de escoria JLA-FMCE2-3 enriquecido en líticos. Este enriquecimiento tiene un espesor de ~2 m. Fotografías C, E y F de Claus Siebe.

VS-1885 / 1896
 Lat.: 20°23'24.12"N
 Long.: 101°11'56.06"O
 Alt.: 1766 msnm

DESCRIPCIÓN

- Paquete tipo 2:

Paquete de ~30 cm (espesor irregular), bien estratificado en capas de grosor medio y delgado, donde predominan estratos de granulometría ceniza fina endurecidas (capas D) y deleznales (capas tipo C) sobre otros de granulometría de ceniza gruesa a lapilli medio (capas tipo B). Enriquecimiento a la base en fragmentos vesiculados melanocráticos con textura porfírica.

Capas tipo D: contactos netos irregulares desde erosivos a no erosivos, espesor irregular pero típicamente entre 5 y 10 cm, y los contactos superiores muestran huellas de impacto por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba. Los depósitos generalmente presentan estratificación/laminación cruzada, sin gradación clara, clasto-soportados y son generalmente bien seleccionados. Presenta fragmentos como: cristales de plagioclasa (hábitos de subhedrales a anhedrales de 5-1 mm) y líticos densos de sub-redondeados a angulares de color negro y algunos rojizos (~0.2 mm). Se observaron algunos lentes de Lapilli acrecional.

Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter Joya La Alberca.

Capas tipo C: contacto basal y superior neto sinuoso, espesor irregular pero típicamente ~15 cm y los contactos superiores muestran huellas de impacto por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba. Son depósitos masivos, pero generalmente presentan estratificación/laminación cruzada, sin gradación clara, clasto-soportados y son generalmente bien seleccionados. Presenta fragmentos como: cristales de plagioclasa (hábitos de subhedrales a anhedrales de 5-1 mm) y líticos densos sub-redondeados negros y rojizos (alterados; ~0.2 mm).

Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter Joya La Alberca.

Capa de espesor variable entre ~30 - 20 cm, contacto basal erosivo (incorpora fragmentos del depósito inmediatamente inferior) y contacto superior neto irregular. Depósito endurecido, masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. Los fragmentos son de angulares a sub-angulares, tamaño de lapilli grueso a lapilli medio, y corresponden a: líticos densos porfíricos con matriz hipocrystalina, y a la base hay un enriquecimiento en vesiculados melanocráticos (escoráceos) porfíricos tamaño lapilli fino. Los fragmentos están embebidos en una matriz de ceniza muy fina.

Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter Joya La Alberca.

Depósito con espesor ~15 m, contacto basal transicional y contacto superior neto irregular. Parcialmente aglutinado, presenta gradación de lapilli fino a tamaño bloque-bomba y de bloque-bomba a lapilli medio, estratificación plano-paralela al tope, es clasto-soportado, monolitológico y pobremente seleccionado. Los fragmentos son sub-redondeados y corresponden a: clastos vesiculados rojizos hipocrystalinos (escoráceos alterados; dominan en zona basal y media) y vesiculados melanocráticos (escoráceos; dominan hacia el tope). Los fragmentos escoráceos son: desde densos hasta muy vesiculados (vesículas de elongadas a esféricas < 3 mm) y levemente alterados. Fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 0.5 cm), piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 0.7 cm) y ocasionalmente glomero-cristales (< 5 mm) de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino. Los fragmentos escoráceos tamaño bloque-bomba están achatados horizontalmente (paralelos a la estratificación de la secuencia). **Interpretación:** Depósito de caída de escoria del CE2.

Cuerpo denso de mínimo ~4 - 5 m poco fracturado, que constituye parte de las paredes intracrater y del cual no aflora el contacto basal y el superior es transicional. Desde no vesiculado a microvesiculado (vesículas esféricas < 1 mm no interconectadas) con textura porfírica hipocrystalina y matriz vítrea. Fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de euhedral a subhedral < 1 cm), de piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 1 cm) y presenta ocasionalmente glomero-cristales (< 5 mm) de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino. El cuerpo solo aflora en sector N-NE del cráter de explosión y su espesor varía desde ~2 hasta ~5 m. **Interpretación:** Flujo de lava de volumen pequeño del CE2.

Posible paleosuelo de espesor desconocido en sector norte del cráter (no aflora, pero se infiere su presencia porque se observó en el sector sur del cráter). **Interpretación:** Paleosuelo No. 1.

Cuerpo denso de ~40 m que constituye las paredes intracrater, del cual no aflora el contacto basal y el superior es transicional. Pobremente microvesiculado (vesículas esféricas < 0.5 mm no interconectadas) con textura porfírica hipohialina y matriz vítrea. Fenocristales de plagioclasa (hábito euhedral de ~1 mm - 1.5 mm), de piroxeno (hábito subhedral de < 1 mm), anfíbol (hábito subhedral de < 1 mm) y +/- olivino (hábito subhedral < 0.5 mm). **Interpretación:** Flujo de lava preexistente.

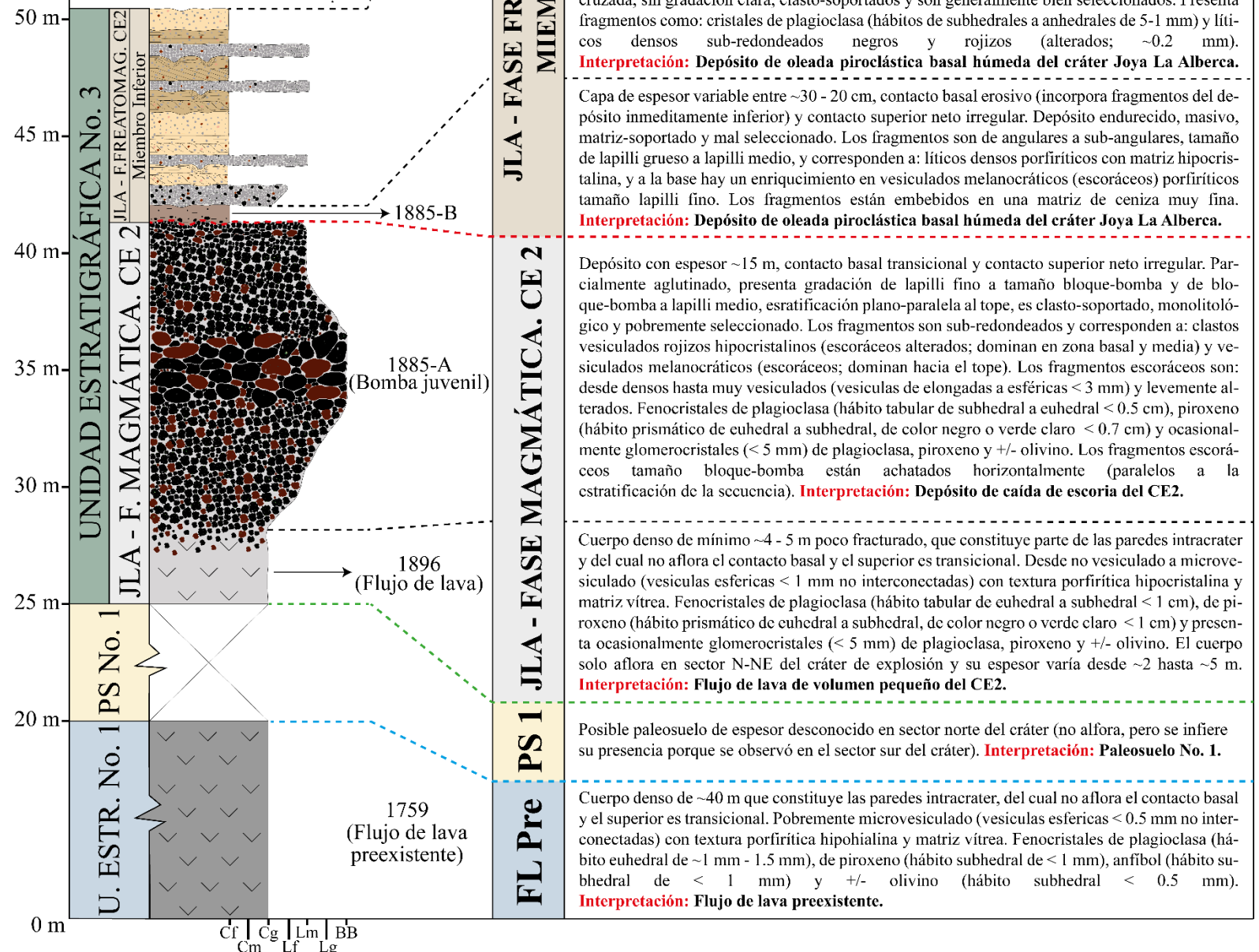
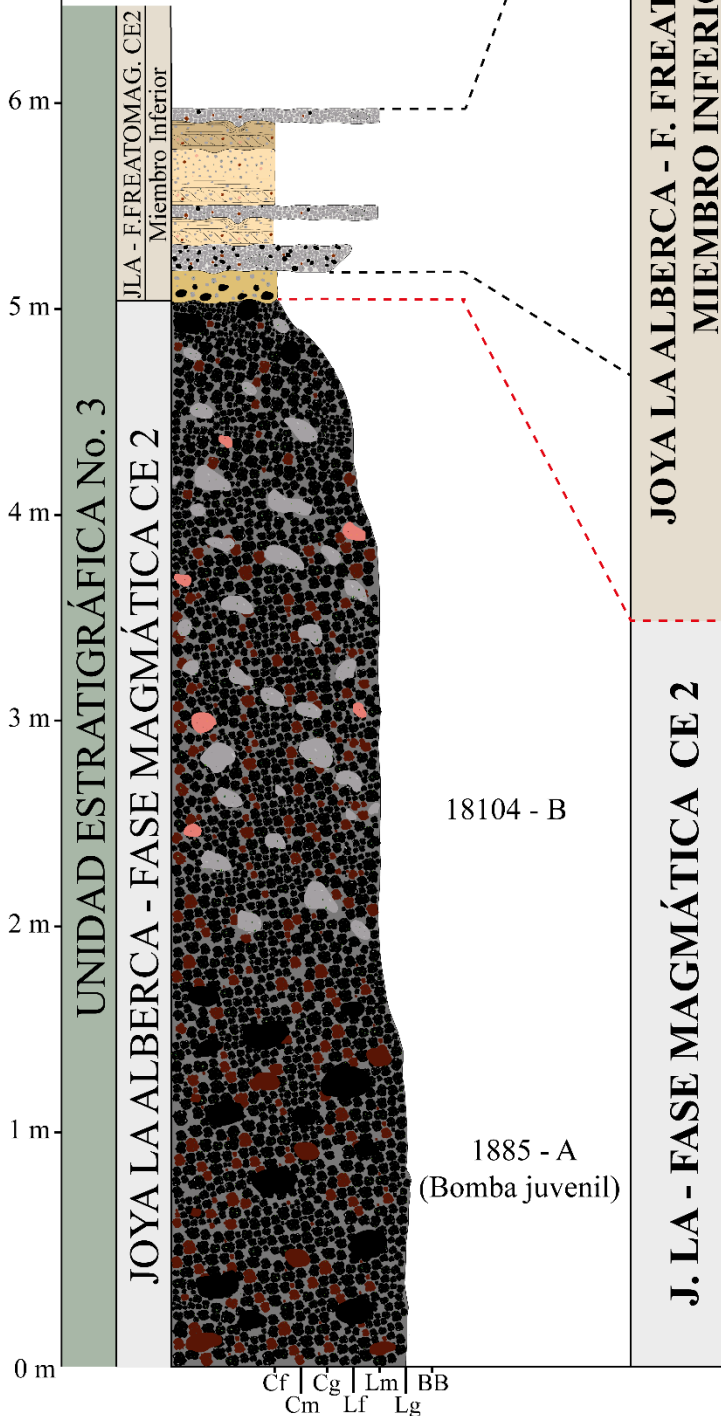


Figura 5.20. Columna estratigráfica del sector norte del cráter Joya La Alberca en las localidades VS-1885 y 1896, de la zona superior de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FMCE2). Unidad Estratigráfica No. 1 (U. ESTR. No. 1) o Flujo de Lava Preexistente (FL Pre); Paleosuelo No. 1 (PS No. 1); Joya La Alberca Fase Magmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-F. MAGMÁTICA. CE 2); Joya La Alberca Fase Freatomagmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA - F. FREATOMAG. CE2).

VS-18104
 Lat.: 20°23'20.0"N
 Long.: 101°11'55.6"O
 Alt.: 1755 msnm

DESCRIPCIÓN



- Paquete tipo 2:

Paquete de ~1m (espesor irregular), bien estratificado en capas de grosor medio y delgado, donde predominan estratos de granulometría ceniza fina endurecidas (capas D) y deleznales (capas tipo C) sobre otros de granulometría de ceniza gruesa a lapilli medio (capas tipo B). Enriquecimiento a la base en fragmentos vesiculados melanocráticos con textura porfírica (escoráceos).

Capas tipo D: contactos netos irregulares desde erosivos a no erosivos, espesor irregular pero típicamente entre 5 y 10 cm, y los contactos superiores muestran huellas de impacto por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba. Depósitos generalmente presentan estratificación/laminación cruzada, sin gradación clara, clasto-soportados y son generalmente bien seleccionados. Presenta fragmentos como: cristales de plagioclasa (hábitos de subhedrales a anhedrales de 5-1 mm) y líticos densos de sub-redondeados a angulares de color negro y algunos rojizos (~0.2 mm). Se observaron algunos lentes de Lapilli acrecional.
Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter JLA.

Capas tipo C: contacto basal y superior neto sinuoso, espesor irregular pero típicamente ~15 cm y los contactos superiores muestran huellas de impacto por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba. Son depósitos masivos, pero generalmente presentan estratificación/laminación cruzada, sin gradación clara, clasto-soportados y son generalmente bien seleccionados. Presenta fragmentos como: cristales de plagioclasa (hábitos de subhedrales a anhedrales de 5-1 mm) y líticos densos sub-redondeados negros y rojizos (alterados; ~0.2 mm).
Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter JLA.

Capa de espesor variable entre ~30 - 20 cm, contacto basal erosivo y contacto superior neto irregular. Depósito endurecido, color marrón claro, masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. Los fragmentos son de angulares a sub-angulares, tamaño de lapilli grueso a lapilli medio, y corresponden a: líticos densos porfíricos con matriz hipocrystalina, y a la base hay un enriquecimiento en fragmentos vesiculados melanocráticos porfíricos tamaño lapilli fino (escoráceos), que a su vez están embebidos en una matriz de ceniza muy fina (limo-arcillosa).
Interpretación: Depósito de oleada piroclástica basal húmeda del cráter JLA.

Depósito con espesor ~5.2 m, el contacto basal no aflora y el superior es neto irregular, está parcialmente aglutinado, es deleznable, presenta gradación normal desde de lapilli grueso a ceniza fina (en la parte media del depósito domina tamaño lapilli medio), estratificación plano-paralela incipiente que mejora hacia el tope, es clasto-soportado, y mal seleccionado. Los fragmentos son sub-angulares y corresponden a: 1) Clastos vesiculados rojizos hipocrystalinos (escoráceos alterados) 2) Vesiculados melanocráticos (escoráceos; en general dominan en el depósito). Los fragmentos escoráceos son: desde densos hasta muy vesiculados (vesículas de elongadas a esféricas < 3 mm) y levemente alterados. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 0.5 cm), piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral, de color negro o verde claro < 0.7 cm) y ocasionalmente glomerocristales (< 5 mm) de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino, embebidos en matriz vítreo-cristalina. Los fragmentos escoráceos tamaño bloque-bomba están achatados horizontalmente (paralelos a la estratificación de la secuencia).

A ~3 m del tope del depósito (parte media y superior) aparecen en una cantidad del ~20% de la superficie del depósito fragmentos líticos (enriquecimiento nunca antes registrado en este depósito) caracterizados por: formas sub-angulares a sub-redondeados, tamaños de lapilli grueso a bloque-bomba, desde no vesiculados a microvesiculados (vesículas esféricas < 0.5 mm no interconectadas) con textura porfírica hipocrystalina y matriz vítreo. Presentan fenocristales de plagioclasa (hábito tabular euhedral de ~1 mm - 1.5 mm), de piroxeno (hábito prismático subhedral de < 1 mm), anfíbol (hábito subhedral de < 1 mm) y +/- olivino (hábito subhedral < 0.5 mm).

Interpretación: Depósito de caída de escoria del CE2 con componente freatomagmático al tope.

Figura 5.21. Columna estratigráfica del sector nororiente del cráter Joya La Alberca en la localidad VS-18104 en la que se observa el depósito de caída de escoria superior (JLA-FMCe2-3) enriquecido en fragmentos líticos. Joya La Alberca Fase Magmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FASE MAGMÁTICA CE 2); Joya La Alberca Fase Freatomagmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-F. FREATOMAG. CE 2).

- **Interpretación de los depósitos de la Fase Magmática:**

Los depósitos de la fase magmática de la Unidad Estratigráfica No. 3 son producto de la actividad, principalmente explosiva y en menor medida efusiva, de dos centros eruptivos diferentes: 1) La zona de canteras de escoria, constituida por tres montículos y 2) La zona en la que actualmente se ubica el cráter Joya La Alberca. A pesar de que el trabajo de campo permitió establecer que en estas dos localidades el paleosuelo No. 2 separa los depósitos magmáticos de los del cráter Joya Estrada (Unidad Estratigráfica No. 2), no fue posible determinar la relación estratigráfica entre los depósitos magmáticos de cada fuente. Por esto, se desconoce si la actividad del Centro Eruptivo No. 1 fue anterior, posterior o contemporánea a la del Centro Eruptivo No. 2. Por otra parte, el contacto superior de los depósitos magmáticos, tanto en el Centro Eruptivo No. 1 como en el No. 2, es concordante localmente erosivo con los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.20 y 5.21). Así, al no haber registro de retrabajo de los depósitos y/o de formación de suelo (i.e. pausa en la actividad volcánica), es posible afirmar que, al menos desde un punto de vista estratigráfico, los depósitos magmáticos corresponden a la fase inicial de la erupción que posteriormente dio origen al cráter Joya La Alberca (Fisher y Schmincke, 1984).

Los depósitos de la fase magmática de los dos centros eruptivos se caracterizan por ser en general masivos, pero hacia el tope presentar estratificación plano-paralela y gradación inversa de lapilli medio a lapilli grueso y bloque-bomba. Adicionalmente, son clasto-soportados, típicamente moderadamente seleccionados, y los componentes son predominantemente fragmentos subangulares escoráceos, comúnmente con morfologías aerodinámicas, donde los de mayor tamaño están achatados horizontalmente y cuyo grado de oxidación varía desde nulo hasta altamente oxidados. En las zonas de mayor oxidación, los fragmentos del depósito presentan alto grado de aglutinamiento, así como tamaño bloque-bomba dominante. Por el contrario, en las zonas de menor grado de oxidación el tamaño de los fragmentos es menor, así como su aglutinamiento. De esta manera, a partir de sus características texturales, los depósitos de la fase magmática pueden ser interpretados como *facies* proximales de una secuencia dominada por depósitos de caída de escoria, y en menor medida por flujos de lava de volumen pequeño, generada por actividad estromboliana en dos centros de emisión diferentes (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; Francis, 1993; Vergnolle & Mangan, 2000; Vespermann & Schmincke, 2000; Parfitt, 2004; Valentine & Gregg, 2008).

En el Centro Eruptivo No. 1 (zona de canteras) los depósitos de la fase magmática constituyen tres montículos de pequeñas dimensiones con morfología irregular. El montículo norte es la geoforma de mayor tamaño y presenta una morfología alargada en dirección NW - SE, mientras que los montículos occidental y sur tienen dimensiones menores y el alargamiento es en dirección NE - SW. Así, debido a sus características morfológicas, y a la poca extensión y los rasgos texturales de los depósitos que los constituyen, los montículos son interpretados como *scoria ramparts* generados por actividad estromboliana fisural (Davidson & De Silva, 2000; Wilson & Houghton, 2000; Corazzato & Tibaldi, 2006; Valentine & Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Valentine & Connor, 2015). Por su parte, el Centro Eruptivo No. 2 estuvo ubicado en el sector noreste del cráter Joya La Alberca, ya que el espesor y el tamaño de grano de los depósitos de la fase magmática aumentan hacia esa zona, y allí se observó el grado más alto de aglutinamiento y oxidación (i.e. *facies* proximales) de los fragmentos juveniles (Fig. 5.4). Sin embargo, debido a que la fuente de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 fue destruida y/o sepultada por la erupción freatomagmática del cráter Joya La Alberca, no es posible establecer su morfología original. A pesar de esto, según las características de sus productos, la fuente pudo haber sido un cono de escoria de pequeñas dimensiones o un *scoria rampart*, generado por actividad estromboliana aparentemente principalmente explosiva, y en menor

medida efusiva (Davidson & De Silva, 2000; Wilson & Houghton, 2000; Corazzato & Tibaldi, 2006; Valentine & Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Valentine & Connor, 2015).

Finalmente, el depósito de caída de escoria superior del Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FMCe2-3) presenta una zona con un claro enriquecimiento en fragmentos accidentales hacia el tope (Figs. 5.19F y 5.21) y que infrayace a los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, los cuales, a su vez, están principalmente constituidos por fragmentos líticos con similares características. Así, el enriquecimiento en líticos es interpretado como un depósito de caída estromboliano con componente freatomagmático, que posiblemente indica la transición entre actividad magmática y freatomagmática debido a una ligera migración de la fuente (Sohn & Chough, 1989; Barnett et al. 2011; White & Ross, 2011; Geshi & Oikawa, 2014; Graettinger et al. 2015; Smith & Németh, 2017).

2) Depósitos de la Fase Freatomagmática (JLA - FFCe2):

Los depósitos de la fase freatomagmática son registro de la fase final de la erupción que empezó con actividad magmática estromboliana en dos centros eruptivos diferentes, y posteriormente dio origen propiamente al maar Joya La Alberca. Estos depósitos sobreyacen de manera concordante, en contacto neto irregular localmente erosivo, a los depósitos de la actividad magmática tanto del Centro Eruptivo No. 1 (Zona de canteras; JLA-FMCe1), como del Centro Eruptivo No. 2 (Zona nortenoeste del cráter Joya La Alberca; JLA-FMCe2; Figs. 5.19E y 5.22A). En particular, en la pared norte del cráter Joya La Alberca los depósitos freatomagmáticos presentan una inclinación de $\sim 30^\circ$ sobre los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 (Figs. 5.19C, E y F y 5.4). La descripción estratigráfica de los depósitos de la fase freatomagmática (JLA-FFCe2) se realizó principalmente en la zona sur del cráter, debido a que el corte de la carretera los expone en dos paredes que permiten observar las estructuras sedimentarias y de impacto desde diferentes perspectivas. 1) Corte paralelo al perímetro del cráter (Figs. 5.22B, D, y F y 5.23), y 2) Corte perpendicular al perímetro del cráter (Figs. 5.22C y E y 5.24), donde el primero expone los niveles basales de los depósitos y el segundo los niveles basales e intermedios. Finalmente, la parte superior de los depósitos freatomagmáticos fue descrita en la pared externa sur del cráter, expuesta en un corte E-W (localidades 18105 - 18109) de aproximadamente ~ 8 m de alto (Figs. 5.25A-F y 5.26).

En primer lugar, los depósitos de la fase freatomagmática corresponden a una secuencia con un espesor de ~ 30 m, enriquecida en partículas tamaño ceniza muy fina, bien estratificada, en la que se intercalan cuatro tipos principales de capas: dos de granulometría gruesa (capas tipo A y B, de tamaño de grano dominante bloque-bomba y lapilli medio-grueso, respectivamente) y dos de granulometría fina (capas tipo C y D, de tamaño de grano ceniza fina deleznable y endurecidas, respectivamente). A partir de esto, la estratigrafía de los depósitos de la fase freatomagmática se pudo agrupar por paquetes, donde el paquete Tipo 1 corresponde a las zonas donde dominan las capas de granulometría gruesa (tipos A y B), mientras que el paquete Tipo 2 es donde predominan las capas de granulometría fina (tipos C y D). Los fragmentos principales descritos durante el trabajo de campo en los depósitos son: **Tipo 1.** Fragmentos rojizos y de tonalidad grisácea desde densos a microvesiculados, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular euhedral de ~ 1 mm - 1.5 mm), de piroxeno (hábito prismático subhedral de < 1 mm) y +/- olivino (hábito subhedral < 0.5 mm), embebidos en una matriz vitreo-cristalina. Este tipo de fragmentos, junto con el tipo 2, son los dominantes en general en toda la secuencia freatomagmática. **Tipo 2.** Fragmentos rojizos desde densos hasta vesiculados (vesículas en su mayoría esféricas con bajo nivel de interconectividad y tamaño entre 0.1 mm y 0.5 mm), con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular euhedral de ~ 1 mm - 1.5 mm), de piroxeno (hábito prismático subhedral de < 1 mm) y +/- olivino (hábito subhedral < 0.5 mm), embebidos en una matriz vitreo-cristalina. **Tipo 3.** Fragmentos vesiculados rojizos y melanocráticos

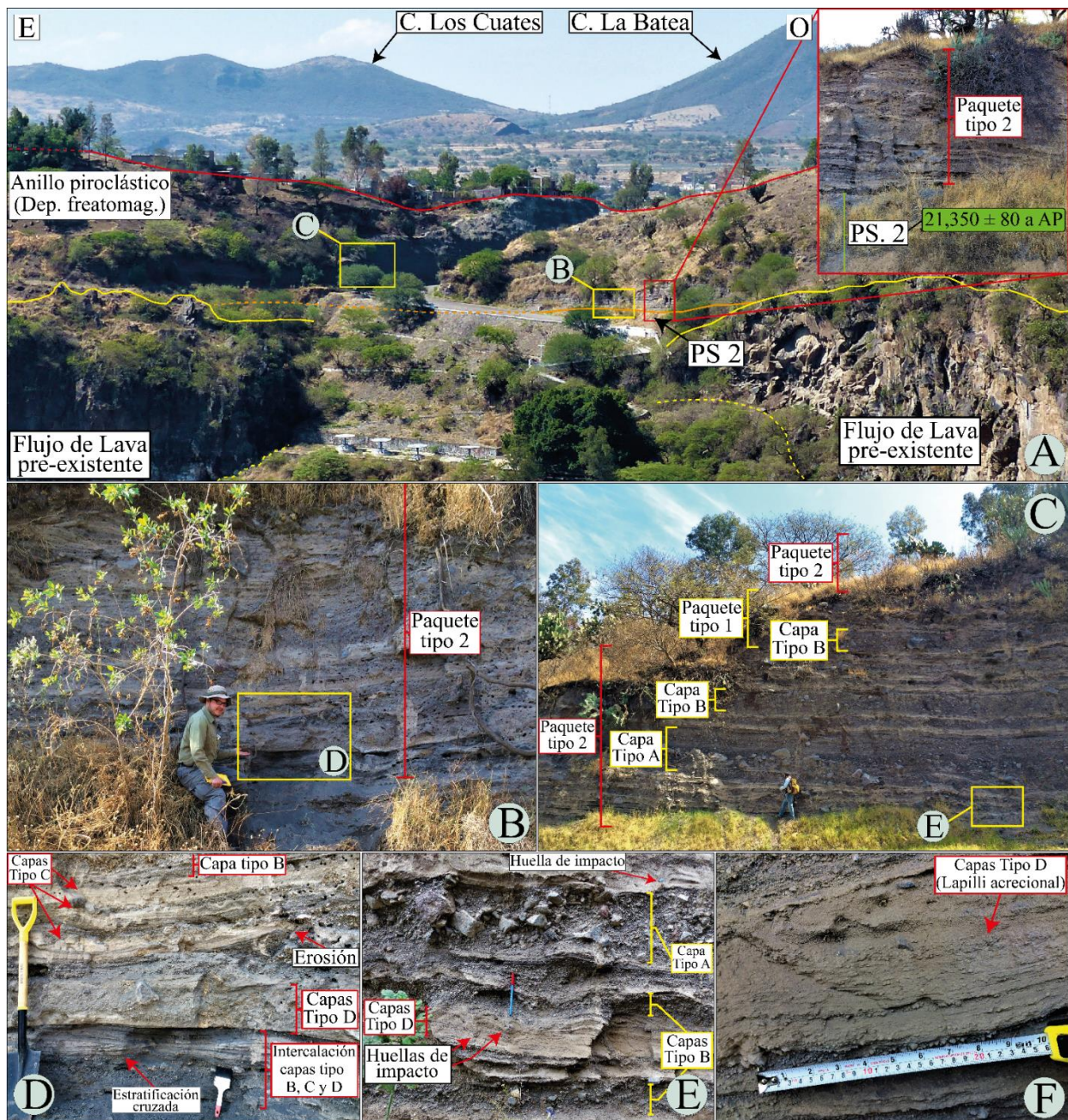


Figura 5.22. Ubicación, características y estratigrafía en el sector sur del cráter de los depósitos de la fase freatomagmática que dio origen al cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo 2; JLA-FFCe2): **A)** Vista desde el sector norte de Joya La Alberca hacia el flanco sur del cráter (zona de acceso vehicular y mirador). Los recuadros delimitan las zonas cubiertas por las figuras ahí indicadas. Fotografía de Claus Siebe. Las figuras A-E muestran las características del miembro inferior de la secuencia freatomagmática (JLA-FFCe2), en el que domina el paquete tipo 2. **B)** Se muestra secuencia con posición estratigráfica superior a la de A, en la que domina igualmente el paquete No. 2. Fotografía en el corte de los depósitos en dirección E - O. **C)** Fotografía en el corte de los depósitos en dirección N - S en donde se evidencia el dominio del paquete No. 2 sobre el No. 1, aunque se observan capas tipo A y capas tipo B. **D)** Se muestra el espesor aproximadamente constante de las capas tipo C y D, truncamiento de estas capas por erosión y zonas de intercalación de capas/láminas centimétricas y milimétricas tipo C, D y B, en donde se desarrolla estratificación cruzada. **E)** Se muestran las características de las capas tipo A y B. Además, se observan huellas de impacto en las capas tipo D. Fotografía de Claus Siebe. **F)** Se muestra lapilli acrecional en capas tipo D.

con textura porfirítica (escoráceos) con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 4 mm), piroxeno (hábito subhedral de color negro o verde claro < 2 mm), +/- olivino, y glomerocristales (< 1 cm) inequigranulares de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino, embebidos en una matriz vítrea. Este tipo corresponde a los fragmentos juveniles de la erupción freatomagmática de Joya La Alberca. **Tipo 4.** Corresponden a cristales libres de plagioclasa (hábitos tabulares de subhedrales a anhedrales de 5-1 mm). **Tipo 5.** Eventualmente en los depósitos se observaron

fragmentos leucocráticos hipocrystalinos desde pobremente microvesiculados hasta vesiculados (vesículas de elongadas a esféricas (< 2 cm), algunas presentan coalescencia) con textura porfírica hipohialina con fenocristales de k-feldespato (hábito subhedral < 1.5 cm), plagioclasa (hábito tabular subhedral de ~0.5 cm), +/- piroxeno y +/- cuarzo (Fig. 5.13F). De aquí en adelante, este tipo de fragmentos se considerarán como xenolitos tipo “popcorn”. De esta manera, las características típicas de los paquetes 1 y 2 son:

➤ **Paquete tipo 1:**

Paquete de espesor irregular (típicamente entre 1 m y 1.5 m), bien estratificado en capas de grosor medio y grueso, donde predominan estratos de granulometría de lapilli medio-grueso (capas tipo B) a bloque-bomba (capas tipo A) sobre otros de granulometría de ceniza fina (capas tipo C y D; Paquete tipo 1: Figs. 5.22C, 5.23, 5.24, 5.25B, C y D y 5.26). De igual manera, los paquetes tipo 1 donde predominan las capas tipo A sobre las tipo B, se denominan paquetes tipo 1a, y en caso contrario, tipo 1b; las descripciones detalladas de estos tipos de paquetes están en las columnas estratigráficas de las figuras 5.23, 5.24 y 5.26. A continuación, se describen las características típicas de las capas tipo A y B. **Capas tipo A:** capa de espesor variable, pero típicamente está entre 40 y 70 cm, contactos netos irregulares desde erosivos a no erosivos y presenta granulometría de lapilli medio a bloque-bomba (predomina). Depósito generalmente deleznable, puede presentar gradación inversa de lapilli medio a bloque-bomba o gradación normal, comúnmente es masivo, pero también puede presentar estratificación plano-paralela insipiente, es clasto-soportado y mal seleccionado a la base y moderadamente seleccionado hacia el tope. Los fragmentos son subangulares, dominan los de tipo 1 y estos ocasionalmente componen, en tamaños de lapilli medio a bloque-bomba, lentes clasto-soportados (Figs. 5.22C y E, 5.24, 5.25E y F y 5.26). **Capas tipo B:** capa de espesor variable, pero típicamente está entre 15 y 30 cm, contactos netos irregulares desde erosivos a no erosivos y presenta granulometría predominantemente de lapilli medio. Depósito generalmente deleznable, típicamente presenta gradación simétrica desde lapilli fino a lapilli grueso y posteriormente a lapilli medio, comúnmente es masivo, pero también puede presentar estratificación plano-paralela insipiente, clasto-soportado y moderadamente seleccionado. Los fragmentos son subangulares, dominan los de tipo 1 y 2, y estos ocasionalmente componen, en tamaños de lapilli medio a bloque-bomba, lentes clasto-soportados (Figs. 5.22C, D y E, 5.24, 5.25D y 5.26).

➤ **Paquete tipo 2**

Paquete de espesor irregular (típicamente entre 1 m y 2 m), bien estratificado en capas de grosor medio y delgado (laminas), donde predominan estratos de granulometría ceniza fina deleznales (capas tipo C) y endurecidas (capas D) sobre otros de granulometría de ceniza gruesa a lapilli medio (capas tipo B; Paquete tipo 2: Figs. 5.22B y C, 5.23, 5.24, 5.25B, C y D y 5.26). De igual manera, los paquetes tipo 2 donde predominan las capas tipo C sobre las tipo D, se denominan paquetes tipo 2c, y en caso contrario, tipo 2d; las descripciones detalladas de estos tipos de paquetes están en las columnas estratigráficas de las figuras 5.23, 5.24 y 5.26. A continuación, se describen las características típicas de las capas tipo C y D. **Capas tipo C:** capa deleznable de espesor irregular, típicamente de ~15 cm, con contactos superior e inferior netos sinuosos desde erosivos a no erosivos (Fig. 5.22D), los cuales, además, muestran huellas de impacto (deformación plástica) por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba. El depósito presenta generalmente estratificación/laminación cruzada, no tiene gradación clara, es ocasionalmente masivo, clasto-soportado y generalmente bien seleccionado. Los fragmentos son de angulares a subredondeados, y dominan los tipos 1, 3 y 4 (Figs. 5.22D, 5.23, 5.24, 5.25E y 5.26). **Capas tipo D:** capa endurecida de espesor irregular pero típicamente entre 5 y 10 cm, con contactos superior e inferior netos irregulares desde erosivos a no erosivos, los

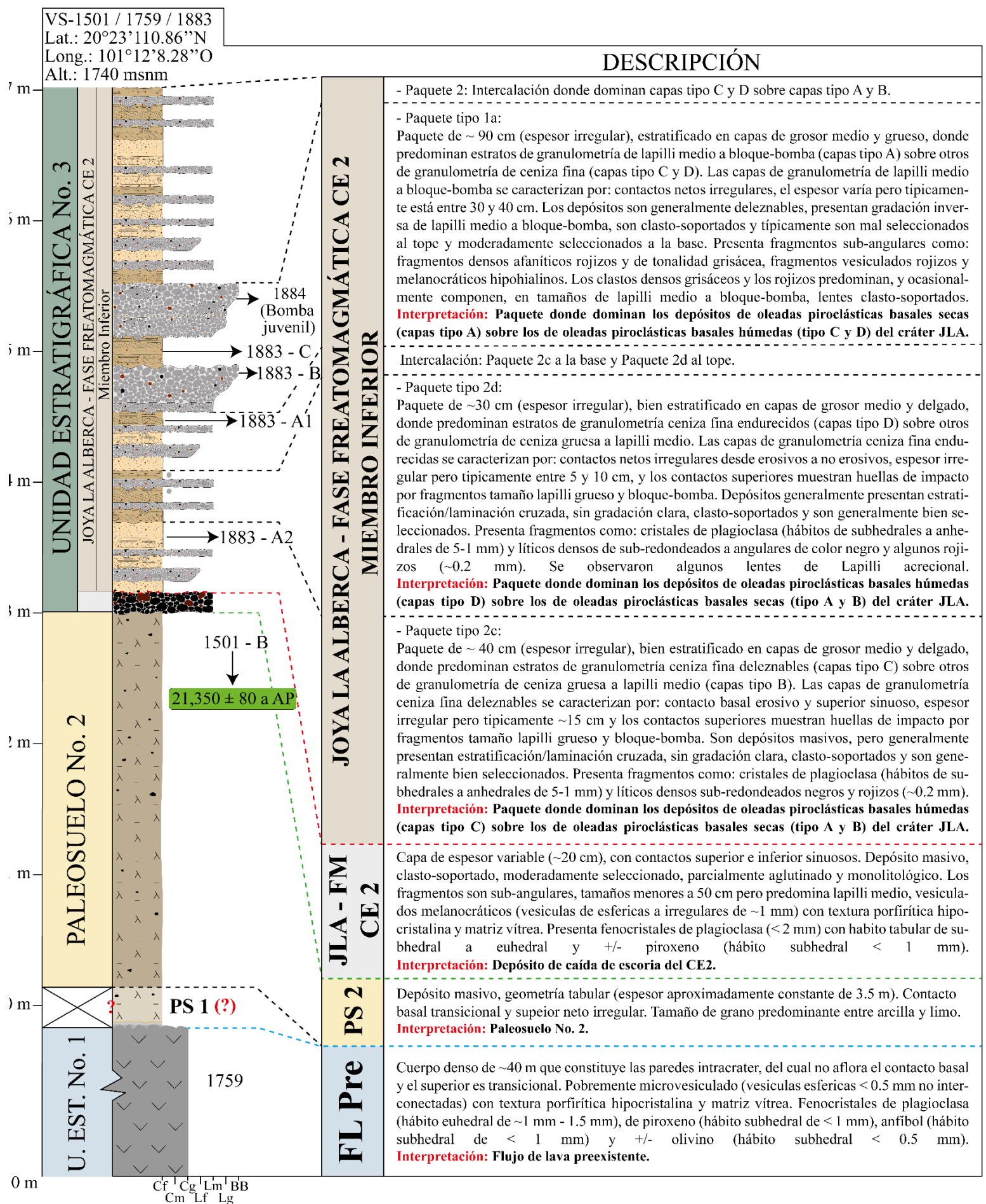
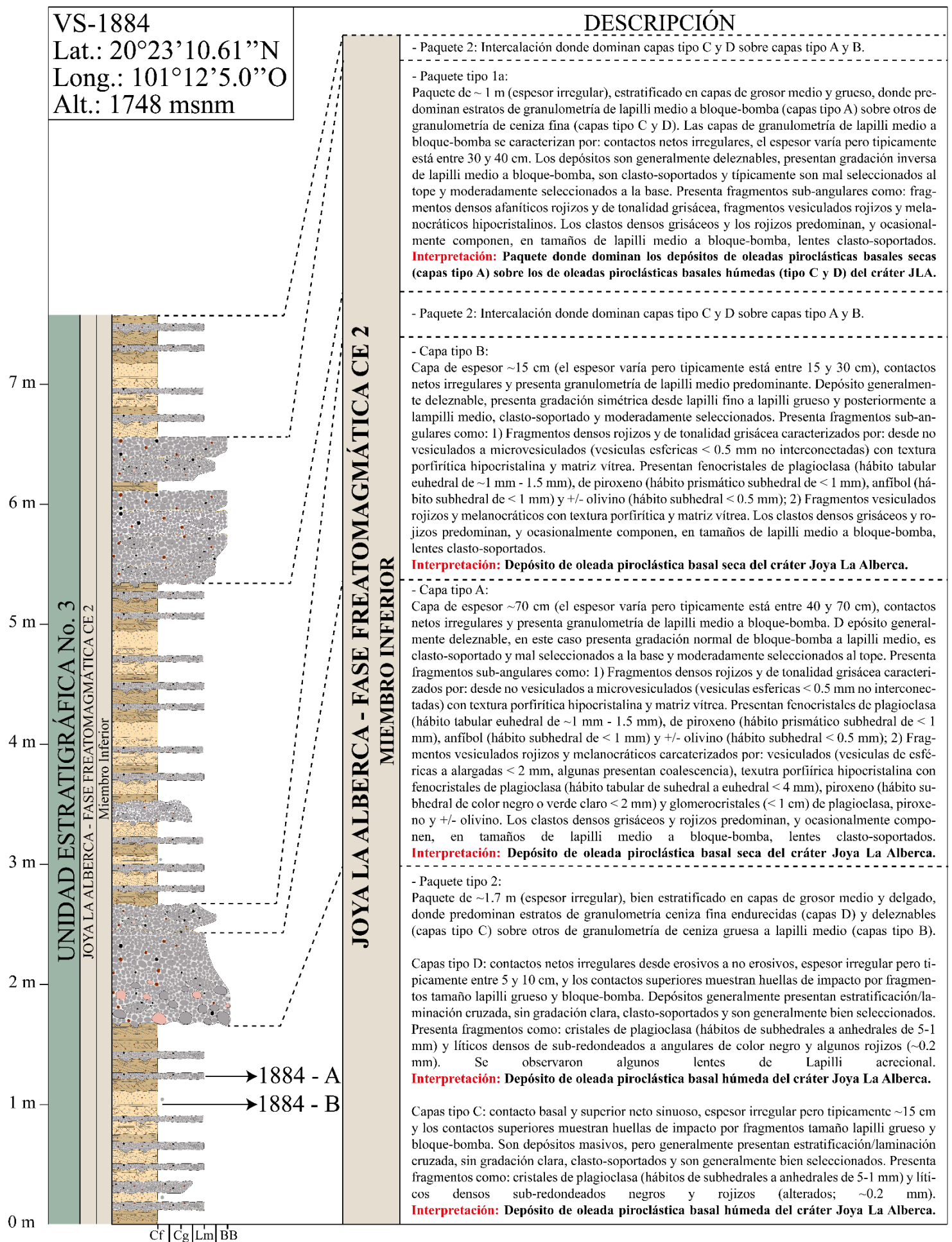


Figura 5.23. Columna estratigráfica del sector sur del cráter Joya La Alberca en la localidad VS-1883 (Miembro inferior depósitos Joya La Alberca). Unidad Estratigráfica No. 1 (U. EST. No. 1) o Flujo de Lava Preexistente (FL Pre); Paleosuelo No. 1 (PS No. 1); Joya La Alberca Fase Magmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-FASE MAGMÁTICA CE 2 o JLA-FM CE2); Joya La Alberca Fase Freatomagmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-F. FREATOMAG. CE 2).



Cf | Cg | Lm | BB

Figura 5.24. Columna estratigráfica de los depósitos freatomagmáticos (miembro inferior) del sector sur del cráter Joya La Alberca en la localidad VS-1884, que sobreyacen los depósitos de la figura 5.23. Joya La Alberca Fase Freatomagmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-F. FREATOMAG. CE 2).

cuales, además, muestran huellas de impacto (deformación plástica) por fragmentos tamaño lapilli grueso y bloque-bomba (Fig. 5.25C). Depósito generalmente presenta estratificación/laminación cruzada, no tiene gradación clara, es clasto-soportado y generalmente es bien seleccionado (Figs. 5.22D, E y F, 5.23 y 5.24). Los fragmentos son de angulares a subredondeados, dominan los tipos 2 y 4, y se observaron algunas zonas con lapilli acrecional (Fig. 5.22F).

A partir de los paquetes descritos, los depósitos de la Fase Freatomagmática (JLA-FFCe2) pueden ser divididos estratigráficamente en tres miembros, de base a tope: 1) Miembro Freatomagmático Inferior (espesor ~12.5 m): aflora en la zona del mirador y de acceso vehicular del cráter y domina el paquete 2 sobre el 1 (Figs. 5.22-24). 2) Miembro Freatomagmático Intermedio (espesor ~13.2 m): aflora en la pared externa sur de Joya La Alberca y sobre la vía de acceso al cráter y domina el paquete 1 sobre el 2 (Figs. 5.25y 5.26), y 3) Miembro Freatomagmático Superior (espesor ~4.3 m): aflora en la pared externa sur de Joya La Alberca (Localidad VS-18109) y domina el paquete tipo 2 sobre el tipo 1 (Figs. 5.25 y 5.26). En general, la secuencia está dominada por fragmentos tipo 1 y 2, los cuales posiblemente provienen del (los) flujo (s) de lava (s) preexistente (s). Sin embargo, hay tres niveles de enriquecimiento en fragmentos tipo 3 (juveniles escoráceos): 1) El primer nivel se ubica en la zona basal del miembro freatomagmático inferior, tiene un espesor entre 10 y 15 cm, y los fragmentos tienen tamaño de lapilli fino a grueso (Figs. 5.20 y 5.21). 2) El segundo nivel de enriquecimiento está en la zona media del miembro freatomagmático intermedio y tiene un espesor de ~50 cm. Los fragmentos tienen tamaños desde lapilli fino hasta ~9 cm y se observaron lentes clasto-soportados enriquecidos en estos fragmentos (Figs. 5.25A, C, E y F y 5.26). 3) El tercer nivel de enriquecimiento en juveniles se ubica al tope del miembro freatomagmático superior, tiene un espesor de ~1 m y los fragmentos tienen tamaños desde lapilli fino hasta lapilli grueso (Fig. 5.25C y 5.26). Adicionalmente, los xenolitos tipo *popcorn* (fragmentos Tipo 5) se encontraron en el primer (Fig. 5.13F) y tercer nivel de enriquecimiento en fragmentos juveniles, pero en muy baja proporción (<2% de los componentes del depósito), y como ocasionales enclaves en algunos juveniles tamaño bomba (Fig. 5.27C).

- **Fragmentos Juveniles cráter de explosión Joya La Alberca:**

Los fragmentos juveniles de la explosión que dio origen al cráter Joya La Alberca son en general poco abundantes en la secuencia freatomagmática, a excepción de niveles puntuales enriquecidos en estos componentes. El fragmento juvenil de mayor tamaño fue encontrado en el miembro inferior de los depósitos freatomagmáticos, más exactamente en la localidad VS-1884 (Fig. 5.27), y consiste en un fragmento subangular de ~60 cm de diámetro (tamaño bomba) con corteza tipo “coliflor” de color gris oscuro y es desde pobremente vesiculado hasta vesiculado (vesículas desde esféricas a elongadas hasta de 2 mm y 1 mm de ancho, y algunas presentan coalescencia; Fig. 5.27C y D). Tiene textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral de hasta 0.4 cm), piroxeno (color negro y verde claro, con hábito prismático subhedral a anhedral hasta de 2 mm), +/- olivino, glomero-cristales (faneríticos inequigranulares) de hasta 1 cm de plagioclasa, piroxeno y posiblemente olivino, y xenolitos con textura porfirítica hipohialina con cristales de plagioclasa (subhedral de hasta ~0.5 mm), k-feldespato (subhedral de hasta ~0.2 mm), piroxeno (subhedral a anhedral < 0.1 mm) y posiblemente cuarzo, embebidos en una matriz vítrea leucocrática porosa (posibles xenolitos tipo *popcorn*; Fig. 5.27C). Los cristales del fragmento juvenil están embebidos en una matriz vítreo-cristalina melanocrática (escorácea).

Así mismo, como se mencionó anteriormente, en la secuencia freatomagmática se describieron tres niveles con enriquecimiento en fragmentos juveniles. Con el objetivo de comparar los fragmentos en la zona basal con los de los niveles superiores, se describen las características de los juveniles presentes en el segundo nivel (Figs. 5.25A, C, E y F y 5.26). Los fragmentos son desde subangulares

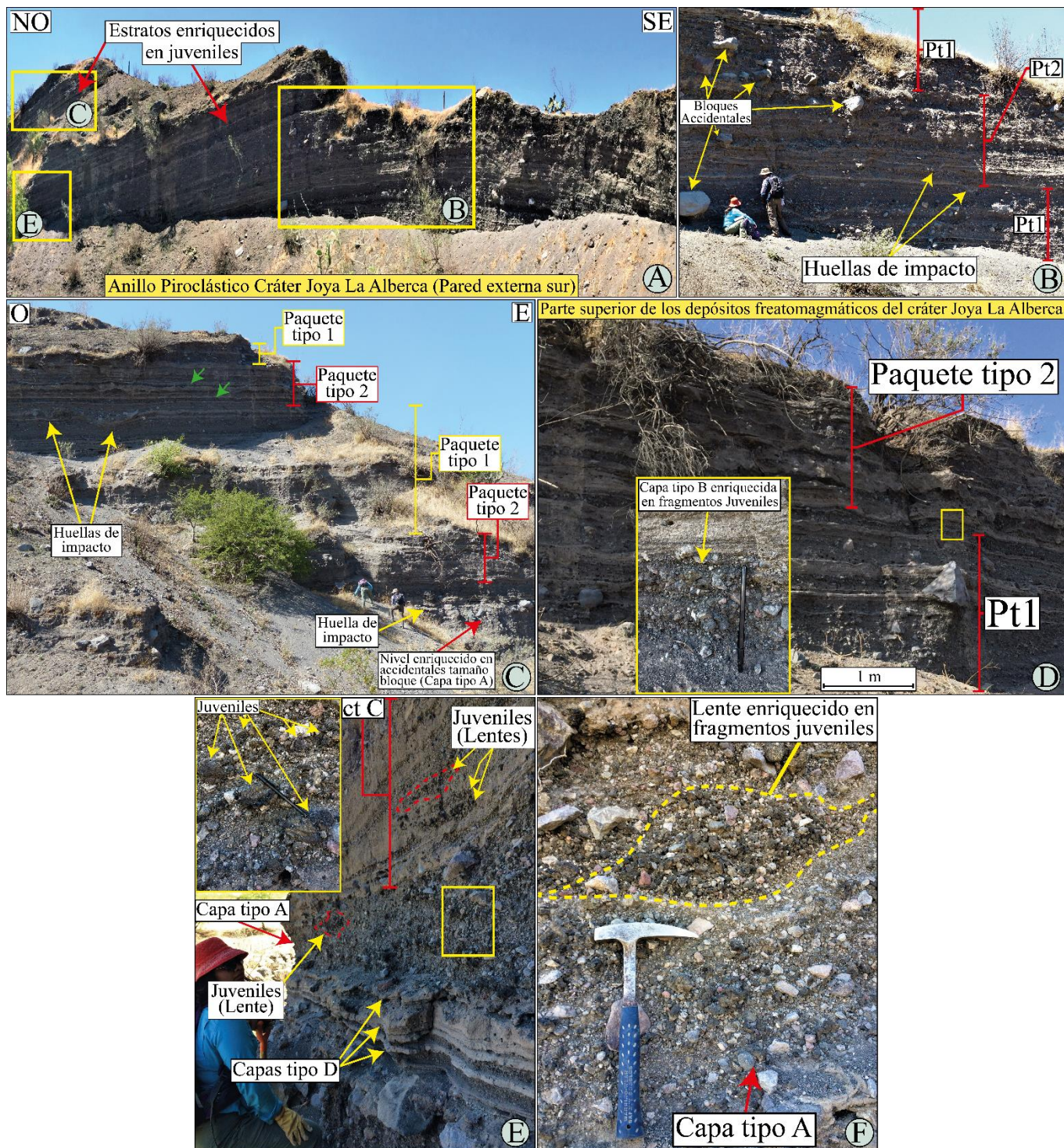


Figura 5.25. Estratigrafía de los miembros intermedio y superior de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca (JLA-FFCe2), descritos en el corte de la pared externa sur del cráter. Los estratos expuestos aquí están sobreyaciendo a los descritos en las figuras 5.22-24 (miembro inferior). **A)** Vista general de la pared externa sur del cráter Joya La Alberca, en donde se observa la secuencia bien estratificada y los estratos enriquecidos en fragmentos juveniles. Las figuras B-C corresponden al miembro intermedio de los depósitos freatomagmáticos, en el cual dominan los paquetes tipo 1. **B)** Niveles que corresponden a la base del Miembro Intermedio. Se indica el dominio del paquete tipo 1 sobre el tipo 2, así como los fragmentos accidentales tamaño bloque y las huellas de impacto (deformación dúctil) de las capas de granulometría fina. **C)** Niveles del Miembro Intermedio estratigráficamente superiores a los descritos en B, se observa el dominio del paquete 1 sobre el paquete 2, así como huellas de impacto, un nivel enriquecido en accidentales tamaño bloque y estratos enriquecidos en fragmentos juveniles (marcados con flechas verdes). **D)** Tope del Miembro Superior de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, en donde domina el paquete 2 sobre el paquete 1. El recuadro amarillo indica capa tipo B enriquecida en fragmentos juveniles tamaño lapilli grueso. **E)** Estrato (capa tipo A) enriquecido en fragmentos juveniles, los cuales tienen corteza con textura de coliflor y fracturas. Se indican lentes clasto soportados enriquecidos en fragmentos juveniles. **F)** Lente clasto-soportado enriquecido en fragmentos juveniles (~80%). Fotografías B y C de Claus Siebe tomadas el 5 de junio de 2018.

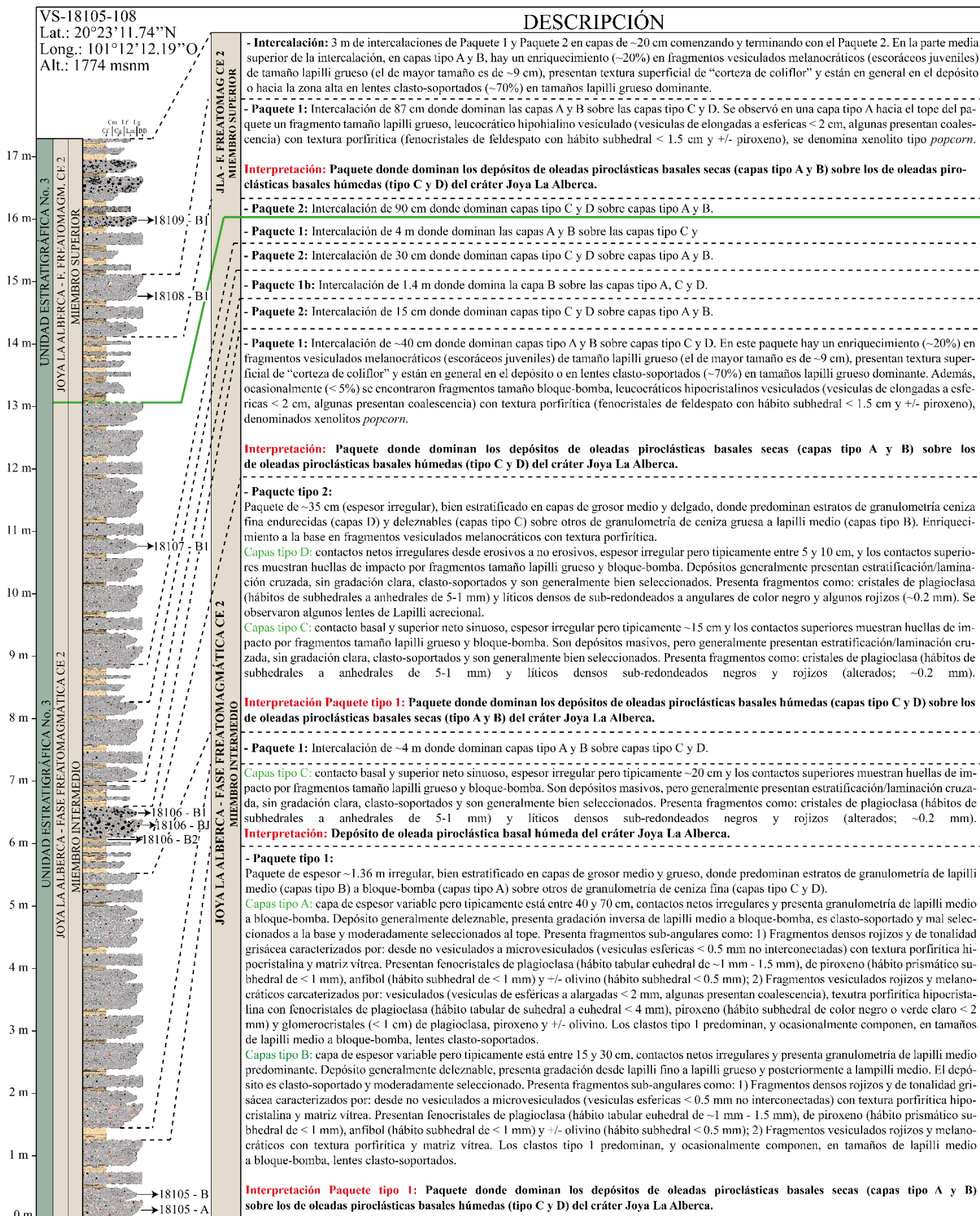


Figura 5.26. Columna estratigráfica de los depósitos freatomagmáticos (miembros intermedio y superior) de la pared externa sur del cráter Joya La Alberca en las localidades VS-18105 y VS-18109. Joya La Alberca Fase Freatomagmática Centro Eruptivo No. 2 (JLA-F. FREATOMAG. CE 2).

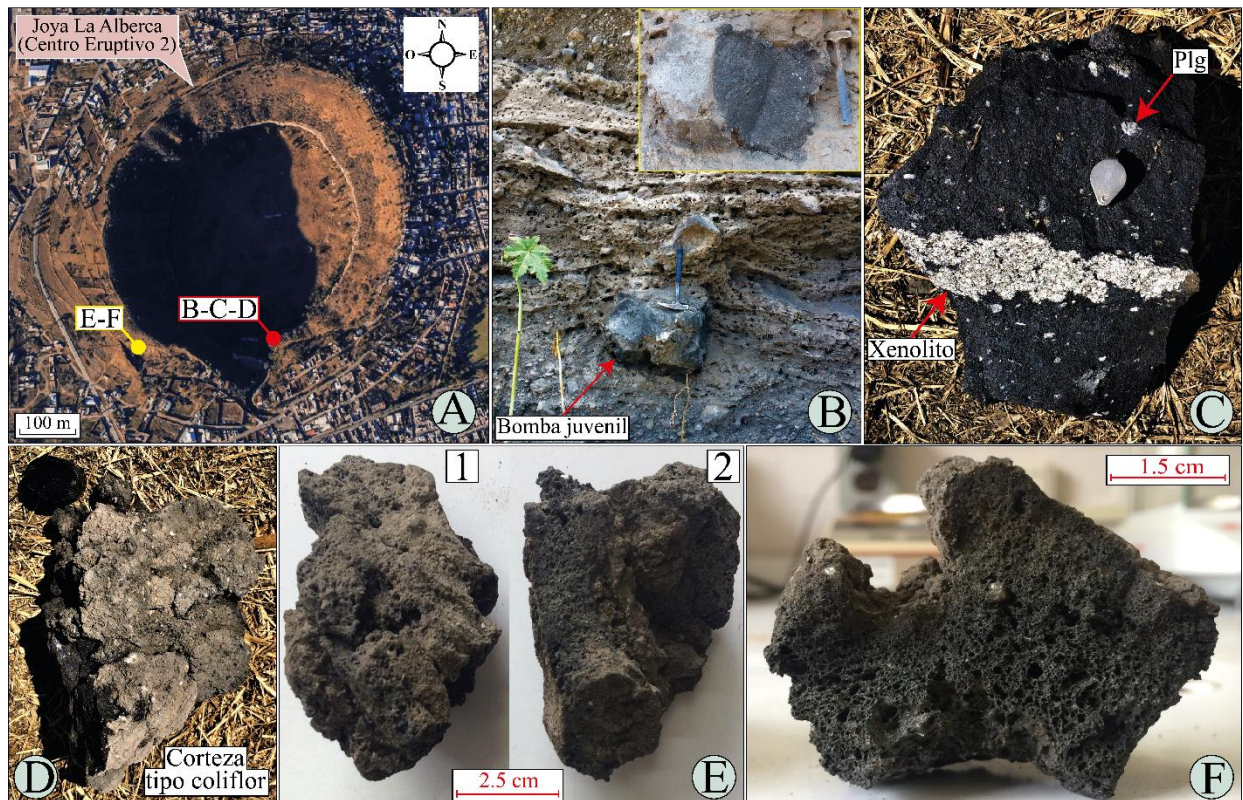


Figura 5.27. Ubicación y características de los fragmentos juveniles de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca (JLA-FFCe2). **A)** Ubicación de las localidades en donde se recolectaron los fragmentos juveniles. Fotografía original tomada por el fotógrafo Santiago Arau en 2019 (Tomada de: https://twitter.com/santiago_arau/status/1092272670157213696?lang=es). **B)** Localidad VS-1884, en donde se observó un fragmento juvenil tamaño bomba subangular. **C)** Interior del fragmento juvenil en B. Ocasionalmente presenta xenolitos leucocráticos (posiblemente tipo *pop-corn*). **D)** Corteza tipo coliflor de la bomba juvenil de las figuras B y C. Las figuras E y F corresponden a fragmentos juveniles recolectados del primer estrato enriquecido en estos fragmentos de la pared externa sur del cráter Joya La Alberca. **E)** Tipos representativos de morfologías de los fragmentos juveniles de Joya La Alberca: 1) Morfología con surcos paralelos (deformación dúctil) y 2) Morfología tubular de bomba juvenil. **F)** Distribución desigual de las vesículas de las bombas juveniles: las costras son densas y el tamaño de las vesículas aumenta hacia el interior del fragmento, en donde alcanza a haber coalescencia.

hasta sub-redondeados, tienen tamaños desde lapilli fino hasta lapilli grueso y presentan cortezas densas gruesas de ~3 cm con textura de “coliflor”, “corteza de pan”, morfologías en surcos delgados alargados o presentan formas circulares alargadas (deformación plástica del material juvenil; Fig. 5.27E y F). La distribución de las vesículas es desigual, ya que las cortezas son densas y el tamaño de las vesículas aumenta hacia el centro de los fragmentos, donde estos son desde vesiculados hasta muy vesiculados (vesículas desde esféricas hasta irregulares hasta de ~0.5 cm y algunas presentan coalescencia). Los fragmentos presentan textura porfirítica hipocrystalina con fenocristales (< 5%) de plagioclasa (subhedrales a anhedrales de hasta ~0.2 mm) y +/- piroxeno (hábito de anedral a subhedral < 0.1 mm; Fig. 5.27G y H).

- **Facies distales de los depósitos de la Fase Freatomagmática (JLA-FFdistal):**

Las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos afloran claramente en la zona entre las Canteras de Escoria (Centro Eruptivo No.1) y el cráter Joya Estrada, la cual está ubicada a ~1.65 km al oeste del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.28A). Las *facies* distales tienen un espesor máximo de ~2m, pero este disminuye hacia las zonas topográficamente más altas de los montículos del Centro Eruptivo No. 1 (Fig. 5.28B y C). El contacto basal es neto irregular concordante, localmente erosivo (Figs. 5.28C y D y 5.29), con los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 1 (JLA-FMCe1). Adicionalmente, en el montículo norte (localidad VS-1502) se observó que las primeras capas de las *facies* distales presentaban una tonalidad rojiza cerca al contacto inferior (Fig. 5.28B). Por su parte, el contacto superior es neto irregular y en algunas zonas transicional con el suelo actual (Figs. 5.28B y C y 5.29).

Las *facies* distales corresponden a una secuencia bien estratificada principalmente en capas de grosor milimétrico hasta de aproximadamente 10 cm (Figs. 5.28B-F y 5.29). Las capas presentan típicamente tres granulometrías: 1) Ceniza muy fina: tienen geometría tabular, dominan en la secuencia, están endurecidas, son clasto-soportadas, bien seleccionadas y presentan laminación plano-paralela. Algunas consisten en “tobas vesiculadas” con lapilli acrecional abundante (Fig. 5.28E y F), 2) Ceniza fina: tienen geometría tabular, son típicamente deleznales, clasto-soportadas, bien seleccionadas, presentan laminación cruzada y los componentes son sub-redondeados. Algunas consisten en “tobas vesiculadas” con lapilli acrecional abundante (Fig. 5.28E y F), y 3) Ceniza gruesa: tienen geometría tabular, los contactos basales son comúnmente erosivos (Fig. 5.28F), son deleznales, clasto-soportadas, moderadamente seleccionadas, presentan laminación/estratificación cruzada y plano-paralela, gradación inversa (Fig. 5.28E y F) y los fragmentos son sub-redondeados. Se observaron los mismos tipos de componentes en los tres tipos de capas y son típicamente: líticos de densos a poco vesiculados porfiríticos de color gris claro (predominante), fragmentos vesiculados melanocráticos (escoráceos) y rojizos, y, en menor cantidad, cristales libres de plagioclasa.

Por otra parte, en el montículo oeste (localidad VS-1894) a ~1.67 km del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.30A y B), en la secuencia predominan de manera clara las capas de granulometría ceniza muy fina, los niveles de “tobas vesiculadas” y las capas de espesor irregular entre 2 y 7 mm caracterizadas por ser lapilli acrecional-sostenidas. Estas últimas capas dominan en la zona basal de la secuencia (Fig. 5.30B y C). Adicionalmente, a ~7 cm de la base de los depósitos freatomagmáticos distales se observó una capa de ~4 cm de espesor, con geometría tabular, bien seleccionada y clasto-soportada, en la que los componentes son melanocráticos vesiculados (escoráceos) de subangulares a subredondeados, de tamaño lapilli fino predominante (Fig. 5.30B). Finalmente, las *facies* más distales fueron descritas a ~1.82 km del cráter Joya La Alberca, en la pared oriental externa del cráter Joya Estrada (localidades VS-1503 y 1890; Fig. 5.30A y D). En esta localidad, los depósitos tienen un espesor entre 0.5 y 1 m, están intercalados en contacto neto irregular concordante con los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 1 (JLA-FMCe1) y están bien estratificados en capas de grosor entre 1 mm y ~10 cm (Figs. 5.30D y E y 5.31). Las capas de granulometría ceniza muy fina y ceniza fina dominan la secuencia en esta localidad y, a la base y al tope de los depósitos, se encuentra mayor cantidad de lapilli acrecional y el grado de endurecimiento es mayor. Se observó que estas rellenan el relieve producido por los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 1 (la estratificación se horizontaliza a medida que se suavizan las irregularidades; Fig. 5.30D y E). Así mismo, los depósitos distales presentan huellas de impacto (deformación dúctil) generadas por fragmentos juveniles tamaño bomba de la Zona de Canteras de escoria (Figs. 5.30D y E y 5.31).

- **Interpretación de los depósitos de la Fase Freatomagmática (JLA - FFCe2):**

A partir de las características texturales de los tipos de capas descritos anteriormente, los tipos A y B son interpretados como depósitos de oleadas piroclásticas basales “secas”, mientras que los tipos C y D de oleadas piroclásticas basales “húmedas” (Moore et al., 1966; 1967; Waters & Fisher, 1971; Wohletz & Sheridan, 1979; Sheridan & Wohletz, 1981; Sheridan & Wohletz, 1983; Cas & Wright, 1987; Wohletz, 1998; Wilson & Houghton, 2000; Zimanowski & Wohletz, 2000). De esta manera, el anillo piroclástico de Joya La Alberca corresponde a una secuencia freatomagmática de ~30 m de espesor conformada, en orden de abundancia, por las *facies* proximales de depósitos de oleadas piroclásticas basales “secas”, oleadas basales “húmedas” y depósitos de caída. Adicionalmente, la secuencia consta de tres miembros, en el Inferior y en el Superior dominan los depósitos de oleadas basales “húmedas”, mientras que en el Intermedio los de oleadas basales “secas”. La estratificación bien desarrollada típica de los depósitos freatomagmáticos está dada por las diferencias texturales en

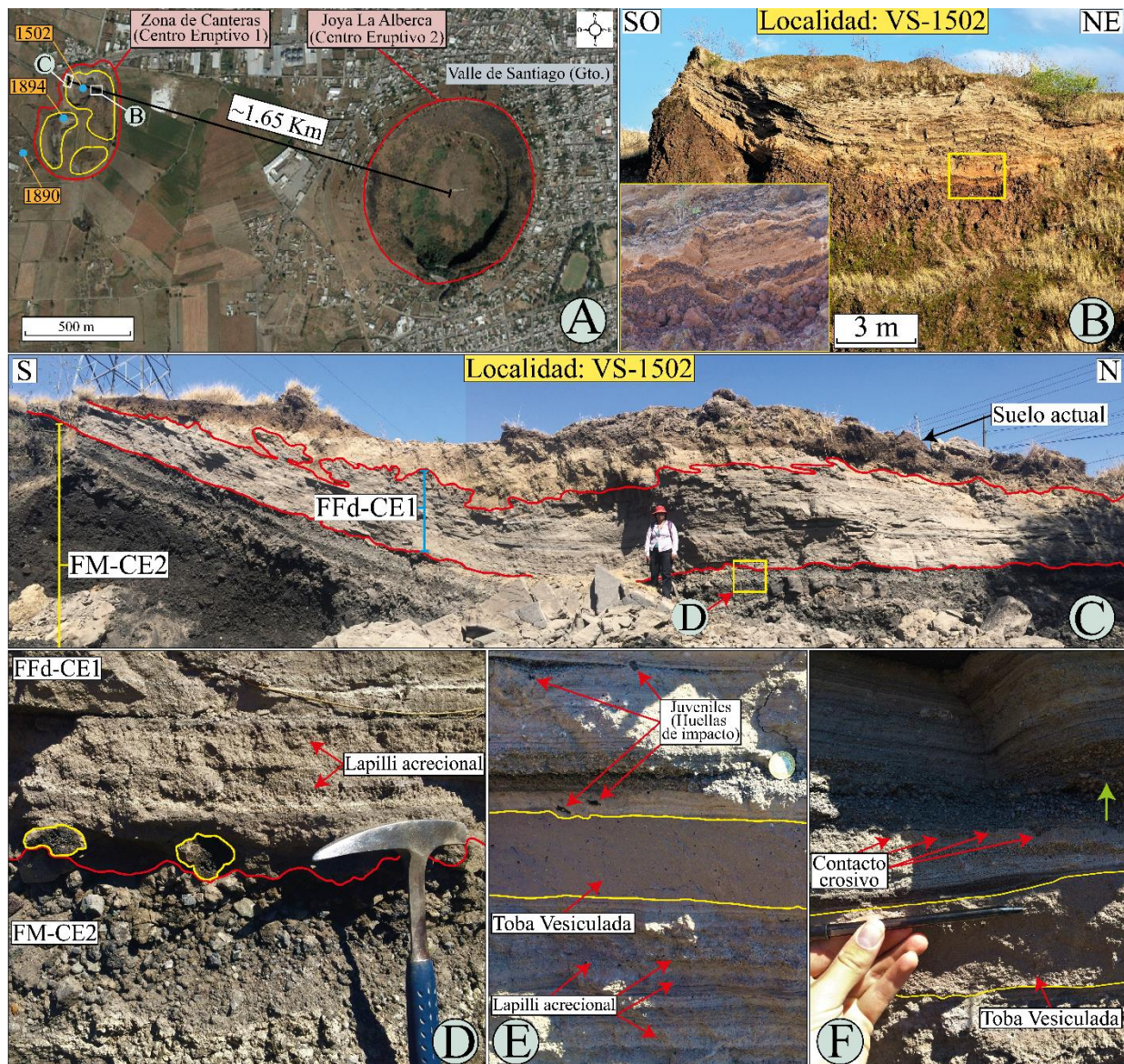


Figura 5.28. Ubicación, características y estratigrafía de las facies distales de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca en la localidad VS-1502. **A)** Mapa con la ubicación de las localidades en donde se describieron las facies distales. Mapa original tomado de Google Earth® 2019. **B)** Vista de la cima del montículo norte en donde el acercamiento permite observar el contacto concordante entre los depósitos de la fase magmática del Centro Eruptivo 1 (JLA-FMCe1) y las facies distales de los depósitos de la fase freatomagmática (JLA-FFCe2). El contacto es concordante, localmente erosivo y en los primeros centímetros de las facies distales hay estratos enriquecidos en fragmentos juveniles, los cuales también tienen tonalidad ocre. Fotografías de Claus Siebe tomadas el 4 de junio de 2018. **C)** Vista de la localidad VS-1502, en donde se observan las facies distales de los depósitos freatomagmáticos. Estos últimos son bien estratificados y el espesor disminuye al subir el montículo. El contacto inferior es neto irregular localmente erosivo, mientras que el superior es transicional con el suelo actual. **D)** Contacto localmente erosivo, donde los depósitos freatomagmáticos incluyeron fragmentos escoráceos del depósito inferior y algunos estratos tienen lapilli acrecional (abundantes en la secuencia). **G)** Estratos con diferente granulometría, desde tobas vesiculadas hasta capas de ceniza media-gruesa. Se indican huellas de impacto (deformación dúctil) de pequeñas dimensiones producidas por fragmentos juveniles tamaño lapilli medio. **H)** Los contactos varían desde netos irregulares no erosivos hasta erosivos (se marca con flechas rojas). Adicionalmente, las capas de ceniza gruesa presentan gradación inversa y las de granulometría ceniza media-fina presentan estratificación cruzada (posiblemente dunas).

las diferentes capas presentes, y éstas, a su vez, están asociadas a la naturaleza pulsante de las erupciones freatomagmáticas. Esto debido a que cada pulso proviene de una interacción freatomagmática con diferente eficiencia en la interacción agua:magma, la cual está determinada por condiciones particulares de profundidad (i.e. presión de confinamiento), razón de masas entre agua y magma, tipo de sustrato y temperatura (Wohletz & Sheridan, 1979; Cas & Wright, 1987; Wohletz, 1998). Así, según las condiciones a las que ocurra cada pulso/interacción, el producto será una oleada

VS-1502
 Lat.: 20°23'35.1"N
 Long.: 101°13'0.2"O
 Alt.: 1774 msnm

DESCRIPCIÓN

Depósito (junto con el suelo actual) tiene un espesor entre 1.2 m hasta 0 m (se acuña), está parcialmente endurecido, es mal seleccionado y presenta los mismos fragmentos de la unidad estratigráficamente inferior redondeados embebidos en una matriz de granulometría entre ceniza muy fina y ceniza gruesa (matriz-soportado).
Interpretación: Suelo actual.

Paquete de espesor variable desde ~2 m hasta 1 m, se acuña, el contacto basal es erosivo, el superior es neto irregular y está estratificado principalmente en estratos de grosor desde milimétricos hasta de ~10 cm. Las capas presentan tres granulometrías: 1) Ceniza muy fina (geometría tabular, dominante en el paquete, endurecida, laminación plano-paralela, clasto-soportada, bien seleccionada y algunas consisten en "tobas vesiculadas" con lapilli acrecional abundante), 2) Ceniza fina (geometría tabular, generalmente deleznable, laminación cruzada, clasto-soportada, bien seleccionada, los componentes son sub-redondeados y algunas consisten en "tobas vesiculadas" con lapilli acrecional abundante), y 3) Ceniza gruesa (geometría tabular, deleznable, laminación/estratificación cruzada y plano-paralela, clasto-soportada, moderadamente seleccionada y los componentes son sub-redondeados). Se observaron los mismos componentes en los diferentes tipos de capas y son en general líticos de densos a poco vesiculados porfíricos de color gris claro (predominante) y fragmentos vesiculados melanocráticos (escoráceos) y rojizos.

Interpretación: Facies distales de los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2).

Capa de espesor mínimo ~5 m (contacto basal no aflora) y contacto superior es erosivo. Depósito en general masivo pero con estratificación incipiente que mejora hacia el tope, generalmente deleznable, clasto-soportado, mal seleccionado, y monolítico. El grado de aglutinamiento es alto en las zonas donde los fragmentos están más oxidados (tonos rojizos ocre), mientras que en las zonas menos alteradas no están aglutinados. Los fragmentos, en general de color gris oscuro, son angulares y presentan tamaños entre lapilli grueso (domina en general en el depósito) y bloque-bomba (domina en zonas de mayor oxidación). Los clastos de mayor tamaño son hasta de 1 m, están achatados de manera paralela a la estratificación y algunos presentan una corteza densa de hasta 3 cm con textura de "corteza de pan" y una distribución desigual de las vesículas (las de mayor tamaño (< 1 cm) se concentran en el centro del clasto y su tamaño disminuye hacia los márgenes). Los fragmentos oxidados (tonalidades rojizas ocre) y sin alterar (melanocráticos) son vesiculados (escoráceos; vesículas de esféricas a irregulares de hasta 4 cm y algunas presentan coalescencia), y presentan textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 1 cm), olivino (hábito subhedral < 2 mm), piroxeno (hábito subhedral < 0.5 cm, color negro y tonalidad marrón) y ocasionalmente, glomerocristales (¿xenolitos?) con textura fanerítica inequigranular con fenocristales euhedrales de plagioclasa (< 1 cm) +/- subhedrales de biotita y +/- cristales de anfíbol (< 0.5 cm). Eventualmente en el depósito se observaron fragmentos leucocráticos hipohialinos vesiculados (xenolitos; vesículas de elongadas a esféricas < 2 cm, algunas presentan coalescencia) con textura porfírica (fenocristales de feldespato con hábito subhedral < 1.5 cm y +/- piroxeno).

Intercalado con el depósito se observó un cuerpo (~70 cm) con contactos transicionales irregulares de color gris claro, desde denso hasta microvesicular (vesículas principalmente esféricas < 1 mm y ocasionalmente elongadas) con textura porfírica con fenocristales (posibles xenocristales) de plagioclasa (hábito tabular de euhedral a subhedral < 2 mm) y piroxeno (hábito prismático subhedral < 3 mm). Ocasionalmente tiene aglomeraciones (< 1 cm) redondeadas con textura fanerítica con cristales de subhedrales a euhedrales de plagioclasa, olivino y piroxeno (posibles xenolitos gabroicos). Adicionalmente, tiene fragmentos leucocráticos con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular subhedral < 0.1 cm), feldespato potásico (hábito subhedral y tamaño ~ 1 mm), cuarzo (hábito anhedral tamaño ~ 1 mm) y piroxeno (hábito prismático subhedral < 0.1 cm) y microfenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Los cristales están embebidos en una matriz vítreo cristalina microvesiculada.

Interpretación: Depósito de caída de escoria del Centro Eruptivo 1 intercalado con un flujo de lava de volumen pequeño.

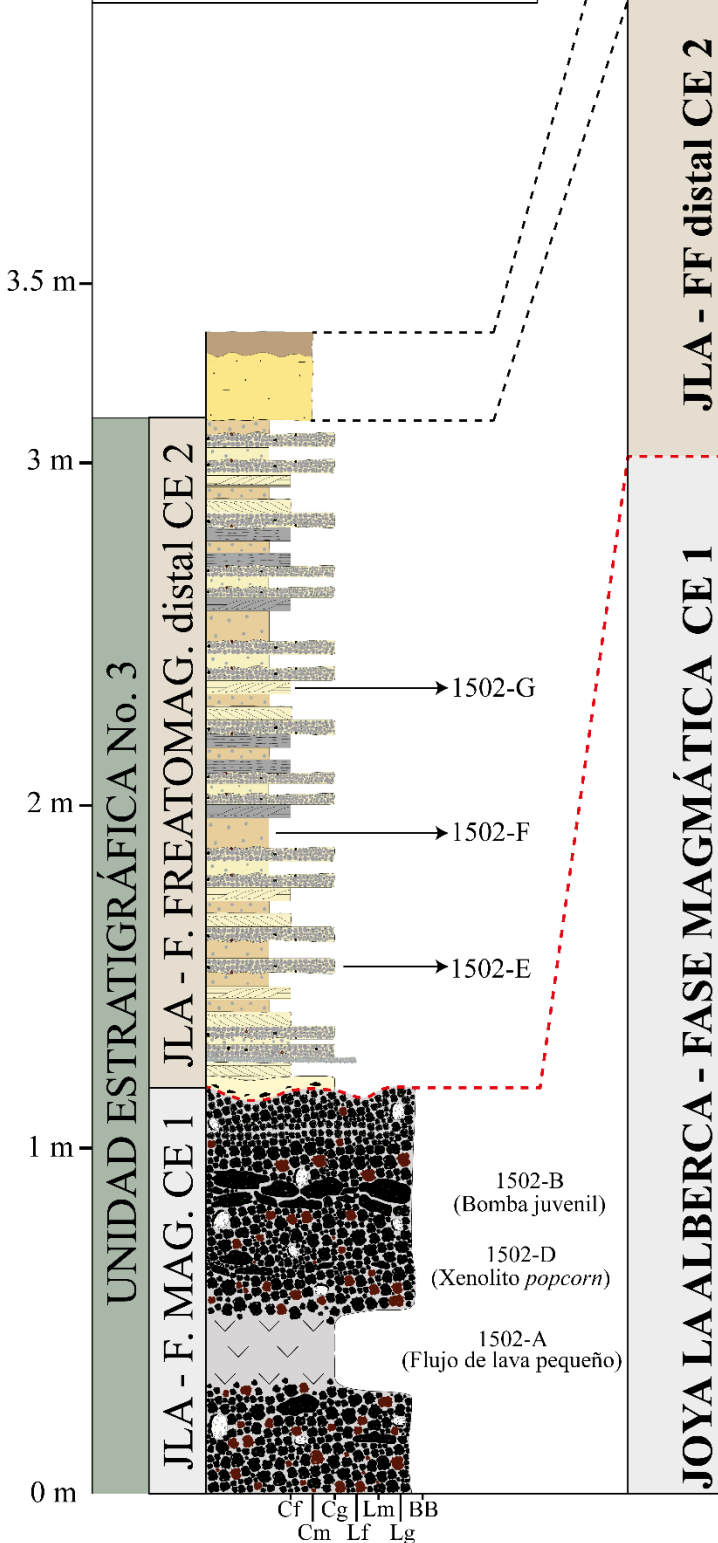


Figura 5.29. Columna estratigráfica de la localidad VS-1502, donde se incluyen los depósitos de la actividad magmática del Centro Eruptivo 1 (Zona de Canteras; JLA - F. MAG. CE1) y las facies distales de los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (JLA - F. FREATOMAG. distal CE2 o JLA - FF distal CE2).

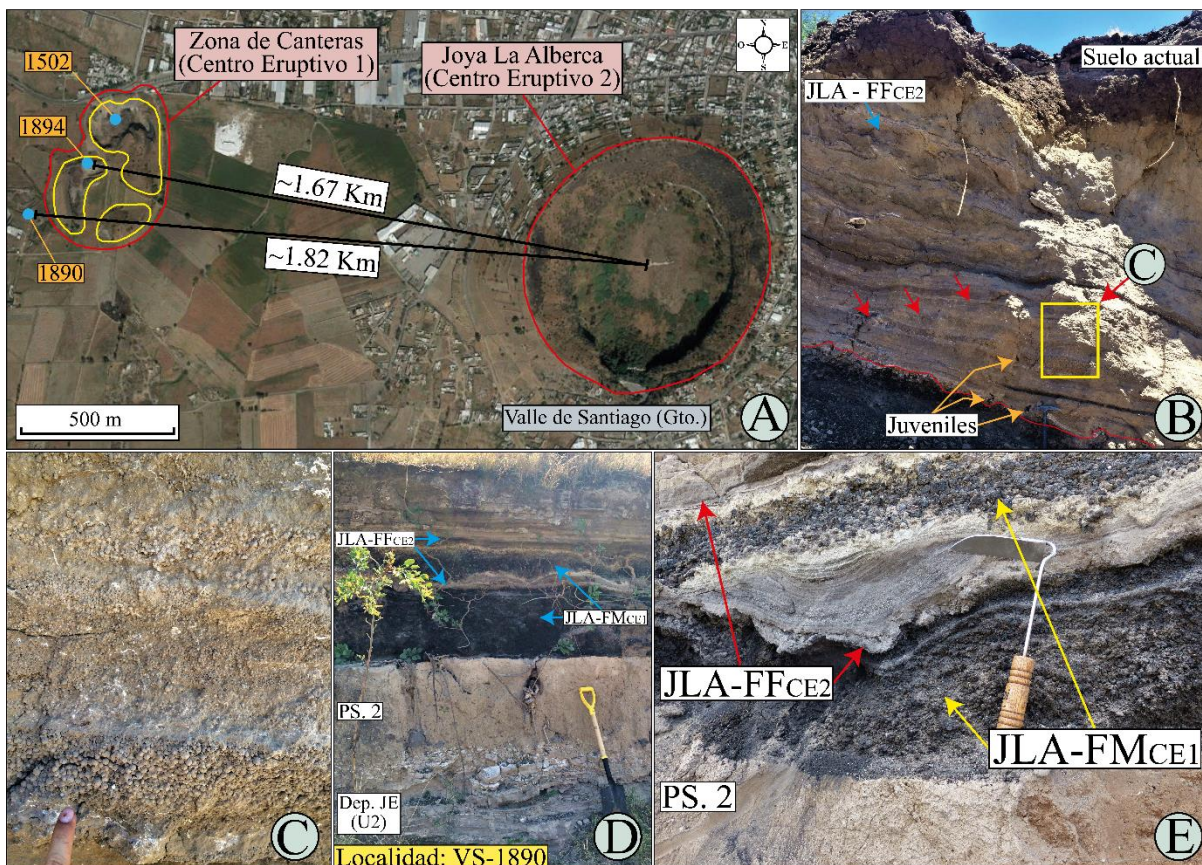


Figura 5.30. Ubicación y estratigrafía de las facies distales de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca en las localidades VS-1894 (figuras B y C) y VS-1890 (figuras D y E). **A)** Mapa con la ubicación de las localidades en donde se describieron las facies distales. Mapa original tomado de Google Earth® 2019. **B)** Localidad VS-1894 en el montículo oeste del Centro Eruptivo No. 1. Contacto neto irregular localmente erosivo entre los depósitos freatomagmáticos distales (JLA-FFCe2) y los depósitos magmáticos del montículo oeste, y un depósito de caída de escoria a 10 cm del contacto. Las flechas rojas indican capas de espesor ~5 cm lapilli acrecional-sostenidas. **C)** Capas lapilli acrecional-sostenidas. **D)** Localidad VS-1890: depósitos freatomagmáticos (JLA-FFCe2) intercalados con los magmáticos procedentes del Centro Eruptivo No. 1 (JLA-FMcE1). **E)** Se observa que los depósitos freatomagmáticos distales rellenan el relieve generado por el depósito inmediatamente inferior. El ángulo de la estratificación disminuye a medida que se rellena la topografía. Fotografía de Claus Siebe.

piroclástica basal “húmeda” o “seca” y, por tanto, los depósitos serán bien estratificados. Adicionalmente, otro factor que indica ligeras variaciones en las condiciones de la interacción agua:magma, son los niveles enriquecidos en fragmentos juveniles. Esto se observa en tres puntos de la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca, y en particular se interpreta como pequeñas variaciones en la razón de masas entre agua y magma, debido a un ligero aumento en el volumen de magma juvenil inyectado en el sistema (Sheridan & Wohletz, 1983). Wohletz & Sheridan (1979), establecieron que las oleadas piroclásticas basales “secas” corresponden a la actividad freatomagmática de mayor eficiencia en la transferencia de calor a energía mecánica, debido al estado supercrítico final del agua (vapor “seco”). Por esto, debido a que los depósitos más abundantes en el anillo piroclástico de Joya La Alberca son derivados de este tipo de oleada basal, es posible establecer dos aspectos: 1) el primero es que durante la mayor parte de la erupción freatomagmática las condiciones para la transformación del calor en energía mecánica fueron óptimas y aproximadamente sostenidas, y 2) el segundo es que el anillo piroclástico de Joya La Alberca se depositó principalmente a una temperatura mayor a la de condensación del agua. Por otra parte, en el Miembro Inferior de los depósitos freatomagmáticos se observaron algunas capas tipo D con lapilli acrecional (Fig. 5.22F). Estos agregados de ceniza no se pudieron haber transportado por el cuerpo de una oleada piroclástica basal, ya que la turbulencia y la colisión eventual con otros fragmentos habrían destruido su estructura. Sin embargo, los agregados de ceniza se tuvieron que haber formado a partir de una región

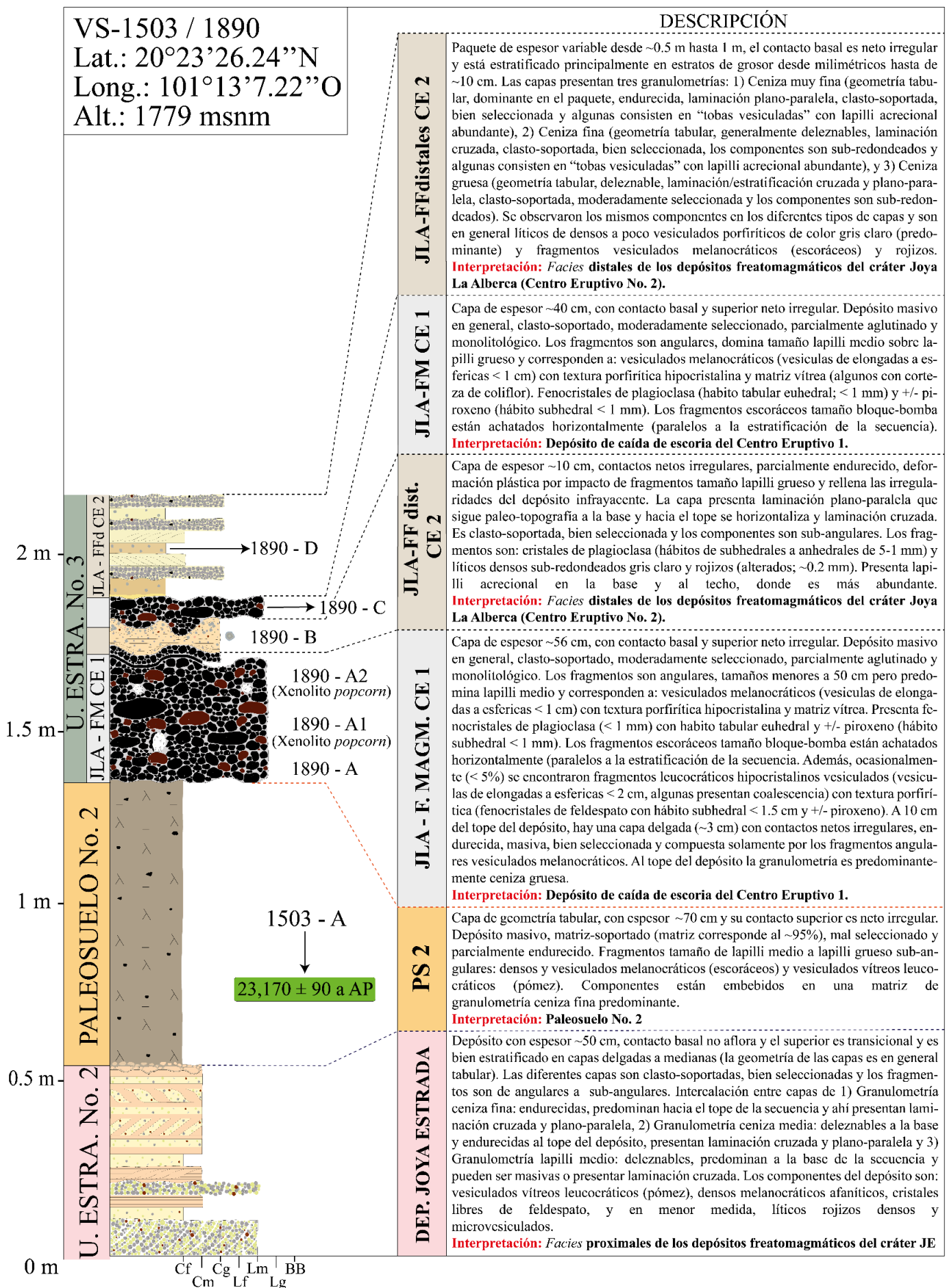


Figura 5.31. Columna estratigráfica de las localidades VS-1503 y VS-1890. La Unidad Estratigráfica No. 3 (U. ESTRA. No. 3) incluye: 1) los depósitos de la actividad magmática del Centro Eruptivo No. 1 (Zona de Canteras; JLA - F- MAG. CE1 o JLA - FM CE1) y 2) Los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca, en este caso en particular, las facies distales de estos depósitos (JLA - F. FREATOMAG. distal CE2 o JLA - FFD CE2).

húmeda que permitiera que las partículas se unieran por las fuerzas de atracción hidrostáticas (Brown et al., 2010; Van Eaton & Wilson, 2013; Houghton et al., 2015). Por esto, se interpreta que los agregados de ceniza se depositaron por caída directa desde la zona “posterior” diluida de una oleada basal “húmeda”, y, por tanto, corresponden a depósitos de caída freatomagmáticos asociados a las capas tipo D. Así mismo, la depositación y preservación de los agregados de ceniza requiere de instantes cortos de quietud en la actividad freatomagmática (Houghton et al., 2015), lo que indica que no todos los pulsos eruptivos ocurrieron continuamente, sino que, principalmente al inicio de la erupción de Joya La Alberca, existieron intervalos ligeramente más prolongados entre algunos.

Debido a que el proceso de formación de un maar corresponde a la excavación progresiva de la diatrema a través del basamento local, este último es la fuente principal de los fragmentos que componen los depósitos freatomagmáticos (Lorenz, 1973; 1985; 1986; 2003). Respecto a Joya La Alberca, a partir de las características descritas en campo de los componentes de los depósitos, fue posible establecer que estos corresponden principalmente a fragmentos accidentales procedentes del flujo de lava preexistente (unidad estratigráfica No. 1), y que comúnmente presentan altos grados de alteración. Por esto, es posible afirmar que la erupción de Joya La Alberca excavó la diatrema principalmente a lo largo del flujo de lava preexistente, y que en este último estaba ubicado el acuífero en donde se generó la interacción freatomagmática inicial. En particular, debido a las características impermeables del flujo de lava preexistente observadas en campo, el acuífero podría haber estado ubicado en la zona de auto-brecha basal, y, por tanto, en condiciones de sobrepresurización (Custodio & Llamas, 1983). Por otro lado, las características texturales observadas en los afloramientos distales de los depósitos de Joya La Alberca indican que corresponden a las *facies* planares depositadas por oleadas piroclásticas basales “secas” y “húmedas” enfriadas durante el transporte, y con un alto grado de humedad. Esto último debido a que se observaron capas de ~5 cm lapilli acrecional-sostenidas (Fig. 5.30B y C; Wohletz & Sheridan, 1979; Sheridan & Wohletz, 1983; Son & Chough, 1989; Wohletz, 1998). Finalmente, en los afloramientos de las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos se observó que intercalado a su base había un depósito de caída de escoria de ~40 cm procedente del Centro Eruptivo No.1 (zona de canteras de escoria; Figs. 5.30D, D y E y 5.31), por lo que es posible interpretar que mientras el Centro Eruptivo No. 2 ya había sido destruido/sepultado por la erupción del cráter Joya La Alberca, al menos uno de los montículos presentes en el Centro Eruptivo No. 1 aún estaba activo durante los primeros pulsos de la erupción freatomagmática.

5.3.6. Correlación estratigráfica de la zona de estudio:

A lo largo de la zona de estudio se realizaron 12 columnas estratigráficas, cada una en una localidad diferente y, sin correlación, suman en total ~148 m de espesor. Sin embargo, a partir de la correlación estratigráfica (Fig. 5.32) se pudo establecer el espesor total de cada una de las tres unidades estratigráficas descritas: 1) Unidad estratigráfica No. 1: espesor mínimo de ~40 m, ya que no aflora el contacto basal; 2) Unidad estratigráfica No. 2: las *facies* proximales y distales tienen un espesor mínimo de ~50 cm¹ y ~190 cm, respectivamente, debido a que no aflora el contacto basal; 3) Unidad estratigráfica No. 3: los depósitos de la fase magmática del Centro Eruptivo No. 1 tienen un espesor mínimo de ~13 m, aunque en las localidades en las que se describieron las columnas estratigráficas se reportaron ~5 m. Por su parte, en el Centro Eruptivo No. 2 los depósitos de la fase magmática tienen espesor máximo de ~18 m. Adicionalmente, los depósitos de la fase freatomagmática se dividen en *facies* proximales y distales, donde las primeras tienen un espesor de ~30 m divididos en 3 miembros (Inf.: ~12.5 m; Int.: ~13.2 m y Sup.: ~4.3 m), y las *facies* distales tienen un espesor máximo de ~2 m. Finalmente, el paleosuelo No. 1 tiene un espesor mínimo de ~3.5 m, mientras que el espesor máximo del Paleosuelo No. 2 es de ~70 cm en la localidad VS-1890.

¹El espesor de las *facies* proximales reportado es el observado en las localidades VS-1503 y VS-1890, ya que realmente el espesor total mínimo de los depósitos del cráter Joya Estrada es de ~45 m (Cano-Cruz & Carrasco-Núñez, 2008).

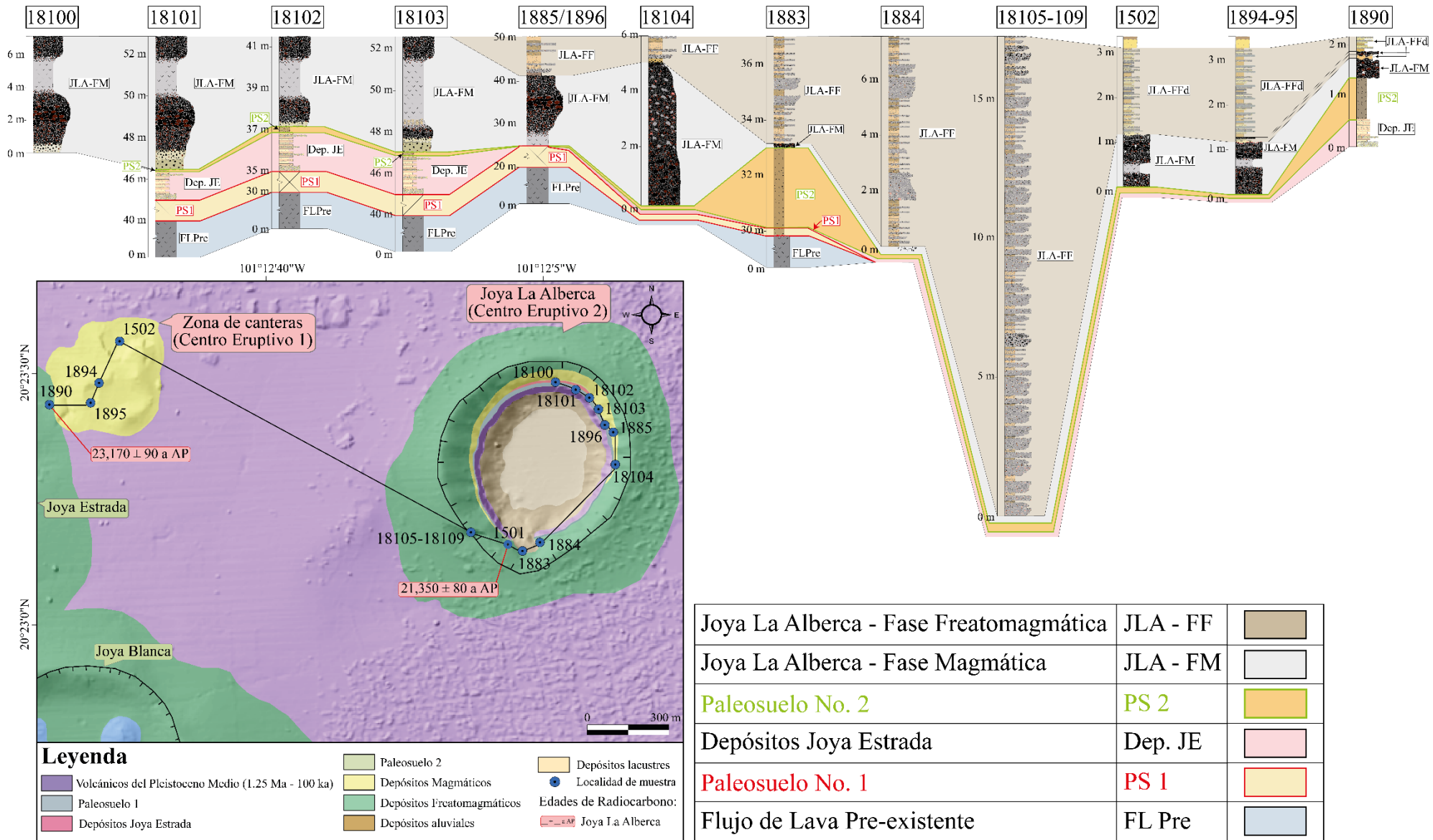


Figura 5.32. Correlación estratigráfica de la zona de estudio. En total son tres unidades estratigráficas separadas por dos paleosuelos. Se muestra mapa geológico con la ubicación de cada localidad con columna estratigráfica, incluyendo aquellas en las que se describieron las facies distales (VS-1502; VS-1894/95; VS-1890). La línea que une las localidades empieza desde la localidad VS-18100 y termina en VS-1890. Las edades que se indican corresponden al paleosuelo No. 2 bajo los depósitos de la erupción de Joya La Alberca. La Unidad Estratigráfica No. 1 corresponde al flujo de lava preexistente, el cual aflora en las paredes intra-cráter de Joya La Alberca. La Unidad estratigráfica No. 2 son los depósitos generados por la actividad freatomagmática del maar riolítico Joya Estrada, los cuales afloran tanto en las localidades VS-1890 y VS-1503, como en el sector norte del cráter Joya La Alberca. Finalmente, la Unidad estratigráfica No. 3 corresponde a los depósitos de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. Esta unidad se divide en 2 fases: 1) La fase magmática (JLA-FM) y la fase freatomagmática (JLA-FF).

5.4. Estratigrafía compuesta y análisis sedimentológicos

El trabajo de campo realizado permitió definir la estratigrafía general compuesta del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.33A y B), la cual consta de tres unidades estratigráficas separadas por dos paleosuelos. El contacto basal del flujo de lava preexistente (Unidad Estratigráfica No. 1) no aflora, pero tiene un espesor mínimo de ~87 m (Figs. 5.33A y B), y las unidades estratigráficas 1 y 2 son preexistentes a la erupción que en su fase final dio origen al cráter Joya La Alberca. Esta erupción fue fechada por ^{14}C en $23,170 \pm 90$ a AP o $21,350 \pm 80$ a AP (Fig. 5.33A) y corresponde a la Unidad Estratigráfica No. 3, la cual consta de una fase magmática inicial desde dos centros eruptivos diferentes, y una fase freatomagmática final (formación de Joya La Alberca). El contacto entre los depósitos magmáticos de los dos centros eruptivos no fue observado en campo, por lo que se desconoce cuál estuvo activo primero o si fueron contemporáneos (Fig. 5.33A). Por su parte, el cráter Joya La Alberca se generó por el cambio súbito de actividad magmática a freatomagmática en el centro eruptivo No. 2, el cual quedó registrado por un nivel de ~1 m de espesor enriquecido en fragmentos líticos al tope de los depósitos magmáticos de ese centro de emisión (Fig. 5.33A). Así, teniendo en cuenta esta información y la correlación estratigráfica realizada (Fig. 5.32), se propone la columna estratigráfica compuesta (Fig. 5.33).

Adicionalmente, a lo largo de la estratigrafía de la zona de estudio se recolectaron muestras representativas de los diferentes depósitos vulcanoclásticos observados, con énfasis en los freatomagmáticos (Joya La Alberca), para su estudio sedimentológico. En total, se recolectaron 23 muestras, de las cuales una corresponde a los depósitos del cráter Joya Estrada aflorantes en la pared interna de Joya La Alberca, tres corresponden a los depósitos de la fase magmática inicial de la erupción que finalmente formó Joya La Alberca y 19 a los depósitos freatomagmáticos del mismo cráter de explosión (14 a las *facies* proximales, y 5 a las distales). De esta manera, la columna estratigráfica compuesta del cráter Joya La Alberca permitió determinar la relación estratigráfica entre las diferentes unidades, así como las variaciones verticales principales en la textura, granulometría y componentría, de las diferentes clases de depósitos presentes (Figs. 5.33A y B).

5.4.1. Granulometría de los depósitos:

- Descripción de las curvas de distribución granulométrica:

Para la presente tesis se realizó el análisis granulométrico de 23 muestras, las cuales corresponden a los depósitos piroclásticos producto de la actividad de Joya Estrada y de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. Las muestras fueron divididas en cuatro grupos diferentes según la erupción y el tipo de fragmentación (i.e. magmática o freatomagmática) a las que están asociadas, y las *facies* que representan. De esta manera, el grupo I está constituido únicamente por las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya Estrada que afloran en la zona norte y nororiental de la pared intra-cráter de Joya La Alberca (muestra: VS-18101C). El grupo II está constituido por las muestras de los depósitos derivados de la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca. Dentro de este grupo están los depósitos tanto de la zona de canteras de escoria (Centro Eruptivo No. 1; muestras: VS-1890A y VS-1890C) como de la fase magmática inicial del Centro Eruptivo No. 2 (Joya La Alberca; muestra: VS-18104B). Por su parte, el grupo III corresponde a los depósitos freatomagmáticos del anillo piroclástico (i.e. *facies* proximales) del cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2; localidades: VS-1883, 84 y 85, VS-18105, 106, 107, 108 y 109) y que conforman una intercalación de depósitos de oleadas piroclásticas basales secas y húmedas, y en menor medida depósitos de caída freatomagmáticos. Finalmente, el grupo IV corresponde a las muestras tomadas de las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos generados por la erupción del cráter Joya La

Alberca. Dentro de este grupo hay depósitos ubicados a ~1.6 km al oeste de Joya La Alberca, en la localidad VS-1502 en el montículo norte de la zona de canteras, y otros a ~1.8 km en la misma dirección, pero en la localidad VS-1890, ubicada en la pared externa este de Joya Estrada (Tabla 5.3).

Como se describió en el capítulo No. 4, las curvas de distribución granulométrica se describirán a partir de los cuatro parámetros granulométricos principales (Inman, 1952; Folk y Ward, 1957; McCammon, 1962a), es decir, el tamaño de grano promedio de las partículas ($\bar{\phi}$), la desviación estándar (σ), la asimetría (Sk_1) y la curtosis (K_G). Así mismo, para la conversión de unidades Phi (ϕ) a milímetros (mm) se toma la ecuación propuesta por Krumbein (1934), la cual relaciona aritméticamente los parámetros de la escala publicada por Wentworth (1922) con el logaritmo del diámetro (mm) de las partículas a partir del símbolo ϕ (*Phi*), o “Módulo Wentworth”. Adicionalmente, se utiliza la escala propuesta por Murcia et al. (2013) para clasificar los tamaños de grano en las clases y subclases estándar (i.e. ceniza, lapilli y bloque-bomba), la escala de selección de los depósitos establecida por Cas y Wright (1987), la curtosis normalizada, y los datos se resumen en la tabla 5.3.

- **Grupo I: Facies distales de los depósitos del cráter Joya Estrada:**

El grupo I está conformado únicamente por la muestra VS-18101C, la cual fue tomada de los depósitos del cráter Joya Estrada (Unidad Estratigráfica No. 2) que afloran en la pared interna norte de Joya La Alberca. La distribución granulométrica de esta muestra es unimodal, con tamaños de grano entre -3 y >4 ϕ y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) de -0.34 ϕ , lo que indica que la mayor cantidad de datos se encuentra en tamaños entre 0.5 y 2 mm (ceniza gruesa a muy gruesa). Adicionalmente, la desviación estándar de la curva es de 1.73 ϕ , por lo que el depósito es bien seleccionado. La curva tiene un valor de asimetría de 0.40, por lo que es en general simétrica, pero presenta una “cola” o atenuación leve hacia los fragmentos finos, es decir, tiene una asimetría ligeramente positiva. Finalmente, la distribución tiene una curtosis (normalizada) de -0.37 , por lo que es mesocúrtica, lo que indica que tiene una geometría aproximadamente normal (Fig. 5.33A).

- **Grupo II: Depósitos de la fase magmática inicial de los Centros Eruptivos No. 1 y 2:**

Las muestras del grupo II se dividen según el centro eruptivo del cual provienen. Los depósitos procedentes de la zona de canteras (Centro Eruptivo No. 1; muestras: VS-1890A y VS-1890C) tienen una distribución granulométrica unimodal, con tamaños de grano entre -5 y >4 ϕ y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) alrededor de -2.23 y -3.25 ϕ , lo cual indica que presentan mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 16 y 4 mm (lapilli medio). Adicionalmente, la desviación estándar calculada para estas distribuciones está entre 2.34 y 1.54 ϕ , por lo que son depósitos de bien a pobremente seleccionados. Las curvas tienen valores de asimetría entre 0.63 y 1.04, por lo que presentan asimetría positiva, es decir, muestran una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño más fino. Finalmente, las distribuciones presentan valores diferentes de curtosis, donde los depósitos bien seleccionados ($\sigma = 1.54$ ϕ) son leptocúrticos con una curtosis de 2.72, y los pobremente seleccionados ($\sigma = 2.34$ ϕ) son mesocúrticos con curtosis de -0.15 (Figs. 5.33A y 34).

Por otro lado, la muestra VS-18104B corresponde a la zona superior de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 (Joya La Alberca), más exactamente al nivel de enriquecimiento en fragmentos accidentales que está infrayaciendo directamente a los depósitos freatomagmáticos del anillo piroclástico de Joya La Alberca (Fig. 5.33A). La distribución granulométrica de esta muestra es unimodal, con tamaños de grano entre -4 y >4 ϕ , y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) de -2.31 ϕ , lo cual indica que la mayor cantidad de fragmentos tienen tamaño entre 16 y 4 mm (lapilli medio). Adicionalmente, la desviación estándar de la curva es 1.89 ϕ , por lo que es bien seleccionada. El valor

de asimetría de los datos es de 0.98, por lo que tienen asimetría positiva, es decir, presenta una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño más fino. Finalmente, debido a que la curtosis tiene un valor de 0.50, la distribución granulométrica es mesocúrtica (Fig. 5.33A).

- **Grupo III: Depósitos freatomagmáticos del anillo piroclástico de Joya La Alberca**

El grupo III está conformado por las muestras de los depósitos freatomagmáticos que constituyen el anillo piroclástico de Joya La Alberca (i.e. *facies* proximales). A partir de las secciones estratigráficas levantadas durante el trabajo de campo, es posible dividir los depósitos muestreados en dos subgrupos según el tipo de oleada piroclástica a partir del cual posiblemente se depositaron, es decir, entre depósitos de oleadas basales húmedas o secas (Sheridan y Wohletz, 1981). Así mismo, los depósitos de oleadas basales húmedas se dividen en deleznable o endurecidos, y los de oleadas basales secas en depósitos de granulometría gruesa ($\bar{\phi}$ entre -2.33 y -1.18 ϕ) o intermedia ($\bar{\phi} \sim 0.0 \phi$).

• *Depósitos de oleadas piroclásticas basales húmedas:*

Los depósitos de oleadas basales húmedas deleznable (muestras VS-1883C y VS-1883A2) tienen distribuciones granulométricas unimodales, con tamaños de grano entre -3 y $>4 \phi$ y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) alrededor de 1.68 y 2.12 ϕ , lo cual indica que los depósitos presentan mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 0.25 y 0.063 mm (ceniza fina a ceniza muy fina). Por su parte, la desviación estándar calculada para estas distribuciones está entre 1.91 y 1.64 ϕ , por lo que son depósitos bien seleccionados. Adicionalmente, las curvas tienen valores de asimetría entre -0.99 y -0.87, es decir presentan asimetría negativa con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más grueso. Así mismo, las distribuciones presentan valores de curtosis entre 0.71 y 0.85, por lo que son leptocúrticas, es decir, con gran concentración de valores alrededor del tamaño promedio. Finalmente, a pesar de la clara similitud entre las muestras, la curva con mayor dispersión ($\sigma = 1.91 \phi$; muestra VS-1883A2) tiene la atenuación más gruesa, lo que indica que contiene una mayor cantidad de fragmentos gruesos (entre 0 y -3 ϕ ; Fig. 5.33A).

Por otra parte, los depósitos de oleadas basales húmedas endurecidos (muestras VS-1883A1, VS-1884B y VS-1885B) tienen distribuciones granulométricas generalmente unimodales, con tamaños de grano entre -3 y $>4 \phi$ y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) generalmente entre 1.85 y 1.95 ϕ , aunque ocasionalmente de 1.21 ϕ (muestra: VS-1885B). Esto indica que típicamente los depósitos presentan mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 0.25 y 0.125 mm (2 y 3 ϕ), y que predominan las partículas tamaño ceniza fina. Por su parte, la desviación estándar calculada para estas distribuciones está entre 1.04 y 1.67 ϕ , y, por lo tanto, los depósitos son bien seleccionados. Además, las curvas tienen valores de asimetría entre -0.26 y -1.31, es decir son desde asimétricas muy negativas y negativas, con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más grueso, hasta simétricas (muestra VS-1885B). Así mismo, las distribuciones presentan valores de curtosis generalmente entre -0.16 y -0.18 (mesocúrticas), pero ocasionalmente puede ser de hasta 3.16 (leptocúrticas) para las curvas con asimetría muy negativa. En particular, la muestra VS-1885B presenta una distribución mesocúrtica y simétrica, por lo que la curva es aproximadamente normal. Finalmente, la desviación estándar de la muestra VS-1883A1 es alta ($\sigma = 1.67 \phi$) debido a un enriquecimiento anómalo en las partículas de tamaño entre 2.0 y 1.0 mm (-1 y 0 ϕ), lo que podría generar una posible bimodalidad debido a una moda secundaria (Fig. 5.33A).

• *Depósitos de oleadas piroclásticas basales secas:*

Los depósitos de oleadas basales secas de granulometría gruesa (muestras VS-18105A, VS-18106B1 y VS-18107B1-18108B1-18109B1) tienen distribuciones granulométricas en general unimodales y

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA

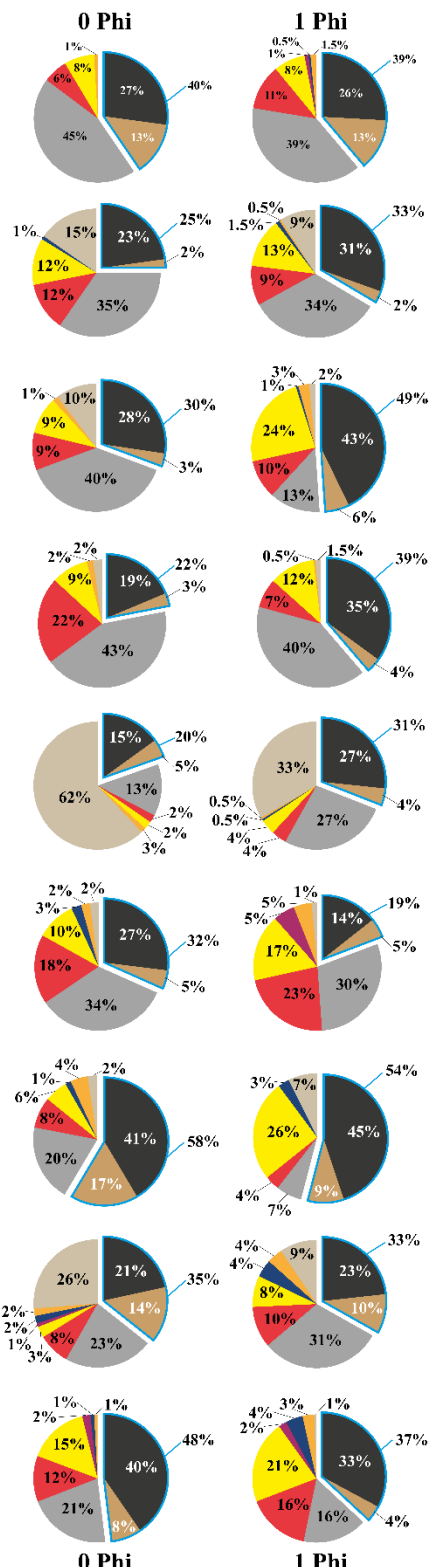
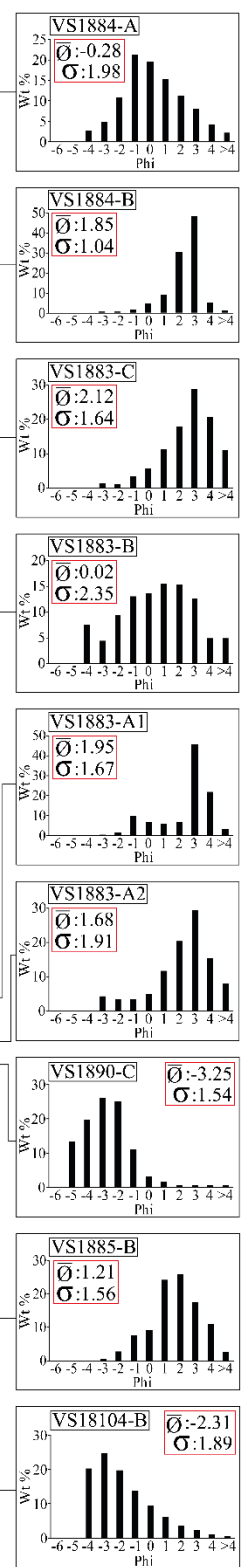
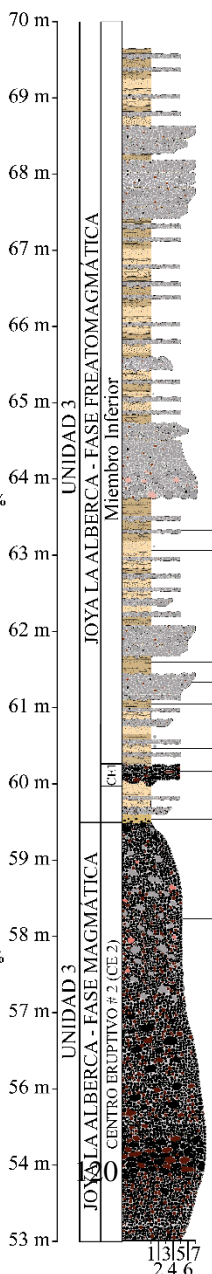
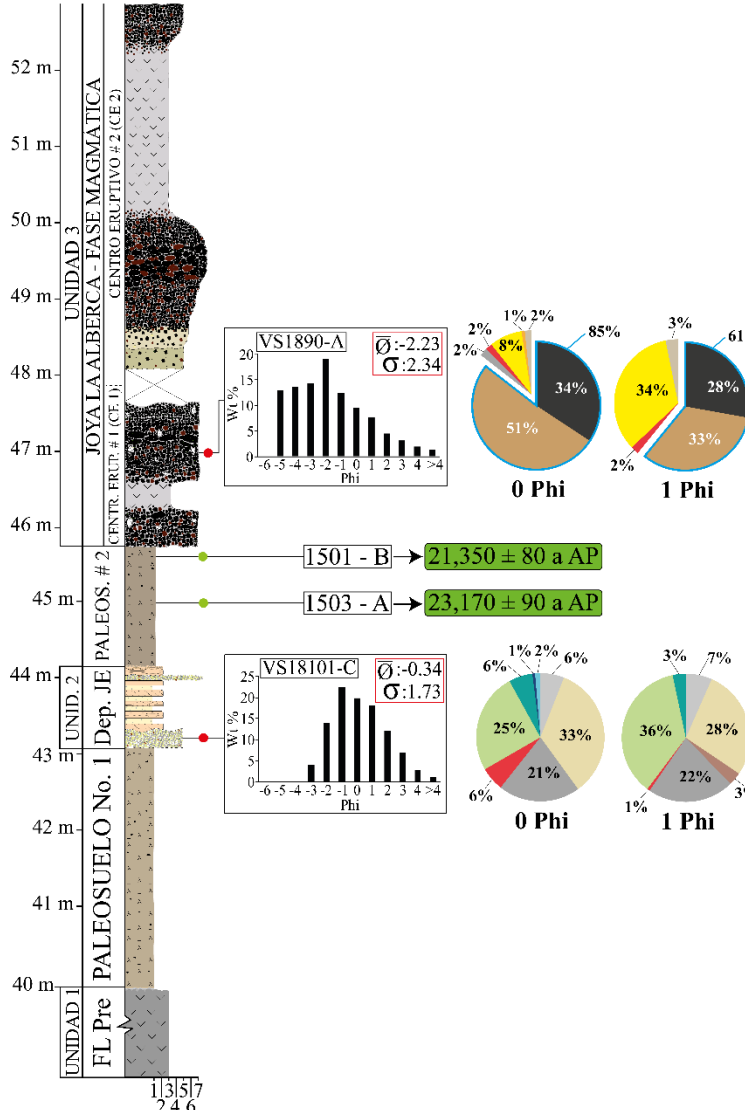
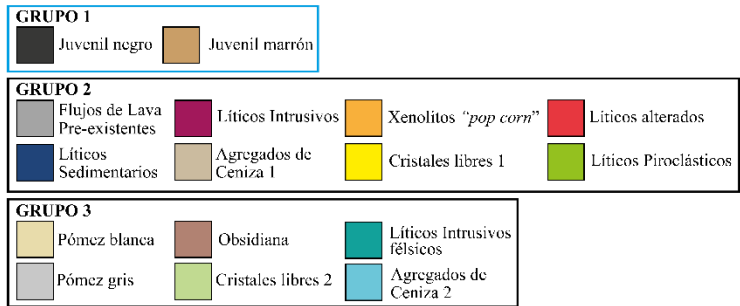


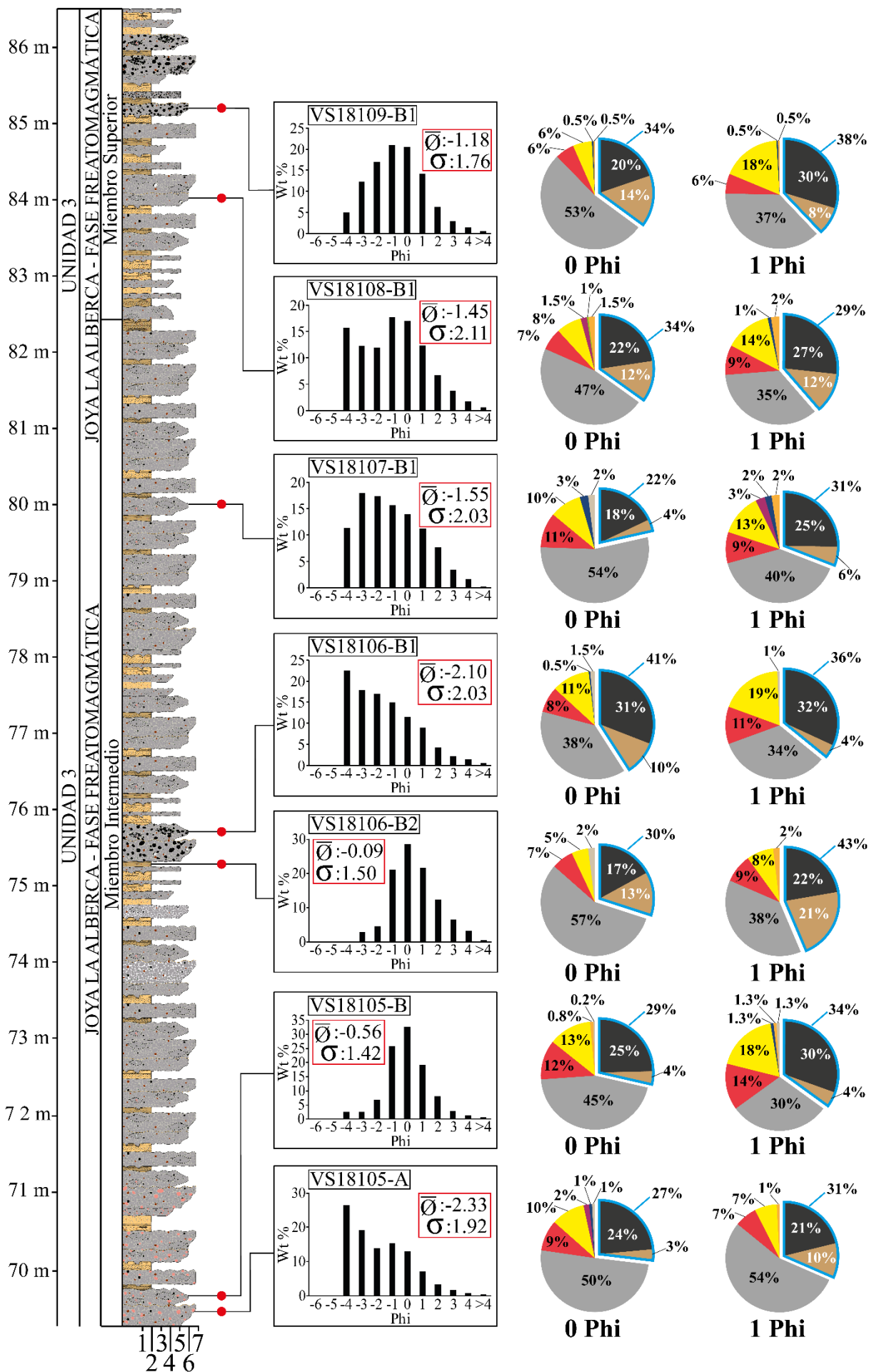
Figura 5.33. Columna estratigráfica compuesta del cráter Joya La Alberca y resultados de los análisis de granulometría y componentría. A) Se describe la estratigrafía general de la zona de estudio hasta el Miembro Inferior de la fase freatomagmática. Se presentan los histogramas de distribución granulométrica de las muestras recolectadas en campo con los valores de tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) y desviación estándar (selección; σ) en unidades ϕ , así como las gráficas de la componentría realizada a las fracciones 0 y 1 ϕ de las muestras (la abundancia de los diferentes tipos de clastos está dada en porcentaje en peso; wt. %). Ceniza fina (1); ceniza media (2); ceniza gruesa (3); lapilli fino (4); lapilli medio (5); lapilli grueso (6); bloque-bomba (7).

ocasionalmente aproximadamente bimodales (VS-18108B1). El tamaño de grano está entre -4 y >4 ϕ , y el tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) varía desde -1.18 hasta -2.33 ϕ , lo cual indica que los depósitos presentan mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 1 y 8 mm, es decir de ceniza gruesa a lapilli medio, pero lapilli fino predominantemente. Así mismo, en el trabajo de campo se observaron en estos depósitos ocasionales fragmentos de tamaño mayor o igual a 64 mm (bloque-bomba fino), o hasta muy escasos clastos tamaño bloque-bomba medio a grueso (~ 1.6 m). Además, a pesar de que la desviación estándar calculada para estas distribuciones está entre 1.76 y 2.11 ϕ , comúnmente tiene valores cercanos al límite superior, por lo que son depósitos en general pobremente seleccionados y ocasionalmente bien seleccionados. Por su parte, la asimetría de las distribuciones presenta valores entre 0.29 y 0.73, es decir, son desde simétricas hasta asimétricas positivas, con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más fino. Adicionalmente, las curvas tienen valores de curtosis entre -0.11 y -0.60 , por lo que son desde mesocúrticas hasta platicúrticas. En general, la tendencia observada indica que las distribuciones con mayores tamaños de grano promedio son mesocúrticas, mientras que las de menores tamaños de grano promedio son platicúrticas. Finalmente, la desviación estándar de la muestra VS-18108B1 es la del valor más alto ($\sigma = 2.11$ ϕ) debido a un enriquecimiento anómalo en las partículas de 16 mm (-4 ϕ), lo que podría generar una posible incipiente bimodalidad debido a una moda secundaria (Fig. 5.33B).

Por otra parte, los depósitos de oleadas basales secas de granulometría intermedia (muestras VS-1884A, VS-1883B, VS-18105B y VS-18106B2) tienen distribuciones granulométricas en general unimodales y ocasionalmente aproximadamente bimodales (VS-1883B). El tamaño de grano está entre -4 ϕ o -3 ϕ y >4 ϕ , y el tamaño de grano promedio varía desde 0.02 hasta -0.56 ϕ , lo cual indica que los depósitos presentan mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 0.5 y 2.0 mm, es decir de ceniza gruesa a muy gruesa. Así mismo, en el trabajo de campo se observaron en estos depósitos ocasionales fragmentos de tamaño mayor o igual a 64 mm (bloque-bomba fino). Además, a pesar de que la desviación estándar calculada para estas distribuciones está entre 1.42 y 1.98 ϕ , ocasionalmente es de 2.35 ϕ (VS-1883B), por lo que los depósitos son en general bien seleccionados y ocasionalmente pobremente seleccionados. Por su parte, la asimetría de las curvas tiene valores entre 0.05 y 0.33, es decir son distribuciones simétricas. Adicionalmente, las muestras tienen valores de curtosis (normalizada) que varían entre -0.68 y 1.10, por lo que son platicúrticas (VS-1883B), mesocúrticas (VS-18106B2 y VS-1884A) y leptocúrticas (VS-18105B). De esta manera, en estos depósitos las distribuciones granulométricas pueden ser aproximadamente normales para los casos en los que son mesocúrticas y simétricas. Finalmente, la desviación estándar de la muestra VS-1883B es la del valor más alto ($\sigma = 2.35$ ϕ) debido a un enriquecimiento anómalo en las partículas de 16 mm (-4 ϕ), lo que podría generar una posible incipiente bimodalidad debido a una moda secundaria (Fig. 5.33A y B).

Grupo IV: Facies distales de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca

El grupo IV está conformado por las muestras de las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos generados por la erupción de Joya La Alberca, y se pueden dividir en dos subgrupos según la distancia a la fuente: 1) El primer subgrupo corresponde a las muestras de la localidad VS-1502, la cual está ubicada a ~ 1.6 km al oeste de Joya La Alberca en el montículo norte de la zona de canteras, y 2) el segundo subgrupo son las muestras recolectadas en la localidad VS-1890, ubicada a ~ 1.8 km al oeste de Joya La Alberca en una cantera en la pared externa este de Joya Estrada (Fig. 5.34). Los depósitos de la localidad VS-1502 tienen distribuciones granulométricas en general unimodales y ocasionalmente aproximadamente bimodales (VS-1502F), con tamaños de grano entre -3 o -2 ϕ y 4 o >4 ϕ y tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) entre 0.12 y 1.38, lo cual indica que los depósitos presentan



Continuación figura 5.33. B) Estratigrafía, granulometría y componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de las muestras (la abundancia de los diferentes tipos de clastos está dada en porcentaje en peso (wt.%)), de los miembros Intermedio y Superior de los depósitos de la fase freatomagmática que dio origen al cráter Joya La Alberca. La leyenda de los grupos de la componentría está descrita en la figura 5.33A.

mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre 0.125 y 0.5 mm (ceniza fina a ceniza media). Por su parte, la desviación estándar calculada está entre 1.40 y 1.85 ϕ , por lo que los depósitos son bien seleccionados. Adicionalmente, las curvas tienen valores de asimetría que varían entre -0.11 y -1.25, es decir, presentan desde simetría hasta asimetría negativa, con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más grueso. Así mismo, las muestras tienen valores de curtosis que varían entre -0.92 y 168, por lo que son platicúrticas (VS-1502E), mesocúrticas (VS-1502G) y leptocúrticas (VS-1502F). Finalmente, el valor de la asimetría de la muestra VS-1502F es el más bajo (-1.25) debido a un enriquecimiento en las partículas de tamaño entre 1 y 4 mm (0 y -2 ϕ), lo que podría generar una posible incipiente bimodalidad por una moda secundaria (Fig. 5.34).

Por otro lado, los depósitos de la localidad VS-1890 tienen distribuciones granulométricas unimodales (VS-1890D) y aproximadamente bimodales (VS-1890B), ya que en estos casos la segunda moda no tiene el mismo valor de frecuencia absoluta que la moda principal. En la distribución unimodal el tamaño de grano está entre -2 y >4 ϕ y el tamaño de grano promedio es 2.03 ϕ , lo cual indica que presenta mayor cantidad de fragmentos de tamaño entre ceniza fina y muy fina. Así mismo, la desviación estándar tiene un valor de 1.74, por lo que el depósito es bien seleccionado. Adicionalmente, la asimetría tiene un valor de -0.53, es decir, tiene asimetría negativa con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más grueso. Así mismo, la muestra tiene un valor de curtosis de -0.98, por lo que es platicúrtica, con curva achatada y atenuaciones gruesas hacia los extremos. Finalmente, la muestra presenta un relativo empobrecimiento en los fragmentos de 0.125 mm, lo que podría generar una posible incipiente bimodalidad (Fig. 5.34).

Por su parte, la distribución aproximadamente bimodal tiene tamaños de grano entre -5 y >4 ϕ , pero presenta un empobrecimiento claro en partículas de tamaño entre 1 y 4 mm (0 y -2 ϕ). Las dos modas presentes en la curva están en 3 ϕ (moda principal) y entre -4 y -3 ϕ (moda secundaria), por lo que el tamaño de grano promedio es 0.46 ϕ , lo que indica que el depósito presenta mayor cantidad de granos en la subpoblación entre 0 y >4 ϕ (finos). Así mismo, la desviación estándar tiene un valor de 3.02 ϕ , el cual corresponde al dato más alto en todos los depósitos muestreados y permite definir la muestra como pobremente seleccionada. Adicionalmente, la curva tiene asimetría negativa, con una “cola” o atenuación clara hacia los fragmentos de tamaño de grano más grueso, debido a que su valor es -0.63. Además, el valor de la curtosis es de -0.91, por lo que la distribución es platicúrtica, lo que implica en este caso que la mayor concentración de datos está en los extremos y no alrededor del valor del tamaño promedio. Finalmente, las características de la bimodalidad de esta curva indican que el depósito está enriquecido en partículas tamaño ceniza fina, las cuales conforman una matriz que soporta fragmentos con tamaño de grano entre ceniza gruesa y lapilli fino (entre 0 y -2 ϕ ; Fig. 5.34).

5.4.2. Componentría de los depósitos piroclásticos:

Con el objetivo de identificar y cuantificar la abundancia de los principales tipos de componentes presentes en los depósitos piroclásticos de la zona de estudio (Figs. 5.33 y 5.34), se realizó la componentría de 46 submuestras según la metodología descrita por Cas y Wright (1987). Así, las submuestras fueron extraídas de las fracciones 1 y 0 ϕ (0.5 y 1 mm), previamente homogeneizadas, de cada una de las 23 muestras recolectadas durante el trabajo de campo. De estas últimas, una corresponde a los depósitos del cráter Joya Estrada aflorantes en la pared interna de Joya La Alberca, tres corresponden a los depósitos de la fase magmática inicial de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca y 19 a los depósitos freatomagmáticos propios del cráter de explosión (14 a las *facies* proximales, y 5 a las distales). Durante esta sección, la erupción que en su fase final dio origen al cráter Joya La Alberca se denominará como la “erupción del cráter Joya La Alberca”.

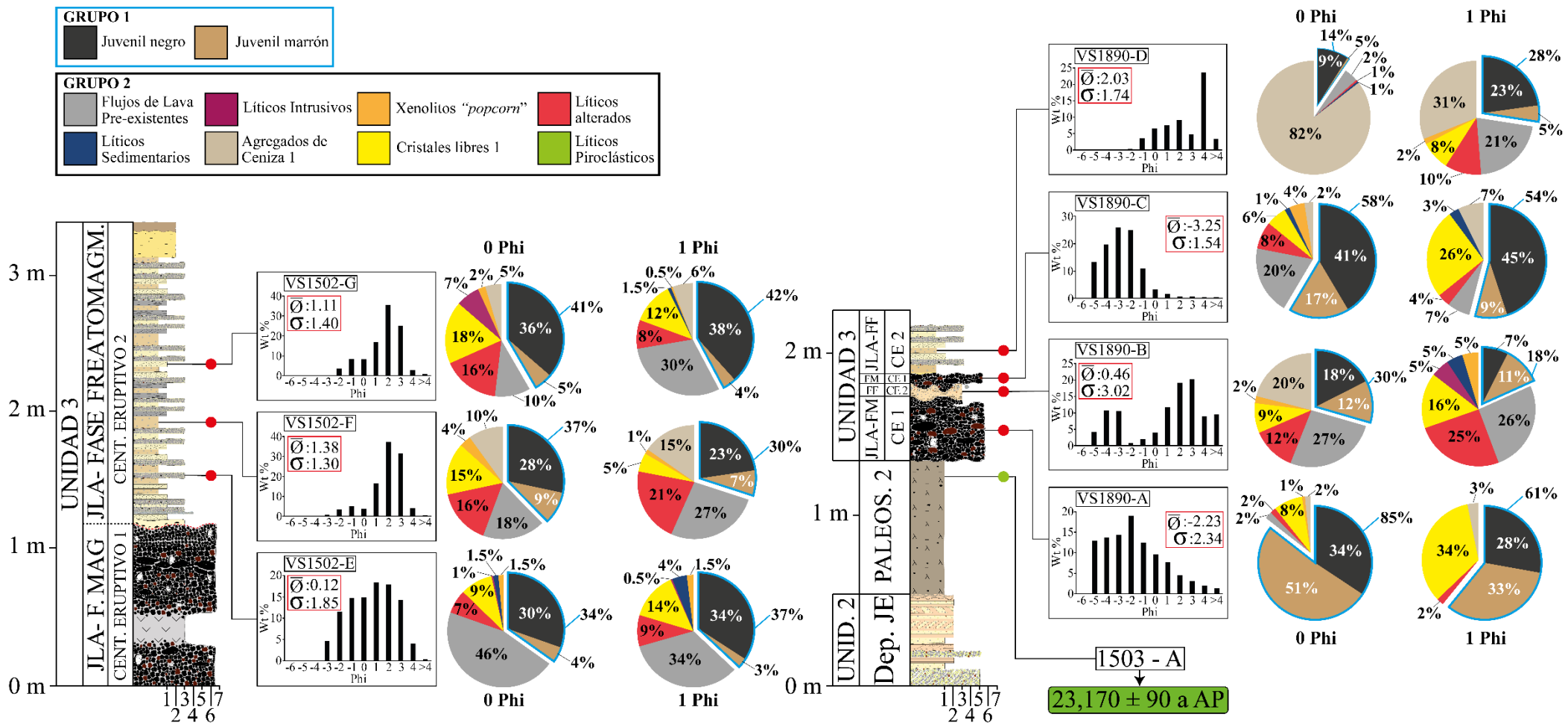


Figura 5.34. Columna estratigráfica compuesta de los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 1 (zona de canteras) y de las facies distales de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, donde el contacto entre los depósitos es concordante. Así mismo, se observan infrayaciendo a la Unidad Estratigráfica No. 3, el paleosuelo No. 2 y los depósitos proximales del cráter Joya Estrada. Finalmente, se presentan los histogramas de distribución granulométrica de las muestras recolectadas en campo con los valores de tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) y desviación estándar (selección; σ), y las gráficas de la componentría realizada a las fracciones 0 y 1 ϕ de las muestras (la abundancia de los diferentes tipos de clastos está dada en porcentaje en peso (wt. %)). Ceniza fina (1); ceniza media (2); ceniza gruesa (3); lapilli fino (4); lapilli medio (5); lapilli grueso (6); bloque-bomba (7).

Tabla 5.3. Parámetros granulométricos de los diferentes depósitos piroclásticos muestreados en la zona de estudio. Los parámetros son el tamaño promedio de las partículas (Tam. prom.), desviación estándar de la distribución (Desv. Est.), la asimetría y la curtosis. Estos fueron calculados por medio del programa DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2004; última actualización 20/04/2019) según las ecuaciones de percentiles de Folk y Ward (1957) y el método de momentos (Krumbein y Pettijohn, 1938). El grado de selección fue establecido según la escala propuesta por Cas y Wright (1987) para depósitos piroclásticos. Las muestras fueron divididas en cuatro grupos según la erupción y el tipo de fragmentación (i.e. magmática o freatomagmática) a las que están asociadas, y las *facies* que representan. En esta primera parte de la Tabla 5.3 se observan los grupos I, II y III (primera parte). Bien-Pbmte (de bien a pobremente) seleccionado (selecc.); asimetría: muy positiva (++), positiva (+), simétrica (=), negativa (-) y muy negativa (--). Curtosis: leptocúrtica (L), mesocúrtica (M) y platicúrtica (P).

Grupo Muestra	I				II			III			
	VS-18101C ¹	VS-1890A	VS-1890C	VS-18104B ²	VS-1883A1	VS-1883A2	VS-1883B	VS-1883C	VS-1884A	VS-1884B	VS-1885B
Localidad	Joya La Alberca	Zona Canteras	Zona Canteras	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca
Latitud (N)	20°23'28.9"	20°23'26.24"	20°23'26.24"	20°23'20"	20°23'9.6"	20°23'9.66"	20°23'9.60"	20°23'9.60"	20°23'10.61"	20°23'10.61"	20°23'23.83"
Longitud (O)	101°12'0.7"	101°13'7.19"	101°13'7.19"	101°11'55.6"	101°12'7.2"	101°12'7.39"	101°12'7.2"	101°12'7.2"	101°12'5.0"	101°12'5.0"	101°11'55.81"
Folk y Ward (1957)											
Tam. prom. (ϕ)	-0.38	-2.34	-3.37	-2.42	1.83	1.84	0.04	2.20	-0.27	1.92	1.25
Desv. Est. (ϕ)	1.75	2.44	1.44	1.87	1.71	1.90	2.48	1.63	2.02	0.92	1.59
Asimetría	0.13 (+)	0.17 (+)	0.02 (=)	0.33 (++)	-0.53 (--)	-0.30 (--)	-0.08 (=)	-0.21 (-)	0.14 (+)	-0.36 (--)	-0.04 (=)
Curtosis	0.92 (M)	0.95 (M)	0.97 (M)	0.97 (M)	1.34 (L)	1.38 (L)	0.97 (M)	1.08 (M)	1.02 (M)	1.21 (L)	1.10 (M)
Curtosis (n)	-0.35	-0.24	-0.12	-0.14	2.51	3.01	-0.12	0.48	0.15	1.40	0.59
Método de Momentos - Método Monte Carlo											
Tam. prom. (ϕ)	-0.34	-2.23	-3.25	-2.31	1.95	1.68	0.02	2.12	-0.28	1.85	1.21
Desv. Est. (ϕ)	1.73	2.34	1.54	1.89	1.67	1.91	2.35	1.64	1.98	1.04	1.56
Asimetría	0.40 (=)	0.63 (+)	1.04 (+)	0.98 (+)	-1.08 (-)	-0.99 (-)	-0.14 (=)	-0.87 (-)	0.27 (=)	-1.31 (--)	-0.26 (=)
Curtosis	2.63	2.85	5.72	3.50	3.16	3.71	2.32	3.85	2.67	6.16	2.82
Curtosis (n)	-0.37 (M)	-0.15 (M)	2.72 (L)	0.50 (M)	0.16 (M)	0.71 (L)	-0.68 (P)	0.85 (L)	-0.33 (M)	3.16 (L)	-0.18 (M)
Cas y Wright (1987)											
Selección	Bien seleccionado	Pobremente seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Pobremente seleccionado	Bien seleccionado	Bien-Pbmte seleccionado	Muy bien a bien selecc.	Bien seleccionado

¹ depósito distal de Joya Estrada que aflora en la pared interna norte del cráter Joya La Alberca; ² depósito de caída de escoria generado durante la fase magmática inicial del Centro Eruptivo No. 2 que aflora en la zona oriental interna del cráter Joya La Alberca y que presenta un enriquecimiento en fragmentos accidentales.

Continuación Tabla 5.3. Parámetros granulométricos para las muestras de los grupos III (segunda parte) y IV. Los depósitos muestreados en el grupo III que se muestran en esta sección de la Tabla 5.3. afloran en la pared externa sur del cráter Joya La Alberca y corresponden a los miembros freatomagmáticos intermedio y superior. El grupo IV corresponde a las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca que afloran en la zona de canteras (localidad VS-1502) y en la pared externa este de Joya Estrada (localidad VS-1890; pared ext. este Joya E.).

Grupo Muestra	III							IV				
	VS-18105A	VS-18105B	VS-18106B1	VS-18106B2	VS-18107B1	VS-18108B1	VS-18109B1	VS-1502E	VS-1502F	VS-1502G	VS-1890B	VS-1890D
Localidad	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Zona Canteras	Zona Canteras	Zona Canteras	Pared ext. este Joya E.	Pared ext. este Joya E.
Lat. (N)	20°23'12.2"	20°23'12.2"	20°23'11.45"	20°23'11.45"	20°23'11.4"	20°23'11.76"	20°23'11.5"	20°23'35.1"	20°23'35.1"	20°23'35.1"	20°23'26.24"	20°23'26.24"
Long. (O)	101°12'12.3"	101°12'12.3"	101°12'13.27"	101°12'13.27"	101°12'13.8"	101°12'14.35"	101°12'15"	101°13'0.2"	101°13'0.2"	101°13'0.2"	101°13'7.19"	101°13'7.19"
Folk y Ward (1957)												
Tprom (ϕ)	-2.43	-0.53	-2.19	-0.10	-1.61	-1.58	-1.26	0.13	1.51	1.13	0.25	2.06
DvEst (ϕ)	1.88	1.32	2.03	1.50	2.08	2.20	1.78	1.92	1.23	1.39	3.17	1.73
Asimetría	0.26 (+)	0.05 (=)	0.23 (+)	0.15 (+)	0.15 (+)	-0.01 (=)	0.02 (=)	-0.09 (=)	-0.30 (-)	-0.35 (--)	-0.43 (--)	-0.45 (--)
Curtosis	0.77 (P)	1.17 (L)	0.82 (P)	1.06 (M)	0.84 (P)	0.85 (P)	0.97 (M)	0.80 (P)	1.34 (L)	1.09 (M)	0.68 (P)	0.74 (P)
Curtosis(n)	-0.99	1.07	-0.79	0.39	-0.72	-0.67	-0.15	-0.87	2.53	0.58	-1.28	-1.09
Método de Momentos - Método Monte Carlo												
Tprom (ϕ)	-2.33	-0.56	-2.10	-0.09	-1.55	-1.45	-1.18	0.12	1.38	1.11	0.46	2.03
DvEst (ϕ)	1.92	1.42	2.03	1.50	2.03	2.11	1.76	1.85	1.30	1.40	3.02	1.74
Asimetría	0.73 (+)	0.05 (=)	0.72 (+)	0.33 (=)	0.44 (+)	0.29 (=)	0.32 (=)	-0.11 (=)	-1.25 (-)	-0.77 (-)	-0.63 (-)	-0.53 (-)
Curtosis	2.87	4.10	2.89	3.07	2.40	2.41	2.88	2.08	4.68	3.15	2.09	2.02
Curtosis(n)	-0.13 (M)	1.10 (L)	-0.11 (M)	0.07 (M)	-0.60 (P)	-0.59 (P)	-0.12 (M)	-0.92 (P)	1.68 (L)	0.15 (M)	-0.91 (P)	-0.98 (P)
Cas y Wright (1987)												
Selección	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Pobremente seleccionado	Bien seleccionado	Pobremente seleccionado	Pobremente seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Bien seleccionado	Pobremente seleccionado	Bien seleccionado

De esta manera, el análisis consistió en la descripción detallada de las características texturales principales, apreciables bajo el microscopio binocular, de los diferentes tipos de fragmentos presentes en las submuestras. Esto permitió determinar la litología de la gran mayoría de los componentes y, posteriormente, clasificarlos en tres grupos principales. Grupo I: fragmentos juveniles vítreos de la erupción del cráter Joya La Alberca. Grupo II: fragmentos líticos y cristales libres de la erupción del cráter Joya La Alberca, y grupo III: fragmentos juveniles, cristales libres y fragmentos accidentales de la erupción de Joya Estrada (muestra: VS-18101C). Finalmente, en cada submuestra se realizó el conteo de más de 300 partículas para obtener la abundancia en porcentaje en peso (wt. %) de cada tipo de fragmento y su variación a lo largo de la estratigrafía de la zona de estudio (Figs. 5.33 y 5.34).

1. Grupo I: Fragmentos juveniles vítreos de la erupción del cráter Joya La Alberca

El grupo I está conformado por los fragmentos juveniles vítreos observados en los depósitos de las fases magmática y freatomagmática de la erupción del cráter Joya La Alberca. Para diferenciar el grupo I durante la componentría de los depósitos, se tomaron como referencia sus descripciones petrográficas, particularmente aspectos como su vesicularidad, textura y asociación mineral. De esta manera, en general, los fragmentos juveniles se diferenciaron principalmente por ser componentes desde densos hasta muy vesiculados, con textura porfirítica hipocristalina marcada por fenocristales y microfenocristales en su mayoría de plagioclasa y en menor medida de olivino y piroxeno, embebidos en una matriz vítrea. Además de estas características, el muy bajo grado de alteración y el brillo tanto de la matriz como de los cristales, fue determinante para clasificar los clastos como juveniles. Adicionalmente, a partir de las diferencias en color y vesicularidad, fue posible distinguir dos tipos de fragmentos juveniles dentro de los depósitos tanto de la fase magmática de los dos centros eruptivos, como de la fase freatomagmática: 1) Juveniles color negro, desde densos hasta muy vesiculados y 2) juveniles color marrón, desde pobremente vesiculados hasta muy vesiculados.

1.1. Juveniles color negro:

Los juveniles de color negro se dividieron en tres tipos según el grado de vesicularidad y las características de las vesículas (Fig. 5.37A-C):

Tipo 1: fragmentos melanocráticos con brillo metálico, de angulares a subangulares, con formas de alargadas a esféricas irregulares y de moderadamente a muy vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.01 y 0.11 mm, y ocasionalmente hasta 0.5 mm. Las vesículas de mayor tamaño son generalmente irregulares, y alargadas en los fragmentos muy vesiculados, mientras que en general las de tamaño intermedio y menor son semicirculares (sub-redondeadas). Así mismo, las vesículas ocasionalmente presentan textura fibrosa y formas tubulares y/o fluidas (comportamiento dúctil; Fig. 5.37A). Debido a que el grado de vesicularidad es alto, la coalescencia es común y las paredes entre vesículas son generalmente delgadas, la interconectividad es alta. Este tipo de fragmentos juveniles tienen textura porfirítica hipocristalina con fenocristales y microfenocristales predominantemente subhedrales a euhedrales de plagioclasa (0.2 - 0.3 mm), +/- piroxeno (~0.09 mm) y +/- olivino (~0.05 mm), embebidos en una matriz vítreo-cristalina con microlitos de plagioclasa (< 0.02 mm) aciculares.

Tipo 2: fragmentos melanocráticos de angulares a subangulares, con formas de alargadas a esféricas irregulares, ocasionales superficies curvas y de densos a pobremente microvesiculados o pobremente vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.01 (microvesículas) y 0.16 mm, y ocasionalmente hasta 0.55 mm. Las vesículas en general tienen formas de semicirculares (sub-redondeadas) a circulares con bordes irregulares, paredes gruesas y no presentan coalescencia. Así, debido al bajo grado de vesiculación o microvesiculación, y de coalescencia, la interconectividad entre vesículas es nula (Fig. 5.37A-C). Finalmente, este tipo de fragmentos juveniles tienen textura porfirítica hipocristalina con

fenocristales y microfenocristales predominantemente subhedrales a euhedrales de plagioclasa (≤ 0.2 mm), piroxeno (~ 0.09 mm) y +/- olivino (~ 0.05 mm), embebidos en una matriz predominantemente vítrea con ocasionales microlitos aciculares de plagioclasa (< 0.02 mm).

Tipo 3: fragmentos melanocráticos opacos de angulares a subangulares que tienen generalmente formas, de esféricas irregulares a alargadas, semejantes a placas (*plate-like*) con superficies curvas y lisas o irregulares, y ocasionalmente formas fluidas (comportamiento dúctil). Adicionalmente, los fragmentos son de densos a moderadamente vesiculados o muy pobremente microvesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.01 (microvesículas) y 0.4 mm, y ocasionalmente hasta mayor o igual a 0.5 mm. La morfología de placa de los fragmentos ocurre debido a que éstos corresponden a las paredes de las vesículas de mayor tamaño (> 0.5 mm), las cuales tienen un diámetro total mayor al del grano observado (Wohletz, 1983). Aunque estas vesículas son de gran tamaño, las paredes entre ellas son gruesas, por lo que la coalescencia es baja. Por su parte, las microvesículas tienen formas de esféricas a tubulares, están comúnmente presentes en las paredes que dividen a las vesículas de mayor tamaño, ocasionalmente en sus caras internas, y tienen también un bajo grado de coalescencia. Así, las vesículas y microvesículas tienen un muy bajo grado de interconectividad. Finalmente, este tipo de fragmentos juveniles presentan textura predominantemente afanítica con ocasionales microfenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 0.05 mm) y +/- piroxeno (Fig. 5.37B y C).

1.2. Juveniles color marrón:

Fragmentos de color marrón con brillo metálico y ocasionalmente opacos, de angulares a subangulares, con formas de alargadas a esféricas, y de vesiculados a muy vesiculados, con vesículas de tamaño típicamente entre 0.01 y 0.08 mm. Las vesículas de mayor tamaño en general son semicirculares con bordes irregulares, paredes gruesas y coalescencia intermedia-baja. Sin embargo, en los fragmentos muy vesiculados alcanzan hasta ~ 0.2 mm, y generan comúnmente textura fibrosa, ya que tienen formas alargadas en una dirección preferencial, paredes delgadas y coalescencia alta. Por su parte, en general las vesículas de menor tamaño y las microvesículas tienen formas circulares sub-redondeadas, y paredes gruesas. De esta manera, los fragmentos muy vesiculados tienen un grado de interconectividad alto, mientras que en los fragmentos vesiculados es intermedio. Finalmente, estos fragmentos juveniles tienen textura porfirítica hipocristalina con microfenocristales, y ocasionales fenocristales, predominantemente subhedrales de plagioclasa (0.05 - 0.2 mm) y piroxeno (~ 0.03 mm), embebidos en una matriz predominantemente vítrea de color marrón (Fig. 5.37A).

➤ **Abundancias del Grupo I a lo largo de la estratigrafía de la zona de estudio:**

A partir del análisis detallado de los componentes presentes en los diferentes depósitos piroclásticos muestreados, fue posible establecer y diferenciar las variaciones en la abundancia del grupo I, en las fracciones 0 y 1 ϕ , a lo largo de la estratigrafía de la zona de estudio. De esta manera, a continuación, se presenta una síntesis de la variación del grupo I en las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos muestreados de la erupción del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.33 y 5.34; la descripción detallada para cada una de las fracciones estudiadas está consignada en el ANEXO D):

De acuerdo con la componentría realizada en las fracciones 0 y 1 ϕ de las muestras recolectadas de los depósitos de las dos fases eruptivas de la erupción del cráter Joya La Alberca, se pudo establecer que las dos fracciones presentan variaciones verticales similares en la abundancia de los fragmentos juveniles vítreos (grupo I). De esta manera, la componentría confirmó las observaciones realizadas en campo, las cuales indicaban que, a lo largo de la secuencia estratigráfica completa, los fragmentos juveniles vítreos son principalmente abundantes en los depósitos de caída de escoria de los dos centros eruptivos, donde son los componentes ampliamente predominantes. Así mismo, se pudo confirmar

que el tope del depósito de caída de escoria superior del Centro Eruptivo No. 2, en donde se observó un contenido alto de líticos (anómalo en este tipo de depósitos), efectivamente corresponde a una zona de enriquecimiento en fragmentos accidentales, en la que estos últimos predominan sobre los juveniles vítreos (muestra: VS-18104B). Además, en los depósitos de la fase magmática de los dos centros eruptivos, se observó que generalmente el contenido de fragmentos juveniles es menor en la fracción 1 ϕ respecto al valor reportado para la fracción 0 ϕ . Así, al disminuir el tamaño de las partículas, se observa una mayor cantidad de fragmentos líticos y cristales libres. Adicionalmente, la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos generados durante la fase magmática inicial, permitió determinar los diferentes tipos de fragmentos juveniles vítreos presentes y las variaciones en sus abundancias. Así, en los depósitos de la fase magmática inicial predominan, en proporciones variables, los juveniles melanocráticos de moderadamente a muy vesiculados (tipo 1), los juveniles melanocráticos con morfología en placas (tipo 3), y los juveniles de color marrón. En particular, los juveniles melanocráticos tipo 3 y los juveniles color marrón presentan abundancias ligeramente mayores en los depósitos magmáticos del Centro Eruptivo No. 2 y del Centro Eruptivo No. 1, respectivamente. Por el contrario, los juveniles melanocráticos densos (tipo 2) generalmente no se observaron, u ocasionalmente presentan valores de abundancia bajos (p.ej. muestra VS-18104B, Centro Eruptivo No. 2, fracción 0 ϕ) en los depósitos generados durante esta fase inicial (Fig. 5.35).

Por otra parte, en la secuencia freatomagmática que compone el anillo piroclástico de Joya La Alberca (*facies* proximales), la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos muestreados indicó que la suma de los fragmentos líticos y los cristales libres es ampliamente predominante sobre los componentes juveniles vítreos (grupo I). Así mismo, no hay relación entre el contenido de los componentes juveniles y el tipo de depósito freatomagmático, su nivel de endurecimiento o su granulometría predominante. Además, fue posible confirmar que a lo largo de la secuencia freatomagmática existen al menos tres niveles claros de enriquecimiento en fragmentos juveniles vítreos, los cuales habrían sido inicialmente observados durante el trabajo de campo, y dos posibles niveles adicionales en el miembro freatomagmático inferior (Fig. 5.33). Estos últimos fueron observados en fracciones distintas, más exactamente en las capas de las muestras VS-1884A y VS-1883C para las fracciones 0 y 1 ϕ , respectivamente. Sin embargo, a pesar de la presencia de estos niveles de enriquecimiento en fragmentos juveniles vítreos y de algunos contenidos excepcionalmente bajos, la abundancia de estos componentes a lo largo de la secuencia freatomagmática proximal se mantiene, en general, dentro de un rango aproximadamente constante para cada una de las fracciones estudiadas. Por último, en los depósitos freatomagmáticos muestreados, a pesar de que la abundancia de los fragmentos juveniles vítreos es en general ligeramente mayor en la fracción 1 ϕ que en la 0 ϕ , la proporción entre estos componentes y los fragmentos líticos y los cristales libres no varía de manera importante de una fracción a otra.

Adicionalmente, la componentría de los depósitos muestreados en la secuencia freatomagmática proximal de Joya La Alberca, permitió determinar las variaciones en la abundancia de los fragmentos juveniles según los miembros freatomagmáticos establecidos en el trabajo de campo (variación vertical de las abundancias). De esta manera, los juveniles melanocráticos de moderadamente a muy vesiculados (tipo 1) son los únicos juveniles melanocráticos observados en todos los depósitos muestreados, y, en particular, sus valores de abundancia más altos se encuentran en el miembro freatomagmático inferior. Además, los juveniles melanocráticos con morfología en placas (tipo 3), son los menos abundantes en toda la secuencia freatomagmática proximal, pero presentan su mayor abundancia en la parte basal del miembro freatomagmático inferior (Fig. 5.35). Por su parte, los juveniles melanocráticos densos (tipo 2) generalmente dominan en las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos freatomagmáticos proximales muestreados, donde, en los miembros intermedio y superior

VARIACIÓN DE LOS FRAGMENTOS JUVENILES VÍTREOS A LO LARGO DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA

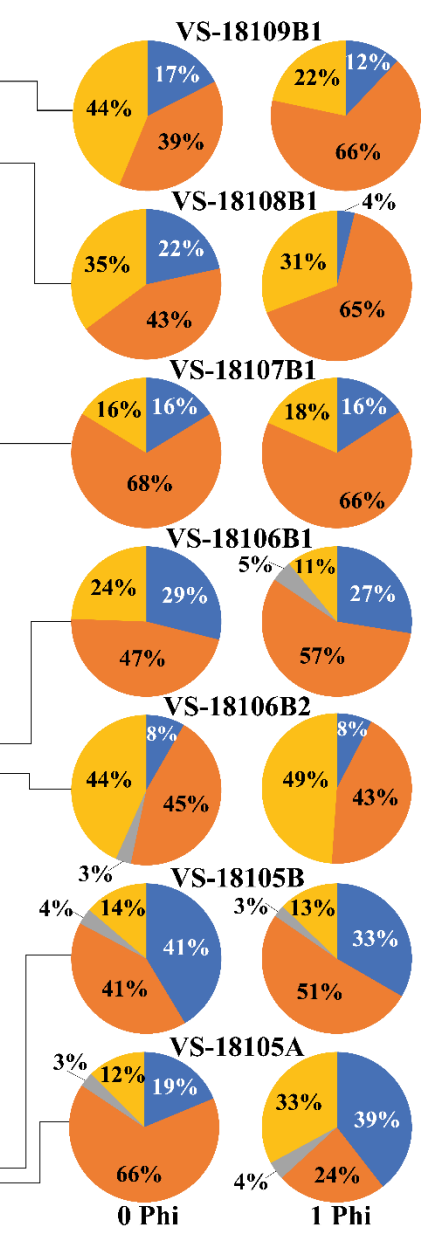
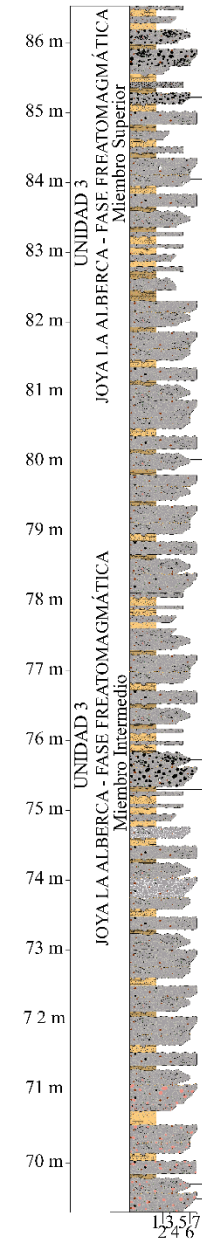
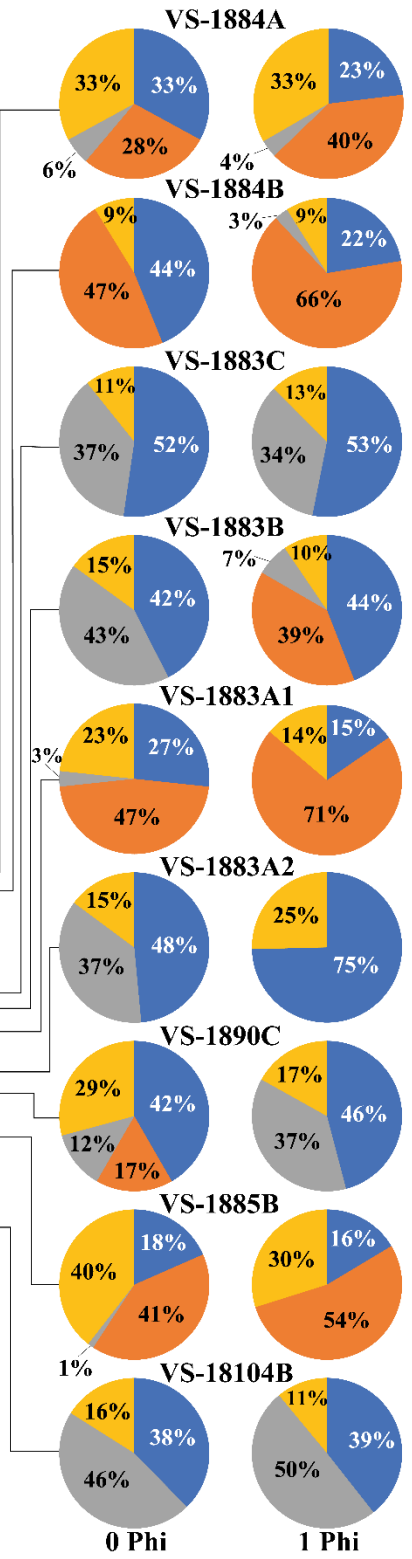
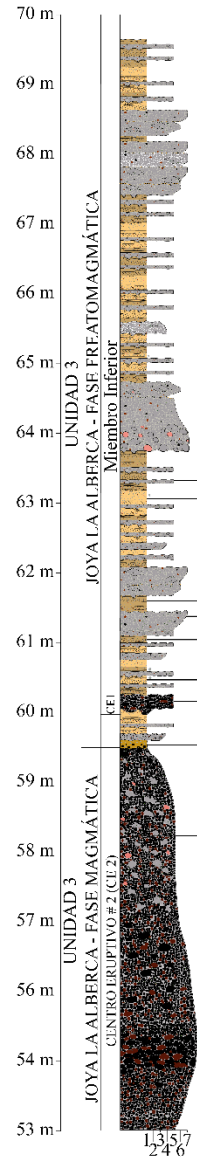
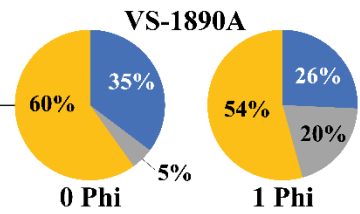
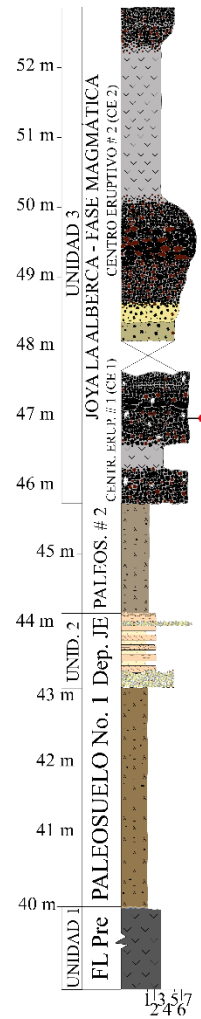
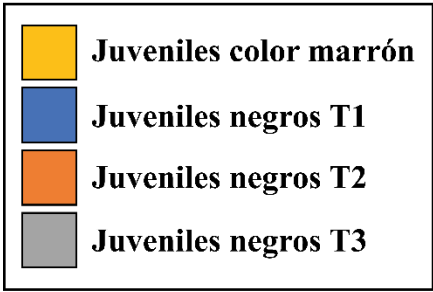


Figura 5.35. Se presentan los valores de abundancia (wt.%) de los cuatro tipos de juveniles vítreos recalculadas al total de los mismos juveniles vítreos, para las fracciones 0 y 1 ϕ , a lo largo de la columna estratigráfica compuesta general de la erupción del cráter Joya La Alberca, sin incluir las *facies* distales. Ceniza fina (1); ceniza media (2); ceniza gruesa (3); lapilli fino (4); lapilli medio (5); lapilli grueso (6); bloque-bomba (7).

se encuentran sus valores de abundancia más altos, mientras que en el miembro inferior se observaron los más bajos. Esto último a tal punto que en algunas muestras estos juveniles no fueron observados. Así mismo, los juveniles de color marrón están presentes, en proporciones muy variables, en todos los depósitos freatomagmáticos muestreados. En particular, estos juveniles presentan abundancias excepcionalmente altas en los niveles de enriquecimiento en juveniles, en donde son dominantes junto con los juveniles melanocráticos densos (tipo 2). Por el contrario, en estos niveles de enriquecimiento, los juveniles melanocráticos con morfología en placas (tipo 3) presentan sus menores abundancias o no fueron observados (Fig. 5.35).

Por su parte, la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya La Alberca, indica que las abundancias de los fragmentos juveniles vítreos se encuentran dentro de un rango aproximadamente constante en cada una de las fracciones. Los valores mínimos observados son excepcionales y corresponden a depósitos compuestos principalmente por agregados de ceniza o por fragmentos líticos y cristales libres (Fig. 5.36). Así mismo, en estos depósitos distales los fragmentos juveniles vítreos no muestran una tendencia de enriquecimiento hacia alguna de las dos fracciones estudiadas en particular, y, en general, la proporción entre estos componentes y los fragmentos líticos y los cristales libres no varía de manera importante de una fracción a otra (Fig. 5.36). Respecto a los diferentes tipos de juveniles vítreos presentes en estos depósitos, la componentría permitió establecer que los que predominan son los juveniles melanocráticos densos (tipo 2). Adicionalmente, en menores cantidades están, en orden de abundancia, los juveniles de color marrón, los juveniles melanocráticos de moderadamente a muy vesiculados (tipo 1) y, por último, los juveniles melanocráticos con morfología en placas (tipo 3). Estos últimos no fueron observados en la componentría de la fracción 0 phi de las muestras de las *facies* distales, mientras que en la fracción 1 ϕ , no fueron observados únicamente en la localidad más lejana al cráter Joya La Alberca (VS-1890).

Finalmente, de acuerdo con la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de todos los depósitos muestreados, es posible establecer que, en general, las variaciones en las abundancias de los tipos de juveniles entre las dos fracciones estudiadas no presentan tendencias claras a lo largo de la estratigrafía de la erupción del cráter Joya La Alberca. Es decir, no se observó un enriquecimiento de alguno de los tipos de juveniles vítreos en una fracción en particular. Por el contrario, el contenido de estos fragmentos varía aleatoriamente de una muestra a otra y tampoco tienen relación alguna con la distancia a la fuente. Además, a pesar de que comúnmente las variaciones en las abundancias de los diferentes juveniles son drásticas entre las fracciones 0 y 1 ϕ de cada muestra, únicamente en los depósitos magmáticos de los dos centros eruptivos, y en los miembros freatomagmáticos intermedio y superior, las proporciones de las abundancias se mantienen relativamente constantes.

2. Grupo II: Cristales libres y fragmentos líticos de la erupción de Joya La Alberca:

El grupo II está conformado por los cristales libres y fragmentos líticos observados en la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ , de los depósitos muestreados de las fases magmática y freatomagmática, de la erupción del cráter Joya La Alberca. En primer lugar, los cristales libres fueron diferenciados según su brillo, hábito, planos de exfoliación o tipo de fractura, y su bajo grado de alteración. Por su parte, los fragmentos líticos se caracterizaron según su vesicularidad, opacidad, textura predominante, asociación mineral principal y su grado de alteración. Así, en general, los fragmentos líticos se diferenciaron por ser componentes opacos, subangulares, comúnmente alterados a tonalidades rojizas, de densos a pobremente vesiculados, con textura fanerítica, porfirítica, afanítica, piroclástica, clásica de grano fino o por ser, ocasionalmente, agregados de ceniza tamaño lapilli. De

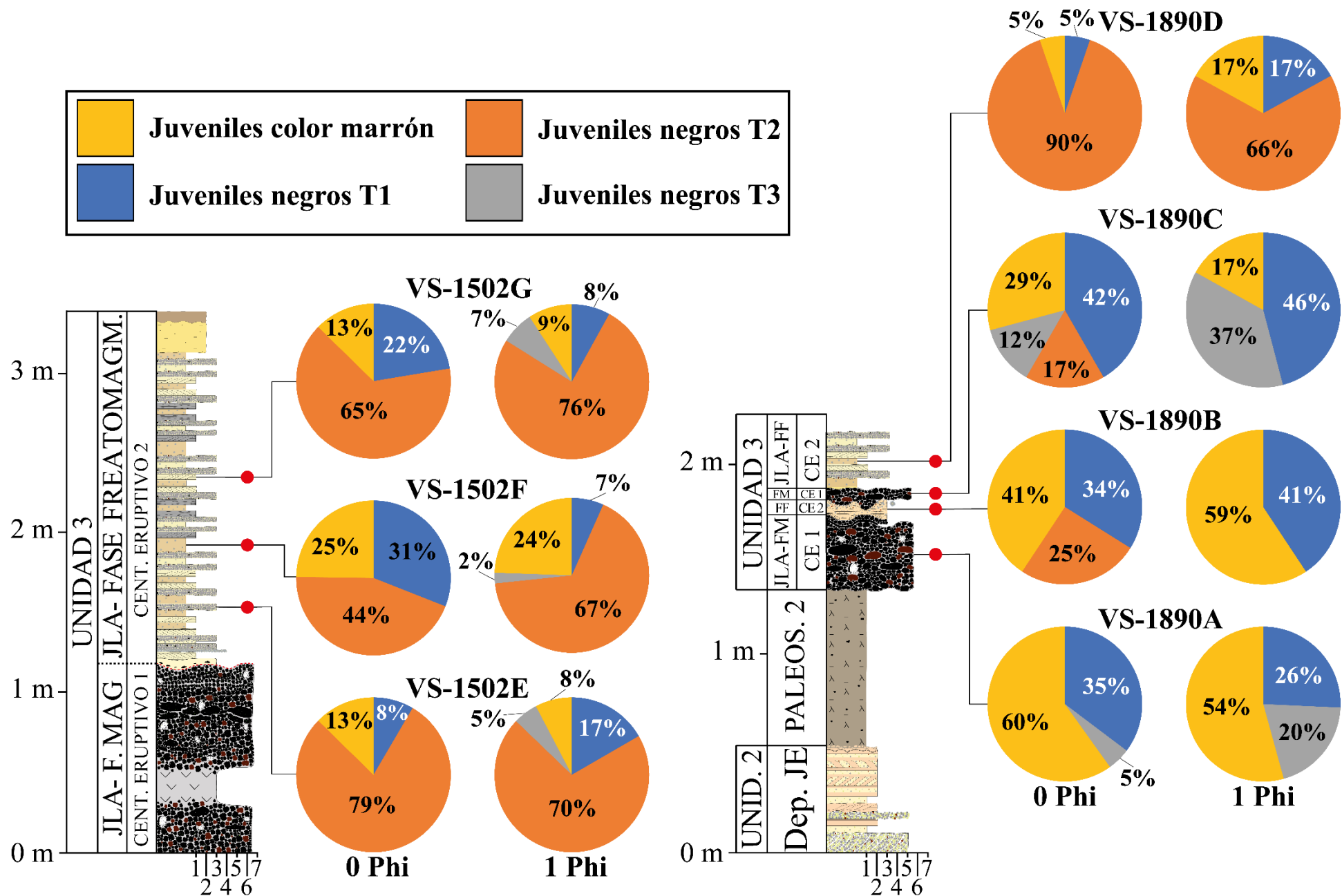


Figura 5.36. Se presentan los valores de abundancia (wt.%) de los cuatro tipos de juveniles vítreos recalculadas al total de los mismos juveniles vítreos, para las fracciones 0 y 1 ϕ , a lo largo de las columnas estratigráficas de los afloramientos de las facies distales de los depósitos de la erupción del cráter Joya La Alberca, en donde también se observan depósitos de la fase magmática de la zona de canteras (Centro Eruptivo No. 1) y el Centro Eruptivo No. 2. Ceniza fina (1); ceniza media (2); ceniza gruesa (3); lapilli fino (4); lapilli medio (5); lapilli grueso (6); bloque-bomba (7).

esta manera, estos fragmentos se clasificaron en ocho (8) subgrupos de acuerdo con su litología: 1) Líticos volcánicos, 2) líticos alterados, 3) líticos intrusivos, 4) líticos sedimentarios, 5) xenolitos tipo *popcorn*, 6) líticos piroclásticos y 7) agregados de ceniza. A continuación, se describen, en el orden de abundancia observado, los diferentes subgrupos que componen el grupo II.

2.1. Líticos volcánicos:

Los líticos volcánicos se dividieron en tres tipos diferentes según su asociación mineral principal:

Tipo 1: fragmentos opacos de melanocráticos a grises y ocasionalmente con ligeros tonos rojizos, de angulares a subredondeados, con formas irregulares y de densos a moderadamente vesiculados o microvesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.01 mm y 0.2 mm, y ocasionalmente hasta 0.3 mm. Las vesículas son de esféricas a tubulares, y las microvesículas de esféricas a ocasionalmente alargadas. En general, las paredes entre vesículas y microvesículas son gruesas, por lo que el grado de interconectividad entre ellas es bajo. Finalmente, este tipo de líticos presenta textura porfirítica hipocristalina, con fenocristales y microfenocristales predominantemente subhedrales de plagioclasa (0.2 - 0.3 mm), +/- piroxeno (~0.09 mm) y +/- olivino (~0.05 mm), embebidos en una matriz vítrea, la cual tiene ocasionalmente microlitos aciculares subhedrales de plagioclasa (< 0.02 mm). Los cristales de piroxeno y olivino presentan ocasionalmente tonalidad ocre, posiblemente por alteración a iddingsita. Debido a estas características, los líticos volcánicos tipo 1 son interpretados como fragmentos del flujo de lava de composición andesítica basáltica preexistente a la erupción de Joya La Alberca y que fue fracturado durante la erupción freatomagmática (Fig. 5.37D).

Tipo 2: fragmentos melanocráticos opacos, subangulares con formas irregulares, y de pobre a moderadamente vesiculados, con vesículas esféricas de tamaño entre 0.1 y 0.5 mm. A pesar del tamaño de las vesículas, debido a la baja vesicularidad de los fragmentos y a las paredes gruesas entre vesículas, la interconectividad entre ellas es de baja a nula. Por último, este tipo de líticos presenta textura porfirítica hipocristalina, con fenocristales subhedrales de plagioclasa (~0.2 mm) embebidos en una matriz vítrea. Según las características descritas, este tipo de lítico es interpretado como fragmentos de un flujo de lava de composición andesítica, el cual era preexistente a la erupción del cráter Joya La Alberca y fue fracturado durante la erupción freatomagmática (Fig. 5.37D).

Tipo 3: fragmentos melanocráticos opacos y ocasionalmente con costras rojizas, subangulares, con formas en bloque irregulares, que son de densos a muy pobremente microvesiculados, con microvesículas de ~0.01 mm. Debido al bajo grado de vesicularidad, y al tamaño de las microvesículas, las paredes entre ellas son considerablemente gruesas, por lo que tienen un grado de interconectividad nulo. Adicionalmente, este tipo de lítico presenta textura porfirítica hipohialina, con microfenocristales (~0.07 mm) subhedrales principalmente de piroxeno y olivino, y en menor medida de plagioclasa, los cuales están embebidos en una matriz vítrea poco abundante. Los cristales de piroxeno y olivino presentan comúnmente tonalidad ocre, posiblemente por alteración a iddingsita. Debido a estas características, los líticos volcánicos tipo 3 son interpretados como fragmentos de un flujo de lava basáltico muy pobremente microvesiculado, el cual era preexistente a la erupción del cráter Joya La Alberca y fue fracturado durante la interacción freatomagmática (Fig. 5.37D).

2.2. Líticos alterados:

Los líticos alterados se dividieron en tres tipos diferentes según las características que podían ser aún reconocibles, tales como vesicularidad y, en algunos casos, asociación mineral principal:

Tipo 1: fragmentos rojizos opacos, con formas en bloque subredondeadas que son de densos a muy pobremente microvesiculados, con microvesículas de ~0.01 mm (Fig. 5.37D). Debido al bajo grado

de vesicularidad, y al tamaño de las microvesículas, las paredes entre ellas son considerablemente gruesas, por lo que tienen un grado de interconectividad nulo. Adicionalmente, este tipo de lítico presenta textura porfirítica hipohialina, con fenocristales y microfenocristales subhedrales principalmente de plagioclasa (~0.2 mm), y en menor medida microfenocristales aciculares y prismáticos de color negro (~0.07 mm; posiblemente piroxeno y anfíbol). Los cristales están embebidos en una matriz fina rojiza (posiblemente vítrea alterada) poco abundante. Así, según las características que se lograron observar a pesar del alto grado de alteración de los fragmentos, éstos son interpretados como fragmentos de un flujo de lava andesítico de denso a muy pobremente microvesiculado, el cual fue fracturado e involucrado por la erupción del cráter Joya La Alberca.

Tipo 2: fragmentos rojizos opacos, con formas irregulares angulares que son de densos a moderadamente vesiculados o microvesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.01 mm y 0.2 mm, y ocasionalmente hasta 0.5 mm. Las vesículas son de esféricas a tubulares, y las microvesículas son esféricas irregulares (Fig. 5.37D). En general, las paredes entre vesículas y microvesículas son gruesas, pero ocasionalmente las vesículas de mayor tamaño presentan coalescencia, por lo que el grado de interconectividad entre ellas es intermedio-bajo. Adicionalmente, este tipo de lítico presenta textura porfirítica hipocristalina, con microfenocristales de subhedrales a euhedrales principalmente de plagioclasa (~0.1 mm), y en menor medida de piroxeno y posiblemente olivino. Los cristales están embebidos en una matriz vítrea alterada (rojiza). Así, a pesar del alto grado de alteración de los fragmentos, éstos son interpretados como procedentes de un flujo de lava andesítico o andesítico basáltico de denso a moderadamente vesiculado o microvesiculado, el cual fue fracturado e involucrado por la erupción del cráter Joya La Alberca.

Tipo 3: fragmentos rojizos opacos, densos y con formas en bloque subredondeadas. Presentan textura principalmente afanítica, pero ocasionalmente se observan microfenocristales (~0.01 mm) subhedrales de color negro y con hábitos tabulares (posiblemente cristales de anfíbol). Estos líticos se interpretan como posibles fragmentos de un cuerpo volcánico félsico (posiblemente riolítico), que fue fracturado e involucrado por la erupción del cráter Joya La Alberca.

2.3. Fragmentos cristalinos libres:

En general, se observaron cuatro (4) tipos de fragmentos cristalinos libres en los depósitos muestreados de la erupción del cráter Joya La Alberca, y se describen a continuación, en orden de abundancia (Fig. 5.37E): **1)** Plagioclasa: cristales translúcidos, ocasionalmente leucocráticos, con hábitos prismáticos o tabulares de subhedrales a euhedrales, que comúnmente están cubiertos parcialmente por una lámina delgada de vidrio melanocrático vesiculado. **2)** Piroxeno: cristales desde translúcidos de color verde oscuro a melanocráticos, con hábitos prismáticos subhedrales y dos planos principales de exfoliación perpendiculares (90°), que ocasionalmente están cubiertos parcialmente por una lámina delgada de vidrio melanocrático vesiculado. **3)** Olivino: cristales translúcidos con tonalidad verde claro, con hábitos anhedrales y fractura concoide, que comúnmente están cubiertos parcialmente por una lámina delgada de vidrio melanocrático vesiculado. **4)** Glomerocristales: aglomeraciones holocristalinas inequigranulares, con fenocristales subhedrales (~0.2 mm) de plagioclasa y microfenocristales subhedrales melanocráticos (~0.08 mm) en su interior (posible textura poikilítica).

2.4. Agregados de ceniza:

A partir de la componentría de los depósitos muestreados de la erupción del cráter Joya La Alberca, fue posible diferenciar tres tipos diferentes de agregados de ceniza según la rugosidad de su superficie y el tamaño de grano (Fig. 5.37F): **1)** Agregados de fragmentos tamaño ceniza media embebidos por

matriz blanquecina de ceniza muy fina, con superficie muy rugosa y forma de esférica a irregular. **2)** Agregados de color marrón claro únicamente de fragmentos tamaño ceniza fina, con superficie rugosa y formas irregulares de esféricas a elipsoidales. **3)** Agregados blanquecinos compactos de fragmentos tamaño ceniza muy fina, con superficie lisa y formas desde esféricas hasta elipsoidales y tabulares. En particular, los tipos 1 y 2 son menos frágiles que el tipo 3, a excepción de cuando los dos primeros presentan el núcleo hueco (no son compactos). Por último, en general, los tres tipos están conformados por las mismas clases de componentes agregados, éstos son: Cristales de subhedrales a anhedrales de plagioclasa, piroxeno y olivino, los cuales comúnmente tienen tamaños entre ceniza media y ceniza muy fina, líticos subangulares densos melanocráticos, ocasionalmente vesiculados, y líticos subredondeados densos rojizos (Fig. 5.37F).

2.5. Líticos intrusivos:

Los líticos intrusivos se dividieron en tres tipos diferentes según su asociación mineral principal:

Tipo 1: Fragmentos cristalinos subangulares y con textura fanerítica inequigranular, con fenocristales de subhedrales a euhedrales de plagioclasa (~0.2 mm), y microfenocristales (~0.1 mm) subhedrales de plagioclasa, piroxeno y +/- olivino. Según las características descritas, este tipo de lítico es interpretado como fragmentos de un cuerpo ígneo intrusivo máfico, posiblemente gabro, el cual fue fracturado e incorporado por la erupción del cráter Joya La Alberca.

Tipo 2: Fragmentos cristalinos con tonalidad rosa, formas subredondeadas y textura fanerítica inequigranular, con fenocristales (~0.2 mm) y microfenocristales (~0.7 mm) de subhedrales a euhedrales de cuarzo, K-feldespatos, plagioclasa y +/- anfíbol. Según las características descritas, este tipo de lítico es interpretado como fragmentos de un cuerpo ígneo intrusivo félsico, posiblemente granito, el cual fue fracturado e incorporado por la erupción del cráter Joya La Alberca.

Tipo 3: Fragmentos cristalinos con tonalidad gris (Fig. 5.37D), ocasionalmente rojiza, con formas subredondeadas y textura fanerítica, con fenocristales (~0.2 mm) y microfenocristales (~0.17 mm) subhedrales de plagioclasa, cristales de color negro con hábito acicular (posible anfíbol), y posiblemente K-feldespatos y cristales melanocráticos con hábito prismático subhedral (posible piroxeno). Ocasionalmente, los cristales de color negro presentan alteración a tonalidades rojizas. De acuerdo con estas características, este tipo de lítico se interpreta como un cuerpo ígneo intrusivo o hipoabisal de composición intermedia, posiblemente granodiorita, el cual fue fracturado durante la erupción del cráter Joya La Alberca.

2.6. Líticos sedimentarios:

Fragmentos subredondeados densos, de color gris claro, con superficie lisa, fractura concoidea y bien seleccionados con tamaño de grano muy fino, entre limo y arcilla (entre 0.062 y < 0.002 mm). Por estas características, este fragmento lítico se interpreta como un fragmento de una roca sedimentaria de grano muy fino, posiblemente de una lodolita.

2.7. Xenolitos tipo popcorn:

Fragmentos brillantes leucocráticos, de subredondeados a redondeados, con formas de esféricas a alargadas irregulares, que son de pobremente a moderadamente microvesiculados, con microvesículas de tamaño ~0.01 mm. Las microvesículas son predominantemente de tubulares a redondeadas, y ocasionalmente presentan textura fibrosa por deformación o están achatadas en la misma dirección. En general, las paredes entre las microvesículas son delgadas, pero la coalescencia es baja, por lo que las microvesículas presentan un grado de interconectividad intermedio-bajo.

Adicionalmente, estos líticos presentan textura porfírica hipocristalina, con fenocristales (~0.2 mm) subhedrales de plagioclasa y microfenocristales (~0.8 mm) subhedrales de plagioclasa, anhedrales de piroxeno y posiblemente de cuarzo, embebidos en una matriz vítrea leucocrática (Fig. 5.37D y E). Debido a que estas características son considerablemente similares a las observadas para los xenolitos tipo *popcorn* durante el trabajo de campo, este tipo de lítico es interpretado como posiblemente de un origen similar.

2.8. Líticos piroclásticos:

Fragmento subangular, endurecido, masivo, mal seleccionado y matriz-soportado, con lapilli acrecional predominante y, en menor medida, cristales subhedrales, tamaño lapilli fino, posiblemente de plagioclasa y piroxeno, embebidos en una abundante matriz vítreo-cristalina con tamaño de grano ceniza fina y tonalidad verdosa. Según las características descritas, este lítico es interpretado como un fragmento de una toba lapillítica con lapilli acrecional, la cual fue fracturada e incorporada durante la erupción del cráter Joya La Alberca.

➤ Abundancias del Grupo II a lo largo de la estratigrafía de la zona de estudio:

De acuerdo con la componentría realizada en las fracciones 0 y 1 ϕ de las muestras recolectadas de los depósitos de las dos fases eruptivas de la erupción del cráter Joya La Alberca, se pudo establecer que, en general, las dos fracciones presentan variaciones verticales similares en la abundancia de los fragmentos que componen el grupo II. De esta manera, el grupo II presenta su menor abundancia total en los depósitos de la fase magmática inicial de los dos centros eruptivos. Sin embargo, el valor total del grupo II aumenta excepcionalmente en la muestra tomada al tope del depósito de escoria superior del Centro Eruptivo No. 2, lo que corrobora la presencia de un nivel claramente enriquecido en fragmentos diferentes a los juveniles vítreos, infrayaciendo inmediatamente a los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca. Así mismo, en los depósitos de la fase magmática de los dos centros eruptivos, se observó que, en general, el contenido de fragmentos del grupo II, particularmente de los cristales libres, es mayor en la fracción 1 ϕ , que en la 0 ϕ . Es decir, al disminuir el tamaño de las partículas, se observaba una predominancia clara de los fragmentos líticos y particularmente de los cristales libres.

Adicionalmente, la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos generados durante la fase magmática inicial, permitió determinar los diferentes tipos de componentes del grupo II presentes y las variaciones verticales en sus abundancias. Así, en los depósitos de la fase magmática inicial predominan los cristales libres y, en menor proporción, los fragmentos líticos volcánicos y los líticos alterados. En particular, los fragmentos volcánicos que predominan son las andesitas basálticas, mientras que los líticos alterados que predominan son las andesitas microvesiculadas alteradas y las andesitas basálticas alteradas (Anexo C). Por el contrario, los líticos intrusivos, sedimentarios, los agregados de ceniza y los xenolitos tipo *popcorn* presentan las abundancias más bajas. Por último, la muestra tomada del nivel de enriquecimiento en fragmentos líticos observado en campo presenta un particular incremento en los líticos volcánicos (andesitas basálticas) y los alterados, respecto a las proporciones de los depósitos de caída de escoria del Centro Eruptivo No. 1. Esto podría indicar que estas litologías son las que estarían siendo principalmente fracturadas para enriquecer este nivel. Así mismo, pero en menor cantidad, en este nivel hay un ligero enriquecimiento en líticos intrusivos (posiblemente granodioritas) y sedimentarios.

Por otra parte, en la secuencia freatomagmática que compone el anillo piroclástico de Joya La Alberca (*facies proximales*), la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de los depósitos muestreados indica que la suma total de los fragmentos que componen el grupo II abarca un amplio rango (51 - 81 wt.%)

y ampliamente predomina sobre los componentes juveniles vítreos (grupo I). A pesar de esto, la variación en la abundancia del total del grupo II no presenta una tendencia de enriquecimiento en un nivel o miembro freatomagmático en particular. Por esto, a excepción de los niveles de enriquecimiento en juveniles vítreos, la suma total de la abundancia del grupo II a lo largo de la secuencia freatomagmática proximal se mantiene, en general, dentro de un rango aproximadamente constante para cada una de las fracciones estudiadas. Por último, en los depósitos freatomagmáticos muestreados, a pesar de que la abundancia de los fragmentos del grupo II es en general ligeramente mayor en la fracción 1 ϕ que en la 0 ϕ , la proporción entre estos componentes y los componentes juveniles vítreos no varía de manera importante de una fracción a otra.

Adicionalmente, la componentría de los depósitos muestreados en la secuencia freatomagmática proximal de Joya La Alberca, permitió determinar las variaciones en la abundancia de los diferentes líticos y cristales libres que conforman el grupo II, a lo largo de la secuencia freatomagmática (i.e. variación vertical de las abundancias). En primer lugar, en los depósitos freatomagmáticos proximales en general predominan los líticos volcánicos, y en menor medida, los cristales libres y los líticos alterados. En particular, los fragmentos volcánicos que predominan son las andesitas basálticas, mientras que los líticos alterados que predominan son las andesitas microvesiculadas alteradas y las andesitas basálticas alteradas (Anexo C). Por su parte, los demás componentes del grupo II presentan abundancias más bajas. Así mismo, la componentría realizada permitió establecer las variaciones en las abundancias de los componentes del grupo II según los miembros freatomagmáticos establecidos en el trabajo de campo. Así, los agregados de ceniza, los líticos sedimentarios y los xenolitos tipo *popcorn* presentan sus valores de abundancia más altos en la base del miembro freatomagmático inferior, y los más bajos, en los miembros intermedio y superior.

En particular, los contenidos más altos de los agregados de ceniza están relacionados con en los depósitos endurecidos de oleadas piroclásticas basales húmedas (p.ej. VS-1885B, VS-1883A1 y VS-1884B). Por el contrario, los líticos volcánicos, los alterados y los intrusivos tienen sus contenidos más altos en los miembros intermedio y superior. Los primeros tienen sus valores de abundancia más altos generalmente asociados a depósitos de oleadas piroclásticas basales secas, y, en orden de abundancia en toda la secuencia, las litologías son andesita basáltica, basalto y andesita. Por su parte, los segundos (alterados) tienen abundancias ligeramente mayores en los miembros intermedio y superior, donde, en orden de abundancia, están las andesitas alteradas y andesitas basálticas alteradas y después las andesitas microvesiculadas. Respecto a los líticos intrusivos, también presentan valores altos en la zona basal del miembro inferior y a lo largo de la secuencia, la litología intrusiva más común es el gabro.

Los cristales libres, además de ser en general más abundantes en la fracción 1 ϕ , presentan sus valores de abundancia más altos y constantes en los miembros freatomagmáticos intermedio y superior, mientras que en el miembro freatomagmático inferior se encuentran los menores y más irregulares valores de abundancia. Por último, en el miembro freatomagmático superior (muestra: VS-18108B1) se observó el único fragmento piroclástico en la fracción 1 ϕ . Por su parte, la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya La Alberca, indica que la suma total de los fragmentos que componen el grupo II abarca un amplio rango (59 - 86 wt. %) y es ampliamente predominante sobre los componentes juveniles vítreos (grupo I). Además, la suma total del grupo II es ligeramente mayor en la localidad VS-1890 (Fig. 5.34), lo que indica que, al aumentar la distancia de la fuente, el depósito se enriquece ligeramente en fragmentos líticos, agregados de ceniza y cristales libres. Así mismo, en los depósitos freatomagmáticos distales en general predominan los líticos volcánicos, y en menor medida, los cristales libres y los líticos alterados. En

particular, los fragmentos volcánicos que predominan son las andesitas basálticas, mientras que los líticos alterados que predominan son las andesitas microvesiculadas alteradas y las andesitas basálticas alteradas (Anexo C). Por su parte, los demás componentes del grupo II presentan abundancias más bajas, a excepción de los agregados de ceniza en la localidad VS-1890, porque éstos predominan en las fracciones 0 y 1 ϕ de la muestra VS-1890D.

Finalmente, de acuerdo con la componentría de las fracciones 0 y 1 ϕ de todos los depósitos muestreados, es posible establecer que, en general, las variaciones en las abundancias de los tipos de fragmentos del grupo II entre las dos fracciones estudiadas no presentan tendencias claras a lo largo de la estratigrafía de la erupción del cráter Joya La Alberca. Es decir, no se observó un enriquecimiento de alguno de los componentes del grupo II en una fracción en particular. Por el contrario, el contenido de estos fragmentos varía aleatoriamente de una muestra a otra y es posible que a medida que aumenta la distancia de la fuente, los depósitos se enriquezcan en fragmentos líticos. Por último, a pesar de que comúnmente las variaciones en las abundancias de los diferentes juveniles son drásticas entre las fracciones 0 y 1 ϕ de cada muestra, únicamente en los depósitos magmáticos de los dos centros eruptivos, y en los miembros freatomagmáticos intermedio y superior, las proporciones de las abundancias se mantienen relativamente constantes.

3. Grupo III: componentes de las facies distales de los depósitos del cráter Joya Estrada:

El grupo III está conformado por los fragmentos que se observaron en la componentría, de las fracciones 0 y 1 ϕ , de las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya Estrada, las cuales fueron descritas en la zona norte del cráter Joya La Alberca. Así mismo, cabe mencionar que, de la misma manera que ocurre en los depósitos de Joya La Alberca, en los de Joya Estrada no se observaron variaciones importantes en las proporciones de los diferentes tipos de fragmentos de la fracción 0 ϕ a la 1 ϕ . Por otro lado, los fragmentos juveniles fueron divididos según su color y su vesicularidad en tres tipos diferentes: **1)** Pómez blanca, la cual se caracteriza por ser un fragmento vitreo-cristalino desde pobremente hasta muy vesiculado, con vesículas de tamaño menor a 0.1 mm y formas desde esféricas hasta tubulares alargadas. Presenta textura porfirítica con microfenocristales subhedrales de plagioclasa (< 0.1 mm), cuarzo (~0.08 mm) y posiblemente de piroxeno (< 0.01 mm) y +/- anfíbol. Los cristales están embebidos en una matriz vítrea leucocrática. **2)** Pómez gris, la cual se caracteriza por ser un fragmento vitreo-cristalino moderadamente vesiculado, ocasionalmente bandeado, con vesículas de tamaño menor a 0.1 mm, y formas esféricas y tubulares no interconectadas. Presenta textura porfirítica, con microfenocristales subhedrales de plagioclasa (< 0.1 mm), cuarzo (~0.08 mm) y posiblemente de piroxeno (< 0.01 mm), embebidos en una matriz vítrea de color gris claro. Por último, **3)** obsidiana (ocasional), la cual se reconoció a partir de su fractura concoide y su color oscuro.

Por su parte, los fragmentos líticos observados corresponden, en orden de abundancia, a (Fig. 5.33): **1)** Fragmentos de flujos de lava (preexistentes) como andesitas, andesitas basálticas y basaltos, los cuales fueron también descritos en los depósitos de Joya La Alberca. **2)** Fragmentos de flujos de lava alterados, similares a los descritos en los depósitos de Joya La Alberca. **3)** Fragmentos de cuerpos intrusivos félsicos, tales como granito y granodiorita. **4)** Fragmentos de rocas sedimentarias y **5)** agregados de ceniza conformados por las mismas clases de componentes observadas en los depósitos, pero con tamaño de grano de ceniza muy fina. Adicionalmente, los fragmentos cristalinos libres son uno de los componentes más abundantes en las dos fracciones estudiadas de los depósitos de Joya Estrada, y corresponden a cristales de subhedrales a euhedrales de K-feldespato, plagioclasa y cuarzo. De esta manera, los componentes de las *facies* distales de los depósitos de Joya Estrada descritos en este estudio se asemejan a los reportados por Cano-Cruz & Carrasco-Núñez (2008) en las *facies* proximales.

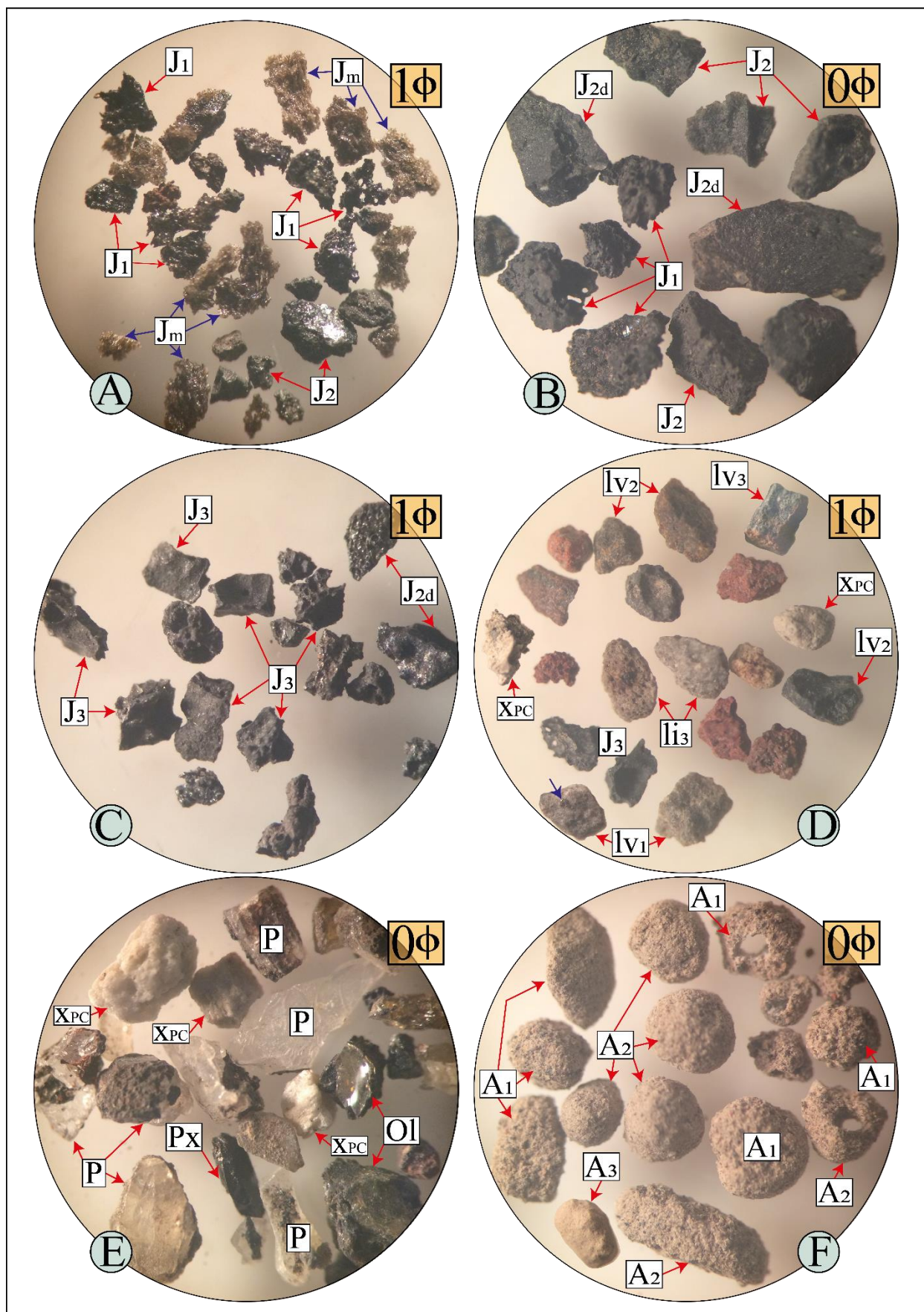


Figura 5.37. Fotografías de los componentes descritos en los depósitos (proximales y distales) generados durante las dos fases de la erupción del cráter Joya La Alberca. **A)** Juveniles color negro tipo 1 (J_1) y marrón (J_m). **B)** Variación en el grado de vesicularidad de los Juveniles de color negro tipo 2, desde densos (J_{2d}) hasta pobremente vesiculados (J_2), y juveniles de color negro tipo 1 vesiculados (J_1). **C)** Morfología *plate-like* y bajo grado de vesicularidad de juveniles de color negro tipo 3 (J_3). **D)** Algunos de los fragmentos líticos: líticos volcánicos tipo 1 (lv_1), tipo 2 (lv_2) y tipo 3 (lv_3), lítico intrusivo tipo 3 (li_3), xenolitos tipo *pop-corn* (X_{pc}) y líticos alterados (rojizos). Flecha azul indica cristal idingsitizado en lv_1 . **E)** Cristales libres: plagioclasa (P), piroxeno (Px) y olivino (Ol). **F)** Los tres tipos de agregados de ceniza (A_1 , A_2 y A_3). En cada figura se indica el valor Phi de la fracción a manera de escala, por lo que las partículas tienen al menos una dimensión igual o mayor a 1 mm (0 phi) o 0.5 mm (1 phi).

5.5. Características post-eruptivas de Joya La Alberca

A partir del análisis geomorfológico realizado previo y durante el trabajo de campo en el cráter Joya La Alberca fue posible establecer sus principales características post-eruptivas: 1) la primera corresponde a los eventos de colapso de las paredes internas del cráter (Fig. 5.38H), 2) la segunda es la formación del lago intra-cráter, y el proceso de sedimentación lacustre (Fig. 5.38H) y 3) la tercera es la evaporación del lago intra-cráter (Fig. 5.38A-H). En primer lugar, los eventos de colapso de las paredes internas del cráter están registrados en depósitos coluviales (talud) ubicados a lo largo de las márgenes del fondo del maar (Fig. 5.38C-H) y dentro de los cuales resalta una zona de colapso de mayores dimensiones desde el sector sur del cráter (Fig. 5.38H). Esta zona corresponde a un abanico con longitud máxima de ~180 m, y un ancho desde ~100 m en la parte superior, hasta de ~210 m en la zona baja del cráter. En general, el material colapsado proviene principalmente de los depósitos freatomagmáticos que conforman el anillo piroclástico de Joya La Alberca, y, a medida que este colapsa hacia el fondo del cráter, la depresión se rellena progresivamente, por lo que, con el tiempo, la profundidad del maar disminuirá mientras que su diámetro aumenta.

Por otra parte, debido a que la erupción freatomagmática cortó el nivel freático de la superficie pre-eruptiva, durante la etapa post-eruptiva el fondo del cráter fue ocupado por un lago (Fig. 5.38A; Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1986). Este era alimentado por el acuífero Valle de Santiago - Salamanca, derivado en gran parte del agua transportada por el río Lerma-Santiago (Alcocer y Escobar, 1996; Alcocer et al., 2000; Aranda-Gómez et al., 2009; Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013). En ~1970 el nivel del lago intra-cráter estaba ~15 m bajo el anillo piroclástico de Joya La Alberca, indicando una profundidad máxima del lago de ~50 m (Fig. 5.38A; Green, 1986; Kienel et al., 2009). Los primeros registros de la salinidad de los lagos intra-cráter de los maares de Valle de Santiago, corresponden a las apreciaciones de los habitantes de la región, quienes mencionaban que el agua del maar Joya La Alberca era menos salina (hiposalina) que la de los cráteres Rincón de Parangueo y Cíntora (hipersalinas; Escolero y Alcocer, 2004). Posteriormente, Orozco y Madinaveitia (1941) establecieron que las sales dominantes en el lago interno de Joya La Alberca eran, en orden de mayor a menor: NaHCO_3 y $\text{Na}_2\text{CO}_3 > \text{NaCl} > \text{Na}_2\text{SO}_4$. De esta manera, predominaban los carbonatos y los bicarbonatos de sodio, lo que generaba que el pH del agua fuera elevado (Orozco y Madinaveitia, 1941; Escolero y Alcocer, 2004).

La presencia del lago interno de Joya La Alberca generó depósitos lacustres de espesor total desconocido en el fondo del cráter (Fig. 5.38H). Kienel et al. (2009) extrajeron núcleos de este tipo de depósito en los maares Joya La Alberca (marzo 2003) y Joya Rincón de Parangueo (2001) de 40.5 cm y 1.06 m de largo, respectivamente. Los autores definen las secuencias lacustres como varvas sublaminares (*varve sublaminae*) en general plano-paralelas (Fig. 5.38H), y en Joya La Alberca consisten principalmente en la intercalación de tres tipos de laminación: 1) El primer tipo tiene espesor entre 0.07 y 4.05 mm, color marrón oscuro con visos verdes o rojos y el tamaño de grano está principalmente entre limo y arcilla. Los componentes son detritos clásticos (p.ej. cristales de plagioclasa y cuarzo) y detritos orgánicos en proporciones variables, como diatomeas, algas y ocasionalmente caparzones de ostrácodos. 2) El segundo tipo de laminación tiene espesor entre 0.05 y 2.45 mm, color beige claro a oliva y corresponde a lodo micrítico (cristales de carbonatos densamente empaquetados). Finalmente, 3) El tercer tipo de laminación tiene espesor entre 0.03 y 4.65 mm, y corresponde a ocasionales depósitos de turbiditas en capas clásticas de color gris oscuro con gradación inversa. Los componentes son microfósiles de plantas, detritos clásticos, y agregados de cristales de carbonatos (*pellets* coprolíticos). Algunas de estas laminas tienen color marrón e incluyen una mayor cantidad de detritos orgánicos (Kienel et al., 2009).

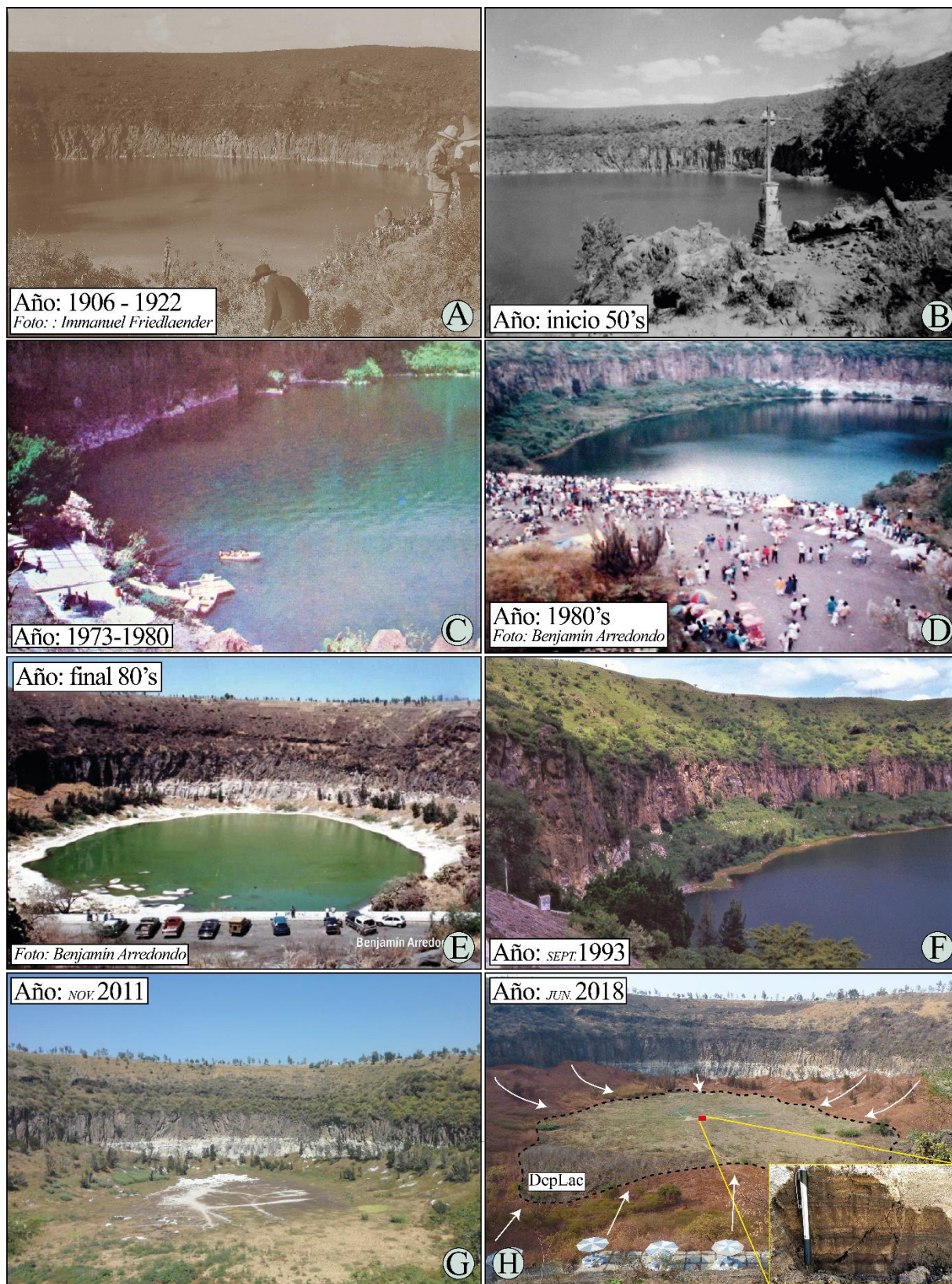


Figura 5.38. Procesos post-eruptivos en el cráter Joya La Alberca. Las figuras A-H corresponden a fotografías desde 1906 hasta 2018 en las que se puede ver el proceso de desecación del lago intra-cráter. **A)** Fotografía del sector norte del cráter, cuando el nivel del lago se encontraba ligeramente debajo de la línea blanca, posiblemente por época de sequía. Colección de fotos Immanuel Friedlaender (1871 - 1948) de áreas volcánicas del mundo entre ~1900 y 1935, en: <https://ba.e-pics.ethz.ch/catalog/ETHBIB.Bildarchiv/r/118775/viewmode=previewview/qsr=Jago>. Título: "Volcan de S. Jago". **B)** Fotografía del sector oeste del cráter, disponible en página de Facebook "Valle de Santiago Historia y Tradiciones". Créditos a su autor. **C)** Fotografía del sector sur del cráter entre 1973 (año en el que se construyó la infraestructura turística) y 1980. Fotografía pertenece a los primeros volúmenes de la revista "México Desconocido". **D)** Fotografía del sector norte del cráter desde la cima del anillo piroclástico del flanco sur. **C, D y E** tomadas del sitio web de Don Benjamín Arredondo (Q.E.P.D): <http://vamonosalbable.blogspot.com/2009/05/la-alberca-en-valle-de-santiago-gto.html>. **E)** Fotografía del sector norte del cráter desde la cima del anillo piroclástico del flanco sur, donde resalta la presencia de depósitos evaporíticos y estromatolitos. **F)** Fotografía desde el mirador hacia el sector occidental del cráter. Fotografía de Claus Siebe. **G)** Fotografía desde el mirador del cráter donde se observa la ausencia del lago. Créditos a su autor, disponible en: https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:La_Alberca_01.JPG#filehistory. **H)** El punto rojo indica la ubicación de los depósitos lacustres descritos en H. **G)** Vista al centro del cráter. Se delimita la zona de talud (depósitos coluviales) y la planicie central compuesta por depósitos lacustres (acercamiento) y evaporíticos (color blanco).

Adicionalmente, Kienel et al. (2009) establecieron la cronología de la secuencia extraída en los núcleos a partir de los resultados de componentría y composición química, junto con fechamientos de ^{210}Pb de los diferentes estratos y el estudio de dos capas de tefras presentes en la zona superior de la sección extraída. Según el análisis de elementos mayores del vidrio de las tefras, así como la posición estratigráfica de cada una de estas capas en la secuencia lacustre de Joya La Alberca, los autores correlacionaron el depósito de tefra superior a la erupción del volcán de Fuego de Colima de 1913 y el inferior a la del volcán Parícutín en 1943. Así, la secuencia lacustre de varvas sublaminaadas de Joya La Alberca extraídas en el estudio registraban el periodo entre 1852 y 1973. La formación de las varvas sublaminaadas es debido en parte a la morfología del maar, ya que este típicamente presenta paredes internas con alto grado de inclinación y una razón baja entre la superficie y la profundidad del lago. Estos factores minimizan la acción de las corrientes de viento sobre la superficie del lago y la inversión de la columna de agua. Además de estas características, la sublaminaación en varvas se forma como resultado de las condiciones estacionales contrastantes. Este es el caso de la región de Valle de Santiago (Guanajuato), donde el clima es contrastante respecto a precipitación y evaporación, según la temporada del año.

Durante la temporada de lluvias (mayo a octubre) ocurre hasta el 90% de la precipitación anual, mientras que la temporada seca (noviembre a abril) es acentuada por altas tasas de evaporación (Kienel et al., 2009). De esta manera, el primer tipo de laminación se produce por la alta precipitación en verano, ya que incrementa el aporte orgánico y clástico (cristales de plagioclasa y cuarzo), el cual tiene grandes cantidades de elementos litogénicos (K, Al, Ti y Si). El segundo tipo de laminación se genera por lluvias limitadas y altas tasas de evaporación durante invierno y primavera, debido a que se induce la precipitación de carbonatos. Por su parte, las turbiditas se atribuyen probablemente a eventos de precipitación excepcionalmente alta que aportan material clástico en grandes cantidades al lago. En particular, la alta frecuencia de los depósitos turbidíticos en Joya La Alberca indica una gran susceptibilidad del cráter a la erosión, posiblemente por el alto ángulo de las paredes internas (Kienel et al., 2009). Adicionalmente, Kienel et al., (2009) establecieron diferentes eventos de sequía entre 1850 y 1939, donde los últimos afectaron de tal manera los sistemas lacustres de los maares, que los llevaron hasta un estado crítico haciéndolos susceptibles a secarse. Además de este incremento en la tasa de evaporación, a partir de 1940 la sobreexplotación del agua subterránea del acuífero Valle de Santiago - Salamanca, para el riego de cultivos, ganadería y uso urbano, generó que el nivel de la tabla de agua regional disminuyera precipitadamente (p.ej. 5 m entre 1989 y 1992; Fig. 5.38A-H). Esto agravó la situación generada por los eventos de sequía y terminó en la desecación completa de la mayoría de los lagos intra-cráter de la región (Orozco y Madinaveitia, 1941; Green, 1986; Alcocer y Escobar, 1996; Alcocer et al., 2000; Escolero y Alcocer, 2004; Aranda-Gómez et al., 2009; Kienel et al., 2009; Aranda-Gómez et al., 2013).

Por último, para el caso particular de Joya La Alberca, Brown (1984) estableció que en 1979 la profundidad máxima del lago era de 50 m (Fig. 5.38A), pero para 1997 Kienel et al., (2009) reportaron que disminuyó hasta ~8 m (Fig. 5.38A-F). Escolero y Alcocer (2004) estimaron una tasa de disminución del nivel del acuífero Valle de Santiago - Salamanca de 2.6 m/año entre 1985 y 1995, ya que en este año los autores calcularon una profundidad máxima del lago de 10 m. El proceso de desecación estuvo marcado por el aumento en la salinidad del agua, y por tanto en su conductividad, y por la transición en la precipitación de calcita a aragonito (Orozco y Madinaveitia, 1941; Green, 1986; Alcocer y Escobar, 1996; Alcocer et al., 2000; Escolero y Alcocer, 2004; Kienel et al., 2009). Finalmente, a pesar de que durante los primeros años del siglo XXI se acumulaban pequeñas cantidades de agua en el fondo del cráter en temporada de lluvias, el lago intra-cráter de Joya La Alberca se secó por completo en el mes de junio de 2006 (Fig. 5.38G y H; Kienel et al., 2009).

5.6. Petrografía

Para la presente tesis se realizó el análisis petrográfico de 14 secciones delgadas, las cuales fueron divididas en 5 grupos según la erupción a las que están asociadas y la localidad en donde fueron recolectadas durante el trabajo de campo. De esta manera, los Grupos I y II corresponden a los fragmentos juveniles (efusivos y explosivos) de la fase magmática inicial de la erupción que posteriormente dio origen al cráter Joya La Alberca, donde el Grupo I proviene de la Zona de Canteras (Centro Eruptivo No. 1, muestras: VS-1502A, VS-1502B y VS-1895) y el Grupo II de la pared interna norte de Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2, muestras: VS-1896 y VS-1885A). El Grupo III está constituido por los fragmentos juveniles de la fase freatomagmática durante la cual se formó el cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2, muestras: VS-1884, VS-1759, VS-18106BJ, VS-1501C y VS-1503C) y el Grupo IV corresponde al flujo de lava preexistente a la formación de este maar y que aflora en sus paredes internas (muestra VS-1501A). Por último, el Grupo V está conformado por los xenolitos tipo *popcorn* (muestras VS-1502D, VS-1890A-1 y VS-1501) observados en los depósitos tanto de la fase magmática como de la freatomagmática de la erupción del cráter Joya La Alberca.

La vesicularidad de los fragmentos de los diferentes grupos fue estimada de acuerdo con el conteo de puntos (Tablas 5.4 y 5.5) y establecida según la escala propuesta por Houghton y Wilson (1989) y traducida al español por Murcia et al., (2013): 1) Fragmentos no vesiculados 0%, 2) muy pobremente vesiculados 0 - 20%, 3) pobremente vesiculados 20 - 40%, 4) moderadamente vesiculados 40 - 60%, 5) muy vesiculados 60 - 80% y 6) extremadamente vesiculados >80%. A continuación, se presenta la descripción de las características petrográficas de cada uno de los grupos mencionados:

- **Grupo I: Juveniles fase magmática del Centro Eruptivo No. 1 (Zona de Canteras)**

Las muestras del Grupo I se dividen en juveniles efusivos (VS-1502A y VS-1895) y explosivos (VS-1502B) generados por la actividad magmática del Centro Eruptivo No. 1. Los fragmentos se diferencian principalmente por el grado de vesicularidad, ya que su textura y asociación mineral principal y accesoria, son similares. En primer lugar, los juveniles efusivos son desde muy pobremente hasta pobremente vesiculados. El tamaño de las vesículas varía entre 0.12 y 2.7 mm, donde las de mayor tamaño son generalmente irregulares y ocasionalmente achatadas en una dirección preferencial, mientras que las de tamaño intermedio y menor son semicirculares (subredondeadas). Por su parte, los juveniles explosivos (i.e. escoráceos) son pobremente vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.1 y 2 mm. Las vesículas de mayor tamaño generalmente predominan, son irregulares y están ocasionalmente achatadas en una dirección preferencial, mientras que las tamaño menor e intermedio son semicirculares (redondeadas). Aunque algunas de las vesículas de mayor tamaño presentan coalescencia, debido al bajo grado de vesicularidad general tanto de los juveniles explosivos como efusivos, las paredes entre vesículas son gruesas, por lo que su interconectividad es típicamente baja (Fig. 5.39A-F).

Los fragmentos juveniles del Grupo I (efusivos y explosivos) tienen textura hipohialina porfírica bandeada de muy pobremente a moderadamente vesiculada y glomeroporfírica. Presentan fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (0.2 - 6 mm), subhedrales de clinopiroxeno (0.2 - 2.3 mm) olivino (0.2 - 2 mm), y micro microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) subhedrales a euhedrales de plagioclasa, subhedrales también de clinopiroxeno, olivino y +/- ortopiroxeno, los cuales están embebidos en una matriz cristalovítrea con microlitos (<0.02 mm) principalmente de plagioclasa (hábito acicular y tabular), y en menor cantidad de olivino, clinopiroxeno y +/- ortopiroxeno (Fig. 5.39). Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en general muestran bordes difusos y bahías de reabsorción y pueden ser divididos en seis grupos principales: 1) Fenocristales (0.2 - 6 mm)

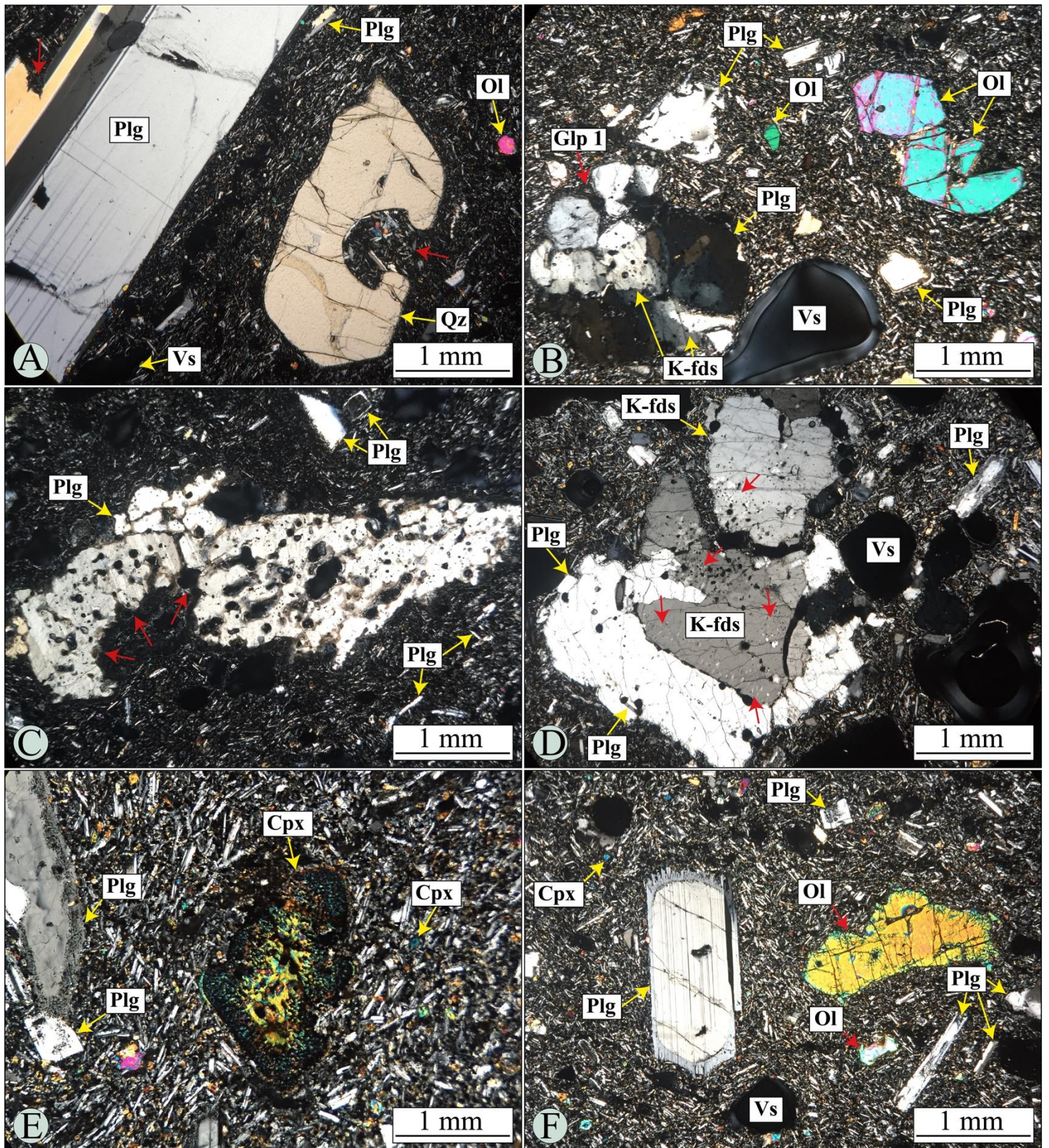


Figura 5.39. Fotomicrografías en nicos cruzados (luz transmitida) de las características principales de los fragmentos juveniles de la fase magmática de la Zona de Canteras (Grupo I; Centro Eruptivo No. 1). A-F muestran la textura general de los fragmentos juveniles, la cual es porfírica hipohialina desde muy pobremente hasta pobremente vesiculada (Vs), con microfenocristales subhedrales y microlitos de plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx). **A)** Fenocristal de plagioclasa con hábito subhedral, bordes y bahías de reabsorción (marcada por flecha roja) que conserva macla polisintética. Así mismo, se muestra un xenocristal de cuarzo subhedral con bordes difusos y bahías de reabsorción bien desarrolladas (flecha roja). **B)** Microfenocristales subhedrales de olivino y anhedral de plagioclasa. De estos últimos se observan dos tipos, el primero presenta bahías de reabsorción profundas y bordes difusos, y el segundo forma anhedral con núcleo sin alterar, seguido de textura tamiz y borde sin alterar. Adicionalmente, se observa un Glomeropórfido Tipo 1 (Glp 1) con cristales de K-feldespato (K-fds) y plagioclasa en un alto grado de alteración, bordes difusos y bahías de reabsorción. **C)** Fenocristal de plagioclasa con alto grado de disolución marcado por bordes y bahías profundas de reabsorción, y con gran cantidad de inclusiones fundidas, embebido en matriz hipohialina con microfenocristales de plagioclasa. **D)** Glp 1 con fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa en desequilibrio, con inclusiones vítreas y posible textura de exsolución mirmequítica (flechas rojas). **E)** Microfenocristal de clinopiroxeno redondeado con textura tamiz en los bordes e inclusiones en el núcleo o posible textura de exsolución. **F)** Microfenocristal de plagioclasa con borde difuso y olivino subhedral con forma redondeada.

predominantemente con hábito tabular o prismáticos euhedrales y ocasionalmente subhedrales, generalmente con macla polisintética, bordes difusos y bahías de reabsorción y/o algunos con núcleos con parches de reabsorción, y/o zonación oscilatoria, y/o inclusiones tanto de minerales opacos como de vidrio. Dentro de este grupo se observó un cristal de plagioclasa subhedral (~2 mm) con sobrecrecimiento en los bordes de cristales (~0.5 mm) anhedral o subhedrales posiblemente de clinopiroxeno y/u olivino, y algunas inclusiones de vidrio o minerales opacos de ~0.02 mm (Fig. 5.39A). 2) Fenocristales (0.2 - 0.6 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) subhedrales que presentan núcleo sin alterar seguido de textura tamiz y finalmente un borde sin alterar. Algunos de estos cristales muestran un alto grado de disolución (Fig. 5.39B y D-F). 3) Fenocristales (0.2 - 1 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) subhedrales con textura tamiz en el núcleo, y bordes sin alterar difusos. Algunos cristales de este grupo presentan un alto grado de disolución, macla polisintética poco clara y un alto contenido de inclusiones. 4) Fenocristales (0.2 - 1.2 mm) subhedrales a anhedral, con formas redondeadas, bordes difusos y bahías de reabsorción, un alto grado de disolución y/o posible extinción ondulante, y/o inclusiones tanto de minerales opacos como de vidrio. Algunos presentan macla polisintética, pero está poco clara y otros presentan núcleos con formas redondeadas (Fig. 5.39C). 5) Fenocristales (0.3 - 6 mm) subhedrales, con bordes redondeados, que presentan núcleo sin alterar con macla polisintética incipiente, seguido de borde con textura tamiz gruesa. Algunos cristales tienen núcleos con parches de reabsorción y/o inclusiones tanto de minerales opacos como de vidrio (Fig. 5.39B). 6) Fenocristales (~1 mm) subhedrales que presentan textura tamiz en el núcleo y borde, separados por borde de sobrecrecimiento sin alterar, con presencia de inclusiones de vidrio, minerales opacos y posibles microlitos subhedrales de apatito. Este es el tipo de plagioclasa menos abundante en el Grupo I. Finalmente, en los fragmentos del Grupo I los microfenocristales de menor tamaño y los microlitos presentan hábito tabular y acicular (Fig. 5.39).

Por otro lado, los fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno se pueden dividir en dos grupos: 1) Fenocristales (0.2 - 2 mm) subhedrales poco alterados, que ocasionalmente muestran formas redondeadas con bordes irregulares y localmente con reabsorción. 2) Fenocristales (0.2 - 0.75 mm) y microfenocristales desde anhedral a subhedrales que en el núcleo presentan inclusiones de vidrio y minerales opacos, seguidos por bordes con posible textura tamiz dominada por vidrio, posible textura de exsolución (observable bajo luz reflejada) y con algunos cristales de minerales opacos (Fig. 5.39E).

Por su parte, los cristales de olivino pueden dividirse en dos grupos de acuerdo con su hábito: 1) Fenocristales (0.2 - 2 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) subhedrales (Fig. 5.39B), de los cuales algunos presentan formas redondeadas con posibles parches de reabsorción en el núcleo y ocasionalmente hábito esquelético con terminaciones dendríticas y bahías de reabsorción (Fig. 5.39F). 2) Fenocristales (0.2 - 0.75 mm) y microfenocristales desde anhedral a subhedrales que en el núcleo presentan inclusiones de vidrio y minerales opacos, seguidos por bordes con posible textura tamiz dominada por vidrio, posible textura de exsolución (observable bajo luz reflejada) y con algunos cristales de minerales opacos. De esta manera, se observó que los grupos número dos en los cristales de clinopiroxeno y de olivino comparten similitudes en la textura, pero se lograron diferenciar a partir de su extinción característica. A pesar de esto, en algunos cristales no fue posible observar la diferencia debido a que su superficie estaba totalmente cubierta por la textura tamiz. Adicionalmente, se observaron ocasionales fenocristales (~0.6 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de ortopiroxeno, los cuales son desde anhedral hasta subhedrales. Los primeros presentan bordes redondeados y bahías de reabsorción y los segundos tienen parches de reabsorción en el centro.

Por otra parte, en los fragmentos juveniles procedentes de la fase magmática de la zona de canteras (Centro Eruptivo No. 1) se observaron los siguientes tipos de glomeropórfidos:

Tipo 1: Glomerocristales con tamaños entre 5 y 2 mm, bordes externos difusos y bahías de reabsorción. Presentan textura fanerítica inequigranular con cristales redondeados anhedrales de plagioclasa (0.05-5 mm) y K-feldespatos (0.1 - 0.3 mm). Los primeros tienen un alto grado de disolución, extinción ondulante, parches de reabsorción, inclusiones de vidrio en el núcleo y ocasionalmente textura poiquilítica con microfenocristales (~0.02 mm) subhedrales de plagioclasa en el interior y textura tamiz al borde. Por su parte, los fenocristales de K-feldespatos son anhedrales redondeados con bordes difusos, fracturas, bahías de reabsorción, posible extinción ondulante y los de mayor tamaño ocasionalmente tienen textura de exsolución, posiblemente mirmequítica incipiente (Fig. 5.39D). Los contactos entre los diferentes cristales son irregulares.

Tipo 2: Glomeroporfidos de ~0.3 mm, holocristalinos equigranulares, con bordes externos difusos que están conformados por microfenocristales de subhedrales a euhedrales de olivino (~0.05 - 0.1 mm), clinopiroxeno (~0.05 - 0.1 mm) y +/- plagioclasa (0.05 - 0.2 mm). Los contactos entre los cristales son irregulares, rectos y ocasionalmente forman puntos triples (textura en mosaicos).

Finalmente, en uno de los juveniles efusivos (VS-1502A) se observó un cristal de ~3 mm con forma subhedral redondeada, bordes difusos y bahías de reabsorción bien desarrolladas, birrefringencia baja de primer orden, fracturas, incoloro, no pleocroico y con extinción oblicua o posiblemente ondulante. Por sus características petrográficas se interpreta como un posible xenocristal de cuarzo (Fig. 5.39A).

- **Grupo II: Juveniles fase magmática Centro Eruptivo No. 2 (Cráter Joya La Alberca)**

Al igual que en el Grupo I, en el Grupo II las muestras se dividen en juveniles efusivos (VS-1896) y explosivos (VS-1885A) generados por la actividad magmática del Centro Eruptivo No. 2. Los fragmentos se diferencian principalmente por el grado de vesicularidad, ya que su textura y asociación mineral principal y accesorias, son similares (Fig. 5.40). En primer lugar, los juveniles efusivos presentan textura bandeada alternando bandas melanocráticas y marrón claro, según el color observado bajo luz polarizada (nicos paralelos). Las primeras tienen menor contenido en microlitos y el contenido de vesículas es ligeramente menor respecto a las segundas. A pesar del bandeamiento, los fragmentos juveniles efusivos son en general muy pobremente microvesiculados. Las vesículas son de tamaños entre 0.2 y 0.4 mm, tienen formas predominantemente irregulares, y ocasionalmente circulares. Por su parte, los juveniles explosivos (escoráceos) presentan también textura bandeada alternando bandas melanocráticas y marrón claro, según el color observado bajo luz polarizada (nicos paralelos; Fig. 5.40B). Las primeras son pobremente vesiculadas, con vesículas de tamaño entre 0.1 y 1.4 mm, y las segundas son muy pobremente vesiculadas con vesículas de tamaño entre 0.05 y 0.6 mm. A pesar de estas diferencias, en general en los fragmentos juveniles explosivos las vesículas de mayor tamaño tienen formas irregulares, mientras que las de tamaño intermedio y menor tienen forma circular. Adicionalmente, las paredes entre vesículas son gruesas y no hay coalescencia, por lo que su nivel de interconectividad es bajo (Fig. 5.40A), mientras que, en los juveniles efusivos, es muy baja porque las paredes entre vesículas tienen un mayor grosor (Fig. 5.40D).

Los fragmentos del Grupo II (efusivos y explosivos) tienen textura hipohialina porfirítica bandeada de muy pobremente a pobremente vesiculada y glomeroporfirítica. Presentan fenocristales predominantemente subhedrales, ocasionalmente euhedrales de plagioclasa (0.2 - 6.3 mm), subhedrales de olivino (0.2 - 1.4 mm) y clinopiroxeno (0.2 - 5.5 mm), y microfenocristales (0.02 - 2 mm) subhedrales a euhedrales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y +/- ortopiroxeno. Los fenocristales y microfenocristales están embebidos en una matriz vítreo-microcristalina, con microlitos en general subhedrales (<0.02 mm) de plagioclasa con hábito acicular, olivino, clinopiroxeno y +/- ortopiroxeno (Fig. 5.40). Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en general muestran bordes difusos,

bahías de reabsorción, y pueden ser divididos en seis grupos principales: 1) Fenocristales (0.2 - 6.3 mm) con hábitos prismáticos de subhedrales a euhedrales, generalmente con macla polisintética, bordes difusos, bahías de reabsorción, zonación oscilatoria, inclusiones de vidrio y minerales opacos, y ocasionalmente algunos tienen núcleos con parches de reabsorción. Dentro de este grupo algunos fenocristales presentan núcleos con formas redondeadas, y ocasionalmente los de tamaño intermedio (~3 mm) tienen en el borde sobrecrecimiento de microfenocristales (0.02 - 0.1 mm) de clinopiroxeno y/u olivino (Fig. 5.40C). 2) Fenocristales (0.2 - 2.5 mm) con hábito prismático subhedral, núcleo sin alterar y textura tamiz en el borde. Algunos de estos cristales muestran un alto grado de disolución (Fig. 5.40A). 3) Fenocristales (0.2 - 1.4 mm) con hábito prismático subhedral, textura tamiz en el núcleo, bordes sin alterar y bordes externos difusos. Algunos cristales de este grupo presentan un alto grado de disolución, macla polisintética incipiente y un alto contenido de inclusiones. 4) Fenocristales (0.1 - 2.5 mm) con un alto grado de disolución, marcado por hábitos de subhedrales a anhedrales redondeados, bordes difusos y bahías de reabsorción. Adicionalmente, presentan extinción ondulante y macla polisintética incipientes, e inclusiones de vidrio y minerales opacos (Fig. 5.40C). 5) Fenocristales (0.7 - 1.3 mm) con hábitos prismáticos subhedrales redondeados, núcleo sin alterar con macla polisintética incipiente y borde con textura tamiz gruesa. Ocasionalmente, los fenocristales presentan núcleos con inclusiones de minerales opacos y vidrio, y parches de reabsorción. 6) Microfenocristales (0.02 - 0.1 mm) con hábitos tabulares y aciculares de subhedrales a euhedrales (Fig. 5.40). Comúnmente conforman textura fluidal y generan sombras de presión alrededor de los fenocristales y glomerocristales de mayor tamaño (Fig. 5.40A).

Por otro lado, los fenocristales y microfenocristales de olivino tienen tamaños entre 0.02 y 1.4 mm, hábitos predominantemente subhedrales y, según su forma, se pueden dividir en dos grupos: 1) Microfenocristales (~0.05 - 0.2 mm) con hábitos de subhedrales a euhedrales, que ocasionalmente presentan posible textura tamiz o inclusiones en el núcleo. 2) Fenocristales (0.2 - 1.4 mm) con hábito esquelético y/o terminaciones dendríticas o en “cola de golondrina” (Fig. 5.40A). Por su parte, los fenocristales y microfenocristales de clinopiroxeno tienen tamaños entre 0.02 y 5.5 mm, hábitos predominantemente subhedrales, ocasionalmente bordes difusos y bahías de reabsorción, y de acuerdo con su tamaño y textura, se pueden dividir en tres grupos: 1) Fenocristales (2 - 5.5 mm) con hábito subhedral, bahías de reabsorción, clivaje claro y ocasionalmente tienen forma redondeada (Fig. 5.40D). 2) Microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con bordes difusos, bahías de reabsorción y hábito predominantemente subhedral. En el núcleo presentan posibles inclusiones de vidrio, posible textura tamiz o textura de exsolución (observable bajo luz reflejada). 3) Microfenocristales (~0.1 mm) con hábito subhedral y terminaciones dendríticas o extremos en “cola de golondrina”. Adicionalmente, se observaron ocasionales fenocristales (0.2 - 0.7 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de ortopiroxeno, los cuales son desde anhedrales (redondeados) a subhedrales. Los primeros presentan bordes redondeados y bahías de reabsorción, mientras que los segundos tienen parches de reabsorción en el centro (Fig. 5.40F).

Por otra parte, en los fragmentos del Grupo II se observó el siguiente tipo de glomeropórfido. **Tipo 2:** Glomeropórfidos con tamaños entre 0.3 y ~0.75 mm, holocristalinos equigranulares, con bordes externos difusos que están conformados por microfenocristales de subhedrales a euhedrales de olivino (~0.05 - 0.1 mm), clinopiroxeno (~0.03 - 0.2 mm) y +/- plagioclasa (0.04 - 0.3 mm). Los contactos entre cristales son irregulares, rectos y ocasionalmente forman puntos triples (textura en mosaicos).

Finalmente, se observaron dos características particulares: 1) La primera es un microfenocristal (~0.2 mm) con hábito prismático euhedral, que corresponde a la sección paralela al eje “b” (010) del sistema cristalino monoclinico. El cristal presenta bordes difusos, posible textura tamiz, en toda su superficie,

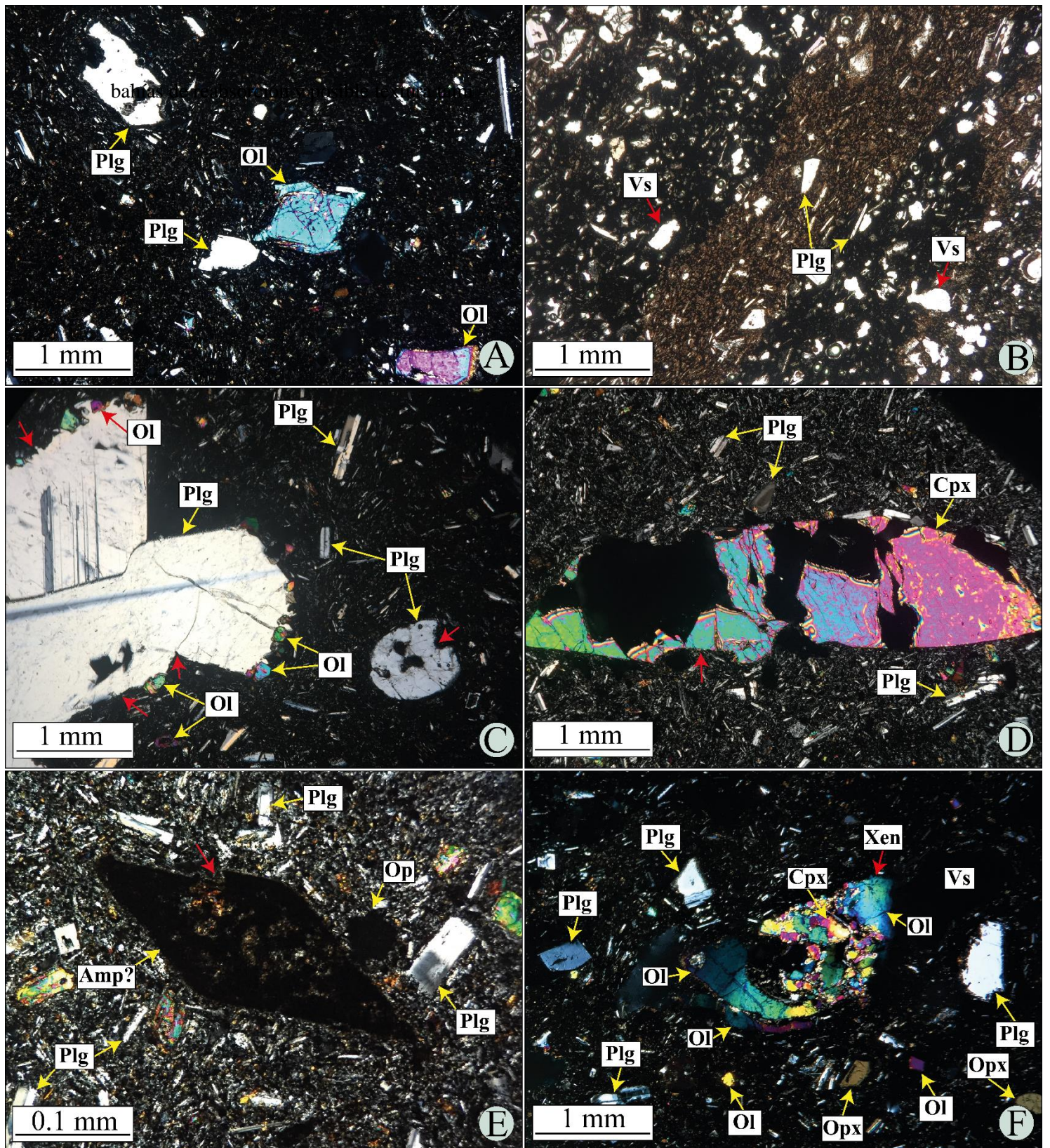


Figura 5.40. Fotomicrografías de los juveniles de la fase magmática del cráter Joya La Alberca. **A)** Textura general porfirítica con fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en una matriz hipocristalina con microfenocristales de subhedrales a anhedrales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Fenocristal de olivino con terminaciones dendríticas y bordes de sobrecrecimiento de olivino. **B)** Microfotografía en luz plana polarizada donde se observa la textura bandeada: 1) Bandas melanocráticas vesiculadas con matriz hipocristalina y 2) bandas marrón oscuro muy pobremente vesiculadas con matriz hipohialina. **C)** Fenocristales de plagioclasa con hábito subhedral, macla interpenetrativa y polisintética incipiente, bordes difusos, bahías de reabsorción y sobrecrecimiento de microfenocristales subhedrales de olivino. Adyacente se observa otro fenocristal de plagioclasa de menor tamaño con hábito anhedral redondeada, y bahías y núcleo con parches de reabsorción. La matriz es hipocristalina inequigranular, con microfenocristales y microlitos subhedrales de plagioclasa. **D)** Fenocristal de clinopiroxeno con bordes irregulares y localmente con bahías de reabsorción (flecha roja). **E)** Fenocristal con hábito euhedral de pseudomorfo de una fase cristalina desconocida con textura de disequilibrio desarrollada (posible anfíbol; Amp) de borde a núcleo marcada por bordes difusos y bahías de reabsorción. **F)** Fragmento accidental con textura holocristalina inequigranular dominada por fenocristales y microfenocristales subhedrales, y con extinción ondulante, de olivino y en menor medida de clinopiroxeno. Posible xenolito derivado de roca máfica con deformación previa.

dominada por vidrio, y bahías de reabsorción. En particular, debido a la textura tamiz, no fue posible establecer a qué mineral correspondía originalmente, por lo que se describe como un microfenocristal pseudomorfo de una fase cristalina desconocida completamente reemplazado por textura tamiz (por su hábito podría ser más posiblemente un cristal de anfíbol en desequilibrio; Fig. 5.40E). 2) La segunda característica corresponde a un fragmento subredondeado de ~2 mm, con bordes externos difusos, bahías de reabsorción y una posible corona de reacción delgada. Presenta textura fanerítica inequigranular con fenocristales (0.2 - 1.2 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de subhedrales a anhedrales y con extinción ondulante, principalmente de olivino (95% vol.) y clinopiroxeno (5% vol.). Los contactos entre los cristales son predominantemente irregulares. A partir de estas características, este fragmento se interpreta como un xenolito posiblemente derivado de una roca máfica, la cual ha experimentado procesos anteriores de deformación (Fig. 5.40F).

- **Grupo III: Juveniles freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca**

Las muestras del Grupo III corresponden a fragmentos escoráceos derivados del magma juvenil involucrado en la erupción freatomagmática que dio origen al cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2). Estos fueron observados y recolectados como bombas juveniles dentro de los depósitos generados por la formación de dicho maar en dos localidades diferentes: 1) En el anillo piroclástico de Joya La Alberca (*facies* proximales), más exactamente en el Miembro Freatomagmático Inferior (VS-1501C, VS-1884 y VS-1759) y en el Miembro Freatomagmático Intermedio (VS-18106BJ), y 2) En los depósitos ubicados a ~1.85 km al oeste del cráter Joya La Alberca (*facies* distales; VS-1503C), que afloran en la pared externa este del cráter Joya Estrada. A pesar de la diferencia en su ubicación estratigráfica y geográfica, los fragmentos juveniles se diferencian principalmente por el grado de vesicularidad, ya que son similares en textura y asociación mineral principal y accesoría. Así, los fragmentos juveniles de Joya La Alberca son desde pobremente hasta muy vesiculados, con vesículas que varían en tamaño entre 0.02 y 7.5 mm, pero en general predominan las de ~1 mm. Este amplio rango de diferencia permitió separar las muestras en dos tipos de juveniles: 1) Pobremente vesiculadas (Fig. 5.41E), muestras VS-1884 y VS-1759 (Tabla 5.4), y 2) moderadamente a muy vesiculadas (Fig. 5.41A-D y F), muestras VS-1503C, VS-1501C y VS-18106BJ (Tabla 5.4).

De esta manera, los fragmentos juveniles tipo 1 son pobremente vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.045 y 3 mm, pero en general predominan las de ~0.7 mm. Las de mayor tamaño son generalmente irregulares y ocasionalmente achatadas en una dirección preferencial, mientras que las de tamaño intermedio y menor son semicirculares (subredondeadas). A pesar de que en general las vesículas de mayor tamaño presentan coalescencia, debido al grado moderado de vesicularidad las paredes entre vesículas son gruesas, por lo que la interconectividad es baja (Fig. 5.41E y F). Por su parte, los fragmentos juveniles tipo 2 son desde moderadamente hasta muy vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.04 y 7.5 mm, pero generalmente predominan las de tamaño entre 0.2 y 1.2 mm. Las de mayor tamaño son generalmente irregulares y predominan en la muestra VS-18106BJ, mientras que las de tamaño intermedio y menor son semicirculares (subredondeadas) y predominan en la VS-1501C. Así mismo, en estas muestras la coalescencia entre vesículas es mayor, y, por tanto, el grado de interconectividad es intermedio-alto (Fig. 5.41B-D).

Los fragmentos juveniles explosivos del Grupo III, tienen textura hipocristalina porfirítica y glomeroporfirítica. Presentan fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (0.2 - 7.5 mm) y olivino (0.2 - 2.4 mm), y microfenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (0.02 - 0.2 mm), subhedrales de olivino (0.02 - 0.2 mm) y clinopiroxeno (0.05 - 0.2 mm), los cuales en general presentan bordes difusos y ocasionalmente también bahías de reabsorción, y están embebidos en una matriz vitreo-cristalina con microlitos (<0.02 mm) de plagioclasa (hábito subhedral acicular o

tabular), olivino, clinopiroxeno y +/- ortopiroxeno. Finalmente, el vidrio volcánico presente en la matriz es melanocrático y en algunas zonas está ligeramente alterado (Fig. 5.41).

Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en general muestran bordes difusos y bahías de reabsorción, y pueden ser divididos en cuatro grupos principales: 1) Fenocristales (0.2 - 7.5 mm) predominantemente con hábito tabular o prismático subhedral, macla polisintética, bordes difusos, bahías de reabsorción (Fig. 5.41C, E y F), y núcleo con inclusiones de vidrio y minerales opacos. Así mismo, ocasionalmente presentan textura poiquilítica marcada por microfenocristales subhedrales (0.08 - 0.2 mm) posiblemente de plagioclasa, zonación oscilatoria (Fig. 5.41C) y/o crecimiento en glomerocristales tipo 2 y 3. 2) Fenocristales (0.2 - 0.6 mm) con hábito subhedral que presentan núcleo sin alterar, seguido de textura tamiz y finalmente el borde externo sin alterar. 3) Fenocristales (0.3 - 0.5 mm) con hábitos prismáticos o tabulares desde subhedrales a anhedrales, que presentan textura tamiz en toda su superficie y bordes difusos. 4) Fenocristales (0.2 - 1.5 mm) y microfenocristales (0.09 - 0.2 mm) con hábitos de subhedrales a anhedrales, alto contenido de fracturas o con clivaje claro, y un alto grado de disolución marcado por formas redondeadas, macla polisintética incipiente, posible extinción ondulante, bahías de reabsorción y bordes difusos. Adicionalmente, presentan comúnmente inclusiones de vidrio y ocasionalmente textura tamiz al borde (Fig. 5.41D). Finalmente, los microfenocristales de menor tamaño y microlitos (<0.02 mm) de plagioclasa presentan hábito acicular subhedral, y forman en general sombras de presión sobre los cristales de mayor tamaño y ocasionalmente textura fluidal.

Por otro lado, los fenocristales y microfenocristales de olivino se pueden dividir en dos grupos de acuerdo con su hábito: 1) Fenocristales (~0.3 - 2.1 mm) y microfenocristales (~0.05 mm) con hábito de subhedral a anhedral, que ocasionalmente presentan formas redondeadas (Fig. 5.41F), bordes difusos, posible textura tamiz o inclusiones de vidrio gruesas en el núcleo y/o bahías de reabsorción. 2) Fenocristales (0.2 - 1 mm) con hábito de subhedral a anhedral con terminaciones dendríticas o extremos en “cola de golondrina”, y ocasionalmente presentan hábito esquelético, bordes difusos y bahías de reabsorción (Fig. 5.41E). Por su parte, los microfenocristales de clinopiroxeno se pueden dividir en dos grupos principales: 1) Microfenocristales (0.05 - 0.2 mm) con hábito subhedral, ocasionalmente esquelético, bordes difusos y posible textura tamiz en el núcleo. 2) Microfenocristales (~0.3 mm) con hábitos anhedrales y subhedrales con inclusiones de vidrio y minerales opacos en el núcleo, ocasionalmente con un alto contenido de fracturas, posible textura de exsolución (observable bajo luz reflejada) y/o textura tamiz al borde. Adicionalmente, en los fragmentos del Grupo III, se observaron los siguientes tipos de glomeropórfidos:

Tipo 1: Glomerocristales de ~1.5 mm, con bordes externos difusos y bahías de reabsorción. Presentan textura fanerítica inequigranular con cristales redondeados anhedrales de plagioclasa (0.05-5 mm) y K-feldespatos (0.1 - 0.3 mm). Los primeros tienen un alto grado de disolución, extinción ondulante, parches de reabsorción, inclusiones de vidrio en el núcleo y ocasionalmente alto contenido de fracturas, textura poiquilítica con microfenocristales (~0.02 mm) subhedrales de plagioclasa en el interior y textura tamiz al borde. Por su parte, los fenocristales de K-feldespatos son anhedrales redondeados con bordes difusos, fracturas, bahías de reabsorción, posible extinción ondulante y los de mayor tamaño ocasionalmente tienen textura de exsolución, posiblemente mirmequítica incipiente (Fig. 5.41D). Los contactos entre los diferentes cristales son irregulares.

Tipo 2: Glomeropórfidos de ~0.7 mm, holocristalinos equigranulares, con bordes externos difusos y están conformados por microfenocristales de subhedrales a euhedrales de olivino (~0.05 - 0.1 mm), clinopiroxeno (~0.05 - 0.1 mm) y +/- plagioclasa (0.05 - 0.2). Los contactos entre los cristales son irregulares, rectos y ocasionalmente forman puntos triples (textura en mosaicos).

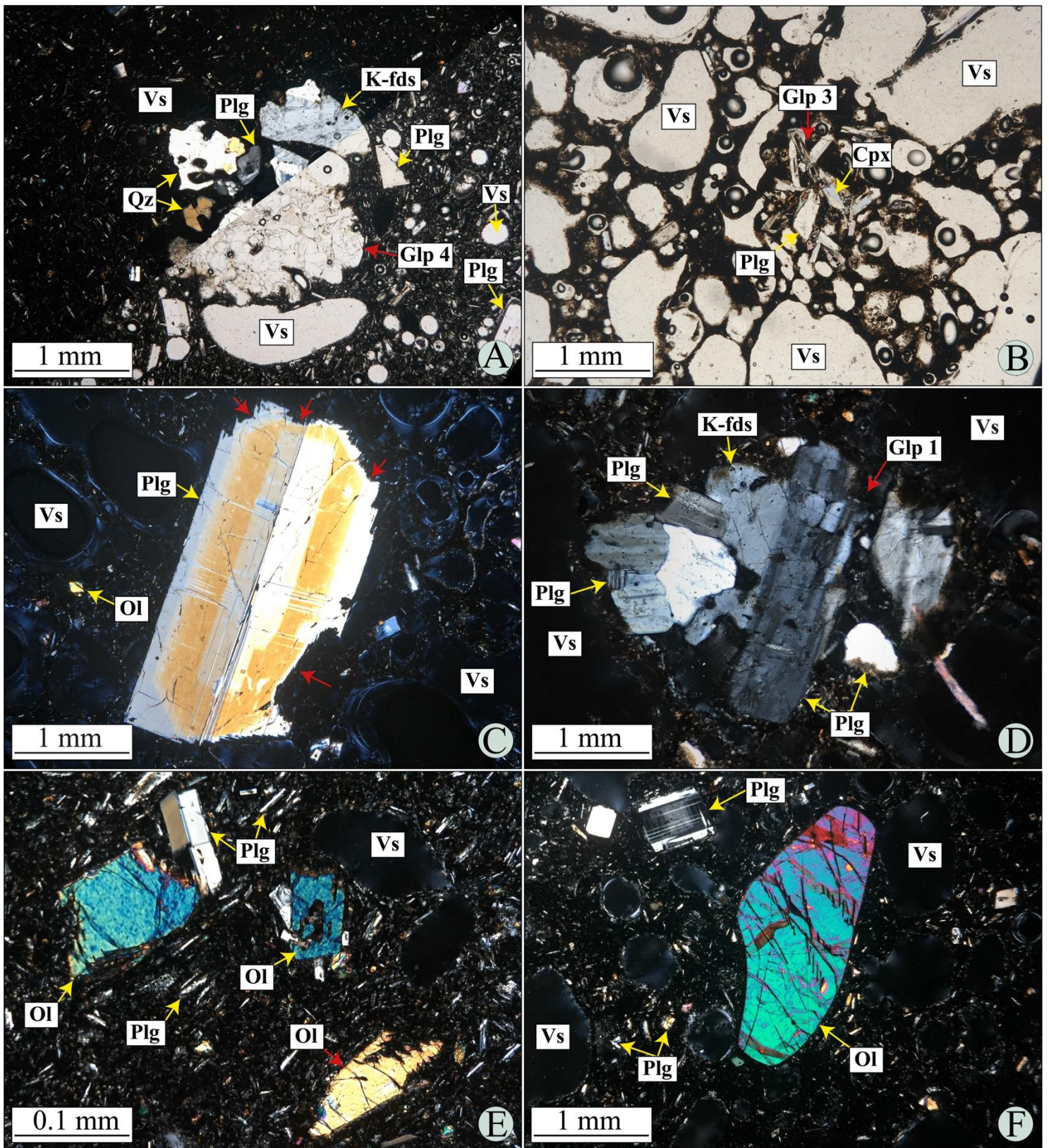


Figura 5.41. Fotomicrografías de juveniles freatomagmáticos del cráter Joya de la Alberca. A y B son Fotomicrografías en nicols paralelos (luz polarizada) de las texturas moderadamente vesiculada y muy vesiculada, respectivamente. A) Glomeropórfido tipo 4 (Glp 4), el cual presenta textura porfírica hipohialina con fenocristales de cuarzo (Qz), K-feldespatos (k-fds) y plagioclasa (Plg), rodeados por fase vítrea traslúcida (féslica). Microfotografía dividida en dos partes, la superior en nicols cruzados, y la inferior en paralelos. B) Textura general de los fragmentos juveniles de Joya La Alberca, la cual es glomeroporfírica hipocrystalina muy vesiculada (vesículas con forma irregular de hasta ~2 mm ocasionalmente interconectadas). Se observa glomeropórfido tipo 3 (ver texto). Fotomicrografías C-F son en nicols cruzados (luz transmitida). C) Textura porfírica hipocrystalina vesiculada con fenocristal de plagioclasa con bordes difusos, bahías de reabsorción (flechas rojas), zonación oscilatoria y macla polisintética incipiente. El color de interferencia del fenocristal es amarillo debido a que el grosor de la lámina en ese punto es ligeramente mayor a 30 μ . D) Textura glomeroporfírica muy vesiculada con glomeropórfido tipo 1 (ver texto), el cual presenta textura fanerítica inequigranular con cristales redondeados anhedrales de plagioclasa (0.05-5 mm) y K-feldespatos (0.1 - 0.3 mm). E) Microfenocristales subhedrales de olivino con texturas esqueletales y/o terminaciones dendríticas, los cuales están embebidos en una matriz porfírica hipocrystalina pobremente vesiculada. F) Fenocristal (~1.6 mm) de olivino con forma redondeada. Vesícula (Vs); Plagioclasa (Plg); Olivino (Ol).

Tipo 3: Glomeropórfidos de ~1.2 mm, holocristalinos inequigranulares y con bordes externos difusos. Están conformados por cristales con formas tabulares alargadas subhedrales de plagioclasa (0.05 - 0.3 mm) y de subhedrales a anhedrales de olivino (~0.05 - 0.2 mm). Algunos de los cristales de menor tamaño presentan un alto grado de alteración (Fig. 5.41B).

Tipo 4: Glomeropórfidos con tamaños entre 0.7 mm y ~2.4 mm, bordes externos difusos y bahías de reabsorción. Presentan textura porfirítica hipohialina con fenocristales y microfenocristales con hábitos anhedrales redondeados de plagioclasa (0.05-5 mm), K-feldespatos (0.1 - 0.3 mm) y cuarzo (0.05 - 0.17 mm). Los primeros tienen un alto grado de disolución, extinción ondulante, parches de reabsorción, inclusiones de vidrio en el núcleo, comúnmente macla polisintética y ocasionalmente textura poiquilítica con microfenocristales (~0.02 mm) subhedrales de plagioclasa en el interior y textura tamiz al borde. Por su parte, los fenocristales de K-feldespatos son anhedrales redondeados con bordes difusos, fracturas, bahías de reabsorción, y los de mayor tamaño ocasionalmente tienen textura de exsolución, posiblemente mirmequítica incipiente. Finalmente, los fenocristales de cuarzo presentan hábitos esqueléticos, bordes difusos, bahías de reabsorción, extinción ondulante, posibles inclusiones de vidrio y fracturas ocasionales. Los cristales están embebidos en una matriz delgada vítrea incolora, pero ocasionalmente están en contacto directo irregular (Fig. 5.41A).

Finalmente, en la sección delgada de una de las bombas juveniles recolectada en el Miembro Freatomagmático Inferior (VS-1884; Fig. 5.27B-D) se observó en contacto neto irregular un fragmento de más de 5 cm (Fig. 5.43B). Este presenta textura hipohialina porfirítica inequigranular pobremente vesiculada, con vesículas de tamaño entre 0.35 y 1.2 mm y formas desde irregulares hasta redondeadas. A pesar de que las vesículas de mayor tamaño ocasionalmente presentan coalescencia, la interconectividad es en general baja. Adicionalmente, los fenocristales y microfenocristales tienen hábitos de anhedrales a subhedrales, comúnmente redondeados, con tamaños entre 0.02 y 1 mm, pero predominan los de ~0.2 mm: 1) Fenocristales (0.2 - 0.6 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de cuarzo con hábito desde subhedral redondeado hasta esquelético, extinción ondulante, nivel de fracturas bajo-intermedio, bordes difusos, bahías de reabsorción e inclusiones de vidrio. 2) Fenocristales (0.2 - 1 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de K-feldespatos con hábitos desde prismáticos subhedrales hasta anhedrales redondeados, bordes difusos, bahías de reabsorción y extinción ondulante. 3) Fenocristales (0.2 - 0.6 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de plagioclasa con hábitos desde prismáticos subhedrales hasta anhedrales redondeados, bordes difusos, bahías de reabsorción, extinción ondulante y ocasionalmente macla polisintética. A partir de sus características, este fragmento fue interpretado como un xenolito tipo *popcorn* (Grupo V; Fig. 5.43).

- **Grupo IV: Flujo de lava preexistente a la formación del cráter Joya La Alberca**

La muestra que constituye el Grupo IV (VS-1501A) corresponde al flujo de lava que aflora en las paredes internas de Joya La Alberca, el cual es preexistente a la erupción que en su fase final dio origen a dicho cráter freatomagmático. El flujo de lava preexistente es muy pobremente vesiculado, con vesículas de tamaño entre 0.07 (microvesículas) y 1 mm, las cuales son predominantemente redondeadas. Además del bajo grado de vesicularidad, no hay coalescencia entre las vesículas, por lo que la interconectividad es nula (Fig. 5.42). Adicionalmente, la muestra tiene textura porfirítica hipohialina y glomeroporfirítica, con fenocristales subhedrales de plagioclasa (0.2 - 3.5 mm), ortopiroxeno (0.3 - 1 mm), olivino (~0.6 mm) y clinopiroxeno (~0.4 mm), y microfenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (0.02 - 0.2 mm), los cuales están embebidos en una matriz hipohialina con microlitos (<0.02 mm) y microfenocristales de plagioclasa principalmente (hábito subhedral tabular o acicular), y en menor cantidad, de ortopiroxeno. La fase vítrea de la matriz presenta ligera devitrificación. Además, el flujo de lava preexistente presenta un alto contenido en

minerales opacos (Fig. 5.42). En general, los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa presentan bordes difusos, ocasionalmente bahías de reabsorción, y según sus características texturales, pueden ser separados en cinco grupos: 1) Fenocristales (0.2 - 3.5 mm) con hábitos prismáticos subhedrales, ocasionalmente zonación oscilatoria o macla polisintética incipiente o de Carlsbad, borde difuso, bahías de reabsorción, clivaje bien desarrollado e inclusiones de minerales opacos en el núcleo (Fig. 5.42A, C y E). 2) Fenocristales (0.2 - 1.2 mm) con hábito subhedral, bordes externos difusos, bahías de reabsorción, núcleo sin alterar ocasionalmente con macla polisintética, seguido de textura tamiz y finalmente un borde sin alterar. 3) Fenocristales (0.6 - 1.2 mm) con hábito de subhedral a anhedral redondeado, en los que predomina la textura tamiz en toda su superficie y tienen un alto grado de reabsorción. Este último marcado por bordes difusos claros y bahías de reabsorción (Fig. 5.42C). 4) Fenocristales (1 - 1.5 mm) con hábito predominantemente subhedral, bordes externos difusos y textura tamiz bien desarrollada en el núcleo, seguida de un borde sin alterar (Fig. 5.42A-B y E). 5) Microfenocristales (0.02 - 0.1 mm) con hábitos tabulares y aciculares de subhedrales a euhedrales. Ocasionalmente conforman textura fluidal y generan sombras de presión alrededor de los fenocristales y glomerocristales de mayor tamaño (Fig. 5.42C, E y F).

Por su parte, los fenocristales y microfenocristales de ortopiroxeno se pueden dividir en dos grupos de acuerdo con sus características: 1) Fenocristales (0.3 - 1 mm) con hábitos predominantemente subhedrales y ocasionalmente euhedrales o esqueletales, y planos de clivaje claros a partir de los cuales se están alterando a iddingsita (Fig. 5.42B). 2) Microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) ocasionales en la muestra que presentan hábitos prismáticos de subhedrales a anhedrales y están generalmente ubicados en los bordes de los fenocristales de plagioclasa, como sobrecrecimientos cristalinos (Fig. 5.42C). Por otro lado, los fenocristales (~0.6 mm) de olivino tienen hábito predominantemente subhedral, ocasionalmente esqueletales y/o bahías de reabsorción. A partir de los planos de fractura los fenocristales se están alterando a iddingsita (Fig. 5.42F). Ocasionalmente se observan en glomerocristales de ~0.5 mm con un alto grado de alteración a iddingsita (Fig. 5.42E). Así mismo, los fenocristales (~0.4 mm) de clinopiroxeno tienen hábito subhedral, comúnmente se observan en contacto con fenocristales de ortopiroxeno y a partir de los planos de fractura también se están alterando a iddingsita (Fig. 5.42A). Adicionalmente, en el flujo de lava preexistente (Grupo IV) a la formación del maar Joya La Alberca se observó un solo tipo de glomeropórfido:

Tipo 5: Glomerocristales con tamaños entre 0.8 y 1.6 mm, con bordes externos de irregulares a rectos. Presentan textura fanerítica inequigranular conformada por dos tipos de cristales de plagioclasa: 1) Fenocristales (1 - 2.2 mm) con hábitos prismáticos predominantemente euhedrales, con bordes de irregulares a rectos con zonación oscilatoria, inclusiones de minerales opacos y vidrio, y ocasionalmente macla tipo Carlsbad. Los contactos entre los fenocristales son rectos y en ocasiones forman puntos triples (contactos a 120°). 2) Fenocristales (0.2 - 1 mm) y microfenocristales (0.05 - 0.2 mm) de subhedrales a anhedrales con bordes desde difusos a rectos, inclusiones de vidrio y minerales opacos, y maclas polisintética y tipo Carlsbad incipientes (Fig. 5.42D).

Finalmente, hay algunos fenocristales (0.2 - 3.2 mm) con la superficie opaca generalmente casi en su totalidad, pero ocasionalmente en su núcleo es posible distinguir microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con hábito subhedral de plagioclasa y zonas con textura y asociación mineral similar a la descrita anteriormente para el Grupo IV (Fig. 5.42F). Así mismo, hacia los bordes de estas zonas hay sobrecrecimiento de microlitos posiblemente de plagioclasa y ortopiroxeno. Ocasionalmente están asociados a los glomeropórfidos descritos (Tipo 5). A pesar de la dificultad para determinar sus características petrográficas, se pudieron evidenciar dos grupos principales según su forma y hábito (Fig. 5.42F): 1) Fenocristales (0.2 - 3.2 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con formas

alargadas y hábitos subhedrales, y 2) fenocristales (0.2 - 1 mm) y microfenocristales (0.08 - 0.2 mm) con hábito prismático o tabular predominantemente subhedral y ocasionalmente euhedral. A partir de estas características, se interpretan como posibles xenocristales de plagioclasa con textura tamiz fuertemente desarrollada y dominada principalmente por inclusiones de vidrio, o como cristales con anillos compuestos en su totalidad por microlitos de piroxeno + plagioclasa + óxidos + vidrio u opacita (*mineral ghosts*; p.ej. Volcán El Metate; cf. Chevrel et al., 2016). Sin embargo, para establecer con mayor certeza la naturaleza de estos cristales es indispensable realizar análisis geoquímicos puntuales mediante técnicas analíticas como el microscopio electrónico de barrido (SEM) o la microsonda electrónica (EMPA).

- **Grupo V: Xenolitos tipo “popcorn”**

Las muestras del Grupo V corresponden a secciones delgadas de los xenolitos tipo *popcorn*, los cuales son fragmentos accidentales de particular interés para la presente tesis. Esto debido a que son particularmente anómalos en los depósitos de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. Sus características contrastan con las de los demás fragmentos presentes y comúnmente están rodeados por escoria juvenil. Estos xenolitos fueron recolectados en tres localidades diferentes: 1) En la zona de canteras, propiamente en las *facies* proximales de los depósitos de caída de escoria procedentes del Centro Eruptivo No.1 (VS-1502D), 2) en la pared externa este del cráter Joya Estrada, más exactamente en los depósitos de caída de escoria procedentes de la zona de canteras (VS-1890D), y 3) en el anillo piroclástico de Joya La Alberca (*facies* proximales), propiamente en el Miembro Freatomagmático Inferior (VS-1501). Así mismo, los xenolitos tipo *popcorn* fueron observados como enclaves vítreo-cristalinos pobremente vesiculados en las bombas juveniles de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca (ver xenolito en muestra VS-1884 Grupo III; Fig. 5.43B).

En general, a pesar de las diferencias en la ubicación estratigráfica y geográfica de cada muestra, los xenolitos tipo *popcorn* mantienen características similares, como la vesicularidad y la asociación mineral principal y accesoria. Los xenolitos tipo *popcorn* son desde moderadamente hasta muy vesiculados, con vesículas de tamaño entre 0.1 y 6 mm. Las de mayor tamaño son generalmente irregulares y ocasionalmente ligeramente alargadas, mientras que las de tamaño intermedio y menor son semicirculares (subredondeadas). Las paredes entre las vesículas son delgadas y la coalescencia es común, principalmente entre las vesículas de tamaño intermedio y grande. Por esto, el grado de interconectividad entre vesículas es intermedio (Fig. 5.43). Adicionalmente, los xenolitos tienen textura desde porfirítica hipohialina hasta porfirítica hipocristalina y glomeroporfirítica. Presenta fenocristales predominantemente subhedrales, y ocasionalmente anhedrales redondeados, de plagioclasa (0.2 - 2.4 mm), K-feldespatos (0.02 - 3.3 mm), cuarzo (0.2 - 2 mm), subhedrales de biotita (0.2 - 0.8 mm) y subhedrales de anfíbol (0.1 - 1 mm), así como microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de subhedrales a anhedrales de plagioclasa, K-feldespatos, cuarzo y biotita (Fig. 5.43). Los cristales en general están embebidos en una matriz vítrea, la cual presenta vidrio translúcido bajo luz polarizada (nicos paralelos) y presenta devitrificación en algunas zonas (Fig. 5.43B y F).

En primer lugar, los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa en general presentan macla polisintética, macla simple o macla tipo Carlsbad, ocasionalmente extinción ondulante y bordes redondeados, y pueden ser divididos en tres grupos: 1) Fenocristales (0.2 - 2 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con hábitos de anhedrales redondeados a euhedrales, pero predominan los subhedrales, con inclusiones de vidrio y minerales opacos. En particular, los fenocristales presentan textura poiquilítica con microfenocristales con hábito subhedral de plagioclasa, K-feldespatos y biotita (Fig. 5.43A, D y E). 2) Fenocristales (0.2 - 0.8 mm) con hábitos de tabulares subhedrales a anhedrales redondeados, bordes de difusos a irregulares, ocasionalmente macla polisintética incipiente, que están

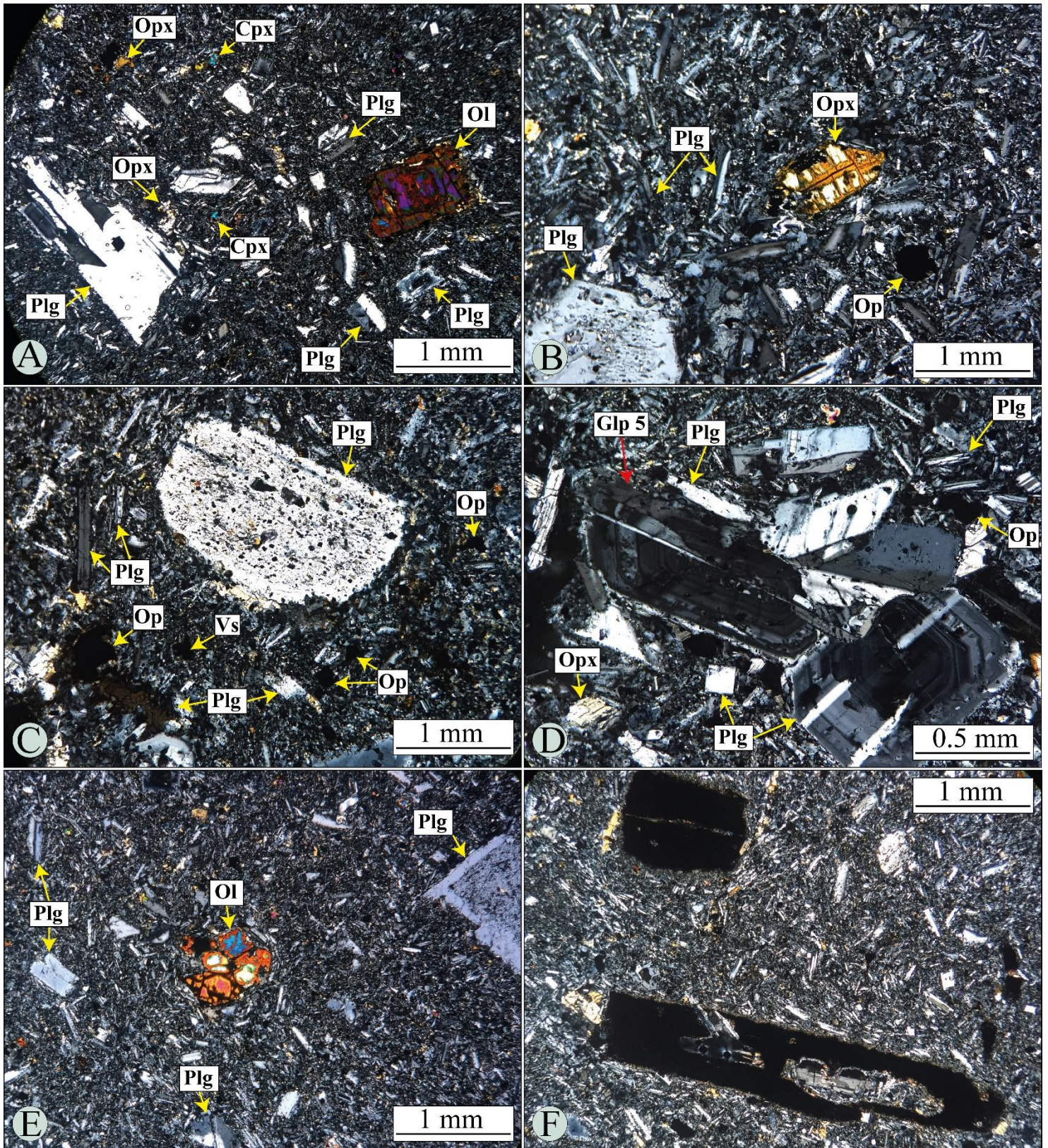


Figura 5.42. Fotomicrografías del flujo de lava preexistente al maar Joya La Alberca en nicos cruzados (luz transmitida). A-F muestran la textura general, la cual es glomeroporfirítica hipohialina muy pobremente vesiculada. **A)** Textura general del flujo de lava preexistente con diferentes tipos de fenocristales de plagioclasa, un fenocristal de olivino alterado a iddingsita casi en su totalidad y microfenocristales de plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx). **2)** Fenocristal de ortopiroxeno idingsitizado a partir de los planos de clivaje, fenocristal de plagioclasa prismático subhedral con textura tamiz en el núcleo y fenocristal subhedral opaco. **C)** Fenocristal subhedral redondeado de plagioclasa con alto grado de disolución marcado por bordes difusos, bahías de reabsorción, textura tamiz en casi la totalidad de su superficie y macla polisintética incipiente. Tiene también microfenocristales (~0.03 mm) de ortopiroxeno en los bordes. **D)** Glomeropórfido tipo 5 (Glp 5) con fenocristales de plagioclasa de subhedrales a euhedrales con zonación oscilatoria, macla Carlsbad y bordes externos difusos. **E)** Glomeropórfido con microfenocristales subhedrales de olivino con alto grado de alteración a iddingsita. **F)** Fenocristales (0.2 - 3.2 mm) con la superficie opaca generalmente casi en su totalidad, pero ocasionalmente en su núcleo es posible distinguir microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con hábito subhedral de plagioclasa y zonas con textura y asociación mineral similar a la descrita anteriormente para el Grupo IV en general. En la zona superior se observa el grupo 1, y en la inferior el grupo 2 (ver texto para la descripción de cada grupo)

ubicados en el núcleo de fenocristales de mayor tamaño (~2.5 mm) de K-feldespatos (Fig. 5.43A, C, D y E). 3) Microfenocristales (0.02 - 0.15 mm) con hábitos de anhedrales redondeados hasta tabulares subhedrales, ocasionalmente con macla polisintética incipiente, que están dentro de fenocristales de plagioclasa y K-feldespatos de mayor tamaño (~2.5 mm) en textura poiquilítica (Fig. 5.43D). Por su parte, los fenocristales y microfenocristales de K-feldespatos en general presentan macla simple o tipo Carlsbad, ocasionalmente extinción ondulante y bordes redondeados, y pueden ser divididos en tres grupos: 1) Fenocristales (0.2 - 1.8 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) con hábitos desde anhedrales redondeados hasta prismáticos euhedrales (predominan comúnmente los hábitos subhedrales), inclusiones de vidrio (Fig. 5.43A) y minerales opacos. En particular, los fenocristales presentan textura poiquilítica marcada por microfenocristales (0.02 - 0.15 mm) con hábitos desde anhedrales redondeados hasta tabulares subhedrales de plagioclasa, K-feldespatos y biotita (Fig. 5.43). 2) Fenocristales (0.2 - 0.8 mm) con hábitos desde anhedrales redondeados hasta prismáticos subhedrales y bordes desde difusos hasta irregulares, que están ubicados en el núcleo de fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño (~2.8 mm). 3) Microfenocristales (0.02 - 0.15 mm) con hábitos desde anhedrales redondeados hasta prismáticos subhedrales, que están dentro de fenocristales de plagioclasa y K-feldespatos de mayor tamaño (~3 mm) en textura poiquilítica (Fig. 5.43).

Por otra parte, los fenocristales (0.2 - 1.5 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.2 mm) de cuarzo tienen hábitos predominantemente anhedrales redondeados o hábitos esqueléticos, bahías de reabsorción bien desarrolladas, planos de fractura claros y extinción comúnmente ondulante u ocasionalmente recta. En particular, los fenocristales presentan inclusiones de vidrio con tamaños entre ~0.1 y 0.4 mm y/o textura poiquilítica marcada por microfenocristales (~0.09 mm) con hábito subhedral de biotita y minerales opacos (Fig. 5.43). Adicionalmente, los minerales accesorios observados en los xenolitos tipo *popcorn* se pueden dividir en cuatro grupos principales: 1) Fenocristales (0.2 - 2 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.08 mm) de minerales opacos con hábito predominantemente subhedral, inclusiones vítreas y de otros minerales isotrópicos, y posible textura de exsolución (observable bajo luz reflejada). Dentro de estos cristales se diferenciaron posibles microfenocristales de magnetita. 2) Fenocristales (0.2 - 0.8 mm) y microfenocristales (0.02 - 0.05 mm) de biotita con hábitos tabulares predominantemente subhedrales, donde los primeros son cristales libres (Fig. 5.43C y E) y los segundos están comúnmente dentro de fenocristales (1 - 3.5 mm) de plagioclasa y K-feldespatos en textura poiquilítica (Fig. 5.43D). 3) Fenocristales (0.2 - 1.2 mm) de anfíbol con hábitos tabulares de anhedrales a subhedrales, extinción oblicua, bahías de reabsorción comúnmente bien desarrolladas, y ocasionales inclusiones vítreas y cristalinas en el núcleo y bordes delgados de reacción (Fig. 5.43F).

Finalmente, en el Grupo V se observó un solo tipo de glomeroporfido. **Tipo 4:** Glomeroporfidos con tamaños entre 0.7 mm y ~2.4 mm, bordes externos difusos, bahías de reabsorción y textura porfirítica hipohialina con fenocristales de plagioclasa (0.2 - 1 mm), K-feldespatos (0.2 - 1.3 mm), cuarzo (0.2 - 1.3 mm) y biotita (~0.2 mm) ocasional. Los primeros tienen hábitos subhedrales comúnmente redondeados, un alto grado de disolución, comúnmente extinción ondulante, parches de reabsorción, inclusiones de vidrio en el núcleo, textura tamiz al borde, comúnmente macla polisintética y ocasionalmente textura poiquilítica con microfenocristales (~0.02 mm) subhedrales de plagioclasa. Los fenocristales de K-feldespatos tienen hábitos comúnmente redondeados de anhedrales a prismáticos subhedrales, bordes externos difusos, fracturas, bahías de reabsorción, comúnmente extinción ondulante y ocasional textura poiquilítica con microfenocristales (~0.02 mm) subhedrales de plagioclasa. Así mismo, los fenocristales de cuarzo presentan hábitos anhedrales redondeados o esqueléticos, bordes difusos, bahías de reabsorción, extinción ondulante, inclusiones de vidrio gruesas (0.02 - 0.07 mm) y fracturas ocasionales. Finalmente, los fenocristales de biotita presentan hábito tabular subhedral y comúnmente extinción recta. Los cristales en general están embebidos en una matriz delgada vítrea incolora, pero ocasionalmente están en contacto directo irregular (Fig. 5.43D).

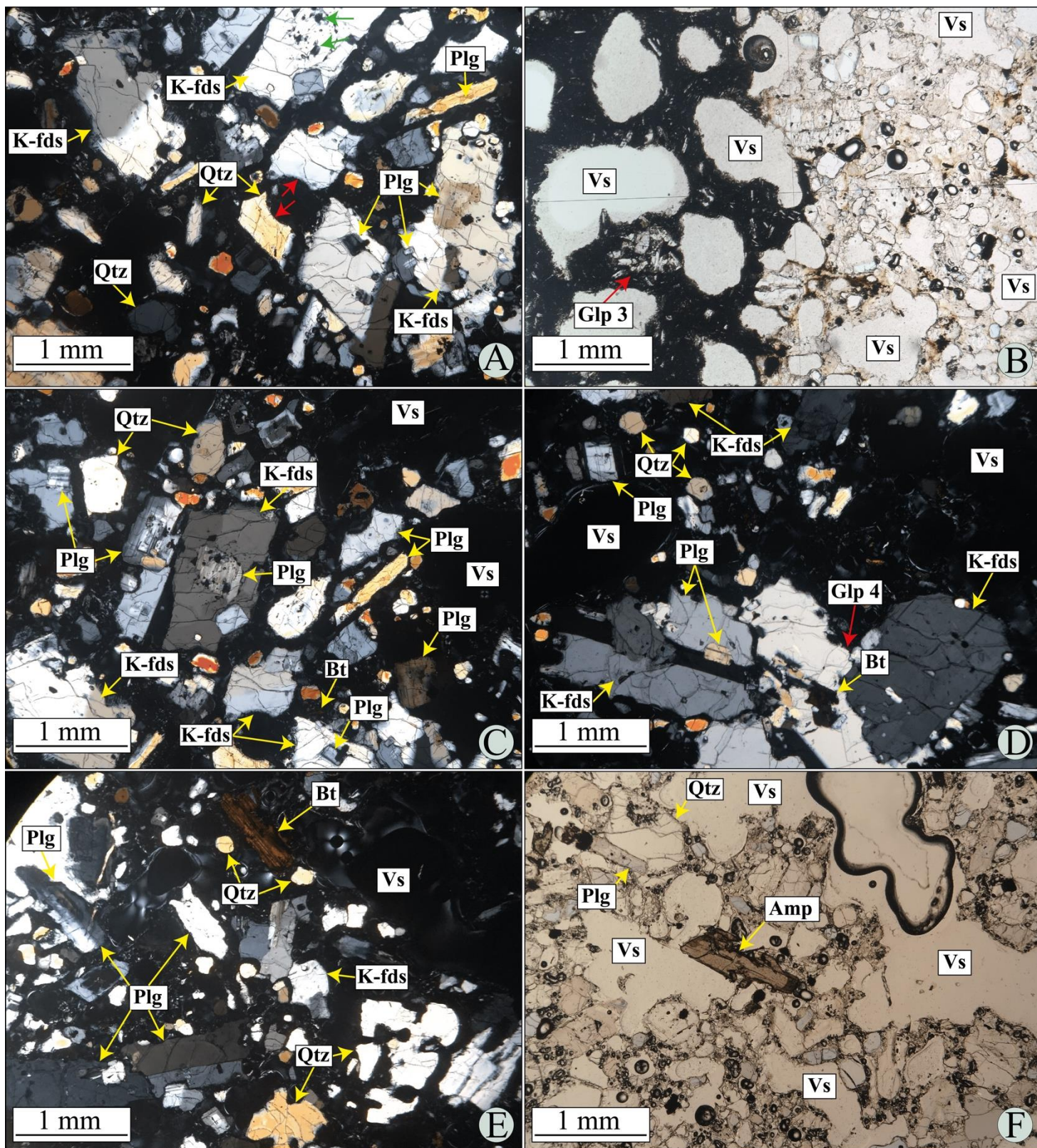


Figura 5.43. Fotomicrografías de las características principales de los xenolitos tipo *popcorn*. A-F muestran la textura general del grupo, la cual es desde porfírica hipohialina hasta porfírica hipocristalina y glomeroporfírica, y desde moderadamente hasta muy vesiculada. **A)** Fenocristales y microfenocristales de cuarzo (Qtz), K-feldespatos (k-fds) y plagioclasa (Plg) con formas redondeadas, bahías de reabsorción (flechas rojas) y bordes difusos. En particular, se pueden observar cristales redondeados de plagioclasa en el núcleo de fenocristales subhedrales de mayor tamaño de K-feldespatos, y en textura poiquilítica principalmente en fenocristales de K-feldespatos y plagioclasa. Ocasionalmente, los fenocristales de K-feldespatos presentan inclusiones de vidrio en el núcleo (flechas verdes). **B)** Microfotografía en luz polarizada (nicoles paralelos) del contacto neto irregular localmente transicional entre la escoria juvenil y el xenolito tipo *popcorn*, donde este último presenta fase vítrea translúcida entre los fenocristales y microfenocristales. **C)** Acercamiento a cristales redondeados de plagioclasa que conservan macla polisintética, que están ubicados en el núcleo de fenocristales subhedrales de mayor tamaño de K-feldespatos, y en textura poiquilítica principalmente en fenocristales de K-feldespatos y plagioclasa. **D)** Glomeropórfido tipo 4 (Glp 4), conformado por fenocristales y microfenocristales redondeados de K-feldespatos, plagioclasa, cuarzo y biotita. Así mismo, presenta textura poiquilítica. **E)** Se observa fenocristal subhedral de biotita y fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, K-feldespatos y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo de mayor tamaño tienen hábito esquelético bien desarrollado. **F)** Microfotografía bajo luz polarizada (nicoles paralelos) de fenocristal subhedral de anfíbol.

Tabla 5.4. Tabla con los datos de análisis mineralógico modal (% vol.) de las muestras de los fragmentos juveniles de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca (Valle de Santiago, Guanajuato) y del flujo de lava preexistente. Grupo 1 (juveniles fase magmática zona canteras); Grupo 2 (juveniles fase magmática Joya La Alberca); Grupo 3 (juveniles fase freatomagmática Joya La Alberca) y Grupo 4 (flujo de lava preexistente al cráter Joya La Alberca). El vidrio juvenil de las muestras es de composición máfica. El volumen de vesículas (% vol.) también se indica. Los valores en % vol. son el resultado del conteo de ~1000 puntos por sección delgada, los cuales posteriormente se recalcularon a roca densa equivalente (RDE) para observar la variación de los valores de los cristales en el "líquido magmático denso" (antes de vesicular) entre los distintos grupos. Localidad Joya Estrada* indica que la muestra del fragmento juvenil fue tomada en depósitos de Joya La Alberca en la pared externa este de Joya Estrada. Localidad Joya La Alberca** indica que el fragmento corresponde al flujo de lava preexistente a Joya La Alberca, pero que la muestra fue recolectada en la zona interna del cráter. La zona canteras corresponde al Centro Eruptivo No. 1, mientras que el cráter Joya La Alberca al Centro Eruptivo No. 2. Plagioclasa (Plg); Clinopiroxeno (Cpx); Olivino (Ol); Orto-piroxeno (Opx); Glomeropórfido (Glmp.). Los "Cristales" incluyen fenocristales (>0.2 mm) y microfenocristales (entre 0.2 y 0.02 mm; ver texto para características principales), mientras que la "Matriz" incluye el vidrio juvenil y los microlitos (< 0.02 mm).

Grupo		I			II		III				IV	
Muestra		VS-1502A	VS-1502B	VS-1895	VS-1896	VS-1885A	VS-1884	VS-1759	VS-1501C	VS-18106BJ	VS-1503C	VS-1501A
Localidad		Zona Canteras	Zona Canteras	Zona Canteras	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya La Alberca	Joya Estrada*	Joya La Alberca**
Latitud (N)		20°23'33.60"	20°23'35.10"	20°23'26.5"	20°23'24.7"	20°23'24.1"	20°23'10.61"	20°23'10.3"	20°23'10.3"	20°23'12.2"	20°23'25.8"	20°23'10.3"
Longitud (O)		101°12'57.10"	101°13'0.20"	101°13'2"	101°11'57"	101°11'56.06"	101°12'5.00"	101°12'07.9"	101°12'07.9"	101°12'12.3"	101°13'08.6"	101°12'07.9"
Matriz	Plg	23.4	24.3	23.1	16.3	17.6	17.8	20.6	20.5	23.4	16.7	29.6
	Cpx	7.8	11.4	10.8	7.6	7.7	9.6	10.3	10.8	8.5	6.3	4.3
	Ol	9.4	4.3	6.2	10.9	8.8	4.1	5.9	7.2	4.3	8.3	6.5
	Opx	1.6	4.3	3.1	3.3	4.4	-	-	-	-	-	-
	Vidrio	18.8	20.0	20.0	21.7	20.9	37.0	26.5	22.9	29.8	27.1	18.8
Cristales	Plg	18.8	18.6	16.9	18.5	15.4	16.4	16.2	18.1	14.9	22.9	25.6
	Ol	7.8	8.6	6.2	8.7	9.9	6.8	10.3	8.4	8.5	10.4	3.2
	Cpx	6.3	5.7	9.2	6.5	8.8	5.5	7.4	7.2	6.4	4.2	2.2
	Opx	3.1	-	1.5	3.3	2.2	-	-	-	-	-	7.6
Glomeropórfidos	Glmp. 1	1.0	1.4	1.1	1.1	1.1	-	-	1.1	1.1	2.1	-
	Glmp. 2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Glmp. 3	2.0	1.4	2.0	2.2	3.3	2.7	2.9	2.6	3.2	2.1	-
	Glmp. 4	-	-	-	-	-	-	-	1.1	-	-	-
	Glmp. 5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.2
Total		100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Vesículas		17	30	35	8	9	27	32	61	63	53	7

Tabla 5.5. Tabla con los datos de análisis mineralógico modal (% vol.) de las muestras de los xenolitos tipo *popcorn* (Grupo V) encontrados en los depósitos de los dos centros eruptivos de la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca. Las muestras 1502D y 1890D fueron tomadas de los depósitos del Centro Eruptivo No. 1 en la zona de canteras y la pared este del cráter Joya Estrada (Joya Estrada*), respectivamente. El volumen de vesículas (% vol.) también se indica. Los valores en % vol. son el resultado del conteo de ~1000 puntos por sección delgada, los cuales posteriormente se recalcularon a RDE. El vidrio juvenil de estos fragmentos es de composición félsica. Plagioclasa (Plg); Feldespato potásico (K-fds); Cuarzo (Qtz); Biotita (Bio); Anfíbol (Amph); Glomeropórfido (Glmps.) Los tamaños de los cristales se describen en la leyenda de la Tabla 5.4.

Grupo		V		
Muestra		VS-1502D	VS-1890D	VS-1501
Localidad		Zona Canteras	Joya Estrada*	Joya La Alberca
Latitud (N)		20°23'32.37"	20°23'26.24"	20°23'10.3
Longitud (O)		101°12'59.48"	101°13'7.19"	101°12'07.9"
Matriz	Vidrio (ácido)	39.6	27.5	30.2
Cristales	Plg	10.4	17.6	13.2
	K-fds	22.9	23.5	26.4
	Qtz	14.6	19.6	17.0
	Bio	2.1	-	3.8
	Amph	2.1	2.0	1.9
Glmps.	Glomp. 4	8.3	9.8	7.5
Total		100.0	100.0	100.0
Vesículas		52	49	47

5.7. Geoquímica

Para la presente tesis se realizó el análisis geoquímico de elementos mayores y traza en roca total de once muestras (Tabla 5.6), las cuales fueron seleccionadas y recolectadas durante el trabajo de campo según la erupción, o fase eruptiva, a la que estaban relacionadas. De esta manera, las muestras se dividieron en los mismos cinco (5) grupos establecidos en el análisis petrográfico, donde los grupos I y II corresponden a los fragmentos juveniles (efusivos y explosivos) de la fase magmática inicial de la erupción que posteriormente dio origen al cráter Joya La Alberca (desde ahora denominada como “la erupción del cráter Joya La Alberca”). Las muestras del grupo I provienen de la zona de canteras (Centro Eruptivo No. 1, muestras: VS-1502A¹, VS-1502B¹ y VS-1895²), mientras que las del grupo II de la zona norte de la pared interna del cráter Joya La Alberca (Centro Eruptivo No. 2, muestras: VS-1896 y VS-1885A). Por su parte, el grupo III está constituido por los fragmentos juveniles de la fase freatomagmática del Centro Eruptivo No. 2, durante la cual se formó Joya La Alberca (muestras: VS-1884, VS-1759 y VS-1501C). Así mismo, el grupo IV corresponde al flujo de lava preexistente a la formación del maar, es decir, al basamento local sobre el cual éste se emplazó y que aflora en las paredes internas de dicho cráter (muestra VS-1501A). Finalmente, el grupo V está conformado por los xenolitos tipo *popcorn* (muestras VS-1502D, y VS-1501), los cuales fueron observados en los depósitos de las dos fases eruptivas de la erupción del cráter Joya La Alberca.

Los diagramas geoquímicos de discriminación, así como los datos de concentración que se presentarán a continuación para la caracterización geoquímica de las rocas, se obtuvieron al recalcular a base anhidra los valores de abundancia de los elementos mayores y menores presentados en la tabla 5.6 en porcentaje en peso (wt.%). Por su parte, los elementos traza fueron normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) y al condrito (Sun y McDonough, 1989), para generar los diagramas multielementales (*spider*) y los de elementos de Tierras Raras (REE, por sus siglas en inglés), respectivamente.

Así mismo, en los diagramas se graficaron también algunos de los datos geoquímicos publicados en la literatura sobre el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987; Verma y Hasenaka, 2004; Ferrari et al., 2007; Rasoazanamparany et al., 2016; Avellán et al., 2020; Guilbaud et al., *en prep.*), con particular énfasis en el campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS; Hasenaka y Carmichael, 1985; Murphy, 1986; Hasenaka y Carmichael, 1987; Verma y Hasenaka, 2004; Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Losantos et al., 2017). Esto con el objetivo de comparar, caracterizar y clasificar las rocas de la presente tesis como alcalinas, calcoalcalinas o transicionales (Peacock, 1931; Verma, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; Straub et al., 2012), de acuerdo con los trabajos publicados sobre el tema en el CVMG (cf. Hasenaka & Carmichael, 1985; 1987; Losantos et al., 2017; Guilbaud et al., *en prep.*). Por esto, se incluyeron también los datos de los campos volcánicos Sierra de Chichinautzin (CVSC) y Palma Sola (CVPS), donde diferentes artículos han determinado la presencia de rocas transicionales (CVSC: Siebe et al., 2004; Straub et al., 2012. CVPS: Gómez-Tuena et al., 2003) y calcoalcalinas (p.ej. Volcán El Pelado y Flujo Tzotzocol), así como algunos datos geoquímicos de los estratovolcanes Popocatepetl (POP) y Nevado de Toluca (NT), ya que éstos también generan rocas calcoalcalinas (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005). Por último, en los diagramas geoquímicos también se incluyó la composición de algunas muestras, recolectadas por el grupo de investigación dirigido por el Dr. Claus Siebe, de los volcanes escudo (p.ej. Cerro Los Cuates), flujos de lava y conos de escoria (p.ej. Cerro La Batea) que rodean al cráter Joya La Alberca. Esto con el objetivo de establecer la posible fuente del flujo de lava preexistente (grupo IV) que aflora en las paredes internas del maar.

¹Provenientes del montículo norte de la zona de canteras.

²Provenientes del montículo oeste de la zona de canteras.

Tabla 5.6. Análisis geoquímicos de elementos mayores y traza en roca total de las once muestras relacionadas con la erupción que en su fase eruptiva final dio origen al cráter Joya La Alberca. Las muestras están divididas según los cinco grupos descritos en el texto.

ID	MA	LD	Grupo I			Grupo II		Grupo III		Grupo IV	Grupo V		
			VS-1502A	VS-1502B	VS-1895	VS-1885A	VS-1896	VS-1884	VS-1501C	VS-1759	VS-1501A	VS-1502D	VS-1501
Localidad			Zc/MN	Zc/MN	Zc/MO	JLA ¹	JLA ¹	JLA ²	JLA ²	JLA ²	JLA	Zc/MN	Zc/MN
Litología			BJ	Lava	Lava	BJ	Lava	BJ	BJ	BJ	Lava preLA	Xen. Popc.	Xen. Popc.
Latitud (N)			20°23'33.60"	20°23'35.10"	20°23'26.5"	20°23'24.12"	20°23'24.7"	20°23'10.61"	20°23'10.3"	20°23'10.3"	20°23'10.3"	20°23'32.37"	20°23'10.3"
Longitud (O)			101°12'57.10"	101°13'0.20"	101°13'2"	101°11'56.06"	101°11'57"	101°12'5.00"	101°12'07.9"	101°12'07.9"	101°12'07.9"	101°12'59.48"	101°12'07.9"
		(wt.%)		(wt.%)									
SiO ₂	XRF/ FUS-ICP	0.01	53.28	54.35	53.08	52.57	53.20	53.09	52.07	52.90	50.89	70.34	73.72
Al ₂ O ₃	XRF/ FUS-ICP	0.01	16.87	16.92	16.78	16.86	17.04	16.75	16.08	16.42	16.57	14.66	12.55
Fe ₂ O ₃ T	XRF/ FUS-ICP	0.01	-	-	-	-	-	-	9.25	9.67	8.99	-	1.90
FeOt	XRF/ FUS-ICP		8.98	8.54	8.74	9.18	8.85	9.00	-	-	-	2.44	-
MnO	XRF/ FUS-ICP	0.00	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.06	0.04
MgO	XRF/ FUS-ICP	0.01	3.94	3.52	4.25	4.01	4.00	4.00	4.19	3.98	4.43	0.50	0.27
CaO	XRF/ FUS-ICP	0.01	6.83	6.32	6.92	6.85	6.74	6.72	6.93	6.70	7.88	1.55	0.96
Na ₂ O	XRF/ FUS-ICP	0.01	4.18	4.27	4.12	4.07	4.32	4.11	4.17	4.15	3.92	3.94	3.82
K ₂ O	XRF/ FUS-ICP	0.01	2.76	2.99	2.73	2.74	2.84	2.83	2.62	2.81	1.75	5.01	4.84
TiO ₂	XRF/ FUS-ICP	0.001	2.10	1.98	2.06	2.15	2.10	2.11	2.01	2.00	1.59	0.37	0.16
P ₂ O ₅	XRF/ FUS-ICP	0.01	0.51	0.47	0.53	0.51	0.51	0.50	0.50	0.49	0.55	0.08	0.03
LOI			0.00	0.00	0.06	0.08	0.00	0.02	0.71	0.36	1.73	0.83	1.14
Total		0.01	99.60	99.51	99.36	99.10	99.77	99.27	98.68	99.64	98.46	98.96	99.43
		(ppm)		(ppm)									
Be	FUS-ICP	1.00	-	-	-	-	-	-	3.00	-	-	-	-
Sc	ICP-MS/ INAA	<30/ 0.01	14.56	12.96	15.23	14.85	14.13	14.44	14.80	15.20	16.60	3.62	2.11
V	ICP-MS/ FUS-ICP	<30/ 5	162.40	153.83	166.47	169.40	172.36	163.20	173.00	170.00	180.00	24.00	12.00
Co	ICP-MS/ INAA	0.10	-	-	-	-	-	-	30.00	28.40	26.20	-	< 0.1
Ni	XRF/ TD-ICP	<30/ 1	21.70	15.32	20.69	21.10	15.35	21.60	-	-	16.00	2.50	5.00
Cr	ICP-MS/ INAA	<30/ 0.5	18.60	2.49	23.34	18.90	0.59	17.70	28.50	14.50	15.60	3.90	< 0.5
Rb	ICP-MS/ FUS-MS	<3/ 1	59.23	63.05	55.19	56.46	58.98	59.49	59.00	58.00	25.00	132.34	141.00
Sr	ICP-MS/ FUS-ICP	<3/2	575.87	554.09	573.45	579.64	581.59	559.69	565.00	554.00	797.00	184.11	76.00

Y	ICP-MS/ FUS-ICP	<3/ 1	26.65	26.68	26.52	26.35	26.75	26.44	24.00	24.00	25.00	25.04	19.00
Zr	ICP-MS/ FUS-ICP	<3/ 1	255.65	262.99	254.20	256.94	262.82	257.20	233.00	245.00	185.00	272.07	149.00
Nb	ICP-MS/ FUS-MS	<3/ 0.2	47.69	49.02	47.25	47.47	49.59	47.28	41.70	45.90	22.00	41.96	31.40
Ta	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	3.52	3.73	3.49	3.49	3.68	3.49	3.06	3.22	1.22	4.12	5.21
Cs	ICP-MS/ FUS-MS	0.10	0.91	0.91	0.61	0.99	0.86	1.14	1.00	1.00	0.20	2.80	0.70
Ba	ICP-MS/ FUS-ICP	<30/ 1	418.70	427.33	414.17	414.00	422.01	408.79	408.00	438.00	530.00	551.20	205.00
Hf	ICP-MS/ FUS-MS	0.10	5.96	6.26	5.96	5.98	6.04	6.06	5.40	5.20	4.30	7.22	4.30
Pb	ICP-MS/ TD-ICP	<3/ 5	5.32	6.20	5.41	5.63	4.56	5.94	-	6.00	-	10.96	-
Th	ICP-MS/ FUS-MS	<3/ 0.05	7.70	8.72	7.66	7.43	7.87	7.74	9.19	7.28	10.50	18.82	24.40
U	ICP-MS/ FUS-MS		2.03	1.95	2.02	1.94	2.08	2.07	2.20	2.12	1.06	4.55	7.07
La	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	39.77	41.43	39.03	39.35	40.16	39.66	48.50	39.50	66.20	45.62	30.00
Ce	ICP-MS/ FUS-MS	0.05	76.50	78.42	76.06	75.99	76.87	75.99	94.30	77.80	137.00	83.82	56.40
Pr	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	8.90	9.04	8.89	8.88	8.90	8.93	10.40	8.70	15.80	9.05	5.65
Nd	ICP-MS/ FUS-MS	0.05	33.87	33.79	33.92	33.68	33.87	33.65	39.50	32.60	60.70	30.20	18.60
Sm	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	6.90	6.97	7.02	7.01	6.96	6.93	7.60	6.59	10.60	5.69	3.37
Eu	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	2.08	1.98	2.07	2.05	2.12	2.02	2.15	1.93	2.93	0.85	0.40
Gd	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	6.18	6.05	6.23	6.09	6.04	6.17	6.29	5.84	5.70	4.63	3.03
Tb	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	0.95	0.95	0.96	0.94	0.96	0.92	0.92	0.86	1.06	0.77	0.47
Dy	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	5.53	5.48	5.52	5.56	5.49	5.48	5.39	4.96	7.59	4.65	2.81
Ho	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	1.06	1.07	1.07	1.05	1.06	1.08	0.97	0.90	1.01	0.93	0.61
Er	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	2.77	2.80	2.75	2.81	2.80	2.79	2.74	2.59	2.73	2.62	2.03
Tm	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	0.39	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40	0.40	0.36	0.37	0.40	0.35
Yb	ICP-MS/ FUS-MS	0.01	2.45	2.46	2.43	2.43	2.48	2.42	2.59	2.23	2.36	2.65	2.54
Lu	ICP-MS/ FUS-MS	0.00	0.36	0.36	0.38	0.37	0.39	0.38	0.40	0.34	0.37	0.42	0.39
Tl	FUS-MS	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.19

Zc/MN: Montículo Norte en la zona de canteras (centro eruptivo No. 1). Zc/MO: Montículo Oeste en la zona de canteras (centro eruptivo No. 1). JLA¹ (sector norte del cráter Joya La Alberca). JLA² (Cráter Joya La Alberca). Bomba juvenil (BJ). Flujo de lava preexistente a Joya La Alberca (Lava preLA). Xenolitos tipo *popcorn* (Xen. Popc.). Método analítico (MA). Límite de detección (LD). Las abreviaturas de los métodos analíticos están dadas por sus siglas en inglés. Fluorescencia de Rayos X (XRF), Análisis Instrumental de Activación de Neutrones (INAA), Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente por Fusión (FUS-ICP) y *Fusion-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry* (FUS-MS).

5.7.1. Geoquímica de roca total:

➤ Geoquímica de elementos mayores:

Los fragmentos juveniles de la erupción que finalmente dio origen al maar Joya La Alberca (grupos I, II y III) muestran una correlación lineal positiva entre las abundancias de SiO₂ y álcalis totales (Na₂O + K₂O), pero los contenidos en estos compuestos tienen poca variación, ya que se encuentran entre 52.5 wt.% y 54.6 wt.%, y desde 6.8 wt.% hasta 7.3 wt.%, respectivamente. Por esto, en el diagrama de sílice vs álcalis totales (*TAS* por sus siglas en inglés; Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 2002) los grupos I, II y III se pueden clasificar como traqui-andesitas basálticas pertenecientes a la serie alcalina (5.44A; Irvine y Baragar, 1971). A pesar de esto último, según la clasificación entre rocas alcalinas, transicionales y calcoalcalinas propuesta por Losantos et al. (2017), los fragmentos juveniles de la erupción que finalmente dio origen a Joya La Alberca, podrían ser también denominados como transicionales (5.44A). Diferentes trabajos han reportado la presencia de este tipo de rocas a lo largo del CVMG, pero cada uno las ha caracterizado geoquímicamente de maneras distintas (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987; Losantos et al., 2017; Guilbaud et al., *en prep*). Sin embargo, la presente tesis se basará en el estudio de Losantos et al. (2017) debido a que éste se enfocó en el CVVS y la discriminación propuesta permite diferenciar con claridad las tres series de rocas.

En particular, el grupo I (juveniles del centro eruptivo No. 1) presenta mayor variación, respecto a los grupos II y III, en los contenidos de SiO₂ y álcalis totales, porque estos están respectivamente entre 53 wt.% y 54.6 wt.%, y entre 6.8 wt.% y 7.3 wt.%. Así, en este grupo se encuentra el fragmento juvenil (VS-1502B) con mayor contenido de sílice, es decir, con la composición más félsica de la erupción del cráter Joya La Alberca. Por su parte, en los juveniles magmáticos del centro eruptivo No. 2 (grupo II) se puede observar una ligera disminución en la concentración de SiO₂ y álcalis totales hacia el nivel estratigráfico superior de la secuencia magmática. Esto porque la muestra procedente del nivel estratigráfico inferior (VS-1896) presenta 53.2 wt.% de SiO₂ y 7.2 wt.% de álcalis totales, mientras que la muestra del tope (VS-1885A) tiene 52.6 wt.% de SiO₂ y 6.8 wt.% de álcalis. Así, esta última muestra corresponde al fragmento juvenil con menor contenido de sílice, es decir, con la composición más máfica de la erupción del cráter Joya La Alberca. Por último, los juveniles de la fase freatomagmática (grupo III) son el grupo de juveniles que presenta un rango de variación más restringido en el diagrama de sílice y álcalis totales, ya que el primer compuesto varía entre 53.1 wt.% y 53.5 wt.%, y el segundo entre 6.9 wt.% y 7.0 wt.%. Por esto, este grupo está ubicado composicionalmente en una zona intermedia entre el grupo I y II, y no presenta ninguna tendencia en la variación del contenido de estos compuestos respecto al nivel estratigráfico propio de cada muestra. De esta manera, según el diagrama de SiO₂ vs álcalis totales (5.44A) de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca (grupos I, II y III), en general no se observa una relación clara entre el contenido de estos compuestos químicos y la dinámica eruptiva, es decir, la variación de actividad magmática a freatomagmática.

Por otro lado, la muestra que conforma el grupo IV (VS-1501A) tiene 52.6 wt.% de SiO₂ y 5.9 wt.% de álcalis totales (Na₂O + K₂O), por lo que presenta un contenido de sílice similar al de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, pero la abundancia de álcalis totales es considerablemente menor. Así, la muestra del flujo preexistente a la erupción del cráter Joya La Alberca puede ser también clasificada como traqui-andesita basáltica transicional, pero al contrario de los grupos I, II y III, con un contenido en álcalis ligeramente mayor al de la serie subalcalina. Adicionalmente, de las muestras de los volcanes y estructuras volcánicas (p.ej. flujos de lava) que rodean al cráter Joya La Alberca, las que presentan mayor similitud en el diagrama de sílice y álcalis totales con el grupo IV, son las relacionadas a la actividad efusiva del Cerro El Picacho. Por su parte,

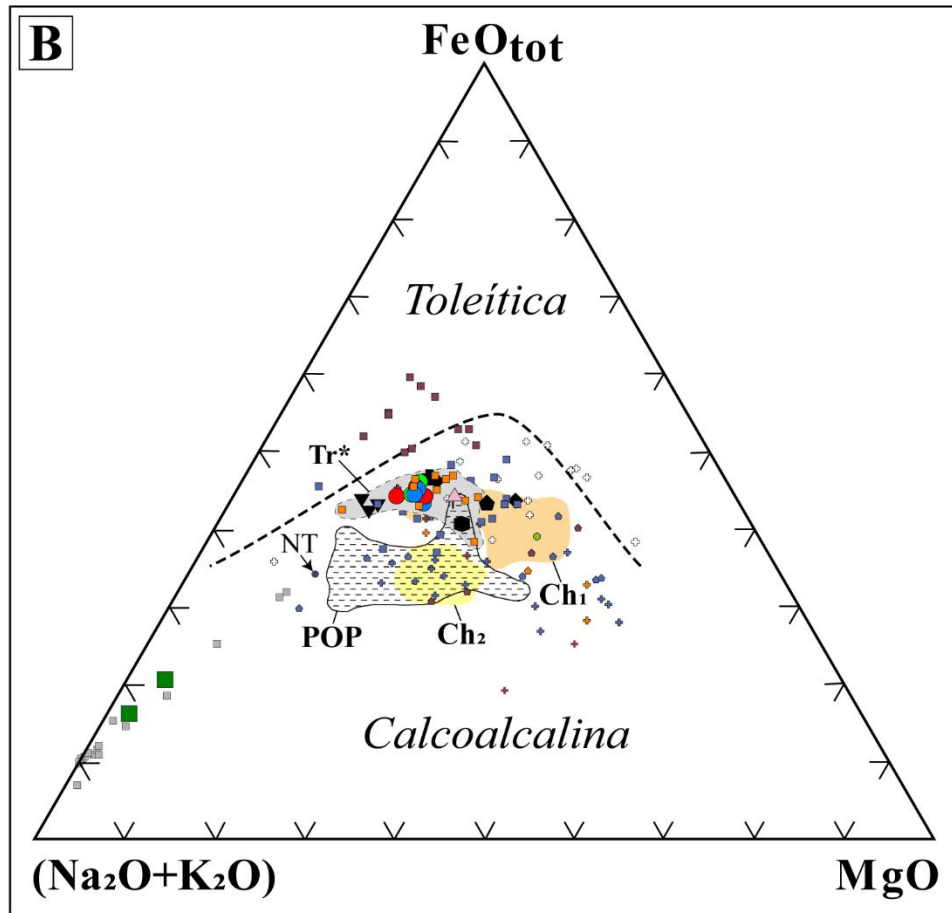
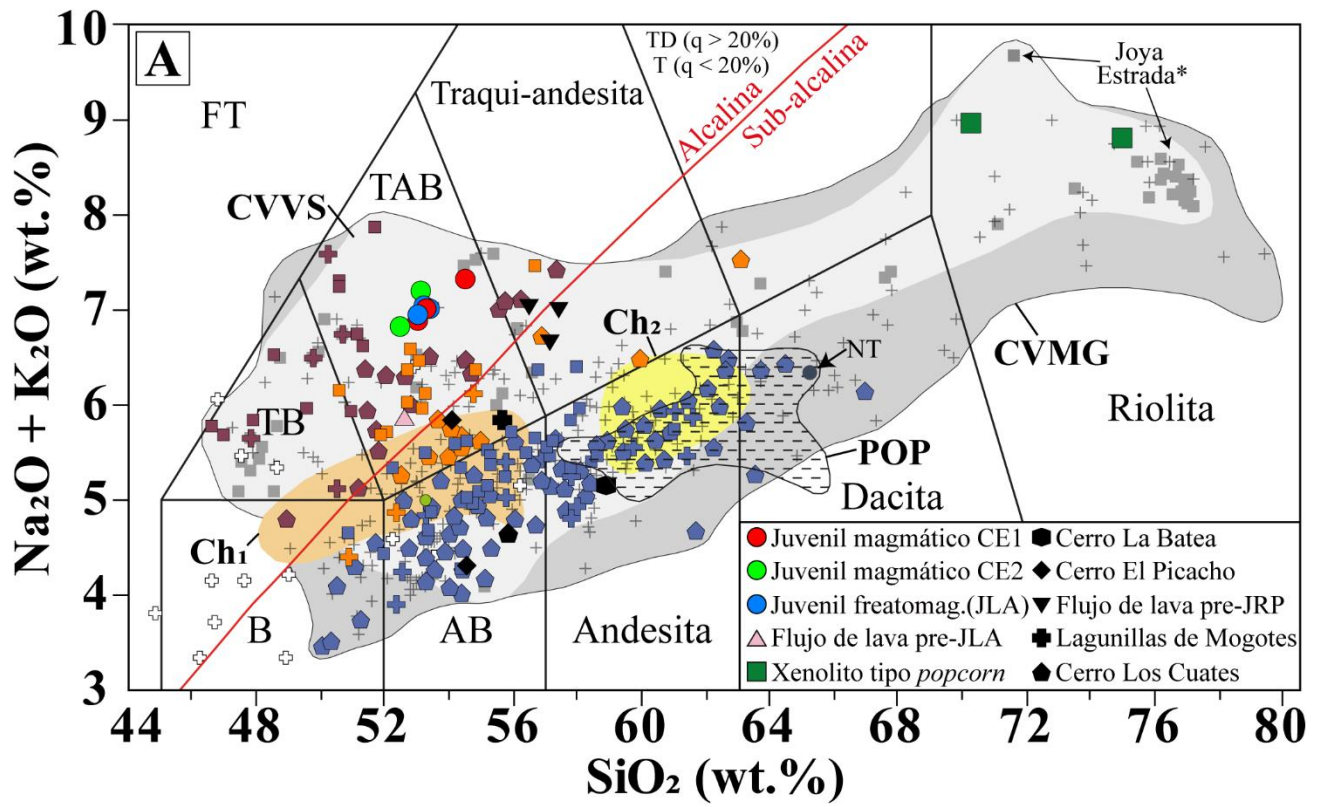
las dos muestras de los xenolitos tipo *popcorn* (grupo V) tienen concentraciones considerablemente mayores en sílice y álcalis totales respecto a los grupos descritos anteriormente. Así, la muestra con menor contenido en SiO_2 tiene 70.3 wt.% y ~9.0 wt.% de álcalis totales, mientras que la muestra más félsica presenta 75 wt.% de sílice y 8.8 wt.% de álcalis totales. De esta manera, de acuerdo con el diagrama de sílice y álcalis totales, las rocas que conforman el grupo V se clasifican como riolitas subalcalinas (5.44A; Irvine y Baragar, 1971; Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 2002), y presentan composiciones similares a las del cráter de explosión riolítico Joya Estrada (5.44A; Murphy, 1986; Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008). Finalmente, en el diagrama ternario de álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), FeO_{tot} y MgO (AFM; Irvine y Baragar, 1971), el cual discrimina las series subalcalinas en toleíticas y calcoalcalinas, los cinco grupos analizados en la presente tesis siguen tendencias calcoalcalinas (5.44B). En primer lugar, los grupos I, II y III tienen composiciones similares que varían aproximadamente entre 35% y 40% de álcalis totales, 43% y 46% de FeO_{tot} , y 62% y 66% de MgO . Así, la composición de estos grupos coincide con la zona que ocupan las rocas transicionales (Tr^*) de Losantos et al. (2017; 5.44B). Adicionalmente, la muestra que constituye el grupo IV tiene aproximadamente 31% de álcalis totales, 44% de FeO_{tot} y 25% de MgO . De esta manera, la muestra presenta una composición similar a la de los grupos I, II y III, y, por tanto, también coincide con la zona de las rocas transicionales mencionada anteriormente.

Por último, las dos muestras de los xenolitos tipo *popcorn* tienen entre 75% y 81% de álcalis totales, 17% y 21% de FeO_{tot} , y 4% y 6% de MgO . Así, el grupo V presenta una composición considerablemente diferente a la de los anteriores grupos, ya que están principalmente enriquecidas en álcalis totales, mientras que están notablemente empobrecidas en FeO_{tot} y MgO . Además, de igual manera que el diagrama de sílice y álcalis totales, los xenolitos tipo *popcorn* tienen composiciones muy similares a las del cráter Joya Estrada (5.44B; Murphy, 1986; Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008).

- **Diagramas de variación binaria:**

Los diagramas de variación binaria se escogieron principalmente por el grado de discriminación entre las series de rocas alcalinas, transicionales y calcoalcalinas (Figs. 5.45 y 5.46), y en menor medida por la frecuencia de aplicación en los trabajos de caracterización geoquímica de rocas volcánicas, consultados en la revisión bibliográfica realizada para la presente tesis (cf. Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987; Siebe et al., 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; 2007; 2016; Siebe et al., 2004; Verma y Hasenaka, 2004; Schaaf et al., 2005; Ferrari et al., 2012; Straub et al., 2012; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Rasoazanamparany et al., 2016; Losantos et al., 2017; Avellán et al., 2020; Guilbaud et al., *en prep.*). En general, la mayoría de los diagramas observados en dichos trabajos mostraban tendencias similares, pero el sílice (SiO_2) fue el índice de discriminación que permitió observar con mayor claridad en qué serie de rocas estaban las muestras estudiadas en este proyecto, seguido del MgO , y en menor medida del número de magnesio ($\#Mg$) y algunos cocientes entre elementos traza compatibles e incompatibles (i.e. LILE y HFSE).

De esta manera, los fragmentos juveniles del centro eruptivo No.1 (grupo I) se caracterizan por presentar correlación lineal negativa del CaO y el TiO_2 , respecto al SiO_2 , del SiO_2 y el Nb, respecto al MgO , entre el cociente de Nb/Th y el de Ta/U, y ligeramente negativa entre el cociente de Rb/Ta y Gd/Yb. Por el contrario, estas muestras tienen correlación lineal positiva del K_2O y el Ta, respecto al SiO_2 , del P_2O_5 respecto al $\#Mg$, y entre el cociente de Rb/Ta y La/Ta. Adicionalmente, a partir del diagrama de SiO_2 y K_2O (5.45B; Le Maitre et al., 2002), los juveniles del centro eruptivo No. 1 son clasificados en la serie de potasio alto (K-alto), ya que presentan abundancias de K_2O entre 2.7 y



Serie	Referencia			Comparación
	1	2	3	
Alcalina	+	■	■	● Volcán Xitle
Transicional	+	■	■	■ Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato
Calcoalcalina	+	■	■	+ Campo Volcánico Valle de Santiago
	+	■	■	⊕ Campo Volcánico Palma Sola

Figura 5.44. A) Diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (álcalis totales) vs SiO_2 de Le Bas et al. (1986) de los juveniles de la erupción de Joya La Alberca (centros eruptivos CE 1 y 2), los xenolitos tipo *popcorn* y el flujo de lava preexistente a dicha erupción. Línea de discriminación de Irvine y Baragar (1971) entre serie alcalina y subalcalina. **B)** Diagrama AFM (Álcalis totales - FeO_{tot} - MgO ; Irvine y Baragar, 1971) donde se discriminan las series subalcalinas en toleíticas y calcoalcalinas. En **A)** y **B)** se comparan las rocas de los grupos I, II, III, IV y V, con la composición de las muestras recolectadas por el equipo de investigación del Dr. Claus Siebe (símbolos en negro), del Campo Volcánico de Valle de Santiago, y con datos recopilados de la literatura de los campos volcánicos Michoacán Guanajuato (CVMG), Valle de Santiago (CVVS), Sierra Volcánica Chichinautzin (Ch1: Volcanes Chichinautzin y Guespalapa, y el flujo Texcal; Ch2: Volcanes Pelado y Tzotzocol) y Palma Sola (PS), y de los estratovolcanes Popocatepetl (POP) y Nevado de Toluca (NT). Adicionalmente, en **A)** y **B)** se diferencian las muestras alcalinas, transicionales y calcoalcalinas, publicadas en (1) Hasenaka & Carmichael (1987), (2) Guilbaud et al. (2020) y (3) Losantos et al. (2017). Tr*: rocas transicionales Losantos et al., (2017). TAB (Traqui-andesita basáltica). TB (Traqui-basalto). AB (Andesita basáltica). B (Basalto). FT (Fono-tefrita); TD (Traqui-dacita). POP (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005), NT (Siebe et al., 1999), CH (Siebe et al., 2004; Straub et al., 2012), Xitle (Siebe et al., 2004), PS (Gómez-Tuena et al., 2003), CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987; Verma y Hasenaka, 2004; Ferrari et al., 2007; Rasoazanamparany et al., 2016; Avellán et al., 2020; Guilbaud et al., 2020) y CVVS (Hasenaka y Carmichael, 1985; *Murphy, 1986; Hasenaka y Carmichael, 1987; Verma y Hasenaka, 2004; *Cano-Cruz, 2007; *Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Losantos et al., 2017).

3.1 wt.%. Por último, en general este grupo presenta los rangos de variación más amplios en los diagramas, a excepción del de SiO_2 vs Ta, el del cociente de Nb/Th vs Ta/U y los de Rb/Ta vs Gd/Yb y La/Ta, ya que en éstos el grupo III presenta la mayor variación. Por su parte, los juveniles del grupo II presentan tendencias geoquímicas similares al grupo I, pero con rangos de variación considerablemente más restringidos y correlaciones lineales con mayor pendiente. Por esto, el grupo II también se puede clasificar en la serie de potasio alto (K_2O : 2.7 wt.% - 2.9 wt.%). A pesar de esto, el grupo II se diferencia del grupo I en el diagrama de Nb/Th y Ta/U, en el que presenta tendencia lineal positiva, y en los diagramas de MgO vs SiO_2 y Rb/Ta vs Gd/Yb, donde no hay una correlación clara, sino variaciones verticales (mismo valor en el eje de las abscisas). Por último, los juveniles freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (grupo III) también se pueden clasificar en la serie de potasio alto (K_2O : 2.6 wt. % - 2.9 wt. %) y presentan tendencias similares a las del grupo I. Se diferencian únicamente en el diagrama de #Mg contra P_2O_5 , donde no hay correlación lineal positiva sino cambios en el valor del eje de las abscisas para un valor aproximadamente constante en el eje de las ordenadas (variación horizontal), y en el diagrama de Nb/Th vs Ta/U, en donde la variación no es clara, pero podría ser lineal positiva. Adicionalmente, el grupo III está ligeramente menos enriquecido en Nb y Ta respecto a los grupos I y II, pero en general no se observaron tendencias en las variaciones composicionales respecto a la posición estratigráfica de las muestras.

De esta manera, en los diagramas de variación binaria se puede observar que en general los grupos I, II y III (juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca), a pesar de presentar ligeras diferencias, tienen tendencias geoquímicas similares. Así, estos fragmentos juveniles en general se caracterizan por su enriquecimiento en K_2O (serie de K-alto), Ta (3.1 - 3.7 ppm) y Nb (40 - 51 ppm), respecto a las rocas calcoalcalinas, y por tener contenidos más altos de SiO_2 (52.5 wt.% - 54.6 wt.%), respecto a las rocas alcalinas. Por esto, los grupos I, II y III, están comúnmente en la zona intermedia o de transición entre las rocas alcalinas y las calcoalcalinas, la cual coincide con la ubicación de las muestras denominadas como transicionales por Losantos et al. (2017) en el CVVS. Las únicas diferencias que se observaron entre estos juveniles y las rocas clasificadas como transicionales (Losantos et al., 2017) se deben a que los primeros presentan ligeros enriquecimientos en TiO_2 y K_2O , y valores del cociente Nb/Th ligeramente menores, respecto a las muestras de la serie transicional de Losantos et al. (2017). A pesar de esto, conservan similitud en las tendencias geoquímicas en cada diagrama. Así mismo, en los diagramas se pudo diferenciar con claridad que las características geoquímicas de los grupos I, II y III, son contrastantemente diferentes a las de los volcanes Popocatepetl, Nevado de Toluca, El Pelado y Tzotzocol (Ch₂), las cuales han sido clasificadas en la serie calcoalcalina (Siebe et al., 1999; Siebe et al., 2004; Schaaf et al., 2005). Por el contrario, los juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca son semejantes principalmente a las rocas de los volcanes Guespalapa (Siebe et al., 2004), Chichinautzin y del flujo Texcal (Ch₁; Straub et al., 2012), y en menor medida a las del CVPS (Gómez-Tuena et al., 2003), donde las rocas procedentes de las tres últimas localidades han sido definidas como procedentes de magmas con afinidad de OIB (*Ocean Island Basalt*) generados en una zona de subducción (*OIB-type arc magmas*). Este tipo de rocas también se conocen como “magmas de arco ricos en Nb” (“*High-Nb arc magmas*”) y, como se pudo

confirmar con los diagramas de variación binaria (Figs. 5.45 y 5.46), corresponden, o son geoquímicamente similares, a la serie magmática propuesta por Losantos et al. (2017) como transicional (Verma, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; Straub et al., 2012; Losantos et al., 2017).

Por otro lado, la muestra que constituye el grupo IV (flujo de lava preexistente a la erupción del cráter Joya La Alberca) se caracteriza por un contenido de SiO_2 (~53 wt.%) similar al de los grupos I, II y III, por el empobrecimiento en Ta (1.2 ppm) y en Nb (~20 ppm), donde los valores son similares a los de las rocas calcoalcalinas, y ligeramente en TiO_2 (~1.6 WT.%) respecto a las muestras de los grupos I, II y III. Así mismo, el grupo IV tiene valores bajos en el diagrama de Nb/Th y Ta/U, y un contenido de CaO (~8.4 wt.%) y un valor del cociente entre La/Ta (~54), mayores a los de las rocas calcoalcalinas, las transicionales definidas por Losantos et al. (2017), y a los de los grupos I, II y III, y los volcanes Guespalapa y Chichinautzin (Ch₁). Adicionalmente, a pesar de tener una concentración de K_2O (~1.9 wt.%) menor a la de los fragmentos juveniles de la erupción de Joya La Alberca, según el diagrama de SiO_2 vs K_2O , la roca del grupo IV pertenece también a la serie de alto potasio (K-alto; 5.45B). Por el contrario, además del contenido en sílice, el grupo IV presenta concentraciones similares a las de los juveniles de la erupción de Joya La Alberca en los diagramas de MgO vs SiO_2 , #Mg vs P_2O_5 y de Rb/Ta vs Gd/Yb. Así mismo, en los diagramas de variación binaria seleccionados se pudo observar que comúnmente la muestra que constituye el grupo IV coincide con el área que abarcan las rocas transicionales del CVVS (Losantos et al., 2017), y las muestras de los volcanes Guespalapa y Chichinautzin y el flujo Texcal. En particular, el grupo IV está frecuentemente en el límite entre las rocas transicionales mencionadas y las calcoalcalinas. Esto es contrastante con los juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, ya que éstos comúnmente se grafican en el límite entre las rocas transicionales y alcalinas. Por último, según los diagramas geoquímicos generados (Figs. 5.45 y 5.46), las muestras del Cerro El Picacho, incluyendo las de Lagunillas de Mogotes, son las que presentan mayor similitud con los datos de la muestra del grupo IV. Así mismo, se pudo determinar que el grupo IV, a pesar de ser una roca principalmente transicional, se asemeja ligeramente a la geoquímica de las rocas calcoalcalinas reportadas por Losantos et al. (2017) en el CVVS, pero es contrastantemente diferente a la composición de las rocas calcoalcalinas del Popocatepetl y el Nevado de Toluca (Figs. 5.45 y 5.46).

Finalmente, los xenolitos tipo *popcorn* se caracterizan por el alto contenido en sílice (71 - 75 wt.%), K_2O (4.9 - 5 wt.%; serie de K-alto), Ta (4.1 - 5.4 ppm) y Nb (31 - 42 ppm), respecto a los demás grupos descritos anteriormente. Así como por estar empobrecidos en MgO (0.2 - 0.5 wt.%), TiO_2 (0.1 - 0.4 wt.%), CaO (0.9 - 1.7 wt.%), P_2O_5 (0.025 - 0.09 wt.%) y tener valores bajos en los diagramas de cocientes entre elementos traza (5.46B-D). Así mismo, el grupo V presenta correlaciones lineales positivas, típicamente con pendientes pronunciadas, en los diagramas de SiO_2 vs Ta, SiO_2 vs Nb, #Mg vs P_2O_5 , Nb/Th vs Ta/U, Rb/Ta vs La/Ta y Rb/Ta vs Gd/Yb. Por el contrario, en los diagramas de MgO vs SiO_2 y de SiO_2 vs K_2O , CaO y TiO_2 , las correlaciones son lineales negativas, con pendientes generalmente moderadas y ocasionalmente pronunciadas. Por último, los diagramas de variación binaria permitieron observar que los xenolitos tipo *popcorn* presentan composiciones y tendencias geoquímicas similares a los fragmentos juveniles de la erupción del cráter de explosión riolítico Joya Estrada (Cano-Cruz, 2007; Carrasco-Núñez, 2008). Esta semejanza se puede apreciar claramente en la gran mayoría de los diagramas de elementos mayores, tales como el de SiO_2 vs álcalis totales (5.44A), el AFM (5.44B), MgO vs SiO_2 , SiO_2 vs K_2O , CaO y TiO_2 , #Mg vs P_2O_5 y, en los elementos traza, únicamente en el de Nb/Th vs Ta/U. En los demás diagramas, por el contrario, no se observa dicha semejanza, y en particular, el diagrama de MgO vs Nb (5.45F) muestra tendencias geoquímicas opuestas entre los xenolitos tipo *popcorn* y los fragmentos juveniles de Joya Estrada.

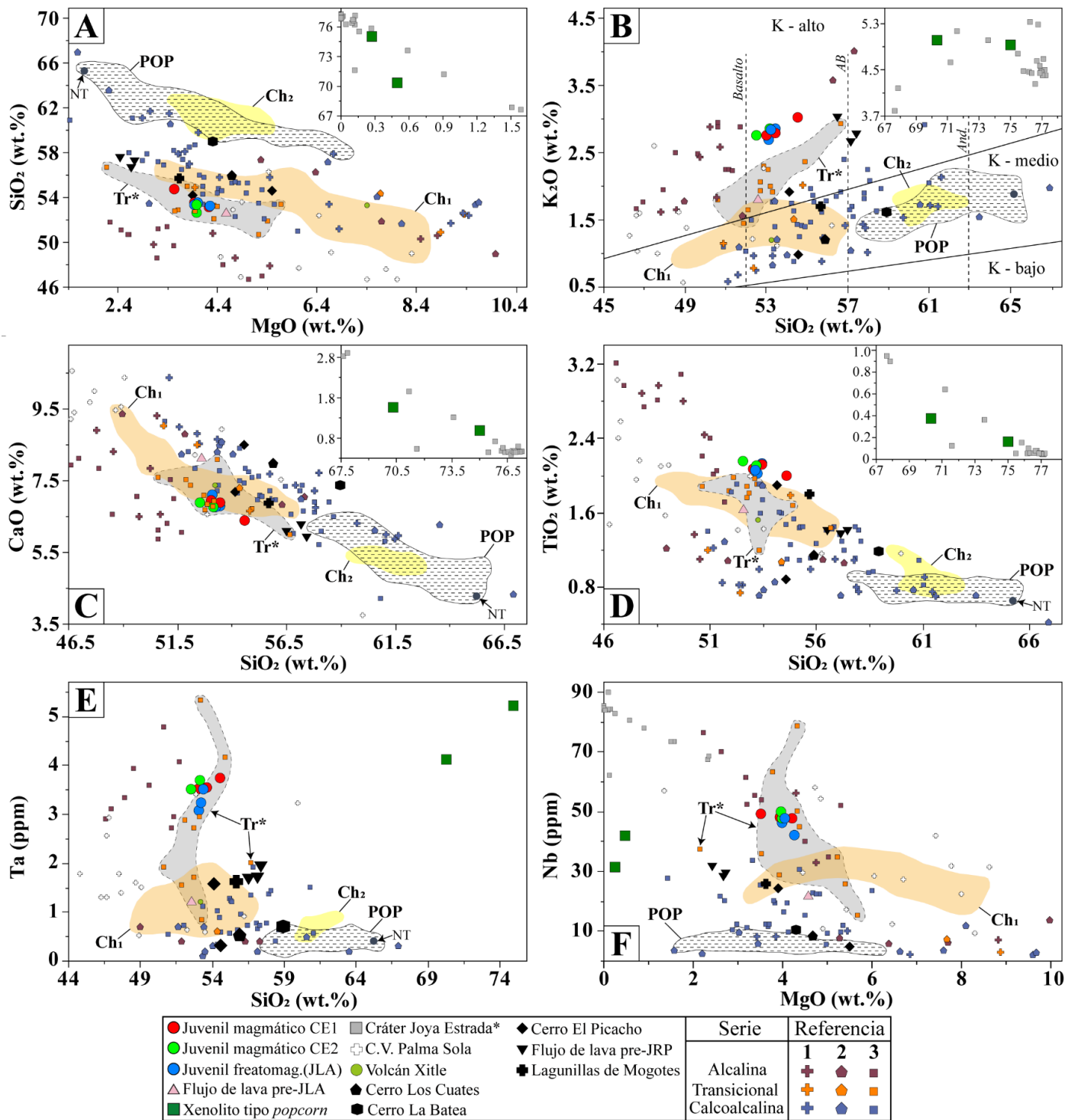


Figura 5.45. Diagramas de variación binaria seleccionados con el objetivo de discriminar las rocas alcalinas, transicionales y calcoalcalinas, para clasificar las rocas analizadas en la presente tesis. La concentración de los elementos mayores se expresa en porcentaje en peso (wt.%), mientras que la de los traza en partes por millón (ppm). Adicionalmente, se delimitan las zonas de las rocas transicionales (Tr*) según la clasificación de Losantos et al (2017), así como de las muestras de comparación de los volcanes Popocatepetl (POP; Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (NT; Siebe et al., 1999), y las rocas transicionales (Ch₁) y calcoalcalinas (Ch₂) reportadas en el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin. Se muestran tres referencias para la clasificación de las muestras alcalinas, transicionales y calcoalcalinas: 1) Hasenaka y Carmichael (1987), 2) Guilbaud et al. (*en prep.*) y 3) Losantos et al., (2017). Los datos de la composición de los fragmentos juveniles del cráter Joya Estrada fueron tomados de Cano-Cruz (2007) y Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008). Campo Volcánico (C.V.)

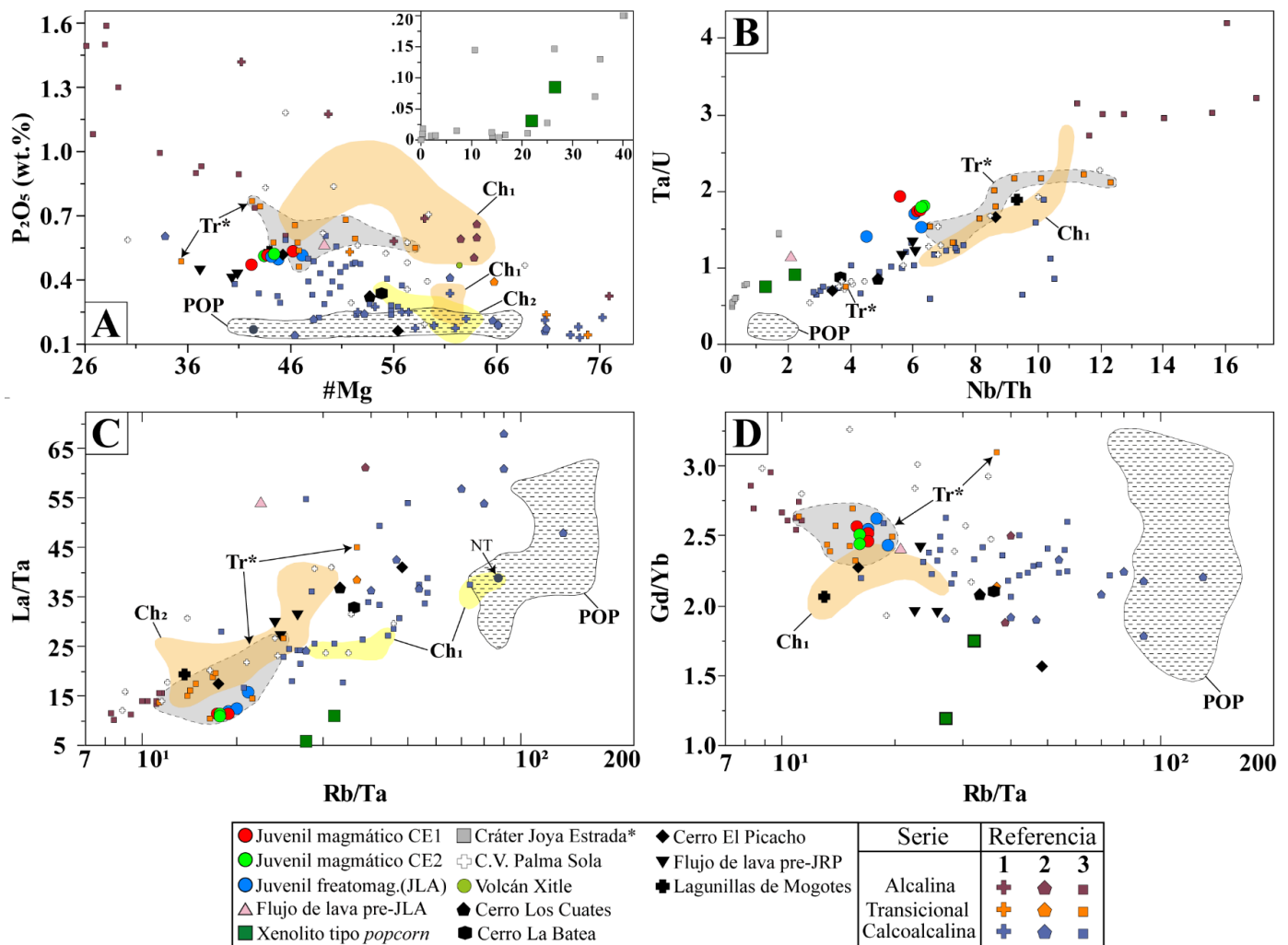


Figura 5.46. Diagramas de variación binaria según el #Mg y cocientes entre elementos traza, los cuales fueron seleccionados con el objetivo de discriminar las rocas alcalinas, transicionales y calcoalcalinas, para clasificar las rocas analizadas en la presente tesis. Las abreviaturas y la leyenda están en la figura 5.45.

➤ **Geoquímica de elementos traza:**

- Grupos I, II y III: Fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca

Al igual como observó en el comportamiento de los elementos mayores, los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca presentan patrones geoquímicos similares en los elementos traza, de tal manera que tanto en los diagramas de Tierras Raras (REE; i.e. La-Lu), normalizados al condrito (Sun y McDonough, 1989) como en los multielementales (*spider*), normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), las muestras se superponen (5.47). De esta manera, en general, los grupos I, II y III, se caracterizan por estar considerablemente enriquecidos en REE respecto al condrito, y por tener un patrón con pendiente negativa clara (5.47A), debido a que están fuertemente enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE por sus siglas en inglés; i.e. La, Ce, Pr, Nd y Sm) respecto a las tierras raras medianas (MREE; i.e. Eu y Gd) y las pesadas (HREE; i.e. Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu; $[La/Lu]_N = 11.02 - 12.87$; Losantos et al. (2017) establecieron un rango de $[La/Lu]_N = 7.35 - 14.68$, para rocas transicionales; i.e. razón entre LREE y HREE con La y Lu normalizados al condrito; Sun y McDonough, 1989). En particular, los grupos I y II tienen un patrón bastante similar de REE ($[La/Lu]_N = 11.02 - 12.29$), mientras que el grupo III presenta un ligero enriquecimiento en LREE y un ligero empobrecimiento en HREE ($[La/Lu]_N = 11.29 - 12.87$). Así, los tres grupos convergen completamente únicamente en la zona de las MREE. A pesar de estas ligeras variaciones, los patrones de REE de los fragmentos juveniles de la erupción de Joya La Alberca son en general similares a los de un OIB (*Ocean Island Basalt*; 5.47A; Sun y McDonough, 1989), a pesar de que están ligeramente menos enriquecidos en Sm, Eu, Gd y Tb, y ligeramente más enriquecidos en La, Ce y Pr (grupo III)

y Tm, Yb y Lu (5.47A). Por el contrario, los grupos I, II y III, presentan patrones de REE en general más enriquecidos que los de las rocas calcoalcalinas (p.ej. Volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca; 5.47A). Por otro lado, los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca presentan patrones de elementos traza (i.e. diagramas *spider*) con una fuerte pendiente negativa (5.47B), ya que muestran un enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (i.e. en ciertos “elementos litófilos de gran radio iónico”, LILE por sus siglas en inglés, como Cs, Rb, Ba y K, y en Th y U) respecto a los más compatibles (i.e. los “elementos de alta intensidad de campo”, o HFSE por sus siglas en inglés, a excepción del Th y U). Adicionalmente, presentan una fuerte anomalía positiva en Pb, anomalías ligeramente positivas en Th, U, K y Cs (únicamente los grupos II y III), y anomalías ligeramente negativas en Ba, Nb, Ce, Ti, Y y Cs (únicamente el grupo I), respecto a los demás LILE y HFSE (5.47B-D). Por estas anomalías, los patrones geoquímicos de elementos traza de los juveniles de la erupción de Joya La Alberca son más estables en los elementos más compatibles (i.e. HFSE, excepto Th y U), y contrastantemente irregulares en los elementos altamente incompatibles.

Finalmente, los patrones de elementos traza de los grupos I, II y III, coinciden principalmente con el área que ocupan las rocas del CVVS clasificadas como transicionales según Losantos et al. (2017; 5.47B), ya que comparten el enriquecimiento en elementos altamente incompatibles y las anomalías negativas en Y, Ti, Nb y K, y las positivas en Pb y Cs. Así mismo, en menor medida coinciden con el área de las rocas transicionales del CVSC (5.47D; Straub et al., 2012). Por el contrario, los patrones en los diagramas multielementos de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, difieren claramente de los patrones de las rocas clasificadas como transicionales o alcalinas del CVMG, según los trabajos de Hasenaka & Carmichael (1987) y Guilbaud et al. (*en prep.*), y de las rocas calcoalcalinas de volcanes como el Popocatepetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y el Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999).

- Grupo IV: Flujo de lava preexistente a la formación del cráter Joya La Alberca

La muestra del flujo de lava preexistente a la formación del cráter Joya La Alberca, y que conforma el grupo IV, se caracteriza por estar considerablemente enriquecida en REE respecto al condrito, y por tener un patrón con pendiente negativa clara (5.48A). Esto último debido a que están fuertemente enriquecidos en (LREE; i.e. La, Ce, Pr, Nd y Sm), respecto a las MREE (i.e. Eu y Gd) y las HREE (i.e. Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu; $[La/Lu]_N = 19.28$; Losantos et al. (2017) establecieron un rango de $[La/Lu]_N = 7.35 - 14.68$, para rocas transicionales; i.e. razón entre LREE y HREE con La y Lu normalizados al condrito; Sun y McDonough, 1989). Además, la muestra del grupo IV presenta un ligero enriquecimiento en Gd, Tb y Dy, relativo a las MREE y las HREE. En particular, respecto a los grupos I, II y III, el grupo IV presenta abundancias similares en HREE, pero muestra un mayor enriquecimiento en Gd y en las LREE. Adicionalmente, el patrón de REE del grupo IV es similar al de un OIB (*Ocean Island Basalt*; 5.48A; Sun y McDonough, 1989), principalmente en las HREE, pero muestra claramente mayor enriquecimiento en Dy y en las LREE más incompatibles (i.e. La, Ce, Pr y Nd), y un ligero empobrecimiento en Gd. Así mismo, el grupo IV presenta un patrón de REE en general más enriquecido que los de las rocas calcoalcalinas (p.ej. Popocatepetl y Nevado de Toluca; 5.48A). Por último, de las muestras de los volcanes y estructuras volcánicas (p.ej. flujos de lava) que rodean al cráter Joya La Alberca, las que presentan patrones de REE con mayor similitud al del grupo IV son principalmente las del flujo de lava preexistente al cráter Joya Rincón de Parangueo, y en menor medida, las de la zona de Lagunillas de Mogotes (flujo de lava posiblemente relacionado con actividad efusiva del cerro El Picacho). Por otro lado, la muestra que conforma el grupo IV presenta un patrón de elementos traza (i.e. diagramas *spider*) irregular, pero con pendiente

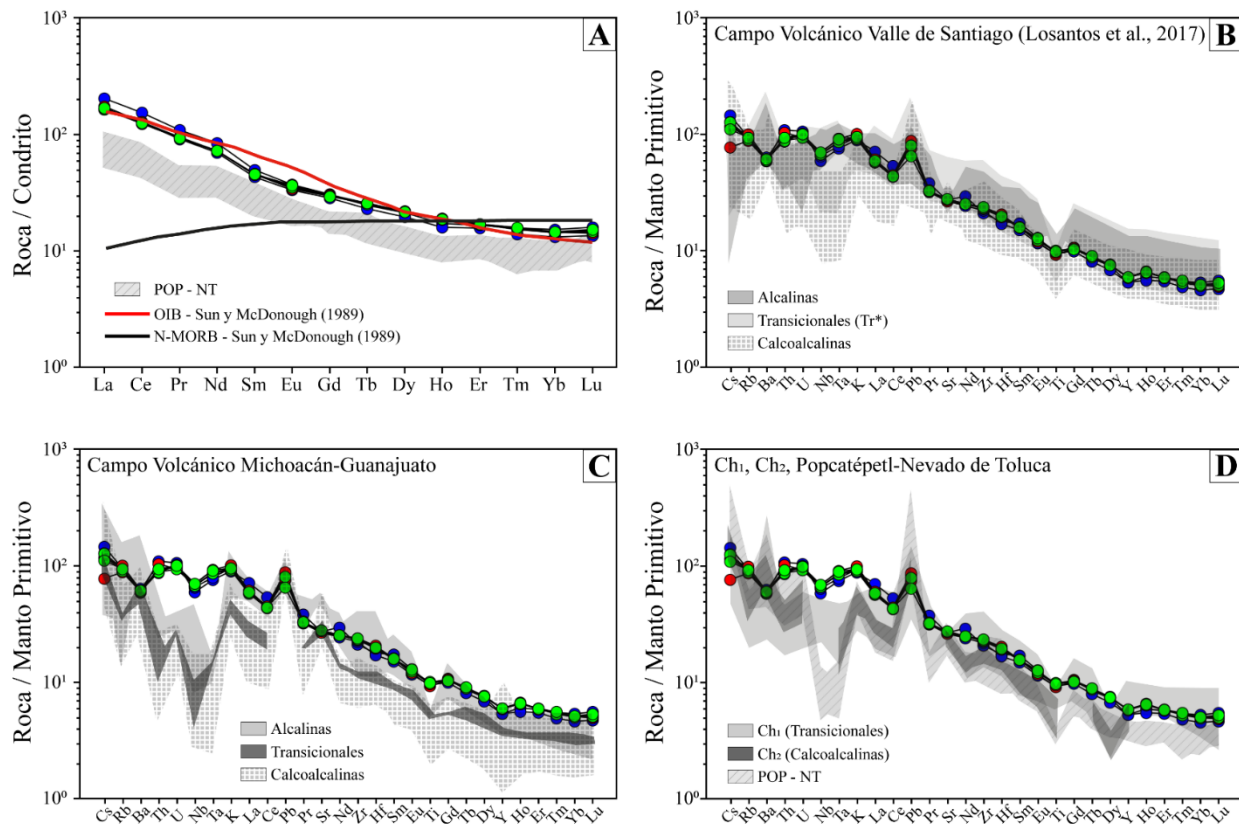


Figura 5.47. Diagramas de la abundancia de los elementos traza de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca (Grupos I, II y III). La leyenda es similar a la de la figura 5.46. **A)** Diagrama de la composición de las Tierras Raras (REE) normalizada al condrito (Sun y McDonough, 1989). Se comparan los patrones composicionales de los fragmentos juveniles con los de OIB y N-MORB (Sun y McDonough, 1989), y los volcanes Popocatépetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999). **B-D)** Diagrama de multielementos (*spider*) de la composición de los elementos traza normalizada al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Se comparan los patrones geoquímicos de los fragmentos juveniles con los de las rocas clasificadas como alcalinas, transicionales y calcoalcalinas en el CVVS (**B**; Losantos et al., 2017), el CVMG (**C**; Hasenaka & Carmichael, 1987; Guilbaud et al., *en prep.*), el Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (**D**; Siebe et al., 2004; Straub et al., 2012), y las rocas calcoalcalinas de los volcanes Popocatépetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999). Tr*: rocas transicionales en el CVVS según la clasificación de Losantos et al. (2019). Ch₁ (rocas transicionales de los volcanes Guespalapa, Chichinautzin y del flujo Texcal de la Sierra de Chichinautzin; Siebe et al., 2004; Straub et al., 2012). Ch₂ (rocas calcoalcalinas de los volcanes El Pelado y Tzotzocol de la Sierra de Chichinautzin; Siebe et al., 2004).

negativa general, ya que muestra enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (i.e. en ciertos LILE, como Cs, Rb, Ba y K, y en Th y U) respecto a los más compatibles (i.e. en HFSE, a excepción del Th y U). A pesar de la pendiente negativa general, se observó una pendiente positiva secundaria pronunciada en los elementos incompatibles, más exactamente entre Cs y Th (5.48B-D). Así mismo, el patrón del grupo IV presenta anomalías negativas pronunciadas en Hf, Zr, Nb, Ta y Cs, ligeramente negativas en Y, Ti y Sr, positivas en Ba y La, y una anomalía ligeramente positiva en Dy, respecto a los demás LILE y HFSE (5.48B-D). Por estas anomalías y tendencias, el patrón geoquímico de elementos traza del grupo V es más estable en los elementos más compatibles (i.e. HFSE, excepto Th y U), y contrastantemente irregulares en los elementos altamente incompatibles. Adicionalmente, el patrón de elementos traza de la muestra del flujo preexistente al cráter Joya La Alberca coincide principalmente con el área que ocupan las rocas del CVVS clasificadas como transicionales según Losantos et al. (2017; 5.48B), ya que comparten el enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (tendencia negativa general), así como las anomalías negativas en Nb, Ta, Y, Ti y Cs, y positiva en La. Así mismo, pero en menor medida, coinciden con el área de las rocas transicionales del Campo Volcánico Sierra de Chichinautzin (5.48D; Straub et al., 2012). A diferencia de los grupos I, II y III, la muestra del flujo de lava preexistente presenta características calcoalcalinas, como por ejemplo las anomalías negativas en Nb y Ta (5.48B-D). Por el contrario, el patrón en los diagramas multielementos del grupo IV difiere claramente de los patrones de las rocas clasificadas como transicionales o alcalinas del CVMG, de acuerdo con los trabajos de Hasenaka &

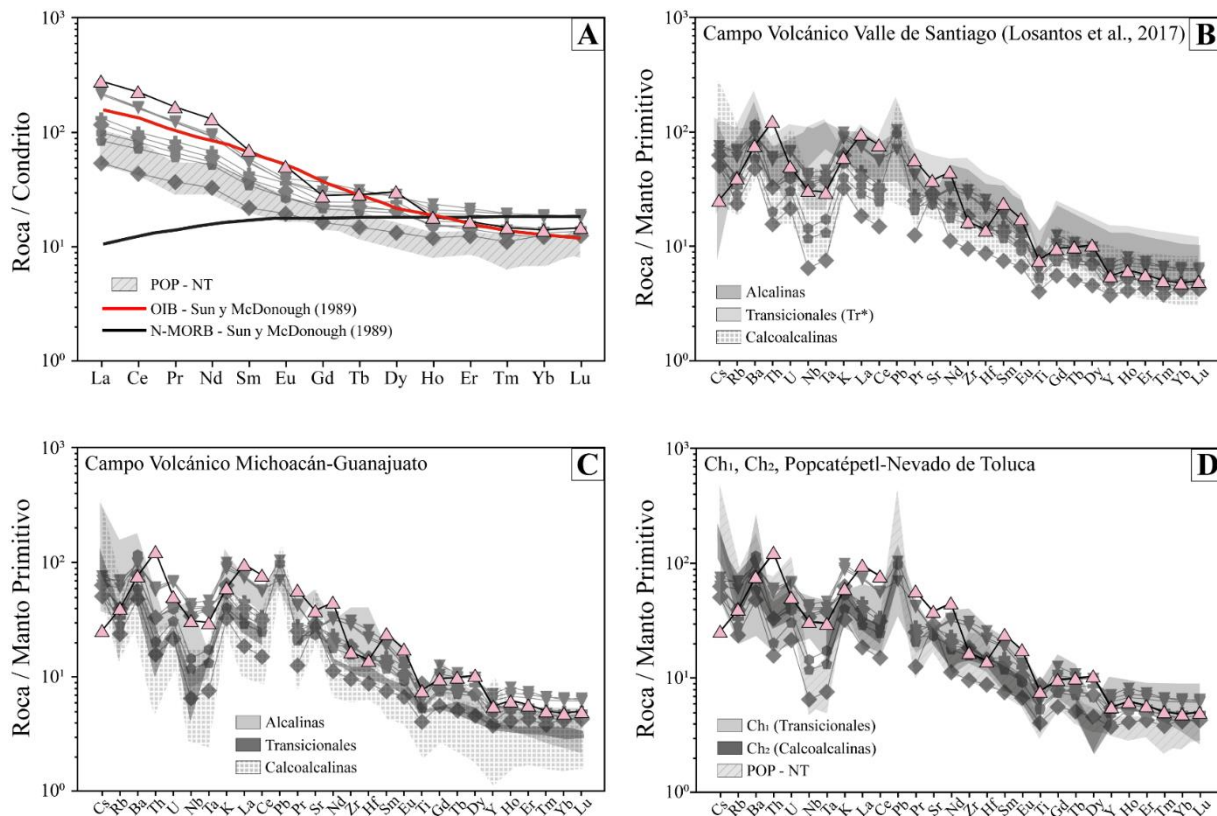


Figura 5.48. Diagramas de la abundancia de los elementos traza del flujo de lava preexistente a la formación del cráter Joya La Alberca (Grupo IV), y de las muestras de los volcanes y estructuras volcánicas (p.ej. flujos de lava) que rodean al mar y podrían ser posibles fuentes del flujo que aflora en la pared interna del cráter (símbolos en gris oscuro). La leyenda de símbolos es igual a la de la figura 5.46. **A)** Diagrama de la composición de las Tierras Raras (REE) normalizada al condrito (Sun y McDonough, 1989), en donde se compara el patrón composicional del grupo IV con los de OIB y N-MORB (Sun y McDonough, 1989), y los volcanes Popocatepetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999). **B-D)** Diagrama de multielementos (*spider*) de la composición de los elementos traza normalizada al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), en donde se compara el patrón geoquímico del grupo IV con los de las rocas clasificadas como alcalinas, transicionales y calcoalcalinas (citas similares a las mencionadas en la leyenda de la figura 5.47).

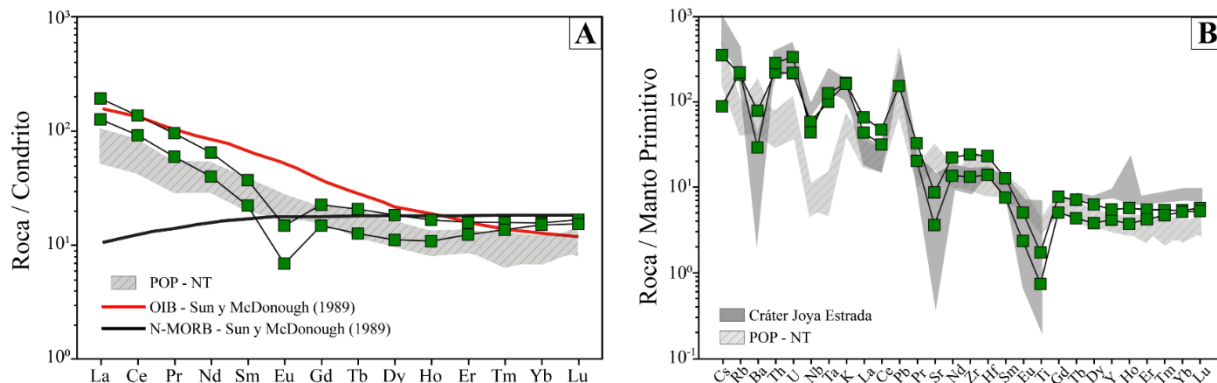


Figura 5.49. Diagramas de la abundancia de los elementos traza de los xenolitos tipo *popcorn* (Grupo V). **A)** Diagrama de la composición de las Tierras Raras (REE) normalizada al condrito (Sun y McDonough, 1989), en donde se compara el patrón composicional del grupo V con los de OIB y N-MORB (Sun y McDonough, 1989), y los volcanes Popocatepetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999). **B-D)** Diagrama de multielementos (*spider*) de la composición de los elementos traza normalizada al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), en donde se compara el patrón geoquímico del grupo V con el de los fragmentos juveniles del cráter riolítico Joya Estrada (Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008) y el de las rocas calcoalcalinas de los volcanes Popocatepetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999).

Carmichael (1987) y Guilbaud et al. (*en prep.*). Finalmente, de las muestras de los volcanes y estructuras volcánicas (p.ej. flujos de lava) que rodean al cráter Joya La Alberca, las que presentan patrones de elementos traza con mayor similitud al del grupo IV son principalmente las del flujo de lava preexistente al cráter Joya Rincón de Parangueo, y en menor medida, las de la zona de Lagunillas de Mogotes (flujo de lava posiblemente relacionado con actividad efusiva del cerro El Picacho) y las recolectadas en el cerro El Picacho.

- Grupo V: Xenolitos tipo popcorn

Los xenolitos tipo *popcorn* (grupo V) se caracterizan por estar considerablemente enriquecidos en REE respecto al condrito, y por tener un patrón con pendiente negativa clara (5.49A). Esto último, debido a que están fuertemente enriquecidos en LREE (i.e. La, Ce, Pr, Nd y Sm) respecto a las MREE (i.e. Eu y Gd) y HREE (i.e. Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). Adicionalmente, el patrón de REE presenta una anomalía negativa pronunciada en Eu. Respecto a los otros grupos de rocas, los xenolitos tipo *popcorn* son el grupo con menor enriquecimiento en LREE, respecto a las MREE y las HREE ($[La/Lu]_N = 8.27 - 11.57$; i.e. razón entre LREE y HREE con La y Lu normalizados al condrito; Sun y McDonough, 1989), y están ligeramente empobrecidos en MREE. Por esto, el patrón de REE del grupo V coincide únicamente con el de un OIB (*Ocean Island Basalt*; 5.49A; Sun y McDonough, 1989), en las abundancias normalizadas de La, Ce, Pr y Tm. Por último, el patrón de REE de los xenolitos presentan una tendencia y abundancias de Nd, Sm, Gd, Tb, Dy y Ho, similares a las rocas calcoalcalinas (p.ej. Volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca; 5.49A).

Por otro lado, los xenolitos tipo *popcorn* presentan patrones de elementos traza (i.e. diagramas *spider*) con una fuerte pendiente negativa (5.49B), ya que muestran un enriquecimiento en elementos altamente incompatibles (i.e. LILE como Cs, Rb, Ba y K, y en Th y U) respecto a los más compatibles (i.e. HFSE, a excepción del Th y U). Adicionalmente, presentan anomalías negativas pronunciadas en Ti, Sr, y Ba, ligeramente negativas en Nb, y fuertes anomalías positivas en Th, U y Pb y una ligeramente positiva en K, respecto a los demás LILE y HFSE (5.49B). Por el contrario, los patrones son aproximadamente planos en dos intervalos, el primero entre Nd, Zr y Hf, y el segundo entre Gd y Lu (5.49B). Finalmente, al igual que se observó en el comportamiento de los elementos mayores, los patrones de elementos traza del grupo V se asemejan claramente a los patrones de los fragmentos juveniles del cráter Joya Estrada (5.49B; Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), ya que comparten tanto el enriquecimiento en LILE (tendencia negativa general), como las anomalías positivas y negativas principales. Por último, los xenolitos tipo *popcorn* son el grupo que tiene un patrón de elementos traza con mayor similitud al de las rocas calcoalcalinas de volcanes como el Popocatepetl (Siebe et al., 1999; Schaaf et al., 2005) y el Nevado de Toluca (Siebe et al., 1999), a pesar de presentar mayor enriquecimiento entre Ce y Th.

En conclusión, según las características geoquímicas de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, éstos son rocas con carácter alcalino que se pueden clasificar como las rocas denominadas “transicionales” que ocurren en un arco magmático de subducción (*OIB-type arc magmas*; Gómez-Tuena et al., 2003; Straub et al., 2012; Losantos et al. 2017), donde la mayoría de las rocas son andesitas calcoalcalinas (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987). Adicionalmente, se observó que no hay variaciones geoquímicas importantes entre los juveniles de las dos fases eruptivas de la erupción del cráter Joya La Alberca. Además, que, sumado al análisis geomorfológico realizado anteriormente, su similitud geoquímica permite relacionar la actividad efusiva del cerro El Picacho con el origen del flujo de lava preexistente al maar Joya La Alberca. Así mismo, el comportamiento geoquímico de los xenolitos tipo *popcorn* podría indicar que están relacionados con el cuerpo de magma que alimentó la erupción que dio origen al cráter riolítico Joya Estrada. Finalmente, es importante mencionar que, en esta tesis, el objetivo del estudio geoquímico de las rocas involucradas en la erupción que en su fase eruptiva final dio origen al cráter Joya La Alberca es principalmente su caracterización geoquímica para realizar correlaciones estratigráficas y comprender más a detalle la dinámica eruptiva, pero no se busca por ahora adentrarse en la discusión sobre sus procesos petrogenéticos.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

6.1. Dinámica eruptiva:

Los estudios geomorfológicos, estratigráficos, petrográficos y geoquímicos de la erupción del cráter Joya La Alberca, sugieren que ésta involucró cambios en el estilo eruptivo, diferentes focos de erupción coetáneos o alternantes, migración lateral de la fuente y variaciones en la razón de masas entre magma y agua, por lo que realmente fue considerablemente más compleja de lo que se pensaba anteriormente (Murphy, 1986; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). De esta manera, en los siguientes apartados se discutirán las evidencias de los procesos físicos anteriormente mencionados, ya que éstos determinaron la dinámica eruptiva variable de esta erupción.

6.1.1. Una erupción desde dos centros eruptivos diferentes

6.1.1.1. Secuencia vulcanoestratigráfica del cráter Joya La Alberca:

Como se mencionó en las secciones 3.4 y 3.6, aunque durante varias décadas se han realizado trabajos enfocados en entender la evolución del CVVS y, en particular, del cráter Joya La Alberca (p.ej. Murphy, 1986; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006), la secuencia vulcanoestratigráfica completa de este último, particularmente las características de las unidades preexistentes y la edad de su erupción, aún no han sido establecidas con claridad. Sin embargo, a partir del trabajo de campo realizado en esta tesis, fue posible determinar que la secuencia vulcanoestratigráfica del cráter Joya La Alberca está conformada por dos unidades preexistentes, y la unidad derivada de la erupción que dio origen propiamente al cráter de explosión en cuestión. Así, de la base al tope de la secuencia, la primera unidad preeruptiva corresponde al flujo de lava que aflora en las paredes internas del cráter y que tiene un espesor mínimo de ~40 m (no aflora su base; Figs. 5.4 y 5.5). Por su parte, la segunda unidad preeruptiva, observada sobre la pared interna norte y noreste de Joya La Alberca, donde presenta componentes predominantemente félsicos (pómez y fragmentos riolíticos) y características texturales y poco espesor (0 a ~1.5 m) que podrían indicar condiciones de depositación turbulentas a una distancia considerable a la fuente, se interpreta como *facies* distales de los depósitos de Joya Estrada (ver sección 5.3.3). Esto teniendo en cuenta que este cráter es el único de composición riolítica reportado en el CVVS (Murphy, 1986; Peñaloza-Turrubiates, 2005; Cano-Cruz, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), y que está ubicado entre ~2.8 y ~3 km al suroeste de la zona norte de Joya La Alberca. Así mismo, esto es coherente con las edades reportadas hasta la fecha para el cráter Joya Estrada y la edad obtenida en esta tesis para el paleosuelo No. 2 (Tablas 5.1 y 5.2).

Adicionalmente, se estableció la presencia de dos paleosuelos en la secuencia estratigráfica del cráter Joya La Alberca, el primero es inferido y el segundo fue observado en campo. A pesar de la similitud en las edades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) reportadas para el flujo de lava preexistente (0.25 ± 0.02 Ma; Rincón-Herrera, 2005) y la actividad del cráter Joya Estrada (0.247 ± 0.02 Ma; Peñaloza-Turrubiates, 2005), la posición estratigráfica del primer paleosuelo (paleosuelo No. 1) en Joya La Alberca se infiere entre estas dos unidades preexistentes. Esto debido a que, según las observaciones geomorfológicas del cráter, entre el flujo de lava preexistente y los depósitos de caída magmáticos (paredes verticales de coloración marrón oscuro en la zona norte del cráter; Fig. 5.6) que infrayacen a los freatomagmáticos, hay una zona, actualmente cubierta en su totalidad por vegetación, que presenta una pendiente considerablemente menor (Figs. 5.6, 5.8 y 5.17). Esta característica podría estar asociada a la granulometría predominantemente fina, y a un posible grado de endurecimiento bajo del paleosuelo,

ya que estos factores determinarían un bajo ángulo de reposo, así como baja competencia a la erosión sin y/o posteruptiva, respecto al flujo preexistente y a los depósitos de caída magmáticos (parcialmente endurecidos; Komar, 2003; Bridge y Demicco, 2008). Por otro lado, el segundo paleosuelo observado en la secuencia se encuentra entre la segunda unidad preeruptiva (*facies* distal de los depósitos de Joya Estrada) y la unidad derivada de la erupción que dio origen propiamente a Joya La Alberca. Este paleosuelo se desarrolló sobre la segunda unidad preeruptiva, y se caracteriza por su espesor irregular (entre 0 y ~3.5 m) y una edad radiométrica (^{14}C) de $21,350 \pm 80$ a AP (Tabla 5.2) en la zona intra-cráter de Joya La Alberca.

Por último, al tope de la secuencia estratigráfica observada en Joya La Alberca, se encuentra la unidad generada por la erupción que dio origen propiamente al cráter y que, por lo tanto, conforma su anillo piroclástico. Esta unidad suprayace en contacto neto irregular al paleosuelo No. 2 y consta de dos subunidades, las cuales están en contacto concordante localmente erosivo entre sí (Fig. 5.16). La subunidad basal consiste en una secuencia magmática conformada principalmente por dos depósitos de caída de escoria separados por un pequeño flujo de lava con contactos superior e inferior transicionales (Figs. 5.16D-F, 5.19B y 5.20). Debido a que esta subunidad aumenta de espesor hacia el sector norte y noreste del cráter, y a que los depósitos de caída presentan también hacia ese sector fragmentos tamaño bloque-bomba dominante, donde los de mayor tamaño están achatados horizontalmente, y aumento del grado de aglutinamiento y oxidación de los fragmentos (i.e. *facies* proximal), se interpreta que su posible fuente estuvo ubicada hacia esa zona y no en el centro exacto del cráter Joya La Alberca, tal y como se ha observado en otros lugares (Cas y Wright, 1987; Francis, 1993; Vergnolle y Mangan, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008). Finalmente, la subunidad superior consiste en la secuencia freatomagmática generada por la erupción que dio origen al cráter Joya La Alberca y corresponde a la intercalación de depósitos de oleadas piroclásticas basales conformados en su mayoría por fragmentos derivados del flujo de lava preexistente, y en menor medida por fragmentos juveniles escoráceos.

De esta manera, cada uno de los paleosuelos que separa las tres unidades descritas anteriormente indica tiempo de pausa importante (probablemente miles de años; Solleiro-Rebolledo et al., 2015) en la actividad volcánica de la zona al oeste de la actual ciudad de Valle de Santiago, por lo que se puede interpretar que cada una de estas unidades corresponde a una unidad estratigráfica derivada de una erupción completamente diferente (Fisher y Schmincke, 1984). Por el contrario, debido a que el contacto entre la secuencia magmática y la freatomagmática que conforman el anillo piroclástico de Joya La Alberca es concordante, es decir, no hay registro de pausas prolongadas en la actividad volcánica entre ellas (i.e. retrabajo de los depósitos y/o de formación de suelo), es posible afirmar que estas secuencias corresponden a dos fases eruptivas de una misma erupción (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). Esta erupción comenzó con una fase magmática, principalmente explosiva, que construyó posiblemente un cono de escoria, el cual fue destruido casi en su totalidad por la subsecuente fase freatomagmática que formó el cráter Joya La Alberca.

Así, a partir del levantamiento estratigráfico realizado en la presente tesis, es posible afirmar que la secuencia vulcanoestratigráfica aflorante en el cráter Joya La Alberca consiste, de base a techo, en tres unidades estratigráficas: 1) la unidad estratigráfica No. 1 corresponde al flujo de lava preexistente, 2) la unidad estratigráfica No. 2 a la *facies* distal de los depósitos del cráter Joya Estrada, y, por último, 3) la unidad estratigráfica No. 3 corresponde a los depósitos de la erupción que inició con una fase magmática, pero que cambió abruptamente de estilo eruptivo en su fase final y formó el cráter Joya La Alberca (en adelante se hará referencia a esta como “la erupción del cráter Joya La Alberca”). Finalmente, a partir del fechamiento radiométrico (^{14}C) del paleosuelo No. 2, es posible afirmar que

la erupción del cráter Joya La Alberca ocurrió entre $21,350 \pm 80$ a AP y $23,170 \pm 90$ a AP (Tabla 5.2), por lo que el cráter en cuestión realmente es considerablemente más joven de lo que se pensaba anteriormente (Murphy, 1986; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Cano-Cruz, 2006), y esto, es también consistente con su buena preservación morfológica.

6.1.1.2. Evidencias de un nuevo centro eruptivo:

Los estudios de las últimas décadas sobre el vulcanismo monogenético han demostrado la gran complejidad que puede existir en el origen, comportamiento y evolución de los volcanes monogenéticos pequeños. A partir de esto, las erupciones monogenéticas han sido caracterizadas por ser erupciones episódicas, de corta duración, desde días hasta semanas (Vespermann y Schmincke, 2000), o incluso pocas décadas (Németh y Kereszturi, 2015; Valentine y Connor, 2015), y generalmente ininterrumpidas (i.e. una sola erupción más o menos continua; Brenna et al., 2011; Kienle et al., 1980). Adicionalmente, durante estas erupciones frecuentemente hay migración del foco eruptivo, generalmente a lo largo de una fisura (Self et al., 1980; Abrams y Siebe, 1994; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Martí et al., 2011; Guilbaud et al., 2012; Sohn et al., 2012; Kshirsagar et al., 2016; Saucedo et al., 2017), superposición de estructuras volcánicas en una misma erupción (Wolff y Sumner, 2000; Jordan et al., 2013; Graettinger, 2018; Chako-Tchamabé et al., 2020), o fuentes activas simultáneamente (Houghton y Schmincke, 1986; Houghton et al., 1999; Vespermann y Schmincke, 2000; Gutman, 2002; Sottili et al., 2009; White y Ross, 2011; Valentine y Cortés, 2013; Saucedo et al., 2017), así como variaciones composicionales del magma juvenil (Németh et al., 2003; Brenna et al., 2010; Sohn et al., 2012; Chako-Tchamabé et al., 2020). En particular, asociados a la migración o reubicación dinámica del foco eruptivo, comúnmente hay cambios, mezcla y/o alternancia en el estilo eruptivo, es decir, entre actividad magmática y freatomagmática principalmente (p.ej. Houghton y Schmincke, 1986; Houghton et al., 1999; Gutman, 2002; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013; Valentine y Connor, 2015).

Con el fin de comprender las dinámicas de las erupciones monogenéticas, cada uno de los procesos mencionados anteriormente ha sido interpretado o deducido al relacionar principalmente las evidencias geomorfológicas, estratigráficas, petrográficas y geoquímicas de una erupción. Para el caso particular de la apertura de un nuevo foco eruptivo, la geomorfología permite establecer si hay una tendencia o estructura volcánica regional/local que relacione, a gran escala, la formación de los diferentes focos eruptivos (cf. Volcán *Easy Chair*; Valentine y Cortés, 2013; Paulsen y Wilson, 2010; Graettinger, 2018). Por su parte, la estratigrafía permite determinar la continuidad temporal entre los depósitos de cada foco eruptivo, con el fin de establecer si hacen parte de una sola erupción y así confirmar lo observado en la geomorfología (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). Además, cuando la geomorfología no indica las posibles fuentes involucradas, la descripción de las características texturales (p.ej. dirección de elongación de las vesículas en flujos de lava) y deposicionales (p.ej. huellas de impacto, estratificación cruzada, estructuras tipo canal, tamaño de grano, grado de aglutinamiento y oxidación) de los productos de la erupción, permiten aproximar su cantidad y posible ubicación (cf. Houghton et al., 1999; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Sohn et al., 2012; van Otterloo et al., 2013; Saucedo et al., 2017; Chako-Tchamabé et al., 2019). Por último, los análisis petrográficos y geoquímicos permiten establecer la variación o uniformidad en la composición del (los) cuerpo (s) de magma que alimentaron la erupción. Sin embargo, en las últimas décadas este último aspecto ha sido objeto de un amplio debate, ya que tradicionalmente se había definido que los volcanes monogenéticos se alimentaban de un solo cuerpo de magma, el cual solía ser geoquímicamente homogéneo, pero estudios más recientes han demostrado que es común que una sola erupción sea alimentada por pulsos de magma composicionalmente diferentes (Brenna et al.,

2011; Sohn et al., 2012; Jankovics et al., 2015; McGee et al., 2013; Valentine, 2012; Chako-Tchamabé et al., 2020).

De esta manera, a continuación, se presentan las evidencias encontradas en la presente tesis para demostrar que la erupción del cráter Joya La Alberca sucedió desde dos centros eruptivos diferentes, y no únicamente desde un solo foco, como lo habían propuesto trabajos previos (Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). El orden en el que se presentan las evidencias se debe a que las observaciones de las relaciones de campo (estratigráficas), además de ser el principal enfoque de la presente tesis, son las que dictan en primera instancia si los depósitos de dos centros eruptivos fueron formados en continuidad temporal (Fisher y Schmincke, 1984), y, como se mencionó anteriormente, permiten relacionar dos estructuras volcánicas con una misma erupción, a pesar de que no estén conectadas morfológicamente de manera clara.

- Evidencias estratigráficas:

De acuerdo con las descripciones realizadas en el cráter Joya La Alberca durante el presente estudio, y con los trabajos previos sobre su estratigrafía volcánica, parecía plausible pensar que la erupción que formó el cráter había ocurrido desde un solo foco o centro eruptivo (Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Sin embargo, a ~1.9 km al oeste del centro de Joya La Alberca (localidades VS-1503 y VS-1890), se observaron las *facies* distales de sus depósitos intercaladas en contactos concordantes (Figs. 5.13D, 5.15 y 5.30D-E) con depósitos magmáticos con características texturales (en particular aglutinamiento parcial, bombas juveniles achatadas, espesor y granulometría tamaño lapilli predominante), que comúnmente se asocian con las *facies* proximales-intermedias de los depósitos de caída que constituyen las paredes externas de un cono de escoria o un *scoria rampart* construido por actividad estromboliana principalmente explosiva (Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Las características texturales de estos depósitos magmáticos, en particular el aglutinamiento parcial y las bombas juveniles achatadas, indican que el material mantuvo la suficiente temperatura durante el viaje desde su expulsión, para que al depositarse fluyera de manera dúctil y se aglutinara parcialmente, en el caso de las partículas tamaño lapilli, o se achatara de manera paralela a la superficie (i.e. horizontalmente; influenciado también por la carga vertical generada por el peso del material depositándose inmediatamente después), en el caso de las bombas juveniles (Cas y Wright, 1987; Francis, 1993; Vergnolle y Mangan, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Wilson y Houghton, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2013; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Valentine y Connor, 2015).

Generalmente, estas *facies* se encuentran hasta ~600 o ~300 m de la fuente en el caso de un cono de escorias, y hasta ~300 o ~200 m en un *scoria rampart* (Vespermann y Schmincke, 2000; Martin y Németh, 2006; Valentine et al., 2006; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Por esto, aunque los depósitos magmáticos de caída observados en las localidades VS-1503 y VS-1890 tengan una posición estratigráfica similar a la de los depósitos magmáticos de caída observados en Joya La Alberca, es decir, en contacto concordante con la base de la secuencia freatomagmática, su fuente no podría ser la misma, puesto que están separados por una distancia tres veces mayor (~1.9 km) a la que sería acorde según sus características texturales (≤ 600 m). Así, la fuente de los depósitos de caída escoráceos de las localidades VS-1503 y VS-1890 debería estar ubicada, como máximo, a ~600 m de distancia.

De esta manera, durante el trabajo de campo realizado, se observó que a ~1.6 km al oeste de Joya La Alberca, y a ~200 m al este de las localidades VS-1503 y VS-1890, hay una zona constituida por tres montículos con relieve suavizado, topográficamente apenas perceptibles y con una morfología alargada preferentemente en dirección NNE-SSO (Figs. 5.3, 5.6 y 5.11). Adicionalmente, a partir de los cortes expuestos por la extracción de material en esta zona (“zona de canteras de escoria”), fue posible establecer que estos montículos estaban principalmente compuestos por *facies* proximales de depósitos de caída piroclásticos derivados de actividad estromboliana (Figs. 5.12A y C, 5.13A y 5.29), y que estas infrayacían en contacto concordante localmente erosivo a las *facies* distales de los depósitos de Joya La Alberca. En particular, teniendo en cuenta la morfología alargada de los montículos, la actividad estromboliana fue fisural y dio origen a tres *scoria ramparts* (Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Adicionalmente, en la zona alta del montículo norte (Fig. 5.14) se observó que las primeras capas de las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca presentaban una tonalidad rojiza cerca al contacto inferior concordante (Fig. 5.28B). Esta característica fue descrita por Gutmann (2002) en la secuencia de los maares del Campo Volcánico Pinacate, en los depósitos freatomagmáticos y magmáticos que suprayacían algunos flujos de lava. Según el autor, esto es una evidencia de la inmediatez entre el emplazamiento del flujo de lava y el de los depósitos magmáticos o freatomagmáticos, ya que el primero conserva la temperatura suficiente para “cocinar” a los segundos. En el caso de los depósitos de los *scoria ramparts* y de Joya La Alberca, la transferencia de calor ocurre principalmente desde los primeros al agua y al vapor presentes en los segundos. Esto podría haber generado fluidos relativamente calientes que oxidaron ligeramente los depósitos freatomagmáticos, dándoles esa tonalidad rojiza únicamente en su base.

Así, a partir de las observaciones geomorfológicas y estratigráficas realizadas en la “zona de canteras de escoria” y en las localidades VS-1503 y VS-1890, es posible hacer dos afirmaciones:

1. Debido a que los depósitos magmáticos de caída de escoria descritos en las localidades VS-1503 y VS-1890 tienen una posición estratigráfica similar a la de los depósitos de la misma naturaleza que conforman los montículos de la “zona de canteras de escoria”, y a que la distancia entre estos dos puntos es de ~200 metros, es congruente afirmar que los depósitos son correlacionables temporalmente. Es decir, los depósitos de caída piroclásticos que afloran en las localidades VS-1503 y VS-1890 corresponden a las *facies* proximales-intermedias de los *scoria ramparts* formados por actividad estromboliana fisural en la “zona de canteras de escoria” (Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016).
2. De acuerdo con la secuencia observada, los depósitos magmáticos que registran la actividad de los *scoria ramparts* infrayacen de manera concordante a los depósitos (*facies* distales) de Joya La Alberca, o se intercalan con su zona basal, por lo que se puede concluir que no hay evidencias de pausas prolongadas de tiempo (i.e. retrabajo o formación de paleosuelos) entre la formación de los montículos en la zona de canteras de escoria y la del cráter Joya La Alberca. La ligera oxidación de la base de las *facies* distales de los depósitos de Joya La Alberca en la zona de canteras, es también una evidencia que apoya la continuidad temporal (i.e. misma erupción) entre la formación de los montículos y el cráter freatomagmático (cf. Fisher y Schmincke, 1984; Self et al., 1980; Gutmann, 2002; Valentine y Gregg, 2008; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Kereszturi et al., 2011; Martí et al., 2011; Jordan et al., 2013; Valentine y Cortés, 2013; van Otterloo, 2013; Chevrel et al., 2016a,b; Geshi et al., 2019; De León-Barragán et al., 2020; Chako-Tchamabé et al., 2020).

De esta manera, las evidencias estratigráficas presentadas hasta este punto, sumadas al hecho de que la formación de los *scoria ramparts* tiene una posición estratigráfica similar a la de la secuencia magmática observada principalmente en la zona norte de Joya La Alberca, sugieren que la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca, ocurrió desde dos principales centros eruptivos diferentes. Así, el centro eruptivo No. 1 correspondería a la zona de canteras de escoria, mientras que el centro eruptivo No.2 al cráter Joya La Alberca como tal. Por esto, se propone que la erupción del cráter Joya La Alberca tuvo dos fases eruptivas, la primera fue magmática desde dos puntos principales de emisión, y la segunda fue freatomagmática, a partir de la cual se formó el cráter apreciable en la actualidad. Sin embargo, debido a que no se encontró un afloramiento que permitiera establecer la relación estratigráfica entre los depósitos magmáticos de los dos centros eruptivos, se desconoce con exactitud si la fase magmática inicial comenzó desde solo uno de los dos centros eruptivos, o si estos estuvieron activos de manera simultánea. En cambio, debido a que la secuencia estratigráfica descrita en las localidades VS-1503 y VS-1890 muestra la intercalación de los depósitos del centro eruptivo No. 1 con la zona basal de los depósitos distales del cráter Joya La Alberca (Fig. 5.31), es posible interpretar que el centro eruptivo No. 1 estuvo activo al menos durante el inicio, posiblemente intermitente, de la actividad freatomagmática. Así, a pesar de no saber con exactitud en dónde comenzó la fase magmática, es posible afirmar que cesó primero en el centro eruptivo No. 2, debido a que éste fue destruido por la formación del cráter Joya La Alberca, y relativamente poco tiempo después en la zona de canteras de escoria.

- Evidencias geomorfológicas:

El crecimiento del cráter de un maar es el resultado de la excavación y la subsidencia generadas por las múltiples erupciones freatomagmáticas en el subsuelo, y del colapso de sus paredes internas y del anillo piroclástico (Wohletz y Sheridan, 1983; Lorenz, 1986; Valentine y White, 2012; White y Ross, 2011). Así mismo, recientes experimentos análogos al crecimiento de un maar han propuesto que, principalmente para los cráteres de mayor diámetro y formas complejas (i.e. alargadas, compuestas o anilladas), la migración lateral del foco eruptivo es necesaria y común en su crecimiento (Valentine et al., 2015a; Graettinger, 2018). Además, asociado a la migración de la fuente, o a fuentes coetáneas, frecuentemente ocurren cambios en el estilo eruptivo y en la geometría de los focos eruptivos (i.e. cambian de fisurales a puntuales), por lo que la estructura resultante puede ser realmente compleja (Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Connor, 2015; Chako-Tchamabé et al., 2019). En los campos volcánicos monogenéticos, por ejemplo, donde los volcanes suelen ubicarse según las tendencias estructurales regionales principales (LeCorvec et al., 2013; Delcamp et al., 2019), comúnmente se construyen nuevos focos eruptivos sobre o cerca de los anteriores, lo que resulta en relaciones geomorfológicas complejas, compuestas, anidadas y/o superpuestas (Connor et al., 2000; Wolff y Sumner, 2000; Carrasco-Núñez et al., 2007; Guilbaud et al., 2012; Kereszturi et al., 2013, 2011; Chako-Tchamabé et al., 2020). Es decir, es común observar una relación geomorfológica entre las diferentes fuentes o centros eruptivos involucrados en una erupción monogenética durante la cual hubo migración lateral de la fuente.

Así, esta relación geomorfológica comúnmente es evidente, ya sea porque es observada durante la evolución de una erupción histórica, o porque puede ser inferida a partir de las tendencias en la morfología de las fuentes implicadas (i.e. elongación de cráteres, cráteres anillados, *ridges* volcánicos, *cleft cones* o *scoria ramparts*; Paulsen y Wilson, 2010; Graettinger, 2018). Erupciones históricas como las que formaron los mares de Nilahue en 1955 (Chile; Cofré-Zúñiga, 1956; Müller y Veyl, 1957), Taal en 1965 (Filipinas; Moore et al., 1966), y Ukinrek en 1977 (Alaska, USA; Kienle et al., Self et al., 1980; Ort et al., 2018), son ejemplos observados de erupciones que involucraron

migración del foco eruptivo a lo largo de una fisura principal (cf. Thorarinsson, 1967; Nairn y Houghton, 1989). Por su parte, volcanes como *Easy Chair* (*Lunar Crater Volcanic Field*, Nevada, USA; Valentine y Cortés, 2013), Aljojuca (Cuenca Serdán Oriental, México; De León-Barragán et al., 2020), el cono de tobas Cerro Xalapaxco (Puebla, México; Abrams y Siebe, 1994), las estructuras alargadas del volcán tipo escudo Mt. Morning (Antártica; Paulsen y Wilson, 2010), los conos de toba de la Isla Jeju (Corea del Sur; Sohn y Park, 2005; Sohn et al., 2012), y la erupción fisural Suoana-Kazahaya del volcán Miyakejima (Japón; Geshi et al., 2019), entre muchos otros casos, conservan características geomorfológicas claras en su estructura que permiten relacionar desde un inicio las diferentes fuentes de una misma erupción.

Sin embargo, cuando la relación geomorfológica no es del todo clara (p.ej. maeres ligeramente alargados), como se mencionó antes, las observaciones de campo, como las características texturales (i.e. dirección de elongación de las vesículas en flujos de lava) y deposicionales (i.e. buzamiento, huellas de impacto, estratificación cruzada, estructuras tipo canal, tamaño de grano, grado de aglutinamiento y oxidación) de los productos de la erupción, permiten determinar la probable cantidad de focos eruptivos, así como su posible ubicación aproximada y su temporalidad dentro de la erupción. En particular, la estratigrafía de una erupción permite determinar si hay o no simultaneidad en la actividad de los diferentes focos eruptivos, y, junto con las observaciones geomorfológicas, permite también establecer si éstos fueron fuentes fisurales o puntuales. Algunos ejemplos de erupciones con fuentes coetáneas determinadas principalmente a partir de las características estratigráficas, y en menor medida de las geomorfológicas, son las de los volcanes Rothenberg (Eifel, Alemania; Houghton y Schmincke, 1986), *Crater Hill* (Nueva Zelanda; Houghton et al., 1999), Tecuítlapa (Cuenca Serdán Oriental, México; Ort y Carrasco-Núñez, 2009), Joya Honda (San Luis Potosí, México; Saucedo et al., 2017), maar del Lago Purrumbete (Australia; Jordan et al., 2013), cono de toba Ilchulbong (Isla Jeju, Corea; Sohn et al., 2012), cráter Bea's (*Lunar Crater Volcanic Field*, Nevada, USA; Amin y Valentine, 2017), de los cráteres del Campo Volcánico del Pinacate (Sonora, México; Gutmann, 2002), de los maeres del Distrito Volcánico Colli Albani (Italia; Sottili et al., 2009), de los cráteres Ubehebe (California, USA; Fierstein y Hildreth, 2017), y del Campo Volcánico Mt. Gambier (Australia; van Otterloo et al., 2013). Por último, en general, en este tipo de erupciones la ubicación de los diferentes focos eruptivos está determinada por la longitud del dique juvenil y la tendencia estructural general que sigue el sistema de fisuras a través del cual se alimentan (Vespermann y Schmincke, 2000; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; White y Ross, 2011).

En este contexto, como se expuso en el apartado anterior, existen evidencias estratigráficas que sugieren que la erupción que dio origen a Joya La Alberca tuvo dos fases eruptivas, donde la primera fue magmática y ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes, y la segunda fue freatomagmática, pero únicamente desde uno de ellos. Sin embargo, a pesar de que la concordancia estratigráfica es evidente, la relación geomorfológica entre los dos centros eruptivos (común cuando hay migración lateral de la fuente), no lo es. De acuerdo con las tendencias geomorfológicas generales del CVVS, aparentemente el lineamiento secundario E-O marcado por la alineación entre las joyas La Alberca, Estrada y San Nicolás de Parangueo, podría ser también la relación geomorfológica entre el centro eruptivo No. 1 y el centro eruptivo No. 2 de la erupción del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.2, 5.3 y 5.7). Sin embargo, al detallar la morfología de los dos centros eruptivos y de sus alrededores, se encontraron cuatro observaciones geomorfológicas que permitieron desestimar la relación geomorfológica en dirección E-O y proponer una nueva en dirección NNE - SSO:

1. El centro eruptivo No. 1 (zona de canteras de escoria/ *scoria ramparts*) corresponde a una estructura volcánica compleja, la cual tiene una forma general elipsoidal alargada en

dirección NNE - SSW (más cercana a dirección N-S que la elongación del cráter Joya La Alberca) y que está constituida por tres montículos (norte, sur y oeste). El punto más alto está en la cima de los montículos sur y norte y es de ~1810 msnm, mientras que el más bajo es de ~1785 msnm. Los montículos están en general alargados en dirección NNE - SSW, y tienen longitudes de ~215 m (montículo norte), ~192 m (montículo sur) y ~190 m (montículo oeste). Así, el centro eruptivo No. 2 es interpretado como una zona de sobrecrecimiento de tres pequeños *scoria ramparts* alargados en dirección NNE - SSW (Figs. 6.1 y 6.2).

2. El centro eruptivo No. 2 (cráter Joya La Alberca) es un edificio volcánico con un cráter semicircular ligeramente elongado en dirección NNE - SSW, con un punto de altura máxima de ~1830 msnm (anillo piroclástico) y de altura mínima de ~1670 msnm (fondo del cráter), por lo que tiene una profundidad de ~160 m, y corta la superficie (~1775 msnm). El eje mayor es de ~830 m y el eje menor de ~660 m, por lo que tiene un *aspect ratio* de 0.79 (Graettinger, 2018), un *axial ratio* de 1.3 (Paulsen y Wilson, 2010), y una elongación y circularidad isoperimétrica de ~0.72 y ~0.99, respectivamente (Graettinger, 2018). Las paredes internas son verticales, hasta el anillo piroclástico donde tienen una baja inclinación de ~30°. Así, además de que según los parámetros establecidos por Lorenz (1986) y Graettinger (2018), el cráter Joya La Alberca corresponde a un volcán tipo maar con dimensiones morfométricas similares a la mayoría de las estructuras de este tipo (Graettinger, 2018; Figs. 6.1 y 6.2), su cráter está ligeramente elongado en una dirección diferente a la del posible lineamiento E-O.
3. Al analizar detalladamente las capas *raster* disponibles de la zona alrededor del maar Joya La Alberca, en particular la generada mediante LiDAR con una resolución de 5 m, se pudo establecer la presencia de un lóbulo con morfología suavizada que se extiende en dirección ENE desde la pared externa noreste del cráter de Joya La Alberca hacia la planicie fluvio-lacustre (Figs. 6.1 y 6.2), y sobre el cual está construida la zona central de la ciudad de Valle de Santiago. El lóbulo tiene un ancho mínimo (en la pared externa noreste de Joya La Alberca) de ~1 km, un ancho máximo de ~1.5 km, y una longitud máxima de ~1.3 km. Adicionalmente, el tope del lóbulo está entre ~1785 msnm cerca al borde del cráter de Joya La Alberca y ~1720 msnm en su frente, el cual, por su parte, presenta lóbulos secundarios con frentes redondeados y suavizados (Figs. 6.1 y 6.2). Así, el lóbulo principal se interpreta como un flujo de lava, el cual no aflora en la ciudad de Valle de Santiago, pero se puede correlacionar con el flujo de pequeño volumen descrito en las paredes internas norte y noreste del maar Joya La Alberca. Esto último es coherente con la observación de que el flujo de volumen pequeño tiene su mayor espesor en la pared interna noreste del cráter (~5 m), y disminuye hacia el norte, de tal manera que no aparece en las zonas internas oeste y sur de Joya La Alberca (Figs. 5.4, 5.16 y 5.17). De esta manera, el lóbulo observado geomorfológicamente podría corresponder al flujo de lava generado durante la fase magmática inicial del centro eruptivo No. 2, y esto podría indicar que durante esta fase se construyó un cono de escorias de pequeñas dimensiones, el cual resultó con una morfología en “herradura” abierta hacia el ENE debido a la erupción del flujo descrito anteriormente.
4. De acuerdo con los experimentos análogos al crecimiento sin-eruptivo del cráter de un maar, la migración lateral de la fuente es necesaria y común para los cráteres de mayor tamaño y formas complejas (p.ej. anidadas o alargadas). Con base en los cálculos del rango de energía esperado para las erupciones freatomagmáticas sin migración del foco eruptivo (Valentine et al., 2014; Graettinger y Valentine, 2017), el diámetro máximo de un cráter generado por una sola erupción freatomagmática en condiciones óptimas es de 350 m, y posiblemente hasta de 560 m en el caso de un cráter ideal generado por decenas de explosiones (Graettinger, 2018). A pesar de que estos valores están posiblemente sobrestimados debido a que la transferencia

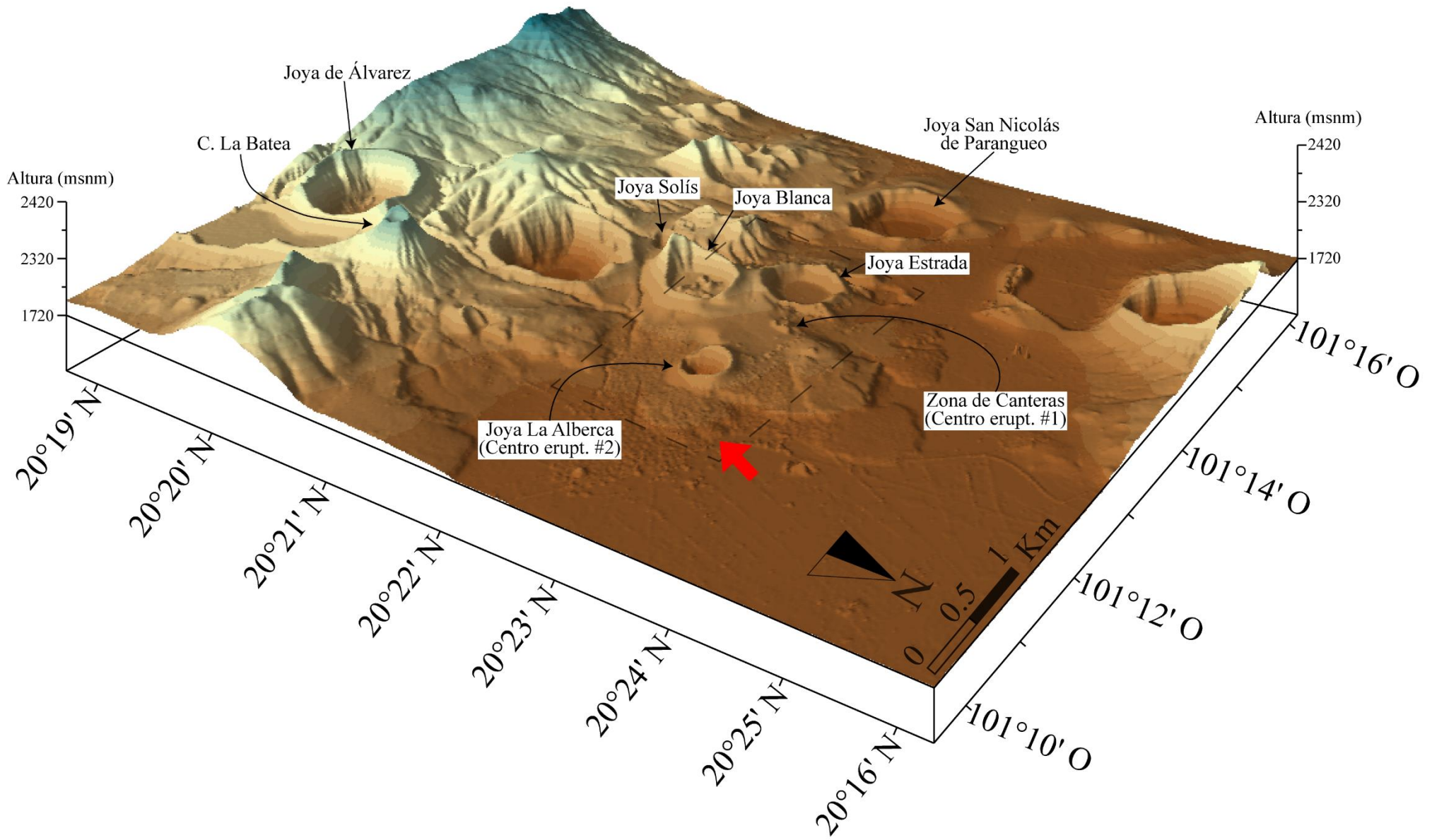


Figura 6.1. Proyección en 3D de la capa *raster* con resolución de 5 m, tomada mediante LiDAR por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), de la zona central del Campo Volcánico de Valle de Santiago (Guanajuato, México). Se muestra el contexto general de los dos centros eruptivos involucrados en la erupción del cráter Joya La Alberca, donde se puede observar que no hay una relación geomorfológica clara, ni en dirección E-O ni NO-SE, entre estos (ver texto para explicación). El cuadro con líneas discontinuas indica el acercamiento a los dos centros eruptivos que se presenta en la figura 6.2. Adicionalmente, la flecha de color rojo indica la presencia de un lóbulo que se extiende desde la pared externa este del maar Joya La Alberca hacia el ENE en la planicie fluvio-lacustre (Ver texto para explicación). La proyección tiene una exageración vertical de 2.7 y fue generada a partir de ArcScene®, extensión para visualizaciones en 3D de ArcGis®.

de energía en las interacciones agua-magma es ineficiente (Wohletz, 1986; Büttner y Zimanowski, 1998), el cráter Joya La Alberca tiene dimensiones considerablemente mayores. Este argumento, sumado a que el cráter de Joya La Alberca está ligeramente elongado en dirección NNE - SSW y a su alto grado de conservación morfológica, se puede concluir que para alcanzar el tamaño que presenta actualmente, el foco eruptivo migró en la misma dirección de elongación, durante su crecimiento. Así mismo, esto está posiblemente relacionado con el enriquecimiento en fragmentos líticos en la zona superior de los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 2, ya que esta característica es comúnmente asociada con la transición entre actividad magmática y freatomagmática debido a la migración lateral de la fuente (White y Ross, 2011; Martí et al., 2011; Geshi y Oikawa, 2014; Graettinger et al. 2015; Smith y Németh, 2017).

De esta manera, de acuerdo con las características geomorfológicas de la zona de estudio, es posible concluir que no hay una tendencia o estructura evidente en dirección E-O, ni en NNO-SSE (lineamiento general del CVVS; Ordóñez, 1906; Silva-Mora, 1979), que permita relacionar geomorfológicamente los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca. Por el contrario, la posible estructura en “herradura” abierta hacia el NNE del cono de escorias construido durante la fase magmática inicial del centro eruptivo No.2, el nivel de enriquecimiento en líticos en la zona superior de los depósitos de este mismo volcán, las dimensiones finales y la elongación NNE - SSW del cráter de Joya La Alberca, y el hecho que los dos centros eruptivos comparten una tendencia morfológica general NNE-SSW, sugieren que un sistema de fisuras con esa dirección podría haber alimentado su erupción. Es importante mencionar que esta tendencia estructural no es local, sino que ha afectado otras estructuras del CVVS, dentro de las cuales resaltan Joya Blanca y Joya Solís, debido a sus cráteres elongados en esa dirección (Figs. 6.1 y 6.3).

Así, con el objetivo de verificar, al menos inicialmente, la viabilidad del lineamiento en dirección NNE-SSW que podría relacionar la actividad volcánica de los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca, se implementó el análisis morfométrico propuesto por Paulsen y Wilson (2010; p.ej. Saucedo et al., 2017). Este análisis consiste en un método sistemático para definir los lineamientos de estructuras monogenéticas, a partir de la cartografía de la ubicación de las fuentes y sus formas. Esto debido a que la elongación de las estructuras hacia formas elípticas está directamente relacionada con la tendencia de fisuras en profundidad que controla los alineamientos de los volcanes (Paulsen y Wilson, 2010). El sistema de evaluación de la confiabilidad ($A > B > C > D$) para las alineaciones de fuentes se basa en el número de focos eruptivos, la desviación estándar de los puntos centrales de las fuentes respecto a la línea de mejor ajuste (i.e. regresión ortogonal; Deming, 1953), el número y tipo de estructuras alargadas y la desviación estándar angular de los ejes mayores de las fuentes elípticas respecto al azimut de la línea de mejor ajuste.

De esta manera, al aplicar la metodología de Paulsen y Wilson (2010) en el CVVS, se obtuvieron cinco lineamientos que unen los cráteres freatomagmáticos y las estructuras a su alrededor, de los cuales dos son en dirección NNO-SSE y tres en dirección NNE-SSO (Fig. 6.3). Debido a que estos lineamientos tienen direcciones similares a las de los lineamientos que afectan las estructuras volcánicas anteriores (Plioceno a Pleistoceno Medio) a los cráteres freatomagmáticos (Figs. 5.1 y 5.2), se puede concluir que su orientación es coherente y que los cuerpos de magma juvenil, de las erupciones freatomagmáticas, pudieron haber ascendido a través de sistemas de fracturas que seguían el mismo régimen de deformación regional que controlaba la zona, al menos, entre el Plioceno y Pleistoceno Medio. Así, debido a que los dos lineamientos con dirección NNO-SSE son los de mayor longitud aproximada (entre ~23 y ~17 km), y tienen una dirección similar a la que presenta en general

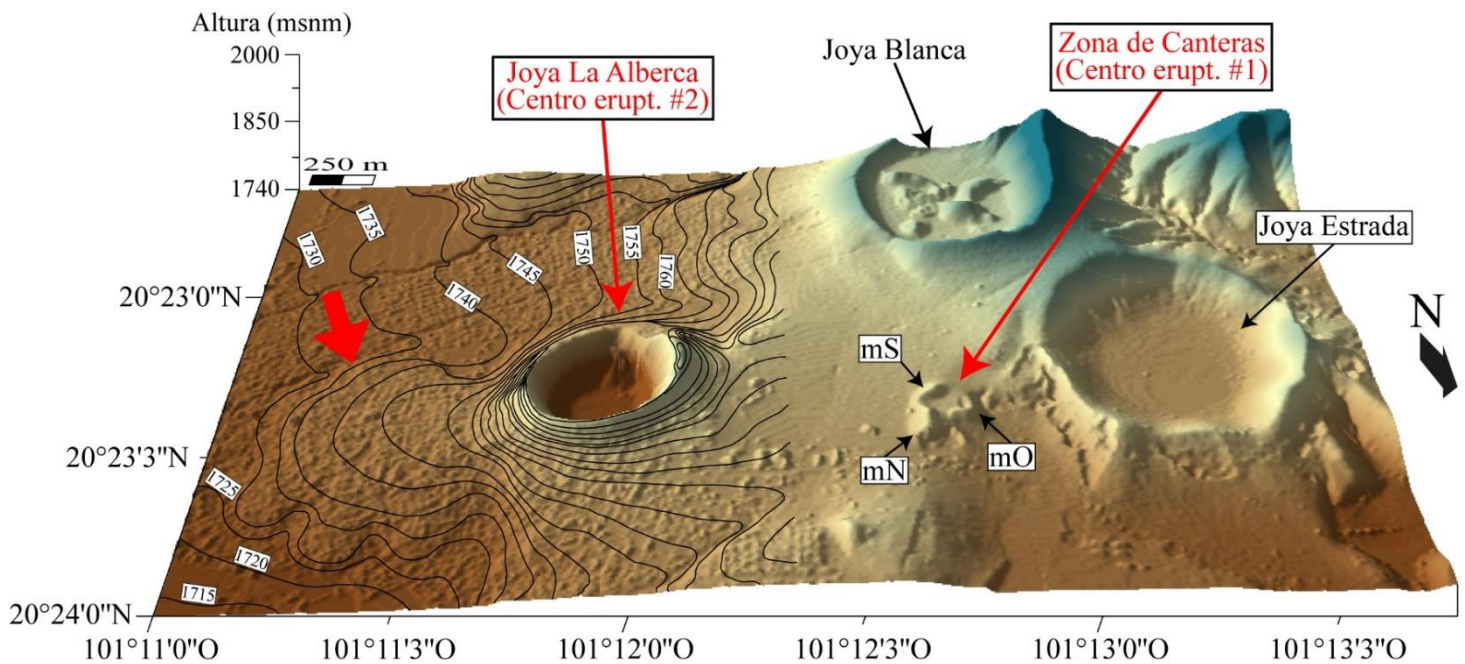


Figura 6.2. Capa raster de los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca, donde se observan estos dos y el flujo de lava que se extiende desde las zonas este y noreste de la pared externa del maar Joya La Alberca (flecha roja). Las curvas de nivel son cada 5 m (elevación en metros sobre el nivel del mar). Centro eruptivo (Centro erupt.); Montículos Norte (mN), Sur (mS) y Oeste (mO) de la zona de canteras de escoria (Centro eruptivo No. 1 de la erupción del cráter Joya La Alberca). La proyección tiene una exageración vertical de 2.7 y fue generada a partir de ArcScene®.

el CVVS desde los cráteres de explosión de Irapuato (Guanajuato) hasta el cráter Joya Yuriria (Fig. 6.3A), son interpretados como lineamientos principales. Por su parte, los tres lineamientos en dirección NNE-SSO tienen longitudes entre ~4 y 10 km, y unen una menor cantidad de volcanes, por lo que pueden considerarse como secundarios. En particular, el lineamiento que involucra los dos centros eruptivos de la erupción de Joya La Alberca (Figs. 6.1 y 6.2) tiene un azimut de 35.62° (dirección NNE-SSO), una posible longitud máxima de ~4.95 km y relaciona geomorfológicamente, además de la zona de canteras de escoria (centro eruptivo No. 1) y el cráter Joya La Alberca (centro eruptivo No. 2), los cráteres de Joya Blanca y Joya Solís, así como tres estructuras geomorfológicas alargadas en dirección NNE-SSO (Fig. 6.3). Adicionalmente, según la metodología de Paulsen y Wilson (2010), la posible morfología en “herradura” abierta hacia el ENE del cono de escorias previo a Joya La Alberca (causada por la efusión del flujo de lava observado; Fig. 6.2), se representaría como una elipse con eje mayor orientado hacia el NE, por lo que sería también coherente con la orientación NNE-SSO del lineamiento que pudo haber relacionado los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca. De esta manera, al implementar la metodología y los cálculos morfométricos de Paulsen y Wilson (2010) sobre las estructuras relacionadas a este lineamiento, fue posible confirmar las observaciones geomorfológicas y establecer que es posible que este último exista, ya que cumple con los requisitos morfológicos correspondientes al mayor grado de confiabilidad propuesto por los autores (“A₁” en la figura 6.3).

De acuerdo con Paulsen y Wilson (2010), el grado de confiabilidad indica la posibilidad de que la formación de los volcanes involucrados por el lineamiento construido haya sido alimentada por un mismo dique en profundidad. Es decir, es la probabilidad de que efectivamente el lineamiento sea la expresión en superficie del dique juvenil que generó la formación de las estructuras volcánicas relacionadas geomorfológicamente. Por esto, los autores propusieron que la tendencia regional de los diques en el subsuelo se puede delimitar con mayor precisión, cuando las fuentes con morfología alargada se alinean con otras fuentes alargadas o circulares proximales que tengan edades y composiciones similares. Esto con el fin de concluir si efectivamente los volcanes a lo largo de un mismo lineamiento fueron formados por una sola erupción, desde diferentes puntos de emisión, pero alimentada por un solo dique en profundidad. Sin embargo, respecto a esta última interpretación, es

importante mencionar dos aspectos. En primer lugar, diferentes estudios han determinado que comúnmente durante una misma erupción monogenética hay variaciones composicionales en el magma juvenil (cf. Brenna et al., 2011; Sohn et al., 2012; Jankovics et al., 2015; McGee et al., 2013; Valentine, 2012; Valentine y Connor, 2015; Chako-Tchamabé et al., 2020). Por esto, a menos que se hagan estudios petrográficos y geoquímicos complementarios, desde la geomorfología del lineamiento no es posible afirmar que sea un solo dique juvenil. En segundo lugar, la formación de las diferentes fuentes asociadas a un único lineamiento no necesariamente tuvo que ocurrir en una sola erupción, ya que un lineamiento también podría estar asociado a un sistema, generalmente regional (p.ej. campos volcánicos monogenéticos), de fallas, fracturas o fisuras, con una clara orientación preferencial dada por un fuerte control estructural en la zona. Este actuaría como el camino óptimo para el ascenso de múltiples cuerpos de magma (i.e. diques) distanciados temporal y espacialmente, y/o podría corresponder a una zona con un régimen de deformación definido, que bajo la presión del magma en ascenso, generaría nuevas fracturas (i.e. *magmatically-induced hydrofractures*) con una clara orientación preferencial (Haimson, 1975; Nakamura, 1977; Delaney et al., 1992; Connor y Conway, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Paulsen y Wilson, 2010; LeCorvec et al., 2013; Valentine y Connor, 2015; Amin y Valentine, 2017; Valentine et al., 2017; Delcamp et al., 2019; De León-Barragán et al., 2020).

De esta manera, a pesar de que los lineamientos construidos según la metodología de Paulsen y Wilson (2010) en el CVVS cumplen con los requisitos geomorfológicos para tener los más altos grados de confiabilidad establecidos por los autores (Fig. 6.3C), las razones expuestas anteriormente, sumadas al hecho de que actualmente se desconoce la historia eruptiva completa del CVVS, permiten reinterpretarlos como: sistemas de fracturas o fisuras, con una clara orientación preferente dada por el régimen de deformación regional, que el magma juvenil pudo haber utilizado para formar las estructuras volcánicas involucradas en una sola erupción o, de manera posiblemente policíclica, en diferentes erupciones dentro de una época eruptiva (decenas, cientos o miles de años; Fisher y Schmincke, 1984). Las fracturas en estos sistemas podrían ser preexistentes al magma juvenil, y/o inducidas por el ascenso de este último, pero en ambos casos su orientación estaría principalmente determinada por el régimen de deformación regional presente en el momento. Esta reinterpretación es independiente de la edad de las erupciones desde que las geoformas generadas conserven la tendencia geomorfológica general del sistema de fracturas. Además, únicamente será posible afirmar que ciertas estructuras volcánicas se generaron a partir de una sola erupción alimentada por un mismo dique en profundidad, cuando, además de que estén asociadas geomorfológicamente por un lineamiento y su relación estratigráfica indique concordancia o continuidad temporal, las evidencias petrográficas y geoquímicas (principalmente en elementos traza y relaciones isotópicas) demuestren homogeneidad composicional del magma juvenil que alimentó su formación.

En conclusión, el lineamiento NNE - SSO que involucra al cráter Joya La Alberca (“A₁” en figura 6.3C) se interpreta como la relación geomorfológica entre los dos centros eruptivos de la erupción de este maar, es decir, el sistema de fracturas a través del cual ascendió el dique juvenil que formó los *scoria ramparts* y el cráter Joya La Alberca en una sola erupción. Además, este sistema probablemente también facilitó el ascenso a superficie de los magmas que formaron, en erupciones posiblemente anteriores y posteriores, los cráteres de Joya Blanca y Joya Solís, respectivamente, ya que los cráteres de estos dos últimos volcanes conservan la elongación en dirección NNE - SSO. Por último, la presencia de este lineamiento inferido desde el análisis geomorfológico de la zona de estudio se puede corroborar mediante técnicas geofísicas, tales como gravimetría, magnetometría y/o resistividad. Finalmente, es importante mencionar que las ubicaciones de las diferentes estructuras asociadas a un sistema de fracturas, como el propuesto anteriormente, no necesariamente siguen unas

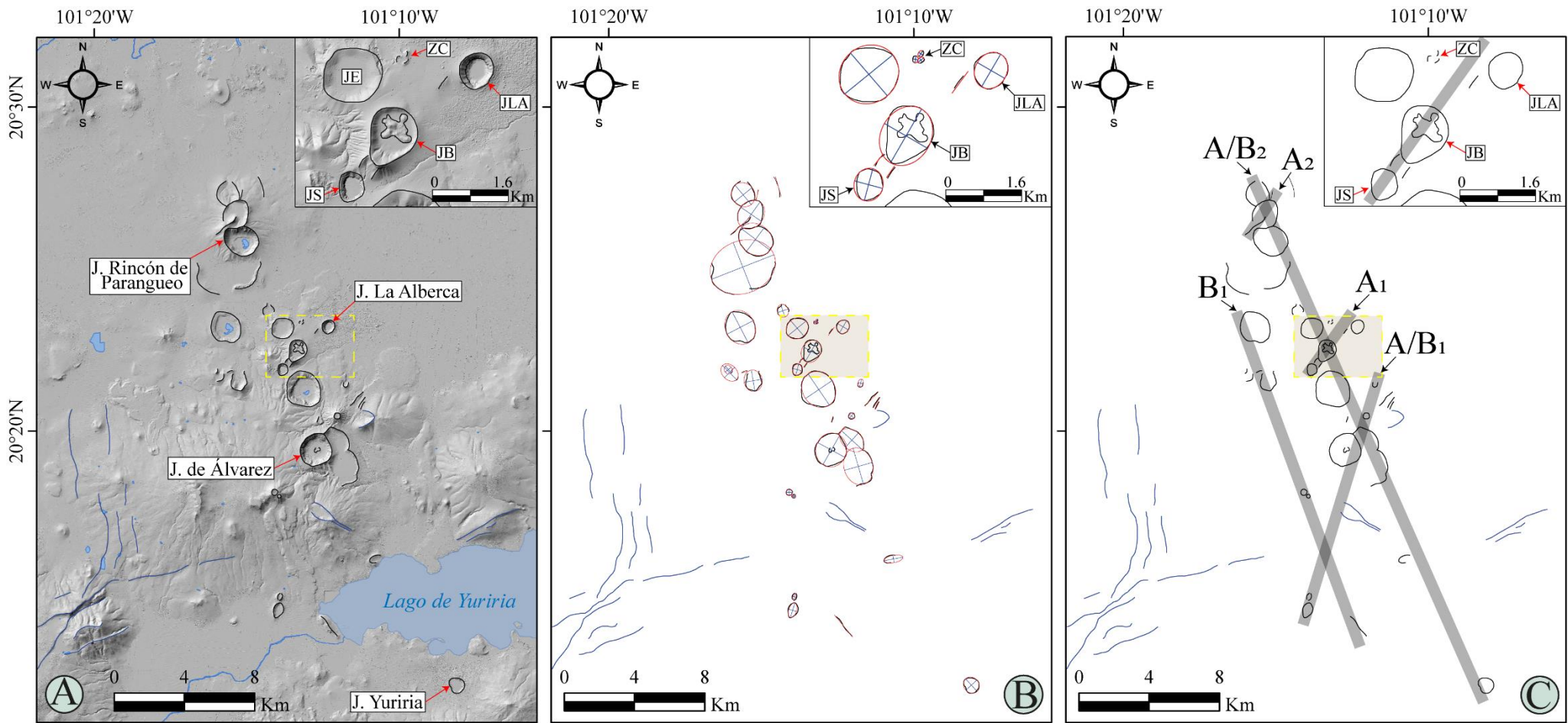


Figura 6.3. Pasos de la metodología de Paulsen y Wilson (2010) aplicada al Campo Volcánico Valle de Santiago (CVVS). **A)** *Hillshade* del CVVS generado a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM, por sus siglas en inglés) obtenido mediante LiDAR con una resolución de 5 m por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), en el que se delimita la morfología de las diferentes estructuras volcánicas presentes (i.e. maares, *scoria ramparts*, y cráteres de conos de escoria; líneas negras continuas) y los lineamientos que afectan las estructuras anteriores a la formación de los cráteres freatomagmáticos (líneas azules continuas). El cuadrado con límites amarillos discontinuos indica los límites del acercamiento a la zona de los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca, que se muestra en la esquina superior derecha de la figura. **B)** Posteriormente a la delimitación de la morfología de las estructuras se dibuja el elipse, con su eje mayor y menor, que mejor se ajuste a cada geoforma, sin incluir las estructuras rectilíneas, a las cuales se dibuja la recta que mejor se ajuste visualmente. En el acercamiento a la zona del cráter Joya La Alberca, el cual se muestra en la esquina superior derecha, se observan 9 estructuras alargadas en dirección NNE-SSO, entre las cuales resaltan los cráteres de Joya La Alberca, Joya Blanca y Joya Solís, así como los tres montículos de la zona de canteras de escoria (ZC). A partir de la dirección de elongación de las elipses dibujadas se buscan los posibles lineamientos que relacionen de la mejor manera las diferentes estructuras volcánicas. **C)** Finalmente, se hacen los cálculos morfométricos para establecer el grado de confiabilidad de cada uno de los lineamientos propuestos según los parámetros de Paulsen y Wilson (2010), y la ubicación y azimut de cada lineamiento se realiza mediante una regresión ortogonal (Deming, 1953) de la ubicación del punto central de cada elipse. En la presente tesis, la regresión ortogonal se realizó con la versión de prueba del programa Statgraphics®. Es importante mencionar que para los cálculos del lineamiento propuesto para la erupción del cráter Joya La Alberca (acercamiento en la esquina superior derecha) no se incluyó al cráter Joya Estrada, ya que composicionalmente es contrastante (Cano-Cruz, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008). El grosor de las líneas que marcan los lineamientos no está relacionado con el grosor real del sistema de fracturas, sino se utiliza únicamente con efectos de óptima visualización. Finalmente, los lineamientos se nombraron según el grado de confiabilidad obtenido según los parámetros establecidos por Paulsen y Wilson (2010), y el subíndice se usa para indicar un orden. Joya (J.); Joya Solís (JS); Joya Blanca (JB); Joya La Alberca (JLA); Joya Estrada (JE); Zona de canteras de escoria (ZC).

tendencias lineales sobre el sistema, sino que puede haber desfases entre su tendencia principal y la ubicación en superficie de los volcanes (Connor y Conway, 2000; Jordan et al., 2013; Valentine y Connor, 2015; Muirhead et al., 2016; Fierstein y Hildreth, 2017). Estas diferencias son el resultado del régimen de deformación local o regional (Connor y Conway, 2000; Valentine y Connor, 2015), el cual también generalmente resulta en sistemas complejos de alimentación de un campo volcánico monogenético (Németh y Martin, 2006; Keating et al., 2008; Muirhead et al., 2016). Así, trabajos recientes han demostrado que la zona más somera del sistema de alimentación de un campo volcánico monogenético no corresponde a conductos aislados y bien delimitados, sino a una red compleja conformada por la interacción entre diferentes cuerpos subvolcánicos, como diques, *sills*, lacolitos, diques con morfología dómica y *sills* transgresivos, que resulta en múltiples caminos para el ascenso a superficie del magma juvenil, y, por tanto, también en la formación de diferentes fuentes a lo largo del sistema de fisuras principal (Németh y Martin, 2006; Keating et al., 2008; Muirhead et al., 2016)

- *Evidencias composicionales:*

Los volcanes monogenéticos son definidos como edificios volcánicos con un volumen acumulado pequeño (típicamente $\leq 1\text{ km}^3$, comúnmente $< 0.1\text{ km}^3$) que se construyeron durante una sola erupción pequeña más o menos continua (i.e. aproximadamente ininterrumpida; Brenna et al., 2010; Kienle et al., 1980; Valentine y Gregg, 2008), o en varias pequeñas erupciones discontinuas (i.e. episódicas), durante un periodo de tiempo breve (desde días hasta semanas, o incluso pocas décadas; Walker, 1993; Connor y Conway, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; McGee et al., 2012; Németh y Kereszturi, 2015). Además, inicialmente se pensaba que típicamente las erupciones de estos volcanes eran alimentadas por un solo cuerpo de magma comúnmente de composición homogénea (p.ej. Ramírez-Uribe et al., 2020). Así, cada volcán dentro de un campo volcánico monogenético se formaba a partir de una erupción alimentada por un pequeño cuerpo de magma que se propagaba directamente desde el manto superior hasta la superficie, a través de un nuevo conducto que no guardaba conexión física con la fuente (Spera, 1984; Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987; Connor et al., 2000; Walker, 2000; Németh et al., 2003; Needham et al., 2011; Smith y Németh, 2017).

Sin embargo, en las últimas décadas múltiples estudios detallados de centros eruptivos individuales en campos volcánicos monogenéticos, han demostrado que estos son más comúnmente el resultado de procesos magmáticos relativamente complejos, los cuales generalmente involucran más de un cuerpo de magma dentro de una misma erupción (p.ej. Bradshaw y Smith, 1994; Németh y Martin, 2007; Valentine y Keating, 2007; Valentine y Gregg, 2008; Brenna et al., 2010, 2011; Guilbaud et al., 2012; McGee et al., 2012; McGee y Smith, 2016; Chako-Tchamabé et al., 2020). Así, en los casos en los que es posible demostrar que no hay variaciones composicionales importantes en el magma juvenil durante la erupción monogenética, principalmente mediante la abundancia y tendencias de los elementos traza y las razones isotópicas, y en segundo lugar mediante la composición de elementos mayores y las características petrográficas, es posible concluir que la formación de la estructura volcánica fue alimentada por un solo cuerpo de magma. Esto es independiente de la cantidad de focos eruptivos que pudieron haber estado involucrados en la erupción, ya que, bajo un régimen estructural dado, si un mismo cuerpo de magma cuenta con el volumen suficiente, puede alimentar la formación de diferentes estructuras volcánicas durante una misma erupción (Needham et al., 2011; Németh y Kereszturi, 2015; McGee y Smith, 2016; Smith y Németh, 2017).

De esta manera, los fragmentos juveniles (explosivos y efusivos) de los dos centros eruptivos y de las dos fases de la erupción del cráter Joya La Alberca presentan características petrográficas considerablemente similares tanto en su vesicularidad y asociación mineral, como en su textura principal y texturas de desequilibrio y enfriamiento súbito (ver sección 5.6). Las diferencias en estos

aspectos no son relevantes y podrían estar relacionadas con la cantidad de muestras recolectadas de cada centro eruptivo y/o con la zona escogida de la muestra para fabricar la sección delgada (p.ej. diferencia en los tipos de glomeropórfidos observados). De igual manera, de acuerdo con la caracterización geoquímica realizada de estos fragmentos juveniles, en general no hay variaciones geoquímicas importantes entre ellos, de tal manera que son clasificados como traqui-andesitas basálticas con carácter alcalino, las cuales son similares composicionalmente a las rocas denominadas “transicionales” que ocurren en un arco magmático de subducción (*OIB-type arc magmas*; ver sección 5.7). En este contexto, el estudio petrográfico y geoquímico de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, indica que estos presentan grandes similitudes composicionales (i.e. uniformidad composicional) y estuvieron sometidos a procesos petrogenéticos similares, por lo que es congruente afirmar que la formación de los dos centros eruptivos de esta erupción fue alimentada por un mismo cuerpo de magma en profundidad. Así, teniendo en cuenta esta última conclusión y las evidencias geomorfológicas expuestas anteriormente, la hipótesis de que la erupción del cráter Joya La Alberca ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes coetáneos y composicionalmente uniformes, podría explicarse a partir de un modelo eruptivo que involucre diques transgresivos bifurcándose a poca profundidad desde un mismo cuerpo de magma juvenil (Muirhead et al., 2016).

En conclusión, teniendo en cuenta las evidencias estratigráficas, geomorfológicas y composicionales presentadas a lo largo de este apartado, es posible afirmar que la erupción que finalmente dio origen al cráter Joya La Alberca fue continua, tuvo dos fases eruptivas (la primera magmática y la segunda freatomagmática) y ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes hace aproximadamente $21,350 \pm 80$ a AP. El punto de inicio de la fase magmática es aún incierto, pero la estratigrafía permitió determinar que durante esta fase posiblemente había actividad magmática (principalmente explosiva y en menor medida efusiva) coetánea de los dos centros eruptivos, a partir de la cual se formaron tres *scoria ramparts* en la zona de canteras, y un posible cono de escorias pequeño en el centro eruptivo No. 2. Además, fue posible saber que la fase magmática se detuvo primero en el centro eruptivo No. 2 debido a que, por una posible migración hacia el SSW de la fuente, se generó una erupción freatomagmática que destruyó el cono de escorias previo casi en su totalidad y formó el actual cráter Joya La Alberca. Así mismo, a pesar de que la relación geomorfológica, común en erupciones con migración lateral de la fuente, no era lo suficientemente evidente entre los dos centros eruptivos, la metodología de Paulsen y Wilson (2010) permitió establecer la presencia de un lineamiento en dirección NNE-SSO, el cual podría haber actuado como un sistema de fracturas a partir del cual el magma juvenil ascendió hasta la superficie. Adicionalmente, debido a la homogeneidad composicional del magma juvenil, es posible concluir que la erupción del cráter Joya La Alberca fue alimentada por un único dique en profundidad, el cual ascendió a través del sistema de fracturas marcado por el lineamiento NNE-SSO en superficie. De esta manera, los análisis presentados en la presente tesis permitieron establecer que la erupción del cráter Joya La Alberca fue considerablemente más compleja y reciente respecto a lo que habían propuesto trabajos anteriores (Murphy, 1986; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999; Peñaloza-Turrubiates, 2005; Rincón-Herrera, 2005; Cano-Cruz, 2006; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014).

6.1.2. Unidades preexistentes a la erupción de Joya La Alberca y deducciones sobre la paleotopografía

6.1.2.1. Flujo de lava preexistente: Unidad estratigráfica No. 1

De acuerdo con la secuencia estratigráfica descrita durante el trabajo de campo, el basamento local del cráter Joya La Alberca consta de al menos dos unidades estratigráficas previas: el flujo de lava

que aflora en las paredes internas verticales del cráter (Unidad estratigráfica No. 1) y las *facies* distales de los depósitos procedentes del cráter Joya Estrada (Unidad estratigráfica No. 2). A partir de aspectos como su importante espesor en el basamento local y el alto contenido de fragmentos derivados de su fragmentación en los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, es posible concluir que la unidad estratigráfica No. 1 (flujo de lava preexistente) es la unidad que está más estrechamente relacionada con la erupción. En particular, características como la distribución, posible estructura vertical y distancia de la fuente, así como, el espesor, la vesicularidad, interconectividad entre vesículas y la permeabilidad primaria y/o secundaria del flujo de lava preexistente, son fundamentales para entender aspectos como el tipo de sustrato (i.e. duro o blando; Lorenz, 2003), la paleotopografía (p.ej. el gradiente topográfico y la ubicación de paleovalles y paleoaltos) y el contexto hidrogeológico (p.ej. el gradiente hidráulico, las zonas de descarga, el flujo de agua, y la geometría y ubicación de los acuíferos subterráneos) que existían en el lugar donde se formó el cráter Joya La Alberca. Esto último, a su vez, es crucial para comprender la evolución de la erupción de Joya La Alberca, ya que estos aspectos, junto con el régimen paleoclimático, tienen una gran influencia sobre las variaciones en la dinámica eruptiva (cf. Lorenz, 2003; Auer et al., 2007; Németh y Martin, 2007; Kereszturi et al., 2011; Kshirsagar et al., 2015; 2016; Agustín-Flores et al., 2021). Sin embargo, pese a la relevancia del flujo de lava preexistente en la erupción que finalmente dio origen al maar Joya La Alberca, los trabajos más recientes previos a esta tesis (cf. Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006), a pesar de aportes importantes, no profundizaron en su descripción completa, por lo que sus características principales (i.e. origen, distribución, espesor, vesicularidad, etc.) actualmente son desconocidas. Por esto, a continuación, se presentan las interpretaciones basadas en los análisis geomorfológicos, de campo, petrográficos y geoquímicos del flujo de lava preexistente realizados en la presente tesis, los cuales estuvieron enfocados en estimar cuantitativamente las características mencionadas anteriormente, así como en proponer su posible origen.

- Observaciones geomorfológicas, de campo, petrográficas y geoquímicas:

En primer lugar, a partir del estudio geomorfológico de las elevaciones, los espesores y la distribución de las diferentes geoformas observadas en la zona central del CCVS, el flujo de lava que constituye las paredes verticales internas de Joya La Alberca (flujo de lava preexistente) podría estar asociado con un lóbulo que conforma una plataforma con bordes irregulares y estructura alargada en dirección NNE-SSO, que se caracteriza por: 1) Extenderse sobre la planicie fluvio-lacustre del río Lerma, desde el borde nororiental del cráter Joya Blanca hasta ~1.5 km al noroeste de Joya La Alberca, 2) una longitud mínima de ~3.1 km y por 3 km de ancho, y 3) tener una elevación que varía ligeramente entre ~1960 y 1945 msnm en su zona central, y hasta ~1735 msnm en sus márgenes (Fig. 6.4). Así mismo, a pesar de que en general tiene límites externos poco definidos, las características geomorfológicamente observables del flujo de lava preexistente permitieron establecer que éste infrayace claramente la región entre la zona de canteras de escoria (ZC) y el cráter Joya La Alberca, y que su frente se caracteriza por escarpes de ~20 m de alto (Fig. 6.4). Adicionalmente, la localidad en la que está mejor expuesto el flujo de lava preexistente es en las paredes internas del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.1, 5.4 y 5.5C), donde tiene un espesor mínimo de ~40 m (no aflora su base), y su zona norte es una región donde se intercalan en tiempo y espacio diferentes flujos de lava (Fig. 6.4). Además, a pesar de que el límite oeste de este flujo no es claro (Fig. 6.4), Cano-Cruz (2006) y Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008) reportan abundantes fragmentos con características texturales similares a las descritas a muestra de mano y petrográficamente de la unidad estratigráfica No. 1, en los depósitos freatomagmáticos de Joya Estrada. Por esto, se podría concluir que el límite oeste del flujo de lava preexistente se extiende hacia el oeste al menos hasta este cráter. Por su parte, la margen oriental del flujo de lava preexistente es geomorfológicamente observable principalmente al norte del

maar Joya La Alberca, pero hacia el sur, el límite del flujo preexistente no es claro debido a que los productos de la erupción de dicho maar lo cubren. En particular, el flujo de lava del cono de escoria formado durante la fase magmática de la erupción de Joya La Alberca (Fig. 6.4), y los depósitos que conforman el anillo piroclástico de este último, son las geoformas que cubren en mayor medida la margen oriental del flujo preexistente hacia el sur. A pesar de esto, la extensión de la unidad estratigráfica No. 1 hacia el oriente puede ser aproximada según sus límites geomorfológicamente observables. A partir de esto, es posible establecer que el cráter Joya La Alberca se encuentra sobre, o muy próximo, a la margen oriental del flujo de lava preexistente (Fig. 6.4). Sin embargo, aunque la extensión de este flujo pudo ser aproximada hacia el norte, oriente y oeste, sus márgenes hacia el SSO no son claras, por lo que su longitud mínima es de ~3.1 km, y no es posible asociarlo geomorfológicamente con una fuente en particular, ni calcular o estimar su espesor máximo, su longitud y extensión (área) máxima, y, por consiguiente, tampoco su *aspect ratio* (Walker et al., 1973). De igual manera, debido a que su base no aflora en la zona de estudio, se desconoce su espesor máximo y su estructura vertical completa.

A pesar de esto último, teniendo en cuenta el gradiente paleotopográfico y la dirección del eje mayor del lóbulo formado por el flujo de lava preexistente, es posible inferir que éste fluyó posiblemente del SSO hacia el NNE (Figs. 6.3A y 6.4), desde la región de los cerros Chapín y El Picacho hacia la planicie fluvio-lacustre. Así mismo, de acuerdo con este sentido de flujo y la distribución geomorfológica observada, el flujo de lava preexistente conforma una estructura importante en la secuencia del basamento local del maar Joya La Alberca, y posiblemente también de los cráteres Joya Solís, Joya Blanca y Joya Estrada. De esta manera, las observaciones geomorfológicas de la zona central del CVVS y las características geomorfológicas, de campo, petrográficas y geoquímicas del cuerpo que conforma las paredes internas verticales de Joya La Alberca (unidad estratigráfica No. 1), permitieron, además de confirmar que este flujo de lava y el maar se formaron en eventos eruptivos completamente diferentes en tiempo y espacio (como lo sugerían algunos trabajos previos; Murphy, 1986; Uribe-Cifuentes, 2006), concluir que el origen del primero podría estar relacionado con actividad efusiva desde la zona de los cerros Chapín y El Picacho durante el Pleistoceno Medio (cf. Rincón-Herrera, 2005; Figs. 5.42-44 y 5.46) y que posteriormente, Joya La Alberca se emplazó muy cerca de su margen nororiental (Fig. 6.4).

- Posible origen del flujo de lava preexistente:

Respecto al origen del flujo de lava preexistente (unidad estratigráfica No. 1 en la presente tesis), inicialmente Murphy (1986) propuso que éste había sido producto de la fase estromboliana inicial, principalmente efusiva, de la misma fuente que posteriormente, en la misma erupción, desarrolló una fase freatomagmática y formó el cráter Joya La Alberca. De acuerdo con el autor, esta tendencia en la dinámica eruptiva era común en los maares del CVVS, ya que en la mayoría de los casos (10 de los 13 maares reportados por el autor), el inicio del vulcanismo había ocurrido con fases estrombolianas, las cuales generaban secuencias conformadas por la intercalación entre depósitos de caída de escoria, aglutinados (i.e. *spatter*) y flujos de lava, que posteriormente quedaban expuestas en las paredes internas de los cráteres de explosión cuando estos excavaban el subsuelo durante su formación (p.ej. cómo podría interpretarse a primera vista en el caso del cráter Joya La Alberca). Sin embargo, a diferencia de esta hipótesis, el estudio estratigráfico realizado en la presente tesis permitió identificar que suprayaciendo al flujo de lava preexistente realmente están, en orden estratigráfico, un primer paleosuelo, las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya Estrada, un segundo paleosuelo, y finalmente, los depósitos (freatomagmáticos y magmáticos) de la erupción del maar Joya La Alberca (unidad estratigráfica No. 3; ver apartado 5.3 y figura 5.33). Así, esta secuencia

observada permite afirmar que realmente el flujo de lava preexistente y el cráter Joya La Alberca se formaron a partir de dos erupciones muy diferentes y que éstas estuvieron separadas por un periodo de tiempo aún más largo del que interpretaron los trabajos donde se reportó que entre los productos de estos dos volcanes únicamente existía el primer paleosuelo (Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Carrasco-Núñez y Aranda-Gómez, 2014).

Adicionalmente, está marcada diferencia en edades entre el flujo de lava preexistente y el cráter Joya La Alberca es también evidente en las observaciones geomorfológicas de estas dos estructuras. Los márgenes del primero en general están muy suavizadas y no se pueden apreciar con claridad hacia el sur y el oeste, mientras que, por el contrario, el segundo tiene un anillo piroclástico bastante bien conservado, caracterizado por tener una relación entre el diámetro del cráter (W_c) y su profundidad (W_d) de ~ 7.71 (este parámetro aumenta con el tiempo, p.ej. Joya Estrada tiene un parámetro de 15.41, lo cual es coherente con la estratigrafía; Wood, 1979; Pirrung et al., 2008; Kereszturi y Németh, 2013). Así mismo, esta mayor diferencia temporal, además de ser evidente estratigráfica y geomorfológicamente (Fig. 6.4), es coherente también con las edades publicadas para cada estructura. En primer lugar, el flujo de lava preexistente, a pesar de haber sido datado por Murphy (1986) en 0.073 ± 0.024 Ma, en años más recientes y por un método más preciso ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), Rincón-Herrera (2005) obtuvo una edad de 0.25 ± 0.02 Ma (Tabla 5.1). Por su parte, en la presente tesis, la edad de la erupción del cráter Joya La Alberca se reportó entre $23,170 \pm 90$ AP y $21,350 \pm 80$ AP (Tabla 5.2). Además, como se describió anteriormente, según las características geomorfológicas apreciables del flujo de lava preexistente, éste conforma un lóbulo alargado y de bordes irregulares que se extiende del SSO hacia el NNE (Fig. 6.4); por lo que ese mismo sentido se interpretó como el del emplazamiento del flujo. A partir de esta característica, es posible afirmar que, además de que el flujo de lava preexistente y el cráter Joya La Alberca se formaron durante erupciones distintas y separadas por un periodo de tiempo importante, realmente el origen del primero no fue desde la misma fuente donde posteriormente se formó el segundo, como lo había propuesto inicialmente Murphy (1986), sino por actividad efusiva de una fuente al SSO de Joya La Alberca; más específicamente, desde un volcán ubicado posiblemente en la zona entre el cerro El Picacho y el sector SO del cráter Joya Blanca.

Por su parte, las claras diferencias en las características petrográficas y geoquímicas del flujo de lava preexistente y los juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, permiten concluir que los magmas juveniles que alimentaron dichas erupciones son el resultado de procesos magmáticos, trayectorias de ascenso, e historias de enfriamiento (i.e. cristalización) diferentes. A pesar de que magmas petrográfica y geoquímicamente diferentes sean extruidos durante una erupción de un solo volcán monogenético sea común (p.ej. el volcán El Metate, Michoacán; cf. Chevrel et al., 2016b) o el cono de toba Ilchulbong (Isla Jeju, Corea del Sur; Sohn et al., 2012), las características geomorfológicas del flujo de lava preexistente y la presencia de los paleosuelos entre este último y los depósitos de Joya La Alberca, permiten interpretar que las claras diferencias entre los procesos magmáticos y dinámicos (i.e. ascenso) que sufrió el material juvenil de cada uno de estos dos volcanes podrían indicar que los magmas alcanzaron la superficie, en momentos distintos, muy posiblemente a través de sistemas de ascenso estructuralmente distintos y geográficamente separados. Así, teniendo en cuenta todos estos argumentos, es posible afirmar que entre las erupciones que formaron las unidades estratigráficas No. 1 y No. 3, no hubo relación magmática, ni temporal o espacial, como lo sugirió inicialmente Murphy (1986).

Por otro lado, a partir de las características geoquímicas del flujo de lava preexistente, principalmente el contenido y patrones de elementos traza, es posible asociarlo geoquímicamente en primer lugar con el flujo de lava previo al cráter Joya Rincón de Parangueo, y, en segundo lugar, con los flujos de

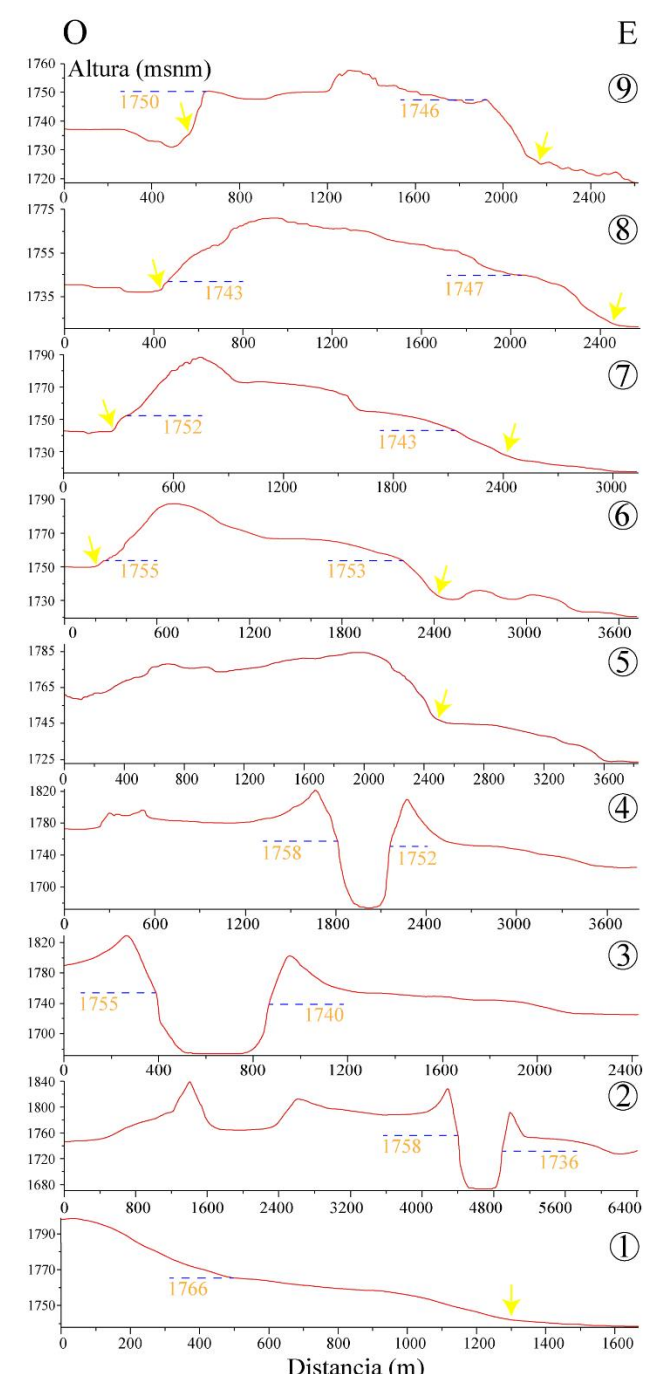
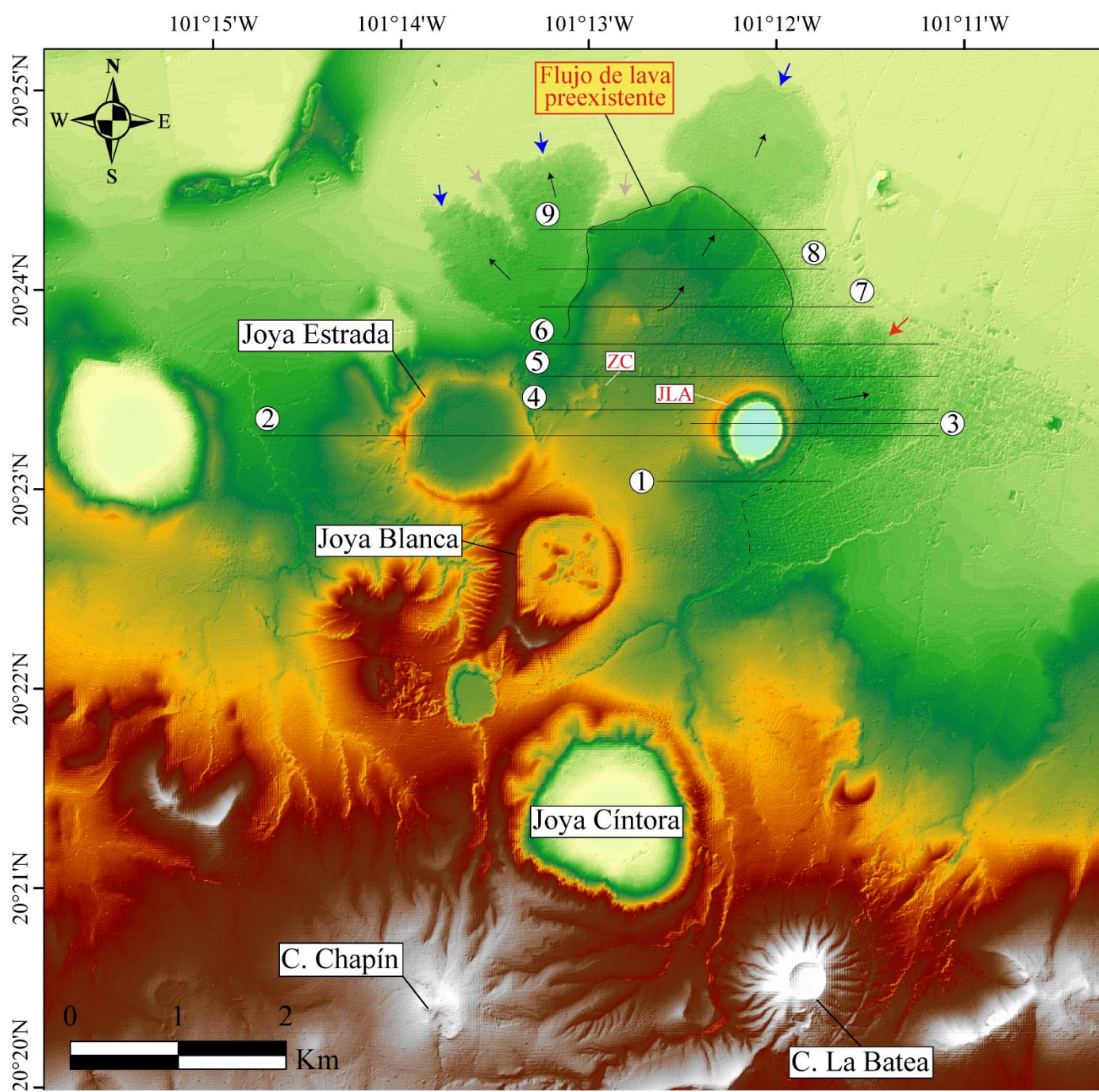


Figura 6.4. Modelo de elevación digital (DEM, por sus siglas en inglés) de la zona entre el Cerro Chapín (C. Chapín) y los flujos de lava al norte del cráter Joya La Alberca (JLA), donde se observa la silueta más completa del flujo de lava preexistente al cráter JLA (Unidad estratigráfica No. 1; la línea negra continua delimita su margen observada en el DEM, mientras que la línea negra punteada es un límite inferido a partir de observaciones geomorfológicas y los perfiles topográficos que se muestran a la derecha). En la zona al norte del cráter JLA se observa una intercalación en tiempo y espacio de diferentes flujos de lava (según su morfología: más antiguos (flechas grises) y más recientes (flechas azules)). El pequeño flujo de lava formado durante la fase magmática inicial de la erupción del cráter JLA, desde el centro eruptivo No. 2, se indica con una flecha roja. El sentido de emplazamiento del flujo de lava preexistente fue del SSO hacia el NNE. La dirección (O-E) de los perfiles topográficos y su orden también se indican en el mapa. En los perfiles topográficos se puede observar: 1) la disminución en la altura (msnm) del tope del flujo de lava preexistente (línea azul punteada) hacia el E y NNE. 2) El cambio abrupto de altura del flujo en la zona donde actualmente está el cráter JLA. 3) la ubicación del cráter JLA sobre o muy cerca de la margen oriental del flujo. Las flechas amarillas indican las márgenes del flujo preexistente en cada perfil. 4) El frente del flujo de lava preexistente tiene un espesor mínimo de ~20 m.

lava muestreados en la zona entre los cerros El Picacho y Chapín. Sin embargo, el sentido de flujo de la unidad estratigráfica No. 1, inferido según las observaciones geomorfológicas (Fig. 6.4), permite descartar la primera opción como el posible origen del flujo de lava preexistente. Por el contrario, los flujos de lava ubicados en la zona entre los cerros El Picacho y Chapín cumplen tanto con la semejanza geoquímica, particularmente en los patrones de elementos traza, como con el posible sentido del flujo de lava preexistente, por lo que el flujo de lava preexistente podría haber alcanzado una longitud máxima diferente de acuerdo con su posible fuente: ~14 km desde el cerro El Picacho, ~8.1 km desde el cerro Chapín, o ~10.5 km desde el punto medio entre estos dos volcanes.

Debido a la considerable diferencia entre las longitudes que podría haber alcanzado el flujo de lava preexistente según su origen, interpretar cuál de éstas sería la más coherente permitiría proponer la fuente más probable para la unidad estratigráfica No. 1. En este caso, debido a que su erupción no fue observada, su preservación geomorfológica es baja (Fig. 6.4) y en la actualidad se cuenta solamente con su composición de roca total, la manera para dilucidar cuál fue la distancia máxima que el flujo de lava preexistente probablemente alcanzó es hacer interpretaciones sobre su viscosidad durante el emplazamiento a partir de características como su espesor, composición, cristalinidad y vesicularidad. Esto, teniendo en cuenta que la longitud de un flujo de lava, al igual que su dinámica de emplazamiento (i.e. tipo 'a'ā, pāhoehoe o bloque) es controlada principalmente por su reología, y ésta, a su vez, por la viscosidad propia del flujo de lava, el cual está conformado por la mezcla trifásica entre fundido, sólidos en suspensión y burbujas (Walker, 1973; Cas y Wright, 1987; Rowland y Walker, 1990; Griffiths, 2000; Kilburn, 2000; Spera, 2000; Schmincke, 2004; Giordano et al., 2008; Harris y Allen, 2008; Lockwood y Hazlett, 2010; Harris y Rowland, 2015; Leshner y Spera, 2015; Chevrel et al., 2016b; Harris et al., 2016; Belousov y Belousova, 2017; Chevrel et al., 2019).

En este contexto, la viscosidad de un fluido magmático es una medida de su resistencia interna a fluir o deformarse bajo la influencia de esfuerzos cortantes (i.e. tangenciales) o de tracción (Gauthier, 1973; Walker et al. 1973; Papale, 1999; Griffiths 2000; Sparks, 2004; Dingwell, 2006), que depende fuertemente de su composición (principalmente el contenido de SiO₂ y agua), y de parámetros transitorios como la temperatura, la tasa de deformación (p.ej. pendiente topográfica; Spera, 2000), su vesicularidad (i.e. cantidad, tamaño y forma de las burbujas) y la fracción de partículas sólidas en suspensión (i.e. cantidad, tamaño y forma de los fragmentos sólidos que pudieron cristalizar a partir del magma o ser incorporados por este; Cas y Wright, 1987; Rowland y Walker, 1988; Dingwell, 1996; Griffiths, 2000; Kilburn, 2000; Spera, 2000; Giordano et al., 2004a, b; Harris y Allen, 2008; Lockwood y Hazlett, 2010; Leshner y Spera, 2015). En primer lugar, el flujo de lava preexistente tiene un contenido de 52.6 wt.% de SiO₂, por lo que tiene una composición básica-intermedia (Le Bas et al., 1992; Whyte, 1990; Sen, 2014), y, por ende, una viscosidad de baja a intermedia, típicamente entre los órdenes de magnitud 10³ y 10⁴ Pa·s, o hasta 10⁵ Pa·s, en el interior del flujo (a una temperatura de 1200°C; Kilburn, 2000; Blatt et al., 2006; Lockwood y Hazlett, 2010; Belousov y Belousova, 2017). Por su parte, según el modelo petrogenético para las rocas transicionales (*Alkaline T2*; i.e. unidad estratigráfica No. 1) del CCVS de Losantos et al. (2017), el flujo de lava preexistente probablemente se formó a partir de un magma con contenidos iniciales de agua bajos (~2 wt.%), el cual cristalizó desde ~1250 °C hasta ~1010 °C y desde ~8 kb hasta niveles superficiales, por lo que muy posiblemente su temperatura de erupción fue, al menos ligeramente, menor a ~1010 °C.

Teniendo en cuenta el menor impacto que tiene el agua disuelta despolimerizando un flujo de composición básica-intermedia respecto a uno más evolucionado (Leshner y Spera, 2015), el bajo contenido de agua del flujo de lava preexistente, además de ser coherente con los valores medidos en inclusiones fundidas de los juveniles del maar Joya de Álvarez (0.4 - 1.4 wt.%; Johnson et al., 2009;

Johnson et al., 2010) y en los flujos traqui-andesíticos basálticos del volcán Tolbachik (Kamchatka; 1.19 ± 0.1 wt.%; Plechov et al., 2015), probablemente no fue un factor determinante para disminuir su viscosidad, al menos drásticamente, de intermedia-baja a baja, y permitirle extenderse por mayores distancias (Mysen et al., 1982; Stolper, 1982; Whyte, 1990; Spera, 2000; Schmincke, 2004; Giordano et al., 2008; Harris y Allen, 2008; Lockwood y Hazlett, 2010). Así mismo, teniendo en cuenta que los magmas de composición básica-intermedia tienen un rango de temperatura de erupción entre 1050 °C - 1200 °C (Kilburn, 2000; Spera, 2000; Belousov y Belousova, 2017), el flujo de lava preexistente posiblemente tuvo una temperatura de erupción menor (<1010 °C) a la que comúnmente tendría un magma de su composición, por lo que habría ayudado a que éste tuviera una viscosidad intermedia, y, por tanto, una extensión total baja, probablemente de algunos kilómetros.

Por otro lado, según las observaciones petrográficas, el flujo de lava preexistente tiene una cristalinidad final considerablemente alta debido a su alto contenido tanto de partículas libres (~41 vol.%), como de microlitos en la matriz (~40 vol.%). A pesar de que la cristalinidad inicial del flujo de lava preexistente fue menor a la observada petrográficamente, en particular porque el volumen de microlitos aumenta en mayor medida durante las etapas finales del ascenso del magma juvenil y el emplazamiento del flujo de lava, ésta habría estado igualmente cercana al valor crítico (entre 50 y ~60 vol.%) debido a su alto contenido de partículas libres y la formación de los primeros microlitos por descompresión (Lipman et al., 1985; Lipman y Banks, 1987; Molen y Paterson, 1979; Marsh, 1991; Crisp et al., 1994; Houghton et al., 2000; White y Houghton, 2000; Costa, 2005; Chevrel et al., 2014; Burgisser y Degruyter, 2015). De esta manera, la alta cristalinidad del flujo de lava preexistente, además de ser coherente con la posible baja temperatura de erupción, muy posiblemente influyó de manera considerable a aumentar su viscosidad total, de tal manera que probablemente ésta fue intermedia. Adicionalmente, asumiendo que las características de la vesicularidad del flujo de lava preexistente (i.e. la cantidad, tamaño y forma de las vesículas) observadas petrográficamente fueron las mismas que tuvo durante la erupción (sin-eruptivas), a pesar de que por su forma predominantemente esférica las vesículas podrían haber ayudado a aumentar la viscosidad aparente del flujo de lava preexistente durante su emplazamiento, su baja cantidad (~7 vol.%) y su pequeño tamaño posiblemente ocasionaron que este efecto fuera despreciable (Manga et al., 1998; Griffiths, 2000; Spera, 2000; Llewellyn y Manga, 2005; Lockwood y Hazlett, 2010).

A pesar de que las características mencionadas hasta ahora indican que el flujo de lava preexistente posiblemente tuvo una viscosidad intermedia-alta, y, por ende, una extensión limitada a unos pocos kilómetros, factores externos como la tasa de descarga volumétrica, un sistema de aislamiento térmico eficiente y, principalmente, la pendiente del terreno, podrían haber ayudado a disminuir la viscosidad del flujo, y por consiguiente, aumentar su longitud final (p.ej. volcán El Metate, Chevrel et al., 2016b; Cas y Wright, 1987; Rowland y Walker, 1990; Spera, 2000). En primer lugar, la posible baja temperatura de erupción y la alta cristalinidad inicial del flujo de lava preexistente causaron que la tasa de descarga fuera moderada (Walker, 1973; Rowland y Walker, 1990). Adicionalmente, asumiendo que los perfiles topográficos (i.e. gradiente) de los cerros Chapín y El Picacho no han cambiado drásticamente desde su formación, se podría concluir que su inclinación promedio es similar a la de los volcanes El Metate (Chevrel et al., 2016a) y El Pelado (Lorenzo-Merino, 2016) y a los valores reportados para los escudos mexicanos (5° - 15°; Hasenaka, 1994; Chevrel et al., 2016a), y que la pendiente promedio del cerro Chapín (~5.8° - 7.2°) es ligeramente mayor a la del Picacho (~3.3° y 6.5°), por lo que habría favorecido una mayor extensión del flujo de lava preexistente. Así mismo, según el considerable espesor general (>40 m) y el de su frente (>20 m), la presencia de una sola unidad de flujo, su composición intermedia-básica (52.5 wt.% de SiO₂) y su baja vesicularidad, indican que el flujo de lava preexistente muy posiblemente se pudo haber emplazado como un flujo

tipo 'a'ã de volumen importante (Walker et al., 1973; Lockwood y Lipman, 1980; Cas y Wright, 1987; Rowland y Walker, 1987; 1990; Kilburn, 2000; Harris y Allen, 2008; Harris y Rowland, 2015; Harris et al., 2016; Belousov y Belousova, 2017). Este tipo de flujos comúnmente tiene un amplio rango de extensiones máximas que varía desde unos pocos kilómetros (≥ 1 km) hasta decenas (Cas y Wright, 1987; Kilburn, 2000), como en el caso de los flujos traqui-andesíticos basálticos tipo 'a'ã del volcán Tolbachik (Kamchatka). Estos son predominantemente afíricos y, a partir de un sistema de alimentación complejo que garantizó un aislamiento térmico eficiente de la lava, formaron campos de lava con una longitud total entre ~ 8.4 y ~ 17.8 km sobre una topografía de pendiente suave ($\leq 12^\circ$; Belousov y Belousova, 2017). En el caso del flujo de lava preexistente, este guarda ciertas similitudes con los flujos tipo 'a'ã del volcán Tolbachik, como el contenido de SiO_2 , el bajo contenido de agua y el gradiente topográfico suave, pero sus demás características permiten interpretar que su viscosidad fue considerablemente mayor, y que tuvo un sistema de alimentación con una mayor tasa de pérdida de calor. Así, estas dos importantes diferencias permiten interpretar que la longitud del flujo de lava preexistente posiblemente fue de aproximadamente 8 km.

En conclusión, a partir de su composición intermedia-básica (52.6 wt.% SiO_2), su bajo contenido de agua (<3 wt.%), su temperatura de erupción baja ($<1010^\circ\text{C}$), su alta cristalinidad, su baja vesicularidad, su importante espesor general (>40 m) y de su frente (>20 m) y la presencia de una sola unidad de flujo, se interpretó que el flujo de lava preexistente se emplazó como un flujo tipo 'a'ã alimentado por un sistema sin un aislamiento térmico eficiente, de viscosidad intermedia-alta, posiblemente entre los órdenes de magnitud 10^4 y 10^5 Pa·s. A pesar de esto, la influencia moderada de factores como la tasa de descarga volumétrica y el gradiente topográfico, particularmente el del cerro Chapín, pudieron haber ayudado a que el flujo alcanzara una distancia ligeramente mayor a los ~ 8 km. Así, los estudios realizados en la presente tesis sobre el flujo de lava preexistente permitieron proponer que las erupciones de este último y del maar Joya La Alberca no tienen relación magmática, ni temporal o espacial, como lo sugirió inicialmente Murphy (1986), sino que éstas, por el contrario, estuvieron separadas por un periodo de tiempo aún más largo ($\sim 200,000$ años) del pensado por trabajos anteriores. Además, fue posible concluir que, teniendo en cuenta la longitud máxima más probable del flujo de lava preexistente acorde con los factores que controlaron su viscosidad, su posible origen sería actividad volcánica efusiva desde el cerro Chapín hacia la planicie fluvio-lacustre.

- *Estructura vertical del flujo de lava preexistente (Unidad estratigráfica No. 1):*

Como se mencionó en el apartado anterior, características del flujo de lava preexistente como su espesor general (>40 m) y el de su frente (>20 m), la presencia de una sola unidad de flujo, su contenido de sílice (52.6 wt.%) y su baja vesicularidad permitieron interpretar que éste se había emplazado como un flujo tipo 'a'ã. Así, a partir de esta interpretación es posible establecer la estructura vertical del flujo de lava preexistente, particularmente en su zona distal (i.e. frente del lóbulo), que es donde se encuentra actualmente el cráter Joya La Alberca (Fig. 5.6). En general, los flujos de lava tipo 'a'ã están conformados principalmente por tres capas, las cuales corresponden a dos autobrechas, una superior y otra basal, y un cuerpo predominantemente coherente entre ellas, denominado núcleo. En el caso del flujo de lava preexistente al cráter Joya La Alberca, a partir de las observaciones de campo, se puede interpretar que la autobrecha superior fue meteorizada y erosionada durante la formación del paleosuelo No. 1 (Figs. 5.4 y 5.5). Por su parte, debido a que la parte aflorante del flujo de lava preexistente en las paredes internas del maar Joya La Alberca es un cuerpo coherente, de espesor total desconocido, masivo, con baja vesicularidad y vesículas predominantemente redondeadas, se interpreta como la zona central del núcleo de la parte distal de un flujo tipo 'a'ã con un espesor mínimo de ~ 40 m. Esto último, debido a que en las partes distales de los flujos tipo 'a'ã

su vesicularidad es menor respecto a la de las partes proximales, y a que, en las zonas superior e inferior del núcleo del flujo, debido a la alta deformación generada por la cizalla contra las autobrechas, las vesículas son de mayor tamaño y están predominantemente alargadas en la dirección de la deformación (Lockwood y Lipman, 1980; Rowland y Walker, 1990; Kilburn, 2000; Harris y Rowland, 2015; Harris et al., 2016).

Por último, a pesar de que se desconoce el espesor total del núcleo del flujo (>40 m), debido a la estructura general de un flujo de lava tipo ‘a’ā, se concluye que en la base del flujo de lava preexistente debe estar una capa de autobrecha basal. Aunque esta capa no aflora en la zona de estudio, las autobrechas basales, al igual que las superiores, se caracterizan por su textura clástica, selección pobre y por estar compuestas principalmente por fragmentos con tamaños desde algunos centímetros hasta metros, sub-redondeados, con superficies ásperas e irregulares, los cuales se denominan clínker y son derivados del autobrechamiento del interior del flujo (Dutton, 1883; Jaggar, 1930; Rowland y Walker, 1987; 1990; Harris y Rowland, 2015). En particular, la autobrecha basal de un flujo tipo ‘a’ā se forma por el autobrechamiento de la parte inferior del flujo, y por la incorporación tanto de clínkers que colapsan desde el frente del flujo durante su avance, como de fragmentos de diferente tamaño y litología sueltos en la superficie, por lo que son capas con una porosidad y permeabilidad alta (Lockwood y Lipman, 1980; Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1983; Rowland y Walker, 1990; Bertrand et al., 2010; Cabrera y Custodio, 2013; Harris et al., 2016; Izuka et al., 2018). Finalmente, aunque no se pueda establecer con exactitud el espesor máximo de la autobrecha basal del flujo de lava preexistente, en las zonas distales de un flujo de lava tipo ‘a’ā las capas de autobrecha pueden llegar a tener un espesor cercano a la mitad de su espesor total (Lockwood y Lipman, 1980; Rowland y Walker, 1987; Harris et al., 2016). Por esto, teniendo en cuenta que en el cráter Joya La Alberca, ubicado en la zona distal del flujo de lava preexistente (Fig. 6.4), se observó que este último tenía un espesor mínimo de ~40 m, podría concluirse que la autobrecha basal del flujo en esta zona podría tener un espesor mínimo cercano a los 15 m.

De esta manera, debido a su espesor (~15 m), las características que indican una porosidad y permeabilidad alta, y que está dispuesta de manera paralela al gradiente topográfico, la capa de autobrecha basal del flujo de lava preexistente podría haber sido un acuífero ideal para suministrar, al menos de manera local, un flujo de agua subterránea abundante y continuo, el cual habría sido óptimo para sostener la fase freatomagmática hasta el final de la erupción del cráter Joya La Alberca. Por esto, a pesar de que no hay relación magmática, temporal o espacial entre la erupción de este flujo y la que formó el cráter Joya La Alberca, se puede interpretar que el primero tuvo una influencia directa e importante en la dinámica eruptiva que siguió el segundo durante su formación. Esto porque el flujo de lava preexistente, debido principalmente a su espesor y extensión, fue la unidad del basamento local que controlaba las condiciones hidrogeológicas en la zona, al menos, entre los cráteres Joya Estrada y Joya La Alberca. Así, la estructura horizontal y vertical de este flujo de lava potente (>40 m), controlada entre otros factores por la paleotopografía (Kilburn, 2000; Roland y Walker, 1990), determinaba la manera en la que se distribuía la descarga del flujo de agua subterránea hacia la planicie fluvio-lacustre, es decir, la ubicación, la extensión y la naturaleza de los acuíferos subterráneos particularmente de la zona donde posteriormente se formó el cráter Joya La Alberca.

6.1.2.2. Depósitos del cráter Joya Estrada: Unidad estratigráfica No. 2

Como se mencionó anteriormente, la secuencia estratigráfica descrita en la zona de estudio indica que el basamento local del maar Joya La Alberca consta al menos de dos unidades estratigráficas. La primera corresponde al flujo de lava preexistente mencionado en los apartados anteriores (unidad estratigráfica No. 1), mientras que la segunda a los depósitos de oleadas basales riolíticas

correlacionadas estratigráficamente con la formación del cráter Joya Estrada (unidad estratigráfica No. 2; ver apartado 5.3.3; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008). En primer lugar, a partir de la posición estratigráfica de los depósitos del cráter Joya Estrada se puede concluir que éste es más antiguo que el cráter Joya La Alberca ($23,170 \pm 90 - 21,350 \pm 80$ AP; este estudio), y más reciente que el flujo de lava preexistente. Teniendo en cuenta que actualmente la edad más probable para este último es de 0.25 ± 0.02 Ma (Rincón-Herrera, 2005), la ubicación cronológica del cráter Joya Estrada, propuesta según la estratigrafía de esta tesis, estaría entre $\sim 21,000$ y $\sim 250,000$ años, por lo que es igualmente coherente tanto con la edad de 0.247 ± 0.02 Ma reportada en Peñaloza-Turrubiates (2005), como con la de 0.18 ± 0.03 Ma obtenida por Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008; Tabla 5.2).

Adicionalmente, el trabajo de campo de la presente tesis permitió establecer que los depósitos del cráter Joya Estrada se extendieron hacia el este, al menos, ~ 3 km, y ahora están expuestos en las paredes internas del sector norte y nororiental del maar Joya La Alberca. En esta localidad, los depósitos se caracterizan por un espesor mínimo que se acuña y alcanza hasta ~ 1.5 m, y por la intercalación entre capas de ceniza extremadamente fina, masivas, endurecidas y con lapilli acrecional, y, en menor medida, capas de granulometría entre ceniza fina y media, deleznable y con laminación plano-paralela y cruzada. De acuerdo con estas características, se puede interpretar que la estratificación en los tipos de capas mencionadas anteriormente se produjo debido a la naturaleza pulsante de las erupciones freatomagmáticas, ya que entre cada pulso eruptivo se dan las condiciones de pausa para que se depositen fragmentos tamaño muy finos en suspensión y agregados de ceniza (p.ej. lapilli acrecional; Ollier, 1967; Lorenz et al., 1970; Lorenz, 1973; Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1987; Wilson y Houghton, 2000; White y Ross, 2011; Brown y Andrews, 2015). Así mismo, debido a que en los depósitos de Joya Estrada en Joya La Alberca predominan las capas de granulometría extremadamente fina y con lapilli acrecional, se puede concluir que dominaron, en cantidad y duración, los periodos de pausa que permitieron la depositación por caída directa, sobre los pulsos turbulentos de las oleadas piroclásticas basales. De esta manera, con base en el modelo de Son y Chough (1989), también se puede interpretar que, debido a la evidencia de la intercalación de procesos como caída directa (i.e. lapilli acrecional) y turbulencia (i.e. tracción), las *facies* de estos depósitos de oleadas basales son intermedias-distales, más exactamente podrían corresponder a la transición entre las *facies sandwave* y planares (Sheridan y Updike, 1975; Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Wohletz, 1998; Branney y Kokelaar, 2002).

Por otro lado, la caracterización detallada de los depósitos del cráter Joya Estrada, así como del flujo de lava preexistente y de los paleosuelos observados (i.e. paleosuelo No. 2) en los afloramientos estudiados en esta tesis, además de aportar en el análisis de la historia eruptiva del CVVS, permite hacer importantes interpretaciones sobre la posible topografía previa a la erupción del cráter Joya La Alberca. De esta manera, teniendo en cuenta que las oleadas piroclásticas son corrientes de densidad que, a pesar de ser controladas principalmente por la gravedad y confinadas por la topografía, se pueden acuñar hacia la cima de algunos altos topográficos (Wohletz y Sheridan, 1983; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998), su extensión limitada a la zona norte del cráter Joya La Alberca, el acunamiento de su espesor, y las evidencias de tracción, podrían indicar que la oleada piroclástica basal proveniente de Joya Estrada se emplazó sobre el flanco norte de un pequeño paleoalto, el cual estaba ubicado donde actualmente están las zonas norte y noroeste del maar Joya La Alberca (Fig. 6.5A). Esto último es coherente con la mayor altura del anillo piroclástico de Joya La Alberca (Figs. 6.4 y 6.5B), y del tope del flujo de lava preexistente hacia esa zona (ver perfiles topográficos en la figura 6.4), así como con el hecho de que las *facies* intermedias-distales de los depósitos de Joya Estrada no se observaron en las zonas intra-cráter sur, sureste y suroccidentales de Joya La Alberca.

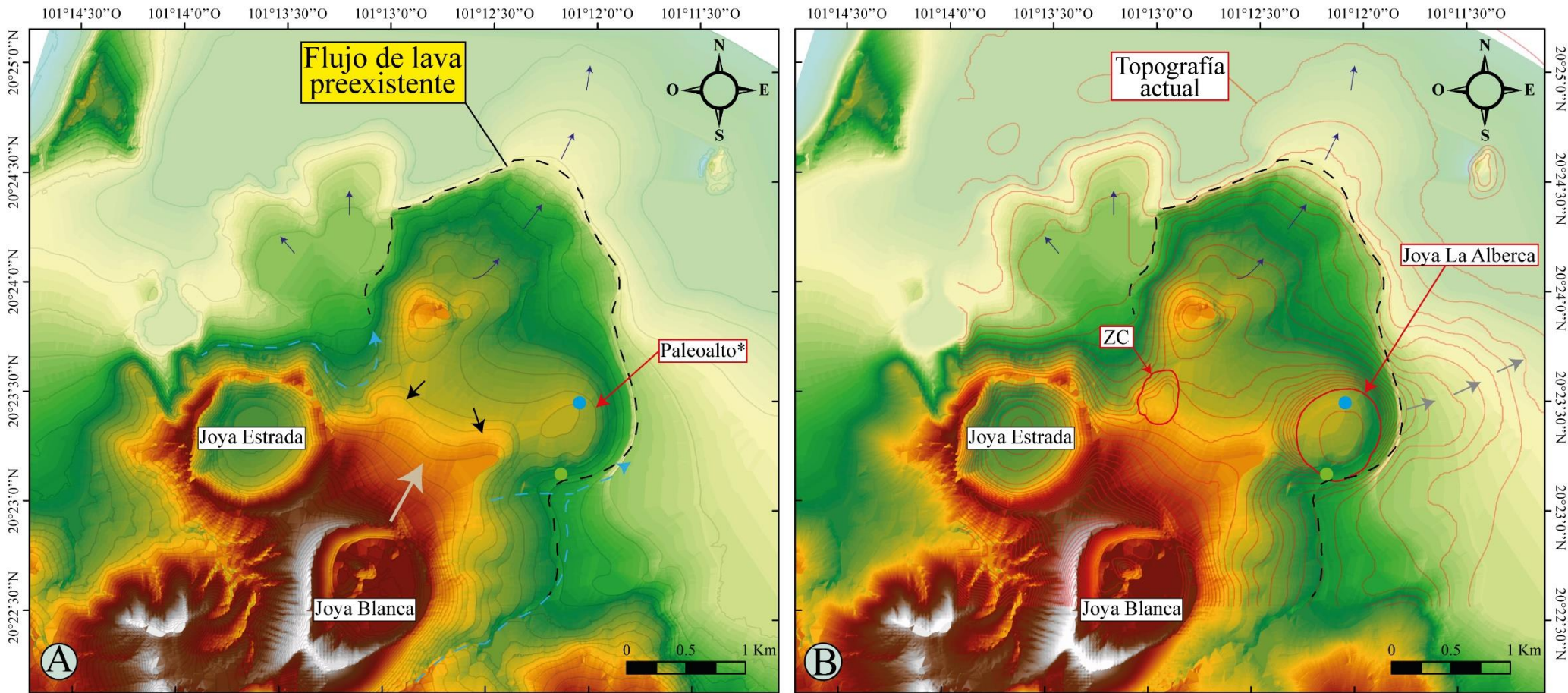


Figura 6.5. Interpretación de la posible topografía previa a la erupción de Joya La Alberca particularmente en la zona abarcada por el flujo de lava preexistente. **A)** Modelo de elevación digital de la posible restauración de la paleotopografía generado a partir de curvas de nivel cada 5 m. Se quitó el anillo piroclástico de Joya La Alberca y el flujo de lava generado por el cono de escorias previo, y se interpretó la presencia de un paleoalto de pequeñas dimensiones en la zona (Paleoalto*) actualmente ocupada por el sector norte y noroeste de Joya La Alberca. La forma del paleoalto se interpretó según la topografía a su alrededor. La flecha de color gris claro indica la dirección de emplazamiento del flujo de lava preexistente. Las flechas de color negro indican otros dos paleoaltos en el flujo de lava preexistente, y en particular el que está más hacia el oeste fue donde se emplazaron los *scoria ramparts* durante la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca. Las flechas punteadas de color azul indican la posible dirección de los paleocanales donde se formó el paleosuelo No. 2. La ubicación del paleoalto es coherente con la diferencia de espesor del paleosuelo No. 2 al sur del cráter (localidad VS-1883; punto verde) y en la zona norte (localidad VS-18101; punto azul) **B)** Curvas de nivel de la topografía actual superpuestas sobre el modelo de elevación digital de la posible paleotopografía. Se indica el borde superior del anillo piroclástico de Joya La Alberca, y se observa que la mayor altura de este coincide con la presencia del paleoalto en la zona. También se indica el paleoalto donde se emplazó el centro eruptivo No. 1 (Zona de Canteras; ZC). Las flechas color gris oscuro indican la dirección de emplazamiento del flujo de lava generado por el cono de escorias previo al cráter Joya La Alberca. Este modelo digital se generó a partir de ArcGis® en su extensión de ArcMap®.

Así mismo, según las secciones expuestas en la pared externa norte de Joya Estrada, la geometría lenticular y ubicación del paleosuelo No. 2, permiten interpretar que sobre esta zona posiblemente existió un paleocanal con dirección oeste-este, el cual redireccionó su cauce en dirección sur-norte debido a que la margen occidental del flujo de lava preexistente actuó como una barrera topográfica (Fig. 6.5A). Posteriormente, este paleocanal fue sepultado hacia el oeste por los depósitos del cono de escorias adyacente a la margen noroeste de Joya Estrada (Cano-Cruz, 2007; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008) y hacia el este por los depósitos de caída generados por la formación de los *scoria ramparts* en el centro eruptivo No.1 de la erupción que posteriormente formó el cráter Joya La Alberca. Así, se puede concluir que el flujo de lava preexistente era una meseta con mayor altitud topográfica respecto a sus zonas aledañas hacia el norte y oeste, y que el centro eruptivo No. 1 de la erupción de Joya La Alberca se emplazó cerca de su margen occidental (Fig. 6.5). Por su parte, en la zona intra-cráter de Joya La Alberca, el paleosuelo No. 2 se observa solamente en la zona sur (Fig. 5.6), más exactamente en la actual entrada vehicular al cráter, y en la zona noreste (Fig. 5.9), pero su espesor mínimo disminuye drásticamente de ~3.5 m en la primera a ~4-6 cm en la segunda (ver apartado 5.3). Así, teniendo en cuenta que el espesor de un suelo comúnmente aumenta hacia las zonas topográficamente más bajas por su mayor estabilidad y espacio de acomodación (Retallack, 1997; 2001; 2003; Boggs, 2009), y la extensión del paleosuelo No. 2 en la zona actualmente ocupada por el sector norte y noroeste del cráter Joya La Alberca, sería posible interpretar que, como se mencionó antes, esta región posiblemente pudo haber sido un paleoalto de pequeñas dimensiones.

Por último, a pesar de que el tope del flujo de lava preexistente disminuye su altitud (msnm) de manera aproximadamente gradual principalmente hacia el norte y el noreste (Fig. 6.4), en la zona donde actualmente está el sector norte y noroeste de Joya La Alberca hay una disminución particularmente pronunciada de entre ~15 y 20 m (perfiles 2, 3 y 4 en la figura 6.4), cercana a la margen oriental del flujo. Esta disminución de altitud se ve reflejada también en la altura máxima del anillo piroclástico de Joya La Alberca (Fig. 6.4), y podría ser asociada con el posible paleoalto interpretado con base en las observaciones sobre el paleosuelo No. 2 y los depósitos de Joya Estrada en esa zona. De acuerdo con la estratigrafía de Joya La Alberca, no hay una unidad estratigráfica sobre el flujo de lava preexistente que pudiera haber constituido este paleoalto, por lo que, teniendo en cuenta que la zona sobre la que se emplazó la unidad estratigráfica No. 1 estaba constituida por la intercalación de diferentes flujos de lava (Fig. 6.4), su origen más plausible sería que éste se haya generado por la superposición de estructuras volcánicas anteriores al flujo de lava preexistente sobre una estructura de *graben-horst* antigua, posiblemente similar al paleoalto sobre el cual se formaron los *scoria ramparts* y al ubicado ligeramente al suroeste de Joya La Alberca (Fig. 6.5B). En conclusión, en la zona actualmente ocupada por el sector norte y noroeste de Joya La Alberca posiblemente existió un paleoalto de pequeñas dimensiones muy próximo a la margen oriental del flujo de lava preexistente, el cual, además de permitir explicar las variaciones en el espesor del paleosuelo No. 2 y la presencia de los depósitos de Joya Estrada únicamente en la zona intra-cráter norte de Joya La Alberca, fue sepultado y/o destruido durante la erupción que dio origen a este maar.

6.1.3. Erupción del cráter Joya La Alberca: Unidad estratigráfica No. 3

De acuerdo con la concordancia estratigráfica observada entre los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca y los depósitos magmáticos que afloran en la zona interna de este maar y en la zona de canteras de escoria, se ha propuesto que éstos se emplazaron durante una misma erupción con una fase magmática inicial y una freatomagmática final. Esta erupción completa, cuyos depósitos suprayacen al paleosuelo No. 2 en la zona de estudio, se ha denominado como la “erupción del cráter

Joya La Alberca”, y, a continuación, en orden estratigráfico/cronológico, se discuten los aspectos más relevantes de la dinámica eruptiva de las fases que la componen.

6.1.3.1. Fase magmática inicial:

Según las evidencias radiométricas, estratigráficas, geomorfológicas y composicionales presentadas anteriormente en la sección 6.1.1, fue posible demostrar que la erupción del cráter Joya La Alberca fue considerablemente más reciente y compleja respecto a lo reportado en trabajos anteriores (Murphy, 1986; Peñaloza-Turrubiates, 2005; Rincón-Herrera, 2005; Cano-Cruz, 2006; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Esto porque se obtuvo una edad radiométrica (^{14}C) máxima del paleosuelo inmediatamente infrayacente de $23,170 \pm 90$ años AP (Tabla 5.2), y se pudo establecer que la erupción del cráter Joya La Alberca tuvo dos fases eruptivas, donde particularmente la primera fue magmática y ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes, pero posiblemente coetáneos. Así, como resultado de esta fase magmática inicial se formaron los montículos observados en la zona de canteras de escoria (centro eruptivo No. 1) ubicada a ~ 1.6 km al oeste de Joya La Alberca y los depósitos magmáticos que afloran principalmente en la zona interna norte de este mismo cráter (centro eruptivo No. 2).

➤ Centro eruptivo No. 1 (Zona de canteras de escoria):

Como se había mencionado anteriormente, el centro eruptivo No. 1 corresponde a una zona ubicada a ~ 1.6 km al oeste del centro del cráter de Joya La Alberca, la cual tiene una forma ligeramente alargada en dirección NNE-SSO, un área basal mínima de ~ 0.15 km² a una altitud entre ~ 1775 y ~ 1790 msnm, una altura mínima actual de ~ 35 m (no aflora su base), y corresponde a una estructura volcánica compleja conformada por la superposición de tres montículos con morfologías alargadas, pendientes suaves y crestas relativamente definidas. Estos últimos, según su ubicación fueron nombrados montículos norte, sur y oeste. En particular, el punto más alto de la estructura está en la cima de los montículos sur y norte y es de ~ 1810 msnm, mientras que el más bajo es de ~ 1785 msnm.

Los montículos tienen formas bastante simétricas respecto al eje definido por su cresta, y presentan un incremento gradual en su altura, y en las pendientes de sus flancos (aumentan desde $\sim 12.9^\circ$ hasta $\sim 19.8^\circ$), hacia zonas próximas a alguno de sus extremos (Figs. 5.7, 5.11, 6.1 y 6.2). Estos incrementos se observan claramente en el montículo sur, y en el caso de los otros dos montículos, a pesar de las canteras presentes en su interior, pueden ser inferidos. Así mismo, los montículos sur y oeste tienen una forma alargada en sentido NNE-SSO y un eje mayor con longitud de ~ 192 m y ~ 190 m, respectivamente. Por su parte, el montículo norte tiene una cresta ligeramente curva abierta hacia el SO, una elongación ligeramente más cercana a la dirección N-S y un eje mayor de ~ 215 m. Así, la dirección NNE-SSO de elongación general de los montículos indicaría que éstos son el resultado de actividad fisural generada como la expresión en superficie del sistema de fracturas, con el mismo rumbo (NNE-SSO), propuesto anteriormente mediante la metodología de Paulsen y Wilson (2010; ver sección 6.1.1.2; p.ej. Kienle et al., 1980; Houghton y Schmincke, 1986; Valentine y Cortés, 2013; Reynolds, 2015; Kosik et al., 2016; Saucedo et al., 2017; Delcamp et al., 2019; De León-Barragán et al., 2020). En particular, de acuerdo con las características morfológicas de los montículos, éstos se pueden interpretar como las estructuras asociadas a actividad fisural conocidas como *ramparts*, las cuales pueden estar formadas por depósitos de *spatter*, aglutinados o fragmentos no soldados de escoria, derivados de la erupción de un magma basáltico (p.ej. Kienle et al., 1980; Kervyn et al., 2011; Valentine y Cortés, 2013; Valentine y Connor, 2015; Reynolds, 2015; Ort et al., 2018).

Así, a pesar de que la mayor parte de la zona superior del montículo oeste y de la zona oeste del montículo norte hayan sido removidas por la extracción de material y, por tanto, no se puedan

observar actualmente sus características morfológicas con claridad, en esas canteras resultantes han quedado expuestas las secciones más completas de la secuencia eruptiva del centro eruptivo No. 1. Esto último debido a que, como se puede evidenciar al revisar las fotografías aéreas (ortofotos) tomadas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de la región de Valle de Santiago (Guanajuato; ortofotos digitales escala 1:20,000 de 1999 y 1993 con resolución de 1.5 y 2 m, respectivamente), la zona correspondiente al centro eruptivo No. 1 ha sido explotada como cantera de escoria desde hace varias décadas. Por este motivo, para el estudio estratigráfico de este centro eruptivo, en la presente tesis se tuvieron en cuenta principalmente las secuencias observadas en las canteras presentes en los montículos norte y oeste. De esta manera, según la descripción estratigráfica de los montículos del centro eruptivo No. 1 y los análisis sedimentológicos y composicionales de las muestras recolectadas allí, se pueden definir tres facies principales (ver sección 5.3.5):

1. *Facies tipo 1:*

Las *facies* tipo 1 son las más abundantes en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1 y consisten en depósitos melanocráticos con contacto basal de neto irregular a transicional con la *facies* tipo 2, y contacto superior neto irregular localmente erosivo con las *facies* distales de los depósitos freatomagmáticos del cráter Joya La Alberca (Figs. 5.12A y C y 5.29). Esta *facies* tiene poca extensión lateral porque se observa hasta una distancia máxima de ~200 m de la zona de los montículos, por lo que la mayor cantidad de volumen de los depósitos se limita principalmente a estas estructuras. En particular, el adelgazamiento de los depósitos de estas *facies* es rápido, ya que a ~170 m de la fuente, su espesor llega a ser de ~56 cm. Además, estas *facies* tienen un espesor entre ~30 cm (Fig. 5.12B) y ~13 m en el montículo norte, donde alcanza sus mayores espesores en los flancos norte y este (Fig. 5.10B), mientras que en el montículo oeste generalmente tiene un espesor entre ~3 y 5 m (Fig. 5.14B). Adicionalmente, los depósitos son de parcialmente endurecidos a deleznable, su zona basal es masiva, pero presentan estratificación plano-paralela incipiente de capas entre ~10 cm y hasta ~70 cm, sin variaciones granulométricas claras entre éstas, que mejora hacia el tope. Además, tienen gradación inversa incipiente ocasional, son clasto-soportados, de bien ($\sigma = 1.54 \phi$) a pobremente ($\sigma = 2.34 \phi$) seleccionados, tienen una distribución granulométrica unimodal, con tamaños de grano entre $< -6 \phi$ (bloque-bomba) y $> 4 \phi$ (ceniza extremadamente fina), pero predominan de manera clara lapilli grueso y medio (64 - 4 mm), en general presentan un claro empobrecimiento en fragmentos finos (asimetría positiva), particularmente en los tamaños desde ceniza gruesa a extremadamente fina, y son predominantemente monolitológicos. Los fragmentos son angulares, predominantemente juveniles escoráceos, con vesículas de esféricas a irregulares de hasta 4 cm y algunas presentan coalescencia. Así mismo, los juveniles se caracterizan por ser de color gris oscuro y presentar textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral < 1 cm), olivino (hábito subhedral < 2 mm), piroxeno (hábito subhedral < 0.5 cm, color negro y tonalidad marrón) y ocasionalmente, glomerocristales con textura fanerítica inequigranular con fenocristales euhedrales de plagioclasa (< 1 cm), +/- cristales subhedrales de biotita y +/- cristales de anfíbol (< 0.5 cm), los cuales están embebidos en una matriz vítrea melanocrática.

2. *Facies tipo 2:*

Las *facies* tipo 2 son las más abundantes después de las tipo 1 y consisten en depósitos con una coloración rojiza ocre por el alto grado de oxidación de los componentes, los cuales tienen un espesor mínimo de ~3 m en los montículos norte y oeste, ya que no aflora su base, son predominantemente masivos, con un grado de aglutinamiento que varía de moderado (p.ej. montículo oeste) a alto (p.ej. montículo norte), clasto-soportados, mal seleccionados y predominantemente monolitológicos. La extensión de esta *facies* es aún más limitada que la de las tipo 1, ya que se observa únicamente en las

bases de los montículos. Los fragmentos no aglutinados son, a excepción del alto grado de oxidación, muy similares a los de las *facies* tipo 1, y presentan tamaños entre ceniza gruesa y bloque-bomba, pero, a diferencia de las *facies* tipo 1, en general predominan los fragmentos tamaño bloque-bomba ($< -6 \phi$). Así mismo, los clastos de mayor tamaño son hasta de 1 m, están achatados de manera paralela a la estratificación (Fig. 5.12C), algunos presentan una corteza densa de hasta 3 cm con textura de “corteza de pan” y una distribución desigual de las vesículas donde las de mayor tamaño (< 1 cm) se concentran en el centro del clasto y su tamaño disminuye hacia las márgenes (Fig. 5.12C-E), mientras que ocasionalmente hay fragmentos juveniles con morfologías fusiformes (i.e. aerodinámicas). Finalmente, tanto en las *facies* tipo 1 como en las tipo 2 se observaron ocasionalmente fragmentos leucocráticos hipocristalinos vesiculados (xenolitos tipo “popcorn”).

3. *Facies* tipo 3:

Por último, las *facies* tipo 3 son las que se encuentran considerablemente en menor cantidad respecto a las otras dos y, debido a que en el montículo norte se observaron fragmentos rodados de estas *facies*, éstas solo fueron observadas *in situ* en el montículo oeste, más exactamente suprayaciendo las *facies* tipo 2 e infrayaciendo las tipo 1 (Figs. 5.14C y D). Así, las *facies* tipo 3 corresponden a un cuerpo desde denso hasta moderadamente soldado (ocasionalmente se observan los límites entre clastos), el cual está dispuesto de manera concordante con la estratificación general (i.e. horizontal), tiene una extensión lateral muy limitada (~ 30 m), geometría irregular, por lo que su espesor varía desde unos pocos centímetros hasta ~ 50 cm, pero comúnmente es de ~ 10 cm y sus contactos son desde netos hasta transicionales. El cuerpo es de vesiculado a muy vesiculado, las vesículas son de esféricas a elongadas irregulares de hasta 1 cm y algunas presentan coalescencia. Tiene textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral de hasta 6 mm) y piroxeno (hábito prismático de subhedral a euhedral de hasta 4 mm), embebidos en una matriz vitreo-cristalina (Fig. 5.14D). Ocasionalmente tiene enclaves cristalinos redondeados (≤ 5 mm) con textura fanerítica equigranular con cristales de subhedral a euhedral de plagioclasa, olivino y piroxeno (posibles xenolitos gabróicos).

De esta manera, teniendo en cuenta las características geomorfológicas de los montículos, principalmente sus pendientes y su elongación, y que las *facies* más abundantes en estas estructuras en general son las tipo 1, donde predominan los fragmentos de escoria, es posible concluir que los montículos corresponden a *scoria ramparts* formados por actividad fisural principalmente explosiva. Además, en general, respecto a las *facies* 1 y 2 que afloran en el montículo norte, las que se observaron en el montículo oeste tienen un tamaño de grano dominante ligeramente más pequeño, un grado de oxidación y aglutinamiento menor, y en particular, las *facies* tipo 1 son considerablemente más masivas. Por último, un aspecto que se pudo observar tanto en el montículo norte como en el oeste es que las *facies* tipo 2 generalmente se ubican estratigráficamente a la base de la secuencia piroclástica, mientras que las *facies* tipo 1 comúnmente se observaron hacia el tope. Así, es posible afirmar que la distribución espacial de los dos tipos de *facies* no está relacionada únicamente con la proximidad a la fuente, sino que en general las *facies* tipo 2 están infrayaciendo a las tipo 1, y esto podría indicar variaciones en la dinámica eruptiva (p.ej. Vespermann y Schmincke, 2000; Riedel et al., 2003; Valentine et al., 2005; 2006; 2007; Valentine y Gregg, 2008; Genareau et al., 2010; Kervyn et al., 2011; Reynolds, 2015; Kereszturi y Németh, 2016; Amin y Valentine, 2017). A continuación, se presentan las interpretaciones para cada una de las *facies* descritas.

Interpretación *facies* tipo 1: en primer lugar, características texturales descritas como la selección de pobre a moderada, el soporte grano a grano, el tamaño de grano de lapilli grueso a medio predominante, el endurecimiento parcial, la angularidad de sus componentes, la ausencia de evidencia

de transporte lateral, y la presencia de fragmentos balísticos achatados horizontalmente y no achatados, indican que las *facies* tipo 1 corresponden a depósitos piroclásticos de caída proximales (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Head y Wilson, 1989; Houghton et al., 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Cortés, 2013; Van Otterloo et al., 2013; Houghton y Carey, 2015; Valentine y Connor, 2015). La interpretación de las *facies* tipo 1 como depósitos de caída se puede corroborar con los diagramas de tamaño de grano promedio ($Md \phi$) y desviación estándar ($\sigma \phi$) propuestos por Walker (1971; 1984), ya que, según los valores de estos parámetros obtenidos en la presente tesis ($Md \phi$: -2.23 y -3.25 ϕ ; $\sigma \phi$: 2.34 - 1.54 ϕ), los depósitos de las *facies* tipo 1 en efecto están dentro del campo delimitado como “caída piroclástica” (i.e. distribuciones granulométricas de asimetría positiva y de leptocúrticas a mesocúrticas; cf. Van Otterloo et al., 2013). En particular, de acuerdo con los rangos de los parámetros granulométricos ($Md\phi$ y $\sigma \phi$) establecidos para depósitos de caída magmáticos y freatomagmáticos por Houghton y Schmincke (1986), Houghton et al. (2000) y Houghton y Carey (2015), las *facies* tipo 1, a pesar de ligeras variaciones en el tamaño de grano promedio que se discutirán más adelante, en general están dentro del campo de los depósitos de caída estrombolianos (Fig. 6.6).

Adicionalmente, características de las *facies* tipo 1 como su baja extensión lateral (≤ 200 m), la marcada escasez de fragmentos líticos respecto al claro enriquecimiento en juveniles escoráceos, el general bajo contenido de fragmentos finos (particularmente en los tamaños desde ceniza gruesa a extremadamente fina), el achatamiento de las bombas, la presencia de algunas de estas (i.e. balísticos) con textura superficial en “corteza de pan”, la vesicularidad variable de los juveniles, el estado de deleznable a parcialmente endurecido de los depósitos, y el valor de sus parámetros granulométricos respecto a los campos establecidos en la literatura (cf. Houghton y Schmincke, 1986; Houghton et al., 2000; Houghton y Carey, 2015), confirman que estas *facies* corresponden a depósitos de caída proximales generados por actividad estromboliana (Walker, 1973; McGetchin et al., 1974; Blackburn et al. 1976; Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine et al., 2005; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Taddeucci et al., 2015; Valentine y Connor, 2015; Kereszturi y Németh, 2016).

Dentro de la actividad magmática explosiva (i.e. erupciones controladas por volátiles magmáticos) de los volcanes monogenéticos continentales basálticos, se han descrito diferentes estilos eruptivos que se pueden relacionar dentro de un espectro construido de acuerdo con la variación de factores como la composición (viscosidad), la tasa de ascenso y la desgasificación del magma juvenil, así como con el tamaño de grano con el que este resulta al fragmentarse. Este espectro incluye a la actividad hawaiana, estromboliana y estromboliana violenta, como miembros extremos, y a todas las gradaciones entre estas (Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Taddeucci et al., 2015; Valentine y Connor, 2015). De igual manera, la actividad estromboliana no puede ser definida según un solo estilo eruptivo, sino que debe entenderse también en sí misma como la gradación entre tres estilos principales (aquí denominados inicialmente como S1, S2 y S3; Kereszturi y Németh, 2016). En particular, debido a la naturaleza pulsante de la actividad estromboliana, el estilo predominante dependerá, además de los factores mencionados anteriormente, de la frecuencia a la cual ocurra cada estallido (Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015). 1) S1: este es el estilo caracterizado por la expulsión de fragmentos escoráceos incandescentes de tamaño predominantemente grueso (dominado por *splatter*), que siguen trayectorias aproximadamente balísticas, y pequeñas cantidades de fragmentos finos. Por esto, el tiempo de viaje de las partículas es corto, y generalmente presentan altos grados de soldamiento y oxidación. Este estilo comúnmente se describe como estromboliano “clásico” (p.ej. Stromboli y cono noreste del Mt. Etna; Chouet et al., 1974; McGetchin et al., 1974; Blackburn et al.

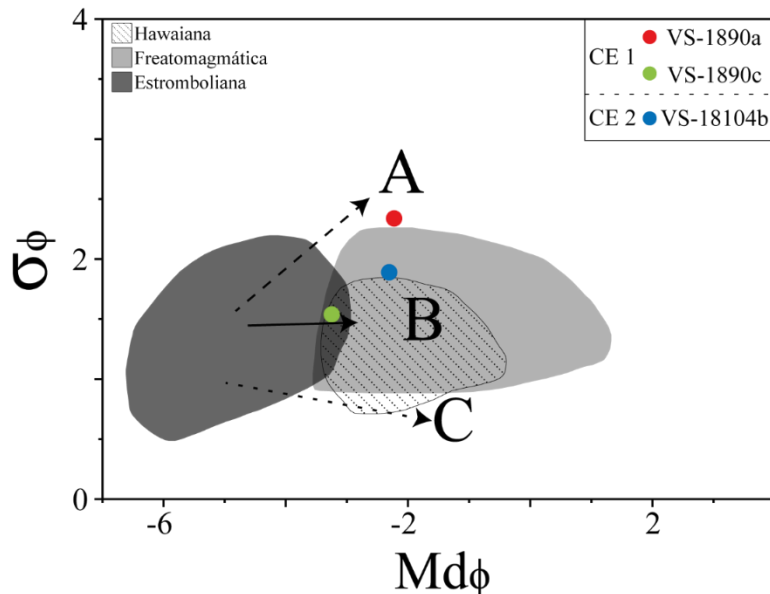


Figura 6.6. Diagrama de tamaño de grano ($Md\phi$) y selección ($\sigma\phi$; Inman, 1952) de depósitos derivados de actividad magmática (hawaiana y estromboliana) y freatomagmática (Houghton et al., 2000). *Facies* tipo 1: muestras VS-1890a y VS-1890c. Muestra VS-18104b corresponde a la zona de enriquecimiento en líticos al tope de los depósitos de caída del centro eruptivo No. 2. Los datos de los depósitos freatomagmáticos estuvieron relacionados a erupciones de agua-magma bajas, por lo que el contraste entre la selección y el tamaño de grano son menos marcados de lo normalmente esperado para este tipo de depósito. Los tres campos fueron delimitados según Houghton et al. (2000). Hay tres procesos (tendencias marcadas con la dirección de la flecha correspondiente) que ocurren durante el vulcanismo estromboliano y que producen depósitos con características granulométricas que se asemejan a los valores asociados a depósitos de caída freatomagmáticos: **A**. Bloqueo parcial del punto de emisión por colapso de la pared del cráter o por la formación de lagos de lava, lo cual resulta en capas de grano fino y relativamente mal clasificadas. **B**: Fraccionación y disminución del tamaño de grano con la distancia desde la fuente (las muestras distales son de grano más fino pero similares a las muestras proximales con respecto a la clasificación). **C**: Rodamiento, deslizamiento y avalancha de material pendiente debajo de las laderas de una estructura, lo cual genera depósitos de grano más fino y mejor seleccionados. Modificada de Houghton et al. (2000).

1976; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008) o “débil” (cf. Valentine et al., 2005; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013). 2) S2: es el estilo en el que dominan fragmentos de menor tamaño respecto a S1 (i.e. lapilli grueso), y la formación de una columna eruptiva, generalmente con una altura menor a 1 km, sobre los proyectiles balísticos (McDonald, 1972; Walker, 1973; Blackburn et al., 1976; Riedel et al., 2003; Parfitt, 2004; Mannen e Ito, 2007; Patrick et al., 2007; Kereszturi y Németh, 2013; Taddeucci et al., 2015; Kshirsagar et al., 2016; Kereszturi y Németh, 2016; Kosik et al., 2016). Algunos autores clasifican esta actividad como estromboliana “clásica” (p.ej. McDonald, 1972; Walker, 1973; Blackburn et al., 1976; Kereszturi y Németh, 2013; Kereszturi y Németh, 2016; Kosik et al., 2016; Saucedo et al., 2017), pero realmente el estilo S1 es más comúnmente caracterizado como este tipo de actividad debido a su mayor semejanza con el tipo de erupciones más frecuentes del volcán Stromboli. En particular, el estilo S2 fue propuesto como el origen de los conos de escoria con depósitos dominados por fragmentos más finos respecto a los generados por actividad estromboliana “clásica” (Kereszturi y Németh, 2013). 3) S3: este estilo, por su parte, corresponde a la actividad dominada por fragmentos de tamaños menores a lapilli fino, por flujos granulares (i.e. avalanchas) y por la presencia de una columna eruptiva bien desarrollada de hasta 10 km de altura, que se ha denominado como estromboliana violenta (p.ej. Parícutín, México; cf. Walker, 1973; Luhr y Simkin, 1993; Valentine et al., 2005 2007; Valentine y Gregg, 2008; Genareau et al., 2010; Kereszturi y Németh, 2013; Valentine y Connor, 2015). En particular, la formación de una columna eruptiva boyante poco y bien desarrollada, en el estilo estromboliano S2 y violento (S3), respectivamente, indica en general que el tiempo de transferencia de calor de las partículas a la fase gaseosa es menor al tiempo de residencia de estas partículas dentro de la parte más baja de *jet* de gas (Ernst et al., 1996; Riedel et al., 2003; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013).

Adicionalmente, tanto en el estilo estromboliano S2, como en el estromboliano violento, predomina la depositación de los fragmentos por caída directa. En particular, en el primer caso esto ocurre principalmente desde las márgenes de las partes bajas de la zona de *jet* de la columna eruptiva pequeña, poco boyante y transitoria. Además, el tiempo de vuelo de las partículas y la extensión de los depósitos resultantes, aumentan desde la actividad estromboliana “clásica” a la violenta, mientras que el grado de aglutinamiento, soldamiento y oxidación (no meteórica) disminuyen (Blackburn et al., 1976; Riedel et al., 2003; Mannen e Ito, 2007; Kereszturi y Németh, 2013; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Por último, a pesar de las marcadas diferencias descritas anteriormente, particularmente la actividad estromboliana “clásica” y la S2 se pueden definir como explosiones relativamente débiles, discretas, cortas, las cuales son la manifestación en superficie de la liberación pulsante de paquetes presurizados de gas (*slugs*) como estallidos a intervalos periódicos de unos pocos segundos a minutos u horas (Blackburn et al., 1976; Vespermann y Schmincke, 2000; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015).

En este contexto, teniendo en cuenta las características texturales descritas de los depósitos que conforman las *facies* tipo 1, es posible concluir con certeza, que éstas no fueron generadas por la actividad estromboliana “clásica”. Así mismo, en particular, características como el estado parcialmente endurecido de los fragmentos (efecto termal; Houghton y Carey, 2015), su baja extensión lateral, la predominancia de los fragmentos tamaño lapilli grueso y la presencia únicamente ocasional de estructuras derivadas de flujos granulares (i.e. gradación inversa) de los depósitos de las *facies* tipo 1, permiten determinar que estas *facies* tampoco fueron generadas por actividad estromboliana violenta. Así mismo, debido a que esta última comúnmente ocurre desde fuentes puntuales (i.e. conductos con menor área transversal, que, a un flujo de magma general relativamente constante, resultarían en una mayor tasa de descarga, y por ende en un menor tiempo entre cada estallido; p.ej. volcanes Parícutín y Lathrop Wells; Luhr y Simkin, 1993; Valentine et al., 2005; 2007; Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Cortés, 2013; Valentine y Connor, 2015), es posible confirmar que ésta no fue el origen de los depósitos de las *facies* tipo 1, ya que éstas se generaron a partir de la actividad de tres *scoria ramparts* (i.e. fuentes/conductos fisurales con una área transversal mayor).

Por otro lado, la deconvolución en tres componentes, obtenida mediante el programa DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2019), de las curvas de distribución granulométricas de las muestras de las *facies* tipo 1 recolectadas, indican que la mezcla general puede expresarse como la combinación de tres subpoblaciones principales (Fig. 6.7). La primera subpoblación tiene un tamaño de grano promedio ($Md \phi$) entre -2.97ϕ y -3.43ϕ , y una moda que varía entre -4.89ϕ y -5.02ϕ , por lo que abarca principalmente tamaños dentro del rango lapilli ($-6 < \phi < -1$; Murcia et al., 2013). Por su parte, la segunda subpoblación presenta un $Md \phi$ entre -1.24ϕ y -1.01ϕ , y una moda entre -2.56ϕ y -1.06ϕ , por lo que comprende principalmente el rango entre 0 y -4ϕ (de ceniza gruesa a lapilli medio). Por último, la subpoblación restante tiene un $Md \phi$ que varía entre -0.14ϕ y -3.12ϕ , y una moda entre 0.77ϕ y -2.81ϕ , por lo que principalmente ocupa un rango entre -2 y 2ϕ (lapilli fino a ceniza media). Adicionalmente, las subpoblaciones 1 y 2 tienen un porcentaje en peso considerablemente mayor que la tercera, lo cual es coherente con el empobrecimiento general observado de los depósitos de las *facies* tipo 1 en fragmentos tamaño ceniza (Fig. 6.7). De igual manera, a pesar de que la fracción de fragmentos tamaño bloque-bomba, dada la inviabilidad en su muestreo, no está cuantificada en su totalidad en los histogramas granulométricos, los resultados de la deconvolución son coherentes también con la tendencia granulométrica general del depósito a escala de afloramiento, la cual indica una predominancia del tamaño lapilli grueso en las *facies* tipo 1. De esta manera, teniendo en cuenta que cada fracción granulométrica puede asociarse a un mecanismo de transporte (Head y Wilson, 1989; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000; Riedel et al., 2003; Kereszturi

y Németh, 2013), y que las subpoblaciones 1 y 2 se superponen o presentan las mayores cantidades de material (wt.%) en el rango entre lapilli medio y fino, es posible interpretar que el mecanismo de transporte y acumulación que más influyó en la depositación de las zonas proximales de estas *facies* fue el de caída directa (entre -1ϕ y -4ϕ), y en menor medida trayectorias balísticas ($< -4 \phi$) y caída de partículas más finas desde nubes en suspensión (subpoblación 3; Wohletz, 1998; Riedel et al., 2003; Mannen e Ito, 2007; Valentine y Gregg, 2008; Kervyn et al., 2011; Taddeucci et al., 2015).

Además, el hecho de que los fragmentos juveniles en las *facies* tipo 1 no estén aglutinados, soldados, ni oxidados de manera clara, indica que éstos tuvieron el tiempo de vuelo necesario para transferir una cantidad importante de su calor a la fase gaseosa antes de depositarse. A su vez, esto es coherente con el tamaño de grano más fino respecto a las *facies* tipo 2, ya que entre menor sea el tamaño de la partícula, ésta transferirá con mayor rapidez o eficiencia su calor a la fase gaseosa de la columna eruptiva, haciéndola más boyante y reduciendo posiblemente la tasa de acumulación en las zonas proximales (Cas y Wright, 1987; Head y Wilson, 1989; Vergnolle y Mangan, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Houghton y Carey, 2015; Valentine y Connor, 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Así mismo, la temperatura relativamente menor de los juveniles de las *facies* tipo 1 respecto a los de las tipo 2, se ve reflejada en la gradación inversa que se observa ocasionalmente en los depósitos (particularmente observada en la zona oeste del montículo norte; Fig. 5.12B). Esto debido a que esta gradación, aunque puede estar relacionada con la disminución en la eficiencia de la fragmentación (cf. Houghton et al., 2000; Bemis y Ferencz, 2017), en las erupciones estrombolianas se asocia comúnmente a procesos de flujos granulares o avalanchas por las laderas del *scoria rampart* causadas por el comportamiento dinámico de los fragmentos de escoria sueltos (i.e. fríos y secos) para alcanzar y/o mantener su ángulo de reposo en medios relativamente secos ($\sim 33^\circ$ o hasta $\sim 35^\circ$; Cas y Wright, 1987; Houghton et al., 2000; Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Connor, 2015; Kereszturi y Németh, 2016; Bemis y Ferencz, 2017).

A pesar de esto, el endurecimiento parcial de las *facies* tipo 1, el achatamiento de las bombas y la textura superficial en “corteza de pan”, indica que los fragmentos de mayor tamaño (i.e. balísticos ($< -4 \phi$); Wohletz, 1998; Taddeucci et al., 2015), aunque no pudieron aglutinarse, soldarse o sufrir oxidación (no meteórica), conservaron el calor suficiente como para que su interior mantuviera el comportamiento plástico y fluyera de manera dúctil y se aglutinara parcialmente, en el caso de las partículas tamaño lapilli grueso, o se achatara de manera paralela a la superficie (i.e. horizontalmente), en el caso de las bombas juveniles. Esto se debe a que, dadas sus mayores dimensiones, estos juveniles son demasiado gruesos para alcanzar el equilibrio térmico o mecánico con la fase gaseosa y, por lo tanto, se desacoplan de ésta y siguen trayectorias parabólicas independientes que alcanzan típicamente distancias verticales y horizontales de < 120 m y < 500 m, respectivamente (Vergnolle y Mangan, 2000; Parfitt, 2004; Houghton y Carey, 2015; Valentine y Connor, 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Finalmente, esto resulta en un transporte controlado por el *momentum* de cada clasto, en tiempos de vuelo más cortos, y, por ende, en una mayor temperatura al momento de depositarse respecto a los fragmentos más finos. Además de esto, inmediatamente después de ser eyectados, típicamente los juveniles balísticos forman una “costra aislante” a su alrededor producto del enfriamiento súbito de sus bordes al contacto con la atmósfera relativamente más fría; esta “costra”, además de que comúnmente se fragmenta al impacto contra la superficie, permite que el clasto conserve una temperatura interna lo suficientemente alta como para que su interior se deforme de manera plástica al depositarse y al estar bajo el peso de los fragmentos que se acumulan inmediatamente después (Head y Wilson, 1989; Francis, 1993; Houghton et al., 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Houghton y Carey, 2015; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015; Valentine y Connor, 2015).

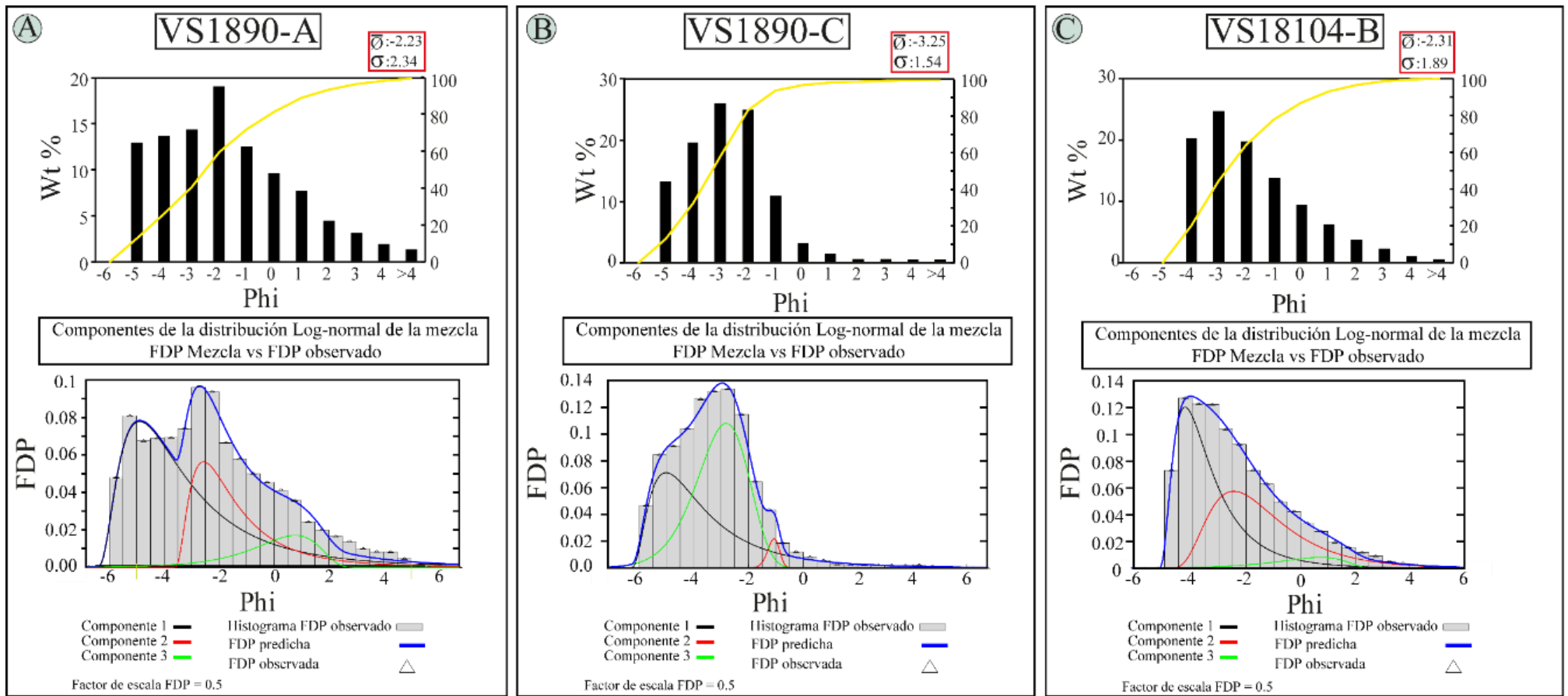


Figura 6.7. Resultados de los análisis granulométricos (entre -5 y $>4 \phi$) y la deconvolución a tres componentes (log-normal) de la mezcla granulométrica, realizada mediante el *software* DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2019), de las muestras de los depósitos que componen las *facies* tipo 1 (depósitos de caída proximales de actividad estromboliana “moderada”) del centro eruptivo No. 1 (VS-1890A y VS-1890C) y del centro eruptivo No. 2 (VS-18104B). Arriba se muestran los valores de tamaño de grano promedio ($\bar{\phi}$) y selección (σ), el histograma de distribución granulométrica (0 - 20 o 0 - 30 wt. %) y la curva acumulativa (0 - 100 wt. %; curva continua amarilla). Abajo se muestra el resultado de la deconvolución de la distribución log-normal granulométrica a tres componentes principales, donde cada uno se relacionan con ciertos mecanismos de transporte y acumulación en particular. La curva continua azul indica los valores de la función de densidad de probabilidad (FDP), y la FDP observada son los puntos obtenidos por la interpolación de los valores granulométricos obtenidos a un factor de 0.5ϕ . **A)** Muestra VS-1890A: se evidencia la predominancia de fragmentos gruesos y un enriquecimiento en finos respecto a VS-1890C. **B)** Muestra VS-1890C: mayor enriquecimiento en fragmentos gruesos respecto a VS-1890A, pero un empobrecimiento claro en fragmentos finos. **C)** Muestra VS-18104B (recolectada al tope de los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 2): se observa un claro enriquecimiento en fragmentos gruesos, y contenido de fragmentos finos considerablemente bajos. Esta muestra es de la zona enriquecida en fragmentos líticos que en campo se describió como la transición entre la actividad magmática y freatomagmática en el centro eruptivo No. 2.

De esta manera, las características de los depósitos de las *facies* tipo 1 y los últimos tres aspectos mencionados (i.e. mecanismo de transporte y acumulación, efectos térmicos sindeposicionales y flujos granulares ocasionales), indican que estas *facies* posiblemente se formaron a partir de una actividad estromboliana que generó una columna eruptiva discreta y fragmentos de tamaño lapilli grueso dominante, es decir, similar a la descrita como S2. De aquí en adelante, este tipo de actividad se nombrará como “estromboliana moderada”, ya que está entre la actividad estromboliana “clásica” y la violenta. En particular, debido a las características texturales y la extensión y espesor considerablemente bajos de los depósitos de las *facies* tipo 1, se podría interpretar que posiblemente éstas se depositaron principalmente a partir de la caída directa desde las márgenes de las partes bajas de la zona de *jet* de una columna eruptiva pequeña (< 500 m de altura) o discreta, poco boyante, de corta duración (i.e. transitoria) generada por actividad estromboliana moderada, y en menor medida por la expulsión de fragmentos que siguieron trayectorias balísticas derivados de este mismo estilo eruptivo (p.ej. Walker, 1973; McGetchin et al., 1974; Blackburn et al. 1976; Parfitt y Wilson, 1995; Riedel et al., 2003; Parfitt, 2004; Mannen e Ito, 2007; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008). Igualmente, las características texturales y de componentes de las *facies* tipo 1, permiten relacionarlas con las *facies* de la pared del cono descritas por Vespermann y Schmincke (2000), con la actividad explosiva que dio origen a los conos tipo 1 y 2, de los trabajos de Martin y Németh (2006) y Kereszturi y Németh (2016), respectivamente, y con el tipo 2 de actividad estromboliana de Patrick et al. (2007).

Adicionalmente, los depósitos de las *facies* tipo 1 guardan características sedimentológicas (i.e. estructuras sedimentarias y componentría) que permiten entender con mayor detalle la dinámica eruptiva a partir de la cual se depositaron. En primer lugar, el hecho de que los depósitos de las *facies* tipo 1 sean predominantemente masivos sugiere que su depositación fue en general continua. Esto, debido posiblemente a que los estallidos estrombolianos, típicamente pulsantes, estuvieron en general separados por periodos de tiempos considerablemente breves (Valentine y Cortés, 2013; Houghton y Carey, 2015). En este sentido, la estratificación en capas predominantemente gruesas que estos depósitos desarrollan hacia el tope, ya que no está asociada a cambios granulométricos claros, podría estar relacionada con un ligero aumento en el tiempo entre cada uno de los estallidos estrombolianos hacia el final de la fase magmática del centro eruptivo No. 1. Así, como resultado de esto, se generaría una columna ligeramente más pulsante y, por ende, inestable, que podría culminar en la acumulación de depósitos con estratificación plano-paralela incipiente hacia el tope, como se observa en el caso de los depósitos de las *facies* tipo 1 (Cas y Wright, 1987; Houghton et al., 2000; Vergniolle y Mangan, 2000; Parfitt, 2004; Valentine y Cortés, 2013; Houghton y Carey, 2015).

Además de la estratificación incipiente en capas gruesas hacia el tope de los depósitos de las *facies* tipo 1, en la localidad VS-1890 ubicada a ~130 m al oeste de la cresta del montículo oeste, se observó una capa delgada (~2 cm) de espesor generalmente constante, endurecida, masiva, bien seleccionada, clasto-soportada y compuesta únicamente de fragmentos escoráceos angulares con tamaño menores a ceniza media (Figs. 5.30E y 5.31). Las características de esta capa permiten interpretar que fue acumulada a partir de la caída directa de los fragmentos más finos desde la parte superior (más boyante) de una columna eruptiva pequeña, transitoria, e inestable, la cual fue generada durante un estallido estromboliano moderado (Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Houghton y Carey, 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Así, debido a que los fragmentos de fracción más fina requieren de periodos breves de quiescencia eruptiva para poder acumularse (p.ej. de minutos a horas; Kereszturi y Németh, 2016), la presencia de esta capa delgada de ceniza hacia el tope de las *facies* tipo 1 podría estar relacionada, al igual que la estratificación plano-paralela y la intercalación de los depósitos de estas *facies* con los depósitos distales de Joya La Alberca (Figs. 5.30 y 5.31), con un

aumento en el intervalo de tiempo entre cada estallido estromboliano moderado hacia el final de la erupción del centro eruptivo No. 1 (cf. Kereszturi y Németh, 2016).

Por otra parte, la gradación inversa en los depósitos de caída estrombolianos que son de parcialmente endurecidos a deleznable (i.e. no aglutinados ni soldados) comúnmente se interpreta, como se mencionó anteriormente, como el resultado de avalanchas (i.e. flujos granulares) ocurridas pendiente abajo sobre las laderas de la estructura en formación (p.ej. cono de escoria o *scoria rampart*), las cuales, a su vez, son causadas por el comportamiento dinámico del material suelto (i.e. escoria) respecto a su ángulo de reposo ($\sim 33^\circ$ o hasta $\sim 35^\circ$; Wood, 1980; Cas y Wright, 1987; Kervyn et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2013; Bemis y Ferencz, 2017). En particular, diferentes estudios han establecido que este proceso granular ocurre más frecuentemente durante las últimas etapas de formación de un cono de escorias o un *scoria rampart* por actividad estromboliana, por lo que en depósitos friables de estructuras más “maduras”, la presencia predominante de gradación inversa sería un factor característico (Gutmann, 1979; McGetchin et al., 1974; Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Riedel et al., 2003; Valentine et al., 2005; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013). Así, en el caso de las *facies* tipo 1, en particular en las que componen el montículo norte (Fig. 5.12B), el hecho de que la gradación inversa solamente esté presente de manera ocasional se puede interpretar como que en general, los montículos del centro eruptivo No. 1 no alcanzaron sus últimos estadios de formación, y por consiguiente tampoco el ángulo de reposo máximo en sus pendientes externas (Valentine et al., 2005). A pesar de esta interpretación, características como el aglutinamiento de las *facies* tipo 2 infrayaciendo a las tipo 1, la mala selección y el tamaño de grano lapilli grueso predominante (cohesión baja) en los depósitos de estas últimas, y los posibles eventos de destrucción o truncamiento del crecimiento de la estructura registrados por discordancias angulares entre la estratificación de las *facies* tipo 1 y el carácter masivo de las tipo 2 (Fig. 5.12A y B), pudieron haber limitado la formación de flujos granulares (i.e. avalanchas) por los flancos de los *scoria ramparts*, y, por ende, tanto la formación de la gradación inversa en los depósitos, como la posibilidad de alcanzar el ángulo de reposo de la escoria suelta y seca (Vespermann y Schmincke, 2000; Riedel et al., 2003; Kervyn et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015; Valentine y Cortés, 2015; Kereszturi y Németh, 2016; Bemis y Ferencz, 2017).

Por su parte, con base en los resultados de los análisis granulométricos de las muestras de las *facies* tipo 1, se pueden hacer dos interpretaciones adicionales. En primer lugar, a pesar de que la actividad estromboliana se relaciona típicamente con contenidos de fragmentos tamaño ceniza (< 2 mm de diámetro) muy bajos, según las curvas granulométricas de los depósitos del centro eruptivo No. 1 y el diagrama de tamaño de grano (Md_ϕ) y selección ($\sigma\phi$; Inman, 1952), las muestras recolectadas de las *facies* tipo 1 presentan un ligero enriquecimiento en este tamaño de partículas (i.e. asimetría positiva) respecto a los rangos esperados para los depósitos de caída proximales estrombolianos (p.ej. Houghton et al., 2000; Figs. 5.33 - 34 y 6.6). Patrick et al. (2007) mencionan que la fragmentación en tamaños finos es normalmente un componente menor en escenarios estrombolianos (Self et al. 1974; Walker 1973) debido a limitaciones en el mecanismo de erupción, por lo que los autores interpretan el enriquecimiento en clastos tamaño ceniza en este tipo de erupciones (excluyendo la actividad estromboliana violenta) como resultado de partículas de estallidos anteriores que caen nuevamente sobre el punto de emisión o que colapsan desde sus paredes y lo rellenan, y que posteriormente sufren fragmentación secundaria durante los siguientes pulsos estrombolianos, y/o de cambios reológicos en la columna de magma que incrementan su viscosidad (i.e. cristalización; actividad estromboliana tipo 2 de Patrick et al., 2007; Kereszturi y Németh, 2013). Para el caso de los *scoria rampart* del centro eruptivo No. 1, la primera opción podría ser más plausible, ya que, además de que no se observaron cambios drásticos en los fragmentos juveniles de las *facies* tipo 1 que pudieran interpretarse como

resultado de un aumento en su viscosidad (p.ej. Genareau et al., 2010), en esta zona se superponen tres montículos que podrían haber estado en actividad de manera simultánea y por consiguiente, haber incrementado la posibilidad de rellenar los puntos de emisión tanto por colapso relacionado a inestabilidad de la estructura, como por la acumulación de partículas de estallidos anteriores.

En este sentido, un aspecto que apoya esta última interpretación es en particular la zona que ocupa la muestra VS-1890A en el diagrama propuesto por Houghton et al. (2000), ya que se encuentra más exactamente sobre la línea de tendencia A (Fig. 6.6). Así, esta recta, según la interpretación de los autores, corresponde precisamente al aumento en el contenido de fragmentos de granulometría fina debido a la fragmentación secundaria de partículas, inicialmente de mayor tamaño de grano, que generaron en algún momento el bloqueo parcial del punto de emisión. Por su parte, la muestra VS-1890C, tiene valores de Md_{ϕ} más gruesos y de σ_{ϕ} menores que la muestra VS-1890A, por lo que, además de estar en la zona con mayor contenido de finos dentro del campo delimitado para los depósitos de caída estrombolianos en el diagrama de Houghton et al. (2000), se encuentra sobre la línea de tendencia B (Fig. 6.6). Por esto, el ligero enriquecimiento en partículas de tamaño fino de esta muestra (considerablemente menor respecto al de la muestra VS-1890A), aunque también puede estar parcialmente relacionado con fragmentación secundaria, de acuerdo con la tendencia de la línea B, podría estar principalmente asociado a disminución del tamaño de grano con la distancia desde la fuente. Así, teniendo en cuenta la ubicación de la localidad VS-1890 (Figs. 5.3 y 5.15), sería posible interpretar que la capa VS-1890C probablemente proviene del montículo norte o sur. Por otra parte, Gutmann (1979) asocia el aumento en el tamaño de grano y en la presencia de bombas relativamente densas (i.e. muy pobremente vesiculadas) hacia el tope de depósitos de caída estrombolianos de varios conos de escoria, con una mayor coalescencia de burbujas de gas en la columna de magma a medida que avanzan las erupciones. A su vez, esto está basado en la relación inversa entre la tasa de ascenso del magma juvenil y la posibilidad que existe de que las burbujas dentro de él puedan coalescer (Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008). Según la interpretación de Gutmann (1979), el hecho de que el contenido de los fragmentos juveniles tamaño bomba disminuya hacia el tope de los depósitos de las *facies* tipo 1 podría indicar que la coalescencia de burbujas disminuyó, y, por tanto, que la tasa de ascenso del magma aumentó hacia el final de la erupción del centro eruptivo.

Sin embargo, hay dos aspectos que permiten concluir que la relación propuesta por Gutmann (1979) no se cumplió en esta erupción: 1) La disminución en el contenido de fragmentos tamaño bomba no está acompañada de un aumento en la vesicularidad de los fragmentos juveniles, sino, por el contrario, de acuerdo con los estudios de componentría realizados en la presente tesis, lo que ocurre es un ligero aumento en fragmentos juveniles de densos a moderadamente vesiculados (juveniles negros tipo 2 y 3; Fig. 5.36). 2). La estratificación plano-paralela incipiente que se desarrolla hacia el tope de los depósitos, como se mencionó anteriormente, debido a que no está asociada a cambios granulométricos claros, es evidencia de un aumento en la inestabilidad de la columna eruptiva generada por periodos de pausa más prolongados entre cada estallido. De igual manera se interpreta la presencia de capas endurecidas de granulometría fina y la intercalación de las *facies* tipo 1 con los depósitos distales de Joya La Alberca (localidad VS-1890) hacia el tope de la secuencia estromboliana. Por lo que estos dos aspectos estarían indicando un aumento en la coalescencia de burbujas, y, por ende, una disminución en la tasa de ascenso del magma (Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Así, la disminución en la cantidad de fragmentos tamaño bomba hacia el tope de las *facies* tipo 1 realmente podría haber estado relacionada a una posible disminución en la tasa de ascenso del magma juvenil, la cual permitió una mayor coalescencia de burbujas y periodos de pausa más prolongados entre cada estallido. Esto, debido a que un decrecimiento en la frecuencia de los

estallidos estrombolianos habría generado columnas más inestables y discretas (i.e. pequeñas) hacia el final de la actividad estromboliana del centro eruptivo No. 1, y este tipo de columnas eruptivas, a su vez, habrían favorecido considerablemente el relleno de los diferentes focos de emisión del centro eruptivo No. 1 por fragmentos juveniles de tamaño grueso, los cuales serían reincorporados y fragmentados nuevamente por los estallidos estrombolianos subsiguientes (Patrick et al., 2007).

Finalmente, la predominancia de fragmentos juveniles respecto a los líticos accidentales en los depósitos de las *facies* tipo 1, indica la presencia de un conducto volcánico abierto y estable durante la mayor parte de la actividad estromboliana moderada (Houghton y Nairn, 1999; Houghton et al., 2000; Valentine et al., 2005; Houghton y Carey, 2015). Esto es coherente con el basamento local sobre el cual está emplazado el centro eruptivo No. 1, ya que éste corresponde al flujo de lava preexistente. Así mismo, el bajo contenido en fragmentos líticos está asociado a explosiones pequeñas, poca incorporación de la roca de caja (i.e. conducto estructuralmente estable) y baja interacción del magma en ascenso con los acuíferos subterráneos locales y/o regionales (Houghton y Nairn, 1999; Valentine et al., 2006; Houghton y Carey, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kshirsagar et al., 2016; Ort et al., 2018). Por último, los contactos netos irregulares predominantes entre los depósitos de las *facies* tipo 1 con las tipo 2 indican que las variaciones entre los mecanismos de fragmentación, transporte y acumulación (i.e. dinámica eruptiva) que dieron origen a cada una fueron rápidos y contrastantes (Valentine et al., 2005; 2006; 2007).

Interpretación *Facies* tipo 2: En primer lugar, características de las *facies* tipo 2 como su limitada extensión lateral (considerablemente menor a la de las *facies* tipo 1), el grado de aglutinamiento de moderado a alto, el tamaño de grano bloque-bomba dominante ($< -6 \phi$), el empobrecimiento en fragmentos tamaño ceniza, el alto grado de oxidación de sus componentes, la falta de estructuras internas (i.e. masivos), la mala selección, la presencia ocasional de fragmentos tamaño bomba con morfologías fusiformes (i.e. aerodinámicas), la homogeneidad en el tipo de componentes (i.e. monolitológicos) y la morfología elongada de las estructuras resultantes, permite interpretar que estas *facies* corresponden a depósitos de caída proximales generados por episodios de fuentes/cortinas de lava asociados a actividad estromboliana “clásica” (p.ej. Chouet et al., 1974; McGetchin et al., 1974; Blackburn et al., 1976; Head y Wilson, 1989; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004). Así mismo, a pesar de que algunas de estas características texturales pueden interpretarse como generadas por actividad hawaiana, el grado de aglutinamiento variable en las *facies* tipo 2 y la limitada extensión lateral de las zonas con el mayor grado de aglutinamiento en los sectores más proximales, indican que éstas no fueron depositadas a partir de fuentes/cortinas de lava sostenidas (i.e. estables) ni de tasas de acumulación altas, como es característico de la actividad hawaiana (Walker, 1973; Head y Wilson, 1989; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008).

En este contexto, los efectos térmicos sindeposicionales observados en las *facies* tipo 2 (i.e. aglutinamiento y oxidación) indican que los fragmentos conservaron un calor interno considerablemente alto al momento de emplazarse y que tuvieron la capacidad de retenerlo durante los eventos de acumulación posteriores, de tal manera que formaron depósitos dominados por *spatter* (Kereszturi y Németh, 2016) con variación en el grado de aglutinamiento de moderado a alto y un alto grado de oxidación asociado a las altas temperaturas del depósito (p.ej. Head y Wilson, 1989; Houghton y Carey, 2015). Así, teniendo en cuenta la granulometría gruesa (i.e. bombas) dominante en los depósitos de las *facies* tipo 2 y las evidencias de la temperatura relativamente alta de los juveniles durante el viaje (i.e. formas aerodinámicas ocasionales) y al momento de depositarse (i.e. aglutinamiento), se puede interpretar que éstos posiblemente tuvieron un tiempo de vuelo corto, y

que su principal mecanismo de transporte y acumulación fue mediante trayectorias balísticas (p.ej. Cas y Wright, 1987; Head y Wilson, 1989; Houghton et al., 2000; Houghton y Carey, 2015).

Por su parte, la capacidad que tienen depósitos como los de las *facies* tipo 2 (i.e. aglutinados, pero no soldados) para retener el calor de emplazamiento de los fragmentos balísticos está principalmente relacionada con una tasa de acumulación relativamente alta o moderada, de manera tal que los clastos que se depositan estén el menor tiempo posible en contacto con la atmósfera y la mayor cantidad posible de su calor se conserve durante el enterramiento (Wilson y Head, 1981; Cas y Wright, 1987; Head y Wilson, 1989; Houghton et al., 2000; Houghton y Carey, 2015). Esta tasa de acumulación moderada podría estar asociada a tres aspectos principales. El primero, y que podría tener mayor influencia, es a valores moderados en el contenido de gas y en el flujo volumétrico del magma juvenil, lo cual resultaría en tasas de acumulación moderadas y en depósitos de densa a parcialmente aglutinados (Head y Wilson, 1989). Por su parte, el segundo aspecto corresponde a la intermitencia de los estallidos estrombolianos “clásicos” que dieron origen a los depósitos de las *facies* tipo 2. Esto, debido a que entre mayor sea el espaciamiento entre cada estallido, menor será la tasa de acumulación de los piroclastos (Head y Wilson, 1989). Así, las características de aglutinamiento y oxidación de los depósitos indican que los intervalos entre estallidos posiblemente fueron lo suficientemente cortos como para que los fragmentos expulsados en cada uno de éstos no se enfriaran y, en cambio, pudieran aglutinarse y oxidarse; por lo que la tasa de acumulación posiblemente fue de moderada a relativamente alta. Por último, el tercer aspecto corresponde a la altura de la fuente estromboliana, ya que entre menor sea la altura alcanzada por una fuente de lava, la tasa de acumulación será mayor (Wilson y Head, 1981; Valentine y Gregg, 2008; Reynolds, 2015).

Así, debido a la extensión lateral limitada de los depósitos de las *facies* tipo 2 y sus características texturales, es posible afirmar que fueron depositados a partir de fuentes/cortinas de lava estrombolianas asimétricas, de poca altura y temporalmente discretas (i.e. pulsantes), las cuales resultaron en una tasa de acumulación de moderada a relativamente alta (Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008). Adicionalmente, el tamaño de grano grueso ($< 4 \phi$) predominante en las *facies* tipo 2 es coherente con la interpretación de cortinas de lava de poca altura, ya que debido a las grandes dimensiones de los fragmentos se genera el desacoplamiento térmico y de *momentum* entre los clastos y la fase gaseosa (por una transferencia de calor ineficiente) que actúa en contra del desarrollo de una columna eruptiva sostenida de mayor altura (Houghton et al., 2000; Valentine y Gregg, 2008; Houghton y Carey, 2015; Taddeucci et al., 2015). En conclusión, las *facies* tipo 2 corresponden a depósitos piroclásticos de caída proximales generados por la acumulación principalmente de bombas juveniles ($< 4 \phi$), a través de trayectorias balísticas, durante actividad estromboliana “clásica” caracterizada por estallidos rítmicos débiles separados por periodos de tiempo relativamente cortos, que generaron cortinas de lava de poca altura, corta duración, inestables, intermitentes y asimétricas (i.e. tasas de suministro de magma y gas moderadas; Taddeucci et al., 2015; Ort et al. 2018). En particular, estas cortinas de lava resultaron en depósitos de densa a moderadamente aglutinados y fuertemente oxidados, debido, no solo a la proximidad con la zona de emisión, sino a la conservación del calor de los fragmentos juveniles a través de tiempos de vuelo cortos y una tasa de acumulación de baja a relativamente alta de las cortinas generadas (McGetchin et al., 1974; Head y Wilson, 1989; Martin y Németh, 2006; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Houghton y Carey, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kereszturi y Németh, 2016). Adicionalmente, es posible relacionar esta actividad estromboliana con una tasa de ascenso del magma juvenil baja, ya que se pudo observar que la coalescencia de burbujas en la parte somera del conducto cumplió un rol fundamental en el estilo eruptivo que formó las *facies* tipo 2 (Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Ort et al., 2018).

Por último, las *facies* tipo 2 pueden relacionarse con los procesos descritos para la formación de las *facies* del cráter y el anillo del cráter de los conos de escoria tipo 1 del Campo Volcánico de Auckland (Kereszturi y Németh, 2016), las *facies* inferiores del volcán Lathrop Wells (Valentine et al., 2005), las *facies* inferiores de un cono de escorias según el modelo de Vespermann y Schmincke (2000), el estilo estromboliano tipo 1 descrito por Patrick et al. (2007) y los modelos de formación de conos de escoria de Chouet et al. (1974), McGetchin et al. (1974) y Blackburn et al. (1976).

Interpretación *Facies* tipo 3: En primer lugar, características de las *facies* tipo 3 como su extensión vertical (i.e. espesor) y horizontal irregular y limitada, su proximidad a la fuente (p.ej. montículo oeste), su posición concordante con la estratificación, su alto grado de soldamiento dominante (ocasionalmente se observaron los límites entre los clastos soldados), sus contactos de netos a transicionales, y su vesicularidad, sugieren que estas *facies* corresponden a un flujo de lava clastogénico (i.e. reomórfico o flujo de lava sin raíz) de volumen pequeño que posiblemente no alcanzó a extenderse por distancias mayores a ~200 m (Wilson y Head, 1981; Houghton y Hackett, 1984; Head y Wilson, 1989; Houghton et al., 2000; Parfitt, 2004; Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Houghton y Carey, 2015). La formación de flujos de lava clastogénicos está relacionada principalmente al alto grado de soldamiento (i.e. denso) entre fragmentos generado principalmente por la retención de calor en los clastos individuales (i.e. tamaño de grano grueso, tiempo de vuelo corto, transporte en la región más densa y de alta temperatura de la cortina de lava y alta temperatura inicial) y altas tasas de acumulación (para causar soldamiento por enterramiento rápido; Head y Wilson, 1989; Houghton y Carey, 2015). En particular en este caso, las tasas de acumulación altas cumplen un rol fundamental debido a que la soldadura se define como la deformación lenta de piroclastos individuales, acompañada por el desarrollo de adhesión entre éstos bajo tensiones de carga inducidas por el material que se deposita inmediatamente después (Houghton y Carey, 2015). De acuerdo con Head y Wilson (1989), este caso particular de una alta temperatura de los fragmentos individuales de grano grueso predominante, y una tasa de acumulación rápida, estarían relacionadas a un flujo volumétrico de magma alto, pero a contenidos de gas relativamente bajos. Por su parte, el aumento en el flujo volumétrico de magma puede estar relacionado con un aumento en su tasa de ascenso (Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Cortés, 2013).

Respecto a la formación de las *facies* tipo 2 (i.e. aglutinadas, pero no soldadas), las *facies* tipo 3 demuestran un incremento importante en la tasa de acumulación, y, por ende, en el flujo volumétrico de magma o flujo de masa. Sin embargo, debido a la corta extensión y bajo espesor del flujo clastogénico, este evento de aumento en el flujo volumétrico y disminución en el contenido de gas posiblemente fue muy corto, lo que permite interpretar que la erupción del centro eruptivo No. 1 probablemente tuvo una tasa de ascenso de magma inestable (Parfitt y Wilson, 1995; Valentine et al., 2006; 2007). De esta manera, a pesar de que este tipo de flujo es principalmente característico de fuentes de lava hawaiana, pueden estar también asociados a episodios cortos de aumento en la velocidad de ascenso del magma, y, por lo tanto, también en la tasa de descarga y acumulación durante actividad estromboliana “clásica”. Finalmente, la interpretación de la variabilidad en la tasa de ascenso y en el contenido de volátiles del magma juvenil son coherentes con la naturaleza del espectro eruptivo de las erupciones basálticas continentales, y permitiría explicar los cambios en la dinámica eruptiva del centro eruptivo No. 1 que dio origen a las tres *facies* observadas (p.ej. Kosik et al., 2016).

➤ **Historia eruptiva del Centro Eruptivo No. 1:**

A partir de las interpretaciones realizadas sobre las características de los tres tipos de *facies* observadas en los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 1, es posible afirmar que los tres montículos corresponden a *scoria ramparts* formados por actividad estromboliana con una dinámica

eruptiva variable. Así, teniendo en cuenta tanto las características de las *facies* como su distribución estratigráfica (disposición vertical y horizontal) es posible reconstruir de manera aproximada la historia eruptiva general del centro eruptivo No. 1 en tres etapas principales:

1) *Inicio de la erupción del centro eruptivo No. 1:*

En primer lugar, a pesar de la buena exposición que tienen los tres montículos por la extracción de material, en particular del norte y oeste, ésta no alcanza a mostrar el contacto basal de toda la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1, por lo que realmente se desconoce tanto su espesor total, como el tipo de actividad volcánica que tuvo lugar al inicio de su formación. Así mismo, aunque las canteras exponen de manera clara el interior de la zonas media y superior de los *scoria ramparts*, particularmente del norte y oeste, no se encontró un afloramiento que permitiera establecer con certeza la relación estratigráfica entre los depósitos de cada uno de los montículos, y, por lo tanto, su relación temporal (p.ej. el Campo Volcánico de Ohakune, Nueva Zelanda; cf. Kosik et al., 2016). De esta manera, desde el análisis estratigráfico realizado sobre los depósitos de los tres *scoria ramparts* que conforman el centro eruptivo No. 1, no es posible establecer de manera precisa cómo empezó la actividad volcánica en este punto, ni el orden cronológico de formación de los tres montículos.

Sin embargo, a pesar de que la estratigrafía no permite dilucidar la cronología exacta de la formación de los *scoria ramparts*, sí permite hacer una aproximación general a partir de dos observaciones. La primera observación es la similitud general en las características texturales, en la extensión y posición estratigráfica de las *facies* descritas en las estructuras internas de los montículos. Es decir, en general los *scoria ramparts* se caracterizan por una secuencia estratigráfica aflorante con las *facies* tipo 2 a la base e infrayaciendo a las *facies* tipo 1 (Figs. 5.12-14), donde las primeras tienen una extensión y espesor considerablemente menor que las segundas, al menos en la sección que está actualmente expuesta. Respecto a las *facies* tipo 3, a pesar de que se observaron en el montículo norte únicamente como clastos rodados, su ubicación estratigráfica en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1 se infiere, a partir de lo observado particularmente en el montículo oeste (Fig. 5.14) y de la similitud general en la estratigrafía de los *scoria ramparts*, entre las *facies* tipo 2 y tipo 1. Así, el hecho de que los montículos que conforman el centro eruptivo No. 1 tengan una secuencia eruptiva similar, podría indicar que éstos se formaron por actividad magmática explosiva desde al menos tres fisuras pequeñas y cercanas, las cuales iniciaron su actividad de manera simultánea o separadas por periodos de tiempo muy breve, y así mismo presentaron los cambios en su dinámica eruptiva que generaron los tres tipos de *facies* descritos. Adicionalmente, esta interpretación es coherente debido a que, si los montículos se hubieran formado en diferente tiempo y/o hubieran presentado los cambios en su dinámica eruptiva de manera asincrónica considerable, los depósitos aflorantes corresponderían principalmente a una interdigitación o a una mezcla heterogénea entre las *facies* tipo 1 y tipo 2, y no presentarían esa clara diferencia entre los depósitos que conforman estas dos *facies* (Figs. 5.12-14).

Por otro lado, la segunda observación se basa en el análisis realizado sobre las características texturales, el espesor, extensión y posición estratigráfica de los depósitos magmáticos y freatomagmáticos del centro eruptivo No. 2, ya que estos aspectos sugieren, como se ha mencionado en apartados anteriores, que muy posiblemente hubo una ligera migración de la fuente del NNE al SSO, desde el *locus* del cráter de un cono de escorias pequeño hasta el de la explosión del maar Joya La Alberca. De esta manera, teniendo en cuenta esta interpretación y los demás aspectos que indican un fuerte control estructural en la dirección NNE-SSO durante la erupción del cráter Joya La Alberca (p.ej. la elongación general del centro eruptivo No. 1; ver apartado 6.1.1.2; Fig. 6.3), podría concluirse que posiblemente la formación de los *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 1 también siguió este mismo sentido en la migración de las zonas de emisión. Así, a partir de estas dos observaciones,

posiblemente la actividad del centro eruptivo No.1 ocurrió desde el NNE y hacia el SSO a través de tres fisuras pequeñas y espacialmente cercanas, las cuales comenzaron su actividad volcánica casi de manera simultánea y así mismo sufrieron los cambios en su dinámica eruptiva que resultaron en una estratigrafía interna muy similar. Por esto, aunque en eventos poco espaciados temporal y espacialmente, la fisura que dio origen al montículo norte probablemente fue la primera en hacer erupción desde su extremo más al NNE, seguida de la fisura del montículo oeste, y, por último, por la del montículo sur. Adicionalmente, esta interpretación es coherente con la morfología en general asimétrica de los *scoria ramparts*, en particular la de los montículos norte y sur, ya que esta evidencia una mayor acumulación de material hacia el SSO de cada una de las estructuras elongadas.

De esta manera, al igual que la gran mayoría de las erupciones basálticas continentales, la erupción del centro eruptivo No. 1 comenzó a lo largo de al menos tres fisuras pequeñas y cercanas, casi de manera simultánea, debido al ascenso del magma juvenil a través de un sistema de alimentación complejo (Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Ort et al., 2018). Como se mencionó antes, debido a que actualmente no aflora la base de la secuencia magmática, no es posible determinar con total claridad la manera en la que comenzó la actividad en este centro eruptivo. Así mismo, aunque la base de los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 2 sí esté claramente expuesta en la zona interna norte del cráter de Joya La Alberca, la alta variabilidad en las condiciones hidrogeológicas a lo largo de la zona de estudio interpretada en apartados previos, permite concluir que muy posiblemente los *scoria ramparts* tuvieron una actividad volcánica inicial diferente a la del segundo centro eruptivo; esto último apoyado por la diferencia considerable en altitud (~20 msnm) entre la posible base de los dos centros eruptivos, y el probable sentido NNE del gradiente hidráulico local preruptivo (ver el subapartado “Estructura vertical del flujo de lava preexistente” de la sección 6.1.2.1).

Así, a partir de lo mencionado antes y de la secuencia actualmente expuesta en los montículos del centro eruptivo No.1, se puede interpretar que lo más posible es que la historia eruptiva de los *scoria ramparts* haya comenzado con el estilo eruptivo que dio origen a las *facies* tipo 2. Por esto, aunque algunos autores hayan descrito previamente que la formación de un cono de escorias, o un *scoria rampart*, típicamente comienza con eventos freatomagmáticos (cf. Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000), el caso del centro eruptivo No.1 podría ser similar a erupciones como la de los maares de Ukinrek (Alaska, USA; cf. Kienle et al., 1980; Self et al., 1980; Ort et al., 2018), la del cono noreste del Mt. Etna (Sicilia; cf. McGetchin et al., 1974), la del volcán Easy Chair (cf. Valentine y Cortés, 2013) y la de algunos de los volcanes de la cuenca Crater Flat (Nevada, USA; p.ej. Lathrop Wells, Black cone y Red cone; Valentine et al., 2005; 2006; 2007; Genareau et al., 2010), entre otras (p.ej. Martin y Németh, 2006; Kereszturi y Németh, 2016), las cuales iniciaron directamente con estallidos estrombolianos “clásicos” y formaron estructuras de manera coherente con los modelos propuestos por McGetchin et al. (1974), Wood (1980), Riedel et al. (2003), Mannen e Ito (2007), Kervyn et al. (2011) y Kereszturi y Németh (2013). Finalmente, con base en esto último, se podría interpretar que hacia la base de las *facies* tipo 2, es decir, hacia los depósitos generados por el inicio de la actividad del centro eruptivo No. 1, posiblemente podría existir un enriquecimiento gradual en fragmentos accidentales de tamaños desde lapilli hasta bloque, el cual sería resultado de la fragmentación del basamento local “duro” (i.e. flujo de lava preexistente) al momento de la apertura de los conductos volcánicos.

2) Desarrollo de la erupción del centro eruptivo No. 1:

Posterior a la apertura casi simultánea de las zonas de emisión a través de las tres pequeñas fisuras principales mencionadas anteriormente, la actividad volcánica se caracterizó por fuentes de lava

generadas por estallidos estrombolianos “clásicos”, las cuales, a su vez, posiblemente se siguieron propagando hacia el SSO a lo largo del sistema de fisuras por algunas decenas de metros. Después de esta etapa de apertura que generó los depósitos similares a las *facies* tipo 2 pero enriquecidos en fragmentos líticos, posiblemente la longitud de la zona de emisión, es decir, de las fuentes de lava, se mantuvo y se generó un conducto fisural abierto y estable a partir del cual se empezaron a depositar las *facies* tipo 2 tal y como se observan actualmente en los frentes de explotación.

Así, teniendo en cuenta el carácter fisural de la erupción y la interpretación que se hizo anteriormente sobre las características texturales, los componentes, el variable grado de aglutinamiento y la extensión general, y en particular de las zonas con mayor grado de aglutinamiento, de las *facies* tipo 2, estas últimas son depósitos de caída proximales derivados de actividad estromboliana “clásica” fisural de un magma de viscosidad intermedia-baja con tasas de suministro de magma y gas de bajas a moderadas (Head y Wilson, 1989; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004). Adicionalmente, se puede interpretar que esta actividad volcánica posiblemente se caracterizó por estallidos rítmicos débiles separados por periodos de tiempo relativamente cortos, los cuales, debido principalmente a que generaron fragmentos de tamaño predominantemente grueso, formaron cortinas de lava inestables, de corta duración, intermitentes (i.e. pulsantes) y con una corta extensión vertical, posiblemente menor o igual a 100 m, lateralmente asimétrica (i.e. altura lateralmente irregular), en lugar de una columna eruptiva bien desarrollada. De esta manera, estas pequeñas fuentes de lava estrombolianas asimétricas, transitorias, pulsantes e inestables (cf. Valentine et al., 2005; 2007) caracterizaron la primera parte de la erupción del centro eruptivo No. 1 y generaron las *facies* tipo 2 debido a que promovieron una mayor acumulación de material en las zonas proximales, y a que facilitaron la conservación del calor de los fragmentos juveniles a través de tiempos de vuelo cortos y una tasa de acumulación de baja a relativamente alta (p.ej. Kienle et al., 1980; Self et al., 1980; Valentine et al., 2005; 2006; Valentine y Gregg, 2008; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013; Reynolds, 2015; Taddeucci et al., 2015; Ort et al., 2018). Adicionalmente, cabe resaltar que a partir de la interpretación sobre las tasas de suministro de magma y gas de bajas a moderadas durante la depositación de las *facies* tipo 2, y de la viscosidad intermedia-baja del magma juvenil, se puede concluir también que la coalescencia de burbujas de gas hacia la parte superior de la columna de magma cumplió un rol fundamental en la dinámica eruptiva que caracterizó la primera parte de la historia eruptiva de los *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 1.

Posteriormente, de acuerdo con la correlación estratigráfica, se depositaron las *facies* tipo 3, las cuales, debido a su extensión, espesor, contactos y características texturales, se pueden interpretar como el emplazamiento de un flujo de lava clastogénico de pequeño volumen que posiblemente no alcanzó a extenderse por distancias mayores a ~200 m. De esta manera, teniendo en cuenta estas características, particularmente su extensión lateral y vertical limitada, se podría concluir que las *facies* tipo 3 posiblemente se generaron a partir de segmentos cortos de la cortina de lava asimétrica en los que, en episodios transitorios y locales, a pesar de que disminuyó ligeramente la eficiencia de la fragmentación, posiblemente aumentaron considerablemente el flujo volumétrico, la tasa de acumulación y la altura de la cortina de lava. Así, es claro que esto indica una dinámica eruptiva considerablemente diferente a la que dio origen a las *facies* tipo 2, ya que guarda un mayor grado de similitud con la actividad hawaiana que con la estromboliana “clásica”. Esto último podría estar relacionado con una tasa de ascenso/suministro de magma juvenil y gas considerablemente variable, en donde los eventos de depositación de las *facies* tipo 3 fueron resultados de los picos más altos y de menor duración. Así mismo, las interpretaciones sobre la dinámica eruptiva de los *scoria ramparts* presentadas hasta ahora permiten explicar, de una manera más plausible, la asimetría general en la morfología de los montículos del centro eruptivo No.1, ya que ésta habría sido el resultado de la

asimetría propia de la cortina de lava influenciada por la posible ligera migración hacia el SSO de la actividad fisural (Houghton y Hackett, 1984; Head y Wilson, 1989; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Kosik et al., 2016).

Por último, la actividad eruptiva de la zona de los *scoria ramparts* estuvo marcada por el emplazamiento de las *facies* tipo 1, las cuales, además de presentar características considerablemente diferentes a los otros dos tipos de *facies* observadas, son las que presentan mayor espesor y extensión de la secuencia magmática aflorante. De acuerdo con sus características granulométricas y texturales (i.e. carácter masivo en la base y estratificación en capas gruesas hacia el tope), su posición estratigráfica, su extensión y espesor limitados, sus componentes y la falta de influencia notoria de efectos térmicos sindeposicionales (p.ej. parcialmente endurecidas a deleznable y su falta de oxidación), en apartados anteriores fue posible interpretar que las *facies* tipo 1 se depositaron principalmente por caída directa desde la base de columnas eruptivas pequeñas (< 500 m), inestables y transitorias emitidas desde cada uno de los *scoria ramparts* y generadas por lo que anteriormente se definió como actividad estromboliana “moderada” (cf. Riedel et al., 2003). En este sentido, durante esta última actividad eruptiva, aumentó la tasa de descarga y la eficiencia en la fragmentación (i.e. granulometría más fina respecto a las *facies* tipo 2 y 3), lo que, al formar las columnas eruptivas, derivó en un mayor alcance vertical de los fragmentos expulsados y en una tasa de acumulación considerablemente menor de los mismos en las zonas más proximales. Así mismo, teniendo en cuenta que los depósitos de las *facies* tipo 1 representan la mayor parte de la extensión y el espesor de la secuencia magmática aflorante del centro eruptivo No. 1, y, a pesar de la inestabilidad de las columnas eruptivas, se podría concluir que su emplazamiento fue el periodo de la erupción de los *scoria ramparts* durante el cual se expulsó una mayor cantidad de volumen de magma juvenil (Cas y Wright, 1987; Riedel et al., 2003; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Mannen e Ito, 2007; Taddeucci et al., 2015). Adicionalmente, estos aspectos permitieron interpretar que, a pesar de que esta actividad comenzó a partir de estallidos relativamente frecuentes que depositaron de manera continua la base de las *facies* tipo 1, hacia el final de la formación del centro eruptivo No. 1 la actividad eruptiva se tornó más pulsante. Este aumento en el periodo entre cada estallido podría estar asociado a una mayor coalescencia de las burbujas hacia el tope de la columna de magma, la cual, a su vez, podría ser el resultado de una disminución considerable en la tasa de ascenso del magma juvenil, por lo que hacia el final de la depositación de las *facies* tipo 1, y, por ende, de la erupción del centro eruptivo No. 1, la actividad estromboliana “moderada” fue ligeramente más cercana a la naturaleza pulsante del estilo estromboliano “clásico” (cf. Gutmann, 1979; Parfitt, 2004).

Con base en todo lo anterior, se podrían plantear al menos dos hipótesis para poder explicar la contrastante variación entre la dinámica eruptiva que generó las *facies* tipo 2 y la que dio como resultado la depositación de las *facies* tipo 1, durante la erupción del centro eruptivo No. 1. La primera hipótesis está estrechamente relacionada con altura de la fuente de lava y su estructura interna, ya que estas determinan la distribución lateral de los diferentes tipos y tamaños de partículas eyectadas, y el ambiente a través del cual se transportan. En primer lugar, principalmente de acuerdo con la disminución de su temperatura del centro hacia afuera, la estructura de una fuente de lava se puede dividir como la gradación entre dos zonas fundamentales, el núcleo y los bordes. El núcleo de la fuente se caracteriza por ser la zona con la temperatura más alta, particularmente en su centro, expulsar el material más grueso, un mayor flujo volumétrico de magma, una tasa de acumulación más alta, y, por lo tanto, por generar depósitos similares a los de las *facies* tipo 2 y 3. Por el contrario, la zona de los bordes de una fuente de lava, la cual corresponde a su parte superior y sus márgenes laterales, debido a que se caracteriza, respecto al material eyectado desde la zona del núcleo, por fragmentos de menor tamaño, un flujo volumétrico de magma menor, una menor temperatura de

eyección y, por ende, una menor tasa de acumulación, podría generar depósitos similares a los de las *facies* tipo 1. En segundo lugar, la variación en la altura de la fuente de lava tiene una relación inversa con la tasa y temperatura de acumulación de los piroclastos, de tal manera que a menor altura de la fuente los piroclastos se depositarán a una mayor tasa y su temperatura será mayor, propiciando la formación de *facies* como las tipo 2 y 3. Adicionalmente, por el contrario, cuando la fuente alcanza mayor altura, podrían generarse más fácilmente *facies* como las tipo 1, ya que la tasa de acumulación y la temperatura de los piroclastos disminuyen (Wilson y Head, 1981; Head y Wilson, 1989; Vergnolle y Mangan, 2000; Houghton y Carey, 2015; Reynolds, 2015).

Por otro lado, la segunda hipótesis, basada en el modelo que propone que la tasa de ascenso del magma juvenil es el control principal sobre el estilo eruptivo dentro del espectro de las erupciones basálticas explosivas (cf. Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008), está relacionada con posibles variaciones en algunos de los factores que gobiernan el tipo de actividad del vulcanismo basáltico, principalmente en aspectos como la tasa de ascenso y suministro de magma y gas, la viscosidad del magma juvenil y la geometría del foco eruptivo (Houghton y Hackett, 1984; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Cortés, 2013; Taddeucci et al., 2015). En este sentido, cuando la tasa de ascenso y suministro de magma y gas disminuye, se facilita la coalescencia entre burbujas hacia el tope de la columna de magma y se forman grandes paquetes de gas rodeados de fundido empobrecido en volátiles (i.e. *slugs*), los cuales ascienden rápidamente y terminan en estallidos estrombolianos “clásicos” (i.e. pulsantes) cuando alcanzan la superficie. Por el contrario, cuando esta tasa tiene valores altos, se inhibe la coalescencia entre burbujas, el fundido y los volátiles en estado gaseoso viajan aproximadamente acoplados y forman fuentes o cortinas de lava altas y estables hawaianas (cf. Houghton y Hackett, 1984; Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015). Adicionalmente, cuando se centraliza la zona de emisión y el flujo volumétrico de magma se mantiene relativamente constante, y/o cuando hay un aumento en la viscosidad del magma juvenil, el aumento en la tasa del magma y del gas podría resultar en actividad estromboliana “moderada” o hasta estromboliana “violenta” (cf. Parfitt y Wilson, 1995; Parfitt, 2004; Valentine et al., 2005; 2006; Valentine y Gregg, 2008; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013; Reynolds, 2015; Taddeucci et al., 2015).

De esta manera, de acuerdo con la información descrita antes, la segunda hipótesis para poder explicar la dinámica del centro eruptivo No. 1 consiste en que las *facies* tipo 2 y 3 serían el resultado de una primera etapa eruptiva durante la cual la tasa de ascenso del magma fue principalmente baja y posteriormente presentó aumentos repentinos y cortos (i.e. picos). Así, las *facies* tipo 2 se formaron durante el estilo estromboliano “clásico” predominante, mientras que las *facies* tipo 3 se generaron únicamente en intervalos puntuales de inestabilidad de la tasa de ascenso de magma juvenil, semejantes al estilo eruptivo transicional entre estromboliano “clásico” y hawaiano (p.ej. Head y Wilson, 1989; Parfitt y Wilson, 1995; Vespermann y Schmincke, 2000; Martin y Németh, 2006; Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Amin y Valentine, 2017). Además, debido a que el empobrecimiento en líticos de las *facies tipo 1* y de la sección aflorante de las tipo 2 y 3 podría indicar que la principal migración a lo largo de las tres fisuras ocurrió durante la etapa en la que se formaron las *facies* tipo 1 y 2, es posible concluir que en este intervalo de tiempo la tasa de suministro de magma no fue lo suficientemente alta para sostener la erupción y formar un conducto localizado durante un período prolongado de tiempo (Lefebvre et al. 2012), sino que su bajo valor promovió que el magma juvenil siguiera rutas preferenciales a lo largo de las heterogeneidades en la roca de caja somera y generará la migración de la zona de emisión (p.ej. Complejo Volcánico Mt. Gambier, Australia; Keating et al. 2008; Genareau et al. 2010; van Otterloo et al., 2013; Kosik et al., 2016).

Posterior a esta primera etapa, hubo un cambio considerable en la dinámica eruptiva hacia la actividad estromboliana “moderada” que generó las *facies* tipo 1. Este cambio se podría explicar teniendo en cuenta: 1) que el espesor de las *facies* tipo 1, además de representar la mayor parte de la secuencia magmática aflorante de los *scoria ramparts*, aumenta hacia el tope de cada uno ellos (cf. Lefebvre et al., 2012, 2) aunque no se pueda negar por completo, no hay evidencias claras de un aumento importante en la viscosidad del magma juvenil (p.ej. Genareau et al., 2010), 3) la geometría del conducto puede influenciar el estilo eruptivo (cf. Houghton et al., 2004), 4) la centralización del foco eruptivo en las erupciones basálticas explosivas comúnmente ocurre de manera rápida (cf. Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015; Ort et al., 2018), y 5) posiblemente el flujo volumétrico de magma se mantuvo relativamente constante durante la erupción del centro eruptivo No. 1. Estas afirmaciones permitirían concluir que posiblemente el cambio de actividad estromboliana “clásica” a “moderada” pudo haber sido el resultado de la focalización de la zona de emisión desde una fisura inicial a un punto de emisión con un área transversal considerablemente menor, ya que esto generaría un aumento local en el flujo de volumen de magma por unidad de área, y esto a su vez, al acelerar la mezcla magmática, resultaría en un mayor estrés o tensión sobre esta y, por consiguiente, en una fragmentación más eficiente (p.ej. Volcanes Easy Chair y Lathrop Wells; Wylie et al., 1999; Martin y Németh, 2006; Valentine et al., 2007; Keating et al., 2008; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013; Reynolds, 2015). Sin embargo, a pesar de que la focalización del centro eruptivo en las tres fisuras que dieron origen a cada uno de los *scoria ramparts* provocó el cambio de actividad estromboliana “clásica” a “moderada”, no generó el suficiente aumento en el flujo de volumen de magma por unidad de área como para que la actividad alcanzara a ser estromboliana “violenta”. Esto último pudo haber estado principalmente relacionado a que la tasa general de ascenso de magma no fue lo suficientemente alta ni hubo cambios representativos en la viscosidad del magma juvenil, como para generar una actividad con mayor intensidad (Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015).

Adicionalmente, el evidente bajo contenido en fragmentos líticos tanto en las *facies* tipo 2 como en las tipo 1, indica que en la mayor parte del transcurso de la erupción no hubo ensanchamientos o migraciones importantes del conducto eruptivo fisural, lo que podría estar relacionado a que muy posiblemente las fisuras eruptivas alcanzaron su longitud final desde una etapa temprana de la erupción. Así, a partir de esto último, y del hecho que se ha mencionado en repetidas ocasiones, que las marcadas crestas de los *scoria ramparts* (reconstruidas con base en análisis geomorfológicos en las figuras 6.8 y 6.11) se formaron principalmente por el aumento en el espesor de las *facies* tipo 1, se podría interpretar que muy posiblemente la centralización del punto de emisión fue un proceso crucial en el desarrollo de la actividad estromboliana “moderada”. En particular, debido a que las morfologías asimétricas de los montículos norte y sur presentan una tendencia de aumento de altura hacia el SSO (Figs. 6.8 y 6.11), se podría interpretar que la focalización de la fuente en estas dos fisuras podría haber sido influenciada por la tendencia estructural del NNE al SSO que, como se ha demostrado en apartados anteriores, cumplió un papel determinante en el desarrollo de la erupción que en su fase final formó el cráter Joya La Alberca (cf. Wylie et al., 1999; Keating et al., 2008; Paulsen y Wilson, 2010; Delcamp et al., 2019).

Así mismo, a pesar de que comúnmente la morfología de las estructuras volcánicas es afectada por la influencia del viento durante el transporte y la acumulación de los piroclastos, y/o de la paleotopografía (Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000), el estudio y reconstrucción geomorfológica de la zona del centro eruptivo No. 1 (Figs. 6.8 y 6.11), basados en modelos de elevación digital, imágenes satelitales (i.e. Google Earth ®) e imágenes aéreas antiguas, permiten concluir que en el caso de los tres *scoria ramparts* estos efectos podrían descartarse principalmente

de acuerdo a los siguientes argumentos. Las características morfológicas de cada uno de los montículos, a pesar de ser similares, presentan diferencias importantes en la dirección de elongación y la ubicación de su parte más alta. Por ejemplo, el montículo oeste posiblemente tenía su cima hacia su zona central, mientras que los montículos norte y sur hacia su extremo más suroccidental, y en cuanto a su dirección de elongación, los montículos oeste y sur están alargados hacia el suroccidente, mientras que el montículo norte lo está ligeramente más hacia el sureste (Figs. 6.8 y 6.11). Así, esta variación en las morfologías de los montículos indicaría direcciones del viento contrastantes simultáneas, las cuales serían poco probables para un área pequeña como la del centro eruptivo No. 1, y/o un paleo-relieve considerablemente más irregular al de la meseta formada por el tope relativamente plano del flujo de lava preexistente (Figs. 6.4, 6.5, 6.8 y 6.11). Además, aunque la actividad estromboliana “moderada” generó columnas eruptivas débiles e inestables, y por ende, susceptibles a la influencia por las corrientes de viento, el fuerte control estructural observado en las estructuras volcánicas en el CVVS, y en particular en la zona de los dos centros eruptivos relacionados a la erupción del cráter Joya La Alberca, aumenta la probabilidad de que la morfología de los edificios formados por actividad volcánica explosiva se vea considerablemente afectada principalmente por el régimen de deformación local, y no por otros factores externos.

Por otra parte, el contacto neto irregular y ocasionalmente transicional entre las *facies* tipo 1 y 2, indica que el cambio de estilo eruptivo muy posiblemente ocurrió de manera relativamente rápida en lugar de gradual. A partir de esto, se podría interpretar que la focalización del flujo de magma no ocurrió de manera progresiva y continua hacia un punto de la fisura eruptiva, sino a través de pequeños puntos de localización a lo largo de la fisura que, a pesar de estar separados y generar columnas eruptivas con diferentes alturas, guardaban una tendencia general de aumento en el flujo de magma hacia un segmento en particular; en el caso de los montículos del centro eruptivo No. 1, el segmento hacia donde se focalizó el flujo de magma corresponde a las zonas donde finalmente se formaron sus puntos de mayor altitud. De esta manera, el grado de endurecimiento variable de los depósitos de las *facies* tipo 1 podría ser el resultado de la variación en la altura de las columnas eruptivas inestables generadas por la actividad estromboliana “moderada”, en diferentes puntos de la fisura eruptiva, durante la rápida focalización del flujo de magma. Además, teniendo en cuenta la similitud en la estratigrafía de los tres montículos, posiblemente el proceso de focalización del flujo de magma ocurrió de manera aproximadamente simultánea en cada una de las tres pequeñas fisuras.

En este contexto, es importante aclarar que la focalización del flujo de magma durante una erupción fisural es el resultado de procesos de retroalimentación térmica (Bruce y Huppert, 1989) y termo-reológica (Wylie et al., 1999), donde ligeras perturbaciones o inestabilidades de temperatura a lo largo del rumbo de la fisura inducen variaciones en la viscosidad del magma, las cuales, a su vez, hacen que el flujo se concentre en las regiones de menor viscosidad (i.e. *viscous fingering*; Helfrich, 1995; Wylie et al., 1999; Jones y Llewellyn, 2020). Además, el cambio en el régimen de convección dentro del dique juvenil (y por lo tanto en los patrones de flujo subterráneo) actúa como un 'punto de inflexión' entre las condiciones que obstaculizan o facilitan la localización del flujo de magma en erupciones fisurales a través de los procesos mencionados antes (Jones y Llewellyn, 2020). De esta manera, a medida que avanza la erupción fisural, se incrementa la viscosidad del magma juvenil por enfriamiento y cristalización, y/o se disminuye el grosor efectivo del dique, este último pasa de tener un flujo convectivo subterráneo caótico y pobremente organizado (i.e. inercial) en el que el descenso de magma denso y desgasificado interrumpe el ascenso de magma fresco y boyante, a uno que presenta gradientes térmicos organizados, intercambio convectivo eficiente, patrones de flujo que inducen variaciones a lo largo de la fisura en la velocidad y advección de calor, y por lo tanto, que favorece la localización del flujo de magma. Así, en este proceso se produce una retroalimentación

positiva y el flujo se concentra con mayor énfasis en los puntos de ascenso de magma con menor grosor y mayor temperatura (cf. Bruce y Huppert, 1989; Wylie et al., 1999; Jones y Llewellyn, 2020).

De este modo, dentro de las características de los depósitos de los tres tipos de *facies* observadas en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1, hay cinco principales que permiten concluir que la hipótesis No. 2 podría explicar de mejor manera los cambios en su dinámica eruptiva: 1) El contacto neto irregular entre las *facies* tipo 1 y 2, como se ha mencionado anteriormente, indica que el cambio en la dinámica eruptiva de los *scoria ramparts* fue significativo y ocurrió relativamente rápido, en lugar de ser un fenómeno gradacional dentro de la estructura de una misma cortina de lava. 2) No se observó una gradación lateral ni vertical clara desde las *facies* tipo 2 a las tipo 1, como se esperaría para el caso de la hipótesis No. 1, sino, en cambio, típicamente las *facies* tipo 1 sobreyaciendo a las tipo 2 en contacto neto irregular. 3) El hecho de que las *facies* tipo 1 tengan un mayor espesor en la secuencia magmática aflorante del centro eruptivo No. 1 indica que posiblemente fue el resultado de un estilo eruptivo diferente al que generó las *facies* tipo 2 y 3, en lugar de la depositación de piroclastos desde las partes externas de una cortina de lava asimétrica. 4) Es considerablemente más plausible que el aumento en el espesor de las *facies* tipo 1 hacia la cima de cada uno de los montículos esté asociado a una focalización del flujo de magma hacia esa zona, que, a la geometría o estructura de una cortina de lava muy asimétrica, y 5) la presencia de fragmentos tamaño bomba hacia la base de las *facies* tipo 1, y su posterior disminución hacia el tope, no sería coherente con la hipótesis No. 1 (cf. Wilson y Head, 1981; Head y Wilson, 1989; Vergnolle y Mangan, 2000; Reynolds, 2015), mientras que podría ser más fácilmente explicable mediante el aumento en la inestabilidad de las columnas eruptivas generadas por la actividad estromboliana “moderada” (i.e. hipótesis No. 2).

En conclusión, los mecanismos relacionados a la segregación de la fase gaseosa, es decir, la tasa de suministro de gas y fundido (i.e. velocidad de ascenso y coalescencia de burbujas), en las zonas someras del conducto volcánico, así como la rápida focalización del flujo de magma y el fuerte control estructural local, posiblemente fueron los factores principalmente determinantes en la variación de la dinámica eruptiva durante la erupción fisural que generó los tres *scoria ramparts* que conformaron el centro eruptivo No. 1 (Figs. 6.8 y 6.11). Así mismo, se puede concluir que en la formación de este centro eruptivo la focalización cumplió un papel ligeramente más determinante que la migración fisural, y que esto a su vez, podría estar relacionado a las pequeñas y bien delimitadas dimensiones de los diques que conformaron el sistema de bombeo (Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008).

3) *Final de la erupción del centro eruptivo No. 1:*

De acuerdo con las características texturales de los depósitos de las *facies* tipo 1, se interpretó que a pesar de que su base masiva fue depositada de manera aproximadamente continua, la estratificación en capas gruesas que estos depósitos desarrollan hacia su tope podría relacionarse con un posible aumento leve en el intervalo entre cada estallido estromboliano “moderado” durante la parte final de la formación del centro eruptivo No. 1. Esto último debido a que este ligero cambio en la frecuencia de los estallidos podría haber generado columnas eruptivas, respecto a las que se formaron al inicio de la actividad estromboliana “moderada”, de menor altura, y ligeramente más inestables y transitorias, que resultaron en la depositación de la zona estratificada al tope de las *facies* tipo 1 (cf. Valentine et al., 2005; Valentine y Gregg, 2008; Houghton y Carey, 2015). Así mismo, la presencia de una capa delgada de caída de escoria con granulometría más fina y la intercalación de los depósitos de caída magmáticos de los montículos con los de las *facies* distales de Joya La Alberca, apoyan la hipótesis del aumento en la intermitencia de la actividad estromboliana hacia el final de la formación de los *scoria ramparts* (p.ej. intervalos de minutos a horas; Kereszturi y Németh, 2016).

Adicionalmente, durante la fase final de la formación del centro eruptivo No. 1, la avanzada focalización diacrónica del flujo de magma a lo largo de las tres fisuras posiblemente permitió el desarrollo de una zona principal de emisión, así como el de algunas zonas secundarias. Por esto, el final de la erupción del centro eruptivo No. 1 posiblemente se caracterizó por tres fisuras eruptivas cada una con una zona principal de emisión desde donde emanaban columnas eruptivas más pequeñas, pulsantes e inestables que las que se formaron al inicio de la actividad estromboliana “moderada”, y algunas zonas de emisión secundarias con columnas eruptivas aún más débiles. Así mismo, estas condiciones, además de generar la estratificación al tope de las *facies* tipo 1, posiblemente también causaron la disminución en el contenido de fragmentos juveniles tamaño bomba hacia su tope. Esto último, debido a que las columnas eruptivas inestables y pulsantes, emitidas desde las diferentes zonas de emisión (principales y/o secundarias) a lo largo de las tres fisuras eruptivas, propiciaron el aumento en la tasa de relleno y acumulación de piroclastos en las zonas más proximales, y, por lo tanto, también favorecieron considerablemente la influencia de la fragmentación secundaria de este material durante la parte final de la formación de los montículos (McGetchin et al., 1974; Patrick et al., 2007).

Así, teniendo en cuenta tanto las características de la zona superior de los depósitos de las *facies* tipo 1 que indican un posible aumento en la pulsatilidad de la actividad eruptiva (i.e. la evidente predominancia de juveniles, la estratificación y la menor cantidad de juveniles tamaño bomba), como las diferencias entre la actividad estromboliana “clásica” y la “moderada”, se podría interpretar que la disminución en la frecuencia de los estallidos hacia el final de la erupción del centro eruptivo No. 1 posiblemente estuvo relacionada a una menor tasa de suministro del magma. Esto último, debido a que una menor tasa de ascenso del magma podría haber favorecido la coalescencia de burbujas al tope del dique alimentador y, por ende, la formación de paquetes de gas de mayor tamaño rodeados de fundido pobremente vesiculado. De esta manera, es posible afirmar que la actividad explosiva final del centro eruptivo No. 1 probablemente se acercó ligeramente a la naturaleza pulsante típica de la actividad estromboliana “clásica” (McGetchin et al., 1974; Parfitt, 2004; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015).

Por su parte, esta disminución en la tasa de ascenso del magma juvenil podría estar relacionada al descenso de la columna de magma producto del agotamiento en el suministro del material juvenil, el cual, a su vez, comúnmente marca el final de una erupción magmática (Wood, 1980; Houghton y Hackett, 1984). Sin embargo, teniendo en cuenta las considerables modificaciones que pueden llegar a generar las explosiones freatomagmáticas en las condiciones del subsuelo somero circundante (i.e. geometría de conductos volcánicos e hidrogeología; p.ej. Lorenz, 1987; Lorenz, 2003; White y Ross, 2011; Valentine y White, 2012; van Otterloo et al., 2013), y la intercalación del tope de los depósitos magmáticos de los montículos con las *facies* distales de Joya La Alberca, se podría proponer que la formación de este último pudo haber causado que la tasa de suministro del magma disminuyera durante el final de la formación del centro eruptivo No. 1. Esto último debido a que la fuerte fragmentación del subsuelo posiblemente bloqueó y/o destruyó casi en su totalidad los conductos volcánicos a través de los cuales ascendía el magma juvenil hacia los *scoria ramparts*, y, por lo tanto, imposibilitó, demoró o limitó parcial o completamente su llegada a la parte más somera del sistema de bombeo que alimentaba dichas estructuras (p.ej. Complejo Volcánico Mt. Gambier, Australia; van Otterloo et al., 2013).

Así mismo, teniendo en cuenta que tanto en los conos de escoria como en los *scoria ramparts* la gradación inversa de los depósitos se asocia comúnmente con la “madurez” de la estructura, la gradación inversa ocasional que presentan las *facies* tipo 1 podría interpretarse como que los

montículos del centro eruptivo No. 1 posiblemente no alcanzaron estadios tardíos en su formación. En este sentido, sería posible explicar esta interpretación como un truncamiento temprano en el crecimiento de los *scoria ramparts* que pudo haber sido resultado de la considerable modificación de la red de conductos volcánicos que alimentaban ese centro eruptivo debido a la formación de Joya La Alberca (Marchetti et al., 2004; Martin y Németh, 2006; Keating et al., 2008).

Así, tanto la estratificación que desarrollan hacia el tope los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 1, como la intercalación entre el tope de estos últimos con las *facies* distales de los depósitos de Joya La Alberca y la gradación inversa únicamente ocasional en las *facies* tipo 1, corresponderían en particular al registro de la etapa en la que la formación del maar modificó el sistema de bombeo somero de los *scoria ramparts*. Esta variación en el subsuelo posiblemente tuvo un impacto tan representativo que inicialmente generó una disminución en la tasa de ascenso de magma lo suficientemente considerable como para que aumentara la intermitencia de los estallidos estrombolianos “moderados” generados desde los montículos, y finalmente, el cese drástico, repentino y total de la actividad volcánica del centro eruptivo No. 1. Adicionalmente, teniendo en cuenta que las erupciones monogenéticas comúnmente son generadas por pequeños cuerpos de magma (p.ej. Valentine y Gregg, 2008; Németh y Kereszturi, 2015), se podría interpretar que posiblemente el volumen de magma restante que no logró alcanzar a hacer erupción en superficie debido a la perturbación generada en el sistema de alimentación por la explosión freatomagmática, podría haber sido pequeño y por lo tanto, haber terminado como cuerpos intrusivos y/o hipoabisaes o subvolcánicos de pequeñas dimensiones.

Por otro lado, el diagrama granulométrico de Houghton et al. (2000) indica que el leve enriquecimiento en fragmentos tamaño ceniza de la muestra recolectada (VS-1890C) del tope de los depósitos magmáticos del centro eruptivo No. 1 en la localidad VS-1890, podría estar relacionado a una fuente ligeramente más distante que la del resto de los depósitos de caída de escoria aflorantes en ese punto (Fig. 6.6). Además, teniendo en cuenta que ni el montículo oeste ni el norte presentan hacia el tope de sus *facies* más proximales intercalación con las *facies* distales del cráter Joya La Alberca, se podría decir que la fuente más probable, por distancia a la localidad VS-1890 y estratigrafía, podría ser el montículo sur. Así, aunque lo más probable es que el final de cada uno de los montículos haya sido aproximadamente simultáneo, sería posible interpretar que muy posiblemente el *scoria rampart* sur fue la última estructura en acabar su actividad explosiva en el centro eruptivo No. 1. De igual manera, esta interpretación es coherente con el sentido del NNE al SSO propuesto anteriormente para la actividad fisural del centro eruptivo No. 1 (ver apartado 6.1.1.2; Fig. 6.3).

De esta manera, sería posible proponer que la actividad del centro eruptivo No. 1 inició en el punto más hacia el NNE de la fisura que alimentó el montículo norte, y terminó en el punto más hacia el SSO de la fisura a partir de la cual se formó el montículo sur. Por último, teniendo en cuenta este sentido de migración y debido a que el montículo sur tiene unas dimensiones o un volumen considerablemente menor al del montículo norte (Figs. 6.8 y 6.11), se podría concluir que muy posiblemente la fisura sur fue la que menor cantidad de material expulsó, y que esto estuvo probablemente relacionado principalmente a la considerable modificación (i.e. truncamiento) del sistema de bombeo somero del centro eruptivo No. 1 hacia el final de la formación de los montículos por la formación del cráter Joya La Alberca. Adicionalmente, la propagación, las dimensiones y la geometría del dique juvenil y, por ende, la ubicación y las características de las fuentes volcánicas superficiales asociadas a este, están determinadas entre otros aspectos por las heterogeneidades preexistentes en el basamento local (i.e. principalmente fallas preexistentes y en menor medida contactos litológicamente contrastantes y/o discordancias estratigráficas), por la ubicación y las

dimensiones de la zona mantélica de la cual se extrajo el fundido que terminaría en el magma juvenil, por la disminución en la presión litostática que permite el ensanchamiento del sistema de bombeo somero, por la topografía presente (Gaffney y Damjanac, 2006; Valentine y Perry, 2006; Gaffney et al., 2007; Valentine y Keating, 2007; Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008; Muirhead et al., 2016), y por las condiciones hidrogeológicas locales (Sheridan y Wohletz, 1983; White y Ross, 2011).

Así, teniendo en cuenta que el tipo de fragmentación en la erupción del centro eruptivo No. 1 fue puramente magmático, que en la zona de los montículos no hay diferencias importantes en elevación (i.e. topografía), y el fuerte control estructural presente en la zona durante la erupción del cráter Joya La Alberca, se podría concluir que posiblemente el tamaño, cantidad y ubicación de los *scoria ramparts* estuvieron principalmente controlados por los siguientes factores: por la localización de la zona de origen del magma juvenil a profundidad, y en regiones intermedias y someras de la corteza, por la interacción entre el ensanchamiento del sistema de bombeo y las características propias de los sistemas de fracturas preexistentes (p.ej. ubicación, longitud y tipo de fallas), la cual, a su vez, determinó la cantidad de magma juvenil que logró ascender a través de cada estructura. Así mismo, se puede concluir que en el caso particular del centro eruptivo No. 1, este ascenso a través de las fallas preexistentes con las dimensiones y rumbo óptimos para capturar el material juvenil (Ziv et al., 2000; Valentine y Krogh, 2006; Gaffney et al., 2007; Valentine y Keating, 2007; Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008), ocurrió sin la influencia de ningún tipo de agua externa (i.e. no magmática).

Finalmente, a partir de la clara predominancia de fragmentos juveniles respecto a los líticos accidentales en toda la secuencia magmática del centro eruptivo No.1, y que estos últimos provienen principalmente del flujo de lava preexistente, se podría concluir: 1) un conducto volcánico abierto y estable durante la mayor parte de la actividad estromboliana tanto “clásica” como “moderada” (Houghton y Nairn, 1999; Houghton et al., 2000; Valentine et al., 2005; Houghton y Carey, 2015). Es decir, posiblemente las tres fisuras que conformaron el centro eruptivo No.1 alcanzaron su longitud final desde etapas tempranas y éstas se mantuvieron relativamente constantes hasta el final de la formación de los *scoria ramparts*. 2) La primera conclusión es coherente con la “dureza” del basamento local sobre el cual está emplazado el centro eruptivo No. 1, ya que éste corresponde al flujo de lava preexistente (i.e. substrato “duro”; Lorenz, 2003). 3) El bajo contenido en fragmentos líticos está asociado a explosiones pequeñas, poca incorporación de la roca de caja (i.e. conducto estructuralmente estable) y baja interacción del magma en ascenso con los acuíferos subterráneos locales y/o regionales (Houghton y Nairn, 1999; Valentine et al., 2006; Houghton y Carey, 2015; Taddeucci et al., 2015; Kshirsagar et al., 2016; Ort et al., 2018). 4) El hecho de que el tipo de lítico dominante sea principalmente el procedente del flujo de lava preexistente, permite interpretar que el nivel de explosión fue somero (<200 m) y principalmente dentro de este cuerpo volcánico. Por lo que, el nivel de fragmentación migró lateralmente, pero no se profundizó considerablemente durante el transcurso de la formación del centro eruptivo No. 1.

Por último, teniendo en cuenta el aumento en la longitud de las zonas de emisión (i.e. migración) asociado a la evidente actividad fisural, y que el tipo de fragmentos líticos predominantes en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1 también corresponde al dominante en los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca (centro eruptivo No. 2), se podría concluir que el flujo de lava preexistente no siempre corresponde necesariamente a un *locus* para las explosiones freatomagmáticas en el sistema de alimentación (cf. Valentine et al., 2006). Es decir, esto último indica que los acuíferos presentes en este cuerpo volcánico están espacialmente bien delimitados, son de pequeñas dimensiones, podrían ser confinados o semiconfinados, y muy posiblemente se podrían encontrar en zonas topográficamente más bajas que la del centro eruptivo No. 1 (Fig. 6.4).

➤ **Centro eruptivo No. 2 (Zona intra-cráter del maar Joya La Alberca):**

Como se ha mencionado en varias oportunidades, el análisis estratigráfico realizado en la presente tesis permitió establecer que la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca posiblemente ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes. Uno fue el sector interno norte del actual cráter de Joya La Alberca, mientras que el otro se ubicó en la zona con tres montículos a ~1.6 km al oeste del maar. Sin embargo, a pesar de esta simultaneidad y su cercanía geográfica, los productos magmáticos generados desde cada uno de los centros eruptivos guardan diferencias importantes que permiten concluir que, aunque su formación estuvo principalmente controlada por mecanismos relacionados con la actividad magmática, su dinámica eruptiva pudo ser ligeramente diferente.

En primer lugar, aunque la base de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 está claramente expuesta en la pared intra-cráter norte de Joya La Alberca y su contacto superior con los depósitos freatomagmáticos se pudo observar en casi toda la zona interna del maar, se desconoce su espesor total real debido a la destrucción de su zona superior por la erupción freatomagmática. Así mismo, la distribución y el espesor de la parte sobreviviente de esta secuencia magmática en las paredes intra-cráter de Joya La Alberca son considerablemente irregulares, ya que su espesor de ~50 cm en el extremo sur aumenta hacia la pared interna noreste en el sentido horario hasta mínimo ~20 m (no aflora su base en las localidades que exponen su mayor espesor) y desaparece por completo en el sector interno sureste del maar (Fig. 6.8B). De esta manera, teniendo en cuenta la irregularidad en el espesor y la distribución de los productos magmáticos generados por el centro eruptivo No. 2, y el hecho de que en la zona de estudio esta secuencia magmática únicamente aflora en las paredes internas de Joya La Alberca, se puede concluir que ésta se caracteriza por una extensión considerablemente limitada. Adicionalmente, esta secuencia magmática se podría dividir en cuatro tipos de *facies* principales, los cuales se describen a continuación en orden de abundancia (i.e. espesor). Teniendo en cuenta sus importantes diferencias respecto a los tres tipos de *facies* descritas en el centro eruptivo No. 1, se utiliza la consecución de la nomenclatura establecida para estas últimas.

4. *Facies* tipo 4:

Las *facies* tipo 4 corresponden al flujo de lava de denso a pobremente microvesiculado descrito en las paredes internas norte y noreste del cráter de Joya La Alberca, que estratigráficamente se encuentra entre dos depósitos de las *facies* tipo 5 en contacto transicional basal y superior (ver sección 5.3.5; Figs. 5.16D-F, 5.17B, 5.18 y 5.20), y el cual, puede correlacionarse con un pequeño lóbulo de morfología suavizada que se extiende en dirección ENE desde la pared externa noreste de Joya La Alberca hacia la planicie fluvio-lacustre (ver sección 6.1.1.2; Figs. 6.1 y 6.2). Así, teniendo en cuenta las dimensiones del lóbulo (longitud de ~1.3 km) y su espesor máximo observado en los afloramientos de la pared interna noreste de Joya La Alberca (~5 m), es posible concluir que la *facies* tipo 4 es la más abundante en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2.

5. *Facies* tipo 5:

Las *facies* tipo 5 consisten en depósitos melanocráticos parcialmente endurecidos, no aglutinados, que en los afloramientos de mayor espesor (Fig. 5.16 C y D) presentan gradación inversa desde lapilli grueso a tamaño bloque-bomba, y que son clasto-soportados, monolitológicos y cuya selección es buena a la base y moderada hacia el tope. Los fragmentos son subangulares y corresponden principalmente a fragmentos escoráceos melanocráticos (~90 % del área expuesta de los depósitos) y en menor medida a escoráceos alterados (~5%) y a líticos rojizos densos (~5%). Adicionalmente, estas *facies* presentan fragmentos juveniles tamaño bomba achatados horizontalmente (Fig. 5.16C) y, debido a que una parte importante fue destruida por la formación de Joya La Alberca, tienen extensión

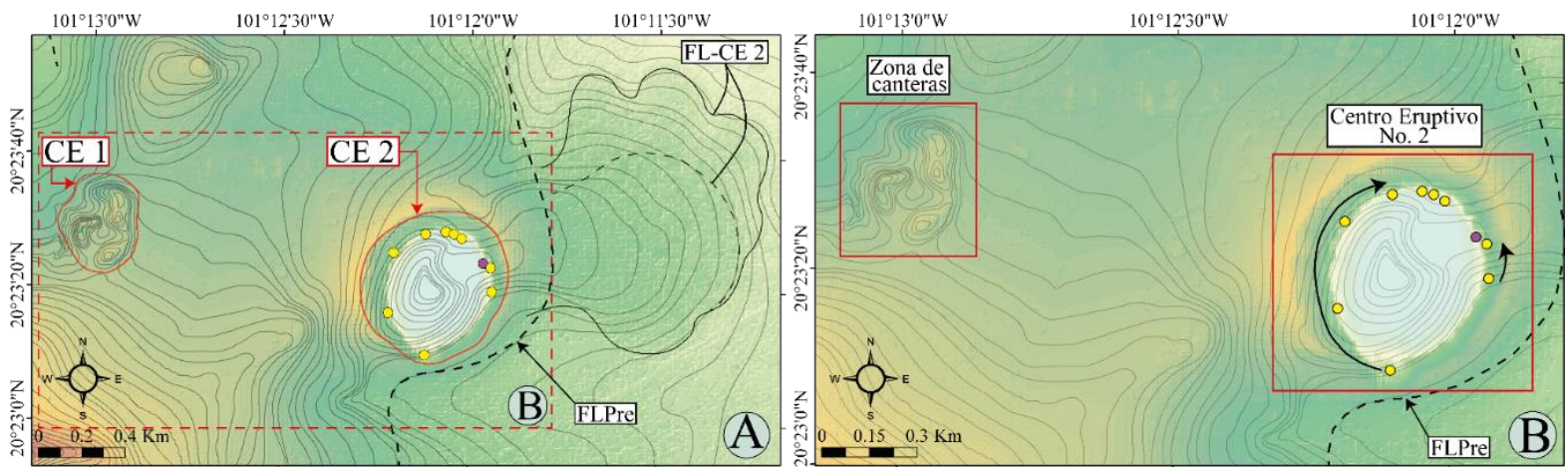


Figura 6.8. Reconstrucción de la posible topografía (curvas de nivel cada 2.5 m) generada por las estructuras volcánicas formadas en cada uno de los dos centros eruptivos durante la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca (digitalizada a partir de ArcMap®). **A)** Las curvas de nivel se muestran sobre el modelo de elevación digital actual de la zona para ilustrar la ubicación y morfología de las estructuras magmáticas respecto a la topografía reciente. Se indican los dos centros eruptivos. El primero (CE 1) corresponde a los tres *scoria ramparts* (posible morfología previa a la extracción minera). El segundo centro eruptivo (CE 2) posiblemente correspondió a un cono de escorias pequeño con un flujo de lava también de pequeñas dimensiones que se emplazó hacia el NE (FL-CE 2). El flujo de lava se separó en dos zonas debido a la diferencia de altitud entre ellas. Línea negra discontinua de mayor grosor: margen oriental del flujo de lava preexistente (FLPre). Se indican las localidades donde se observaron los depósitos de la fase magmática en el centro eruptivo No. 2 (círculos amarillos), y, en particular, la localidad donde se observó el mayor espesor en afloramiento del flujo de lava (círculo morado). **B)** Relación entre la topografía actual y la que posiblemente existió al final de la fase magmática de la erupción en cuestión. Zona de canteras de escoria (CE1). Se indica la tendencia observada en campo del aumento en el espesor de la secuencia magmática en la zona interna del cráter Joya La Alberca (flechas negras curvilíneas).

lateral limitada mínima posiblemente ligeramente mayor a ~620 m. Esto último teniendo en cuenta que dentro de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 hay dos depósitos que presentan las características de las *facies* tipo 5, los cuales, debido a que están separados por el cuerpo que conforma las *facies* tipo 4 (JLA-FM-Ce2-2), se han diferenciado como inferior (JLA-FM-Ce2-1) y superior (JLA-FM-Ce2-2; Fig. 5.16). Por último, aunque las características descritas de las *facies* tipo 5 en general se mantienen tanto en el depósito superior como en el inferior, estos mismos se diferencian entre sí por dos variaciones respecto a las particularidades propias de las *facies* tipo 5: 1) en la base del depósito inferior hay una zona de enriquecimiento en fragmentos accidentales, los cuales tienen tamaños entre lapilli medio y grueso, formas de angulares a subangulares y consisten, en orden de abundancia, en fragmentos densos afaníticos pobremente vesiculados con tonalidades grisáceas, y fragmentos escoráceos oxidados. Además, en esta misma zona, ocasionalmente los fragmentos juveniles de mayor tamaño posiblemente presentan textura superficial tipo coliflor. 2) Por su parte, el depósito superior se diferencia debido a que, hacia la zona interna noreste del cráter, particularmente desde la localidad VS-18101 y hasta las localidades VS-1885 y VS-1896 (Fig. 5.19A-E), presenta gradación lateral hacia las *facies* tipo 6.

6. *Facies* tipo 6:

En primer lugar, aunque las *facies* tipo 6 tienen un espesor importante de ~15 m dentro de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 que se conservó a pesar de la erupción freatomagmática, su extensión lateral mínima es de ~20 m, y, por lo tanto, considerablemente menor respecto a las de las *facies* tipo 4 y 5. Además, estas *facies* se observaron únicamente en la pared interna noreste del cráter de Joya La Alberca y como una gradación lateral principalmente desde el depósito superior con las características de las *facies* tipo 5 (JLA-FM-Ce2-3). Así, las *facies* tipo 6 corresponden a depósitos con tonalidades rojizas que están parcialmente aglutinados, a excepción de los primeros ~50 cm basales donde están densamente aglutinados, presentan gradación de lapilli medio a tamaño bloque-bomba y posteriormente a lapilli medio, y son clasto-soportados, pobremente seleccionados y monolitológicos. Los componentes están oxidados, y corresponden principalmente a fragmentos escoráceos oxidados de vesiculados a muy vesiculados (vesículas de esféricas a irregulares con

tamaño menor a 1 mm, y ocasionalmente presentan coalescencia), hipocrystalinos porfiríticos con fenocristales de plagioclasa (hábito tabular de subhedral a euhedral entre ~0.3 mm y 1.4 mm) y piroxeno (hábito prismático de euhedral a subhedral < 0.7 cm). Así mismo, los fragmentos de tamaño bloque-bomba presentan texturas superficiales tipo “corteza de pan”, distribución desigual de las vesículas (aumenta su tamaño y el grado de coalescencia hacia el núcleo del clasto; Fig. 5.19D) y están achatados horizontalmente (paralelos a la estratificación; Fig. 5.19B y D).

7. *Facies* tipo 7 y tipo 8:

Para empezar, a pesar de que las *facies* tipo 7 y 8 presentan importantes similitudes texturales y tienen características contrastantemente diferentes a las otras *facies* descritas en la secuencia magmática tanto del centro eruptivo No. 2 como del No. 1, guardan diferencias importantes que obligan a separarlas en dos tipos diferentes. Así, en primer lugar, las *facies* tipo 7 corresponden al depósito que en la sección 5.3.5. se denominó como L1, el cual está ubicado en la parte más basal de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 y que únicamente aflora en la pared norte interna de Joya La Alberca. Por su parte, las *facies* tipo 8 corresponde al depósito nombrado como L2 (sección 5.3.5), que sobreyace en contacto neto irregular al depósito con las características de las *facies* tipo 7, y que también aflora únicamente en la pared norte de Joya La Alberca. Así mismo, aunque los componentes de estas *facies* tienen las mismas características de los descritos en las *facies* tipo 7 y la matriz tiene la misma granulometría, en las tipo 8 hay una cantidad considerablemente mayor de fragmentos escoráceos melanocráticos, y la matriz es de color marrón claro (Fig. 5.16D y E). De igual manera, a pesar de que en las *facies* tipo 8 predominan los mismos tipos de componentes que en las tipo 7, ocasionalmente también se observaron fragmentos posiblemente derivados de la fragmentación del flujo de lava preexistente y los depósitos distales del cráter Joya Estrada. Por último, a pesar de que tanto las *facies* tipo 8 como las tipo 7 tienen espesores considerablemente irregulares, las segundas se pinchan más comúnmente en los afloramientos de la pared norte de Joya La Alberca.

De esta manera, teniendo en cuenta las características de los cinco tipos de *facies* mencionadas y la correlación estratigráfica realizada (Fig. 5.32), se podría describir su orden estratigráfico dentro de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2. Así, esta secuencia comienza con el depósito con las características de las *facies* tipo 7 (L1), el cual tiene un contacto basal neto irregular con el tope del paleosuelo No. 2, un espesor bastante irregular que varía entre 0 y ~30 cm, y un contacto superior neto irregular con el depósito con las características de las *facies* tipo 8 (L2). Ocasionalmente, las *facies* tipo 7 y 8 están separadas por una capa de ceniza muy fina, bien seleccionada y con estratificación plano-paralela. Adicionalmente, las *facies* tipo 8 (L2) tienen un espesor irregular que varía entre ~10 y ~20 cm, y su contacto superior es transicional con el depósito inferior con las características de las *facies* tipo 5 (JLA-Ce2-1). Este último tiene una extensión lateral mínima de ~620 m y un espesor variable, ya que aflora en la parte interna sur de Joya La Alberca con un espesor de ~50 cm, posteriormente aumenta en sentido horario hasta ~2.5 m en la pared interna norte y finalmente disminuye hasta ~20 cm en la parte interna noreste del cráter. Así mismo, el contacto superior de este depósito es transicional con el cuerpo que conforma las *facies* tipo 4 (JLA-Ce2-2), y el primero disminuye de espesor a medida que el segundo aumenta en sentido horario desde ~1.5 m en la pared norte, donde aflora por primera vez, hasta ~5 m en la parte interna noreste de Joya La Alberca. Este máximo espesor que alcanzan las *facies* tipo 4 coincide con el punto donde la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, “sobreviviente” a la formación del maar, alcanza su mayor espesor (~20 m; Localidades VS-1885 y VS-1896; Figs. 5.17 y 5.19).

Por otra parte, el cuerpo que compone las *facies* tipo 4 tiene un contacto superior transicional con el segundo depósito que tiene las características de las *facies* tipo 5 (JLA-Ce2-3). Este último, a su vez,

tiene un espesor que varía en el sentido de las manecillas del reloj desde ~60 cm en la parte interna norte de Joya La Alberca, y posteriormente, después de gradar lateralmente a las características de las *facies* tipo 6, alcanza un valor de hasta ~15 m en la pared interna noreste, más exactamente, en la zona entre las localidades VS-1885 y VS-1896 (Fig. 6.8). De esta manera, el aumento en el espesor del norte al noreste del depósito que inicialmente tenía las características de las *facies* tipo 5, va acompañado de una gradación lateral hacia las *facies* tipo 6 y, la zona en donde aparecen estas últimas, coincide con la región intra-cráter donde la parte de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 que no fue destruida por la formación de Joya La Alberca, alcanza también su mayor espesor (>20 m; Fig. 6.8). Es importante mencionar que, en esta zona, el contacto entre la parte superior del cuerpo que conforma las *facies* tipo 4, y la base del depósito que debido a la gradación lateral (desde las *facies* tipo 5) en este punto tiene las características de las *facies* tipo 6, es completamente transicional.

Finalmente, teniendo en cuenta la limitada extensión lateral de la zona en la que el depósito gradó lateralmente de las *facies* tipo 5 a las tipo 6 (~20 m), hacia la pared interna este de Joya La Alberca, donde este depósito ya no presenta las características de las *facies* tipo 6, se pudieron observar dos variaciones importantes en las características de las *facies* tipo 5 dentro del depósito: 1) la primera variación es que hacia el tope del depósito, este presenta estratificación plano-paralela en capas gruesas, gradación inversa de bloque-bomba y lapilli grueso a lapilli medio, y bombas muy ocasionales. 2) La segunda variación es que en una pequeña zona de la pared interna este de Joya La Alberca (localidad VS-18104), el depósito presenta un nivel de ~3 m de espesor con un enriquecimiento claro en fragmentos líticos accidentales, tanto en cantidad como en tamaño (Fig. 5.19F y 5.21), que no se había registrado anteriormente dentro de las *facies* tipo 5. Así mismo, de acuerdo con las observaciones de campo (Fig. 5.21), el tipo de fragmentos accidentales involucrados tienen características texturales similares a las del flujo de lava preexistente, formas entre subangulares y subredondeadas, y tamaños entre lapilli medio y bloque. El análisis sedimentológico (i.e. granulometría y componentría) de la muestra recolectada de este nivel de enriquecimiento en fragmentos líticos (VS-18104B), indica que ésta evidencia tanto el aumento en el contenido de fragmentos líticos, como la disminución en el tamaño de grano hacia el tope del depósito ubicado en la zona estratigráficamente más superior de la parte de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 que no fue destruida por la erupción freatomagmática. Por último, el contacto superior de las *facies* tipo 5, independientemente de su gradación a las *facies* tipo 6 y las variaciones mencionadas anteriormente, es erosivo con la base de la secuencia freatomagmática propia de Joya La Alberca.

➤ **Historia eruptiva de la fase magmática del Centro Eruptivo No. 2:**

A pesar de que actualmente no es posible establecer con certeza el volumen de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 que fue destruida durante la formación de Joya La Alberca, el hecho de que el nivel de enriquecimiento en líticos esté al tope permitiría pensar que a partir del registro que aflora actualmente se podría hacer una propuesta plausible sobre la historia eruptiva de la fase magmática de este centro eruptivo.

1) *Inicio de la fase magmática en el centro eruptivo No. 2:*

Las *facies* que registran el inicio de la fase magmática del centro eruptivo No. 2 son las *facies* tipo 7 y 8. En primer lugar, la granulometría predominantemente fina y la ausencia de fragmentos accidentales derivados del basamento local (i.e. de los depósitos distales de Joya La Alberca y/o del flujo de lava preeruptivo), permiten concluir que el depósito con las características de las *facies* tipo 7 no podría relacionarse con *facies* proximales de productos generados ni por la fase freatomagmática que suele ocurrir al inicio de la erupción de un cono de escorias (p.ej. Fisher y Schmincke, 1984;

Vespermann y Schmincke, 2000), ni con una fase freática inicial. Sin embargo, aunque el origen de este depósito no queda del todo claro, sus características podrían estar asociadas a emanaciones de lodo relativamente pequeñas, las cuales fueron generadas por el ingreso, a niveles muy someros o superficiales, de una gran cantidad de agua a través de las grietas que se estaban empezando a formar en el sistema hidrotermal del centro eruptivo No. 2 asociado al magma juvenil en ascenso. Así, debido a la considerable diferencia térmica entre el gran volumen de agua y la zona superior del sistema hidrotermal, se produjo la expulsión ligeramente violenta del material alterado y fino, generado inicialmente por la acción hidrotermal del magma juvenil en profundidad, pero sobresaturado en agua (Komatsu et al., 2019). Además, la notoria escasez de fragmentos juveniles, alterados y sin alterar, en el depósito de lodo inferior, podría indicar que, en este primer episodio de emanación de lodo, el agua interactuó únicamente con la parte más superior del sistema hidrotermal y, por lo tanto, tuvo un contacto mínimo con el magma juvenil.

De igual manera, debido a que el depósito con las características de las *facies* tipo 8 guarda bastantes similitudes con el de las *facies* tipo 7, al que además sobreyace en contacto neto irregular, es posible pensar que, en principio, tuvo un origen similar al expuesto anteriormente. Sin embargo, a diferencia del depósito de lodo inferior (*facies* tipo 7), el depósito de lodo superior (*facies* tipo 8) presenta líticos accidentales ocasionales procedentes del flujo de lava preexistente y los depósitos distales de Joya Estrada, un volumen de fragmentos juveniles considerablemente mayor y que aumenta hacia el tope, y un contacto superior transicional con las *facies* tipo 5; todo esto permitiría concluir que, aunque inicialmente el segundo evento de emanación de lodo comenzó de manera similar al primero, posteriormente el agua logró percolar progresivamente hasta niveles más profundos de las grietas y, al producirse la interacción medianamente explosiva, el material eyectado no solo incluyó el material alterado del sistema hidrotermal, sino algunos fragmentos del basamento local adyacente que no había sido afectado aun térmicamente. Por último, esto podría haber generado el ensanchamiento del conducto necesario para finalmente desencadenar la actividad magmática *sensu stricto*. Adicionalmente, el hecho de que los dos depósitos de lodo no estén mezclados, sino que estén en contacto neto irregular, e, inclusive, que en algunos puntos los separe una delgada capa de un depósito de caída distal, podría indicar que estos fueron el resultado de dos eventos de emanación de lodo separados por un periodo de tiempo suficiente como para que uno alcanzara a estar relativamente más endurecido y/o se depositaran productos piroclásticos de alguna fuente lejana. Así, a pesar de que aún quedan varias incógnitas relacionadas al origen de los depósitos de lodo, las características de estas *facies* permitieron proponer que en el periodo de tiempo inmediatamente anterior a la fase magmática del centro eruptivo No. 2 posiblemente hubo una disponibilidad alta de agua, la cual podría haber estado relacionada a escorrentía superficial o flujos subterráneos muy someros. Finalmente, aunque estas emanaciones de lodo probablemente facilitaron o desencadenaron el inicio de la fase magmática en esta grieta eruptiva, terminaron y no se repitieron posiblemente debido a que el aumento en la presión en el conducto volcánico, generado por el alto flujo de magma hacia la superficie, no permitió que el agua volviera a ingresar en la grieta volcánica (Valentine y Cortés, 2013; Geshi et al., 2019).

2) *Desarrollo y final de la fase magmática en el centro eruptivo No. 2:*

Después de las emanaciones de lodo, la erupción se tornó principalmente magmática y generó tres pulsos eruptivos (cf. Fisher y Schmincke, 1984), de los cuales el primero y el tercero fueron explosivos y generaron depósitos con las características de las *facies* tipo 5, mientras que el segundo pulso fue efusivo y formó las *facies* tipo 4. En primer lugar, de acuerdo con la descripción de las *facies* tipo 5, el contacto basal transicional y el ligero enriquecimiento en fragmentos accidentales hacia la base del depósito inferior (JLA-FM-Ce2-1), indica que el primer pulso eruptivo comenzó de

manera explosiva y progresiva, y generó el ensanchamiento del conducto necesario para que este fuera abierto y relativamente estable durante los siguientes pulsos magmáticos. Así mismo, la textura tipo coliflor que presentan algunas de las bombas juveniles a la base de este depósito, indica que, durante el comienzo del primero pulso eruptivo, posiblemente los piroclastos entraron en contacto con agua externa o sedimentos saturados en agua al momento de su depositación (Valentine et al., 2005; Houghton y Carey, 2015).

Adicionalmente, debido a que en general las características texturales de las *facies* tipo 5 son bastante similares a las de las *facies* tipo 1 descritas a detalle en la historia eruptiva de los *scoria ramparts*, es posible afirmar que, dentro del espectro de la actividad estromboliana, las *facies* tipo 5 posiblemente corresponderían también a depósitos proximales de caída que se acumularon por caída directa y continua desde la base de la zona de *jet* de una columna eruptiva pequeña (< 500 m de altura) o discreta, poco boyante, de corta duración (i.e. transitoria) generada por actividad estromboliana moderada, y en menor medida por la expulsión de fragmentos que siguieron trayectorias balísticas derivados de este mismo estilo eruptivo (Walker, 1973; Blackburn et al. 1976; Riedel et al., 2003; Mannen e Ito, 2007; Patrick et al., 2007; Valentine y Gregg, 2008; Taddeucci et al., 2015). A pesar de esto, debido a que hacia el tope del depósito su selección empeora y la cantidad de fragmentos juveniles tamaño bomba (i.e. balísticos) achatados horizontalmente aumenta, es posible afirmar que, a diferencia del caso de las *facies* tipo 1, es más plausible que esta gradación inversa sea el resultado de una disminución en la eficiencia de la fragmentación al final del primer pulso eruptivo magmático del centro eruptivo No. 2 (Houghton y Carey, 2015; De Silva y Lindsay, 2015; Taddeucci et al., 2015). Así mismo, el tamaño de grano ligeramente más grueso de las *facies* tipo 5 respecto al de las *facies* tipo 1, indica que, aunque muy posiblemente fueron el resultado de un mismo estilo eruptivo, en el caso particular del primer pulso magmático del centro eruptivo No. 2 la eficiencia de la fragmentación fue ligeramente menor y no se propició de igual manera la fragmentación secundaria de los fragmentos juveniles como en la formación de los *scoria ramparts*.

Posterior a esta actividad estromboliana moderada, ocurrió el segundo pulso magmático, el cual, según la descripción de las *facies* tipo 4, se caracterizó por actividad principalmente efusiva a partir de la cual se formó un flujo de lava de pequeñas dimensiones (Fig. 6.9). Este último fluyó, al menos, ~1.3 km hacia el ENE, alcanzó un espesor máximo de ~5 m en la zona actualmente ocupada por la pared interna noreste de Joya La Alberca, un espesor promedio de ~13.8 m (mínimo entre 9 y 10 m), bajo la ciudad de Valle de Santiago y esto último, sumado a que cubrió un área de ca. 1.38 km², permiten calcular un *aspect ratio* aproximado de al menos ~96 (Fig. 6.9; Walker, 1973). Según Walker (1973), este *aspect ratio* es coherente con la composición básica del flujo de lava (traquiandesita basáltica), por lo que es posible que en este caso su textura hipohialina porfirítica no haya afectado considerablemente su viscosidad. Además, su contacto basal transicional indica que posiblemente se emplazó inmediatamente después del primer pulso magmático y, por lo tanto, que el cambio en los mecanismos de erupción y emplazamiento ocurrió rápidamente (Valentine et al., 2005). Así mismo, aunque comúnmente es complicado diferenciar entre flujos de lava clastogénicos y puramente efusivos, el contexto estratigráfico en el que la actividad explosiva magmática que predomina es la estromboliana moderada y la falta de formas relictas (macro y/o petrográficas) de fragmentos acumulados, indican que posiblemente el flujo se formó por actividad principalmente efusiva (Valentine y Gregg, 2008). En este sentido, la morfología en lóbulos pequeños y suavizados que caracteriza al frente del flujo de lava (Fig. 6.8A, 6.9 y 6.11), podría indicar que el transporte de material desde la zona de emisión hasta su frente posiblemente estuvo controlado por una red de canales de lava que terminó en la formación de diferentes lóbulos secundarios emanando en distintas

direcciones desde el cuerpo principal del flujo de lava (Fig. 6.8, 6.9 y 6.11; Valentine et al., 2006; Rowland y Walker, 1990; Kilburn, 2000; Belousov y Belousova, 2017).

Adicionalmente, debido a que el considerable aumento en el espesor del flujo de lava hacia la pared interna noreste de Joya La Alberca está acompañado por la disminución en el espesor del depósito generado por el primer pulso magmático, y que tanto el contacto basal como el superior del flujo de lava son transicionales, es posible interpretar que lo más probable es que este último haya surgido inicialmente desde el cráter de la estructura magmática y no desde una *boca* ubicada en su base (Fig. 6.11; Valentine et al., 2005; Valentine y Gregg, 2008; Valentine y Connor, 2015). Por último, aunque este flujo de lava posiblemente representa el periodo de mayor descarga volumétrica de magma durante toda la erupción del cráter Joya La Alberca (Vespermann y Schmincke, 2000; De Silva y Lindsay, 2015), su morfología y composición, sumadas al hecho de que sus dimensiones son en general pequeñas, indican que probablemente su emplazamiento ocurrió relativamente rápido.

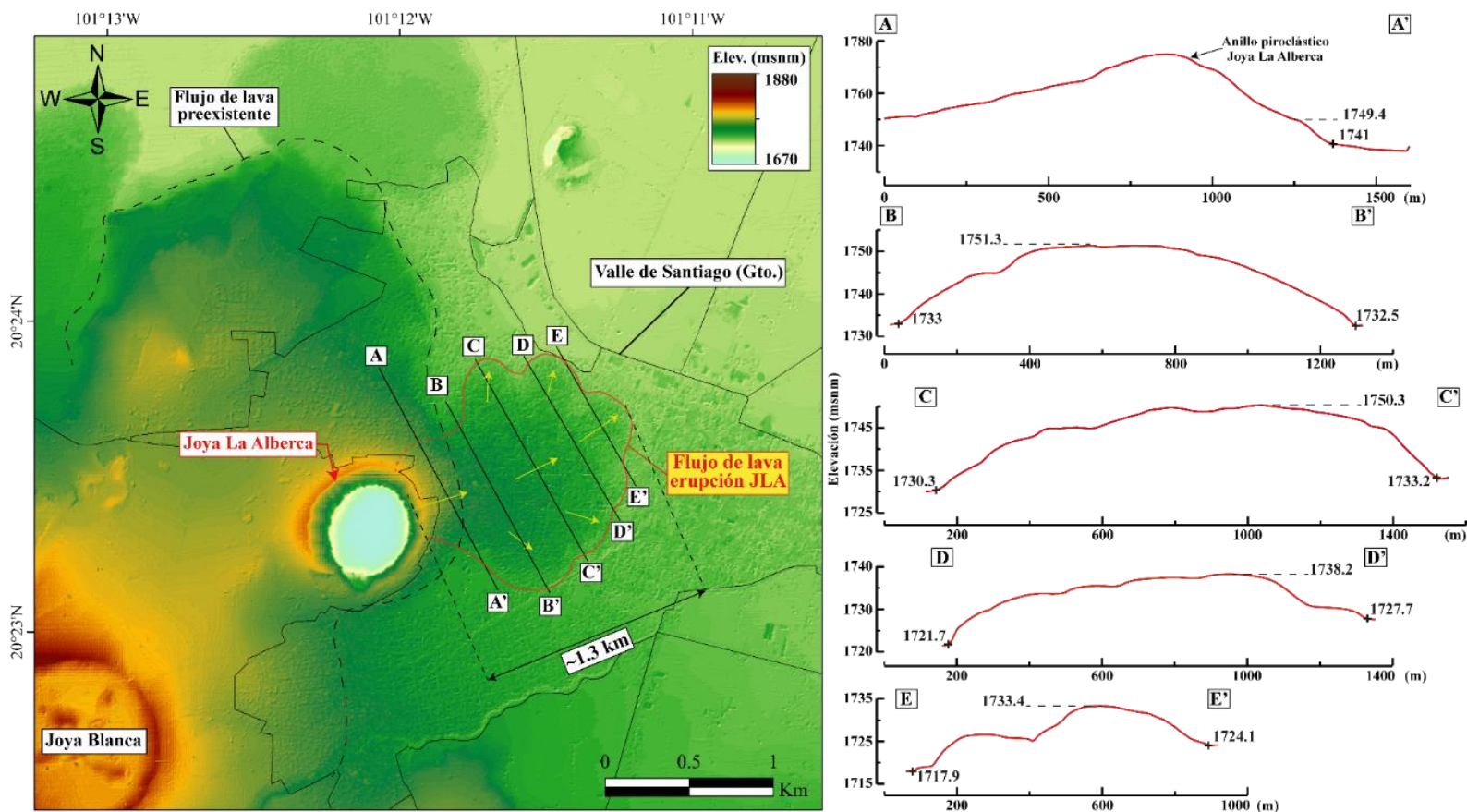


Figura 6.9. Mapa de elevación digital en el que se delimita el área que abarca, dentro de la ciudad de Valle de Santiago, el flujo de lava generado por el centro eruptivo No. 2 (actual cráter Joya La Alberca; JLA), la morfología en lóbulos secundarios de su frente, su longitud máxima aproximada (~1.3 km) y su dirección de emplazamiento (NE). A la derecha se muestran los perfiles topográficos donde se observa la morfología del flujo y se indican la ubicación y altitud de su base y su tope. Las altitudes mencionadas anteriormente son coherentes con la dirección de emplazamiento del flujo, ya que su base muestra una diferencia de altitud negativa hacia el norte que disminuye hacia el suroeste, y la altitud del tope del flujo disminuye hacia el NNE. Se puede inferir un gradiente topográfico en esta última dirección. A partir de estas características del flujo de lava, se calcularon parámetros como su longitud máxima aproximada, su espesor promedio y su *aspecto ratio*.

Adicionalmente, la base de la parte superior de la secuencia magmática aflorante en el centro eruptivo No. 2 está conformada por un depósito (JLA- FM-Ce2-3) con características similares a las del generado por el primer pulso eruptivo, por lo que es posible concluir que la actividad magmática de este centro eruptivo terminó con un pulso magmático explosivo caracterizado por un estilo

estromboliano moderado. Con base en la descripción de las *facies* tipo 5, el depósito del tercer pulso magmático se diferencia del primero porque presenta una gradación lateral a las *facies* tipo 6 hacia el noreste. Según todo esto, las características de estas últimas *facies* indican fragmentación ineficiente principalmente de material juvenil, y, por lo tanto, tiempos de vuelo cortos (trayectorias balísticas), y efectos térmicos importantes como aglutinamiento de denso a parcial (posiblemente influenciado por el peso del depósito suprayacente), achatamiento, y oxidación, por lo que se puede interpretar que las *facies* tipo 6 son el resultado de actividad estromboliana “clásica” continua (p.ej. Chouet et al., 1974; McGetchin et al., 1974; Head y Wilson, 1989; Parfitt, 2004; Taddeucci et al., 2015). Sin embargo, además de que en la secuencia del centro eruptivo No. 2 las *facies* tipo 6 se observaron como parte de una gradación lateral con las *facies* tipo 5 y con uno de los mayores espesores (~15 m), éstas no presentan indicios de la pulsatilidad que caracteriza a la actividad estromboliana clásica (i.e. son masivas) y tienen una extensión lateral considerablemente limitada (~20 m), por lo que realmente podrían registrar la depositación continua y relativamente prolongada de material juvenil en las zonas más proximales de una fuente puntual generada por actividad estromboliana moderada (De Silva y Lindsay, 2015; Valentine y Connor, 2015).

Finalmente, el tope del depósito generado por el tercer pulso magmático se caracteriza por dos aspectos. El primero es que hacia su parte más superior la granulometría disminuye considerablemente de tamaño bomba a lapilli medio y la selección mejora, y el segundo es el pequeño nivel de enriquecimiento (~3 m de espesor) en fragmentos accidentales que se observó al tope de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 únicamente en la pared interna este del cráter Joya La Alberca. Así, el primer aspecto podría estar relacionado a un aumento en la eficiencia de la fragmentación, el cual, a su vez, podría ser resultado, por ejemplo, del aumento en la tasa de suministro de magma y/o gas, en la viscosidad del fundido o en la fragmentación secundaria (cf. Valentine y Gregg, 2008; Genareau et al., 2010; Taddeucci et al., 2015). Por su parte, respecto al nivel de enriquecimiento en líticos es importante mencionar que el tipo de fragmentos accidentales involucrados provienen principalmente del flujo de lava preexistente, los cuales son el componente principal de los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, y estos últimos, a su vez, sobreyacen inmediatamente al nivel de enriquecimiento en líticos mencionado. Además de estas evidencias, las dimensiones y la forma del cráter Joya La Alberca ligeramente elongada en dirección ENE-SSW, así como el hecho de que los depósitos magmáticos de la fase estromboliana previa se observan principalmente hacia la zona interna norte y noreste del maar (Fig. 6.8) y que el nivel de enriquecimiento se observó en una sola posición estratigráfica, indican que este último muy posiblemente es el registro estratigráfico de que la transición de actividad magmática a freatomagmática en el centro eruptivo No. 2 se dio por una ligera migración de la fuente hacia el suroeste (Paulsen y Wilson, 2010; White y Ross, 2011; Graettinger et al., 2015; Smith y Németh, 2017; Ort et al., 2018; Geshi et al., 2019; Nichols y Graettinger, 2020). En este sentido, otro aspecto que apoya la ligera migración de la fuente hacia el suroeste es que una de las partes de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 corresponde a las *facies* proximales de un depósito de caída generado por actividad estromboliana moderada (Parfitt, 2004; Valentine y Gregg, 2008).

Así mismo, el pequeño espesor del nivel de enriquecimiento, junto con el contacto neto irregular localmente erosivo entre los depósitos estrombolianos y freatomagmáticos del centro eruptivo No. 2, podrían indicar que, aunque el nivel de enriquecimiento podría haber tenido un mayor espesor, el cambio de actividad magmática a freatomagmática fue relativamente rápido. Por su parte, el hecho de que la zona basal de los depósitos freatomagmáticos no tenga una tonalidad rojiza debido a la oxidación por el contacto con las *facies* tipo 6 (i.e. proximales), como sí se observó en el centro eruptivo No. 1, podría estar relacionado a que los depósitos freatomagmáticos en este punto, como se

mencionó en la sección 5.3.5, se derivaron en su mayoría de oleadas piroclásticas basales “secas”, lo que indica menor humedad y solamente una ligera diferencia de temperatura con los depósitos magmáticos (Sheridan y Wohletz, 1981; Sheridan y Wohletz, 1983; Wohletz, 1998).

De esta manera, la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 inició con pequeñas emanaciones de lodo que terminaron favoreciendo el ascenso del magma juvenil a superficie, y éste, a su vez, inicialmente generó actividad estromboliana moderada (primer pulso eruptivo), posteriormente la efusión de un flujo de lava pequeño (segundo pulso eruptivo), y finalmente actividad estromboliana nuevamente (tercer pulso eruptivo), la cual terminó repentinamente por la formación del cráter Joya La Alberca. Así, el aumento en la cantidad de fragmentos tamaño bomba hacia el final del primer pulso eruptivo y la posterior efusión del flujo de lava, podrían indicar que desde la última parte del primer pulso eruptivo comenzó a darse una disminución en la eficiencia de la fragmentación hasta que durante el segundo pulso eruptivo la actividad fue completamente efusiva, y esto, podría haber estado relacionado con una disminución en la tasa de ascenso de magma y en el contenido de volátiles en la parte superior de la columna de magma y posiblemente una tasa intermedia de descarga entre los dos primeros pulsos (Gutmann, 1979; Cas y Wright, 1987; Vergnolle y Mangan, 2000; Vespermann y Schmincke, 2000; Bemis y Ferencz, 2017; Liu et al., 2017).

Por su parte, el cambio de actividad efusiva a estromboliana moderada (i.e. explosiva) posiblemente estuvo relacionado a algún cambio en el sistema magmático del centro eruptivo No. 2 que generara un aumento considerable en la tasa de ascenso del magma (p.ej. localización del flujo de magma; Valentine et al., 2007; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013), en la viscosidad del fundido (p.ej. cristalización por enfriamiento u oxidación; Genareau et al., 2010) y/o en el contenido de volátiles magmáticos (p.ej. mezcla con un magma rico en volátiles inyectado desde la parte inferior del dique juvenil; Valentine y Gregg, 2008; Pioli et al., 2009; Taddeucci et al., 2015). Para determinar la influencia de estos procesos se requiere de trabajos enfocados en las composiciones químicas tanto de las fases minerales como del vidrio juvenil. Finalmente, debido a que el tope de la secuencia (i.e. tercer pulso magmático) no muestra evidencias claras de disminución en la tasa de ascenso del material, ni en el volumen de magma involucrado, muy posiblemente la actividad magmática en el centro eruptivo No. 2 finalmente se truncó por la fase freatomagmática que formó a Joya La Alberca. Por último, al igual que en el caso de los depósitos estrombolianos del centro eruptivo No. 1, los fragmentos líticos son en general escasos en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, son principalmente derivados del flujo de lava preexistente y, por el contrario, son el tipo de componente dominante en los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, por lo que se pueden hacer cuatro interpretaciones importantes: 1) El conducto que se formó fue estable en la mayor parte de la fase magmática de este centro eruptivo, 2) el nivel de explosión fue somero (<200 m) y principalmente dentro del flujo de lava preexistente, 3) este último no siempre corresponde necesariamente a un *locus* para las explosiones freatomagmáticas (cf. Valentine et al., 2006), y 4) el contexto hidrogeológico local (incluyendo el régimen paleoclimático) es bastante complejo debido a que el cambio de actividad magmática a freatomagmática posiblemente se relacionó a una ligera migración de la fuente.

➤ **Estructura magmática del Centro Eruptivo No. 2:**

Para comenzar, es importante aclarar que la reconstrucción de la estructura magmática del centro eruptivo No. 2 realizada en esta tesis, es una aproximación que se basa en la extensión y las características texturales de la secuencia magmática que no fue destruida por la erupción que formó al cráter Joya La Alberca (Figs. 6.8 y 6.11). Así, en primer lugar, según la extensión del área que cubren los depósitos magmáticos (Fig. 6.10), la estructura podría corresponder tanto a un cono de escorias ligeramente elongado en la dirección SSW-NNE como a un *scoria rampart* con la misma

elongación. Sin embargo, las relaciones estratigráficas y la extensión hacia el NNE del flujo de lava generado durante la fase magmática del centro eruptivo No. 2, indican que es más plausible que la construcción magmática haya correspondido a un cono de escorias que en algún momento tuvo una morfología en herradura abierta hacia el NNE, que a un *scoria rampart* elongado en la dirección interpretada según la extensión de los depósitos magmáticos (SSW-NNE). De esta manera, teniendo en cuenta la particular distribución de la secuencia magmática dentro del cráter Joya La Alberca, el parámetro morfológico que permitiría hacer la mejor aproximación posible a la morfología del cono de escorias previo sería el diámetro basal (W_{co}) que este pudo haber tenido. Esto último con base en que los diferentes trabajos morfométricos en conos de escoria que se han realizado hasta la fecha han propuesto diferentes relaciones matemáticas entre el diámetro basal de un cono de escorias (W_{co}) y su altura máxima (H_{max}), su altura promedio (H_{mean}) y, ocasionalmente, también con el diámetro de su cráter (W_{cr} ; p.ej. Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a; Hasenaka y Carmichael, 1985a, b; Favalli et al., 2009; Bemis et al., 2011; Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012; Kereszturi et al., 2013; Di Traglia et al., 2014). Además de esto, el hecho de que, en general, el W_{co} sea el parámetro morfométrico más estable a lo largo del tiempo y que cambia de manera similar en todos los conos de escoria durante la fase sin-eruptiva, el crecimiento del cono y los procesos de erosión post-eruptivos (Wood, 1980b; Pérez-López et al., 2011; Di Traglia et al., 2014), hace plausible tomarlo como base para la posible reconstrucción morfológica del cono de escorias previo a la formación del cráter Joya La Alberca.

Así, en el caso particular del cono de escorias del centro eruptivo No. 2, su diámetro basal podría ser estimado teniendo en cuenta aspectos como: 1) W_{co} debería ser ligeramente mayor a la distancia que existe entre los dos puntos más distantes en los que aflora la base de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 dentro de las paredes internas del cráter Joya La Alberca (Fig. 6.10). 2) Sería posible obtener una aproximación plausible de la forma y extensión de la base del cono de escorias a partir de la distribución, espesor y dirección de emplazamiento de los productos explosivos y efusivos generados por el cono de escorias (Fig. 6.10). 3) De acuerdo con las características de los productos generados por el cono, este posiblemente tuvo una morfología ligeramente elongada en dirección NNE-SSW, la cual es coherente tanto con la tendencia estructural que pudo haber influenciado la erupción del cráter Joya La Alberca (sección 6.1.1), como con la dirección de emplazamiento del flujo de lava. Esto último debido a que la dirección en la que se abre el cono durante la efusión de un flujo de lava, y, por ende, la dirección en la que este fluye, puede seguir la dirección del gradiente topográfico local, así como las principales tendencias estructurales regionales o locales, ya que estas determinan los flancos menos resistentes del cono de escorias (Valentine et al., 2006; Kereszturi y Németh, 2013). Así, con base en estos aspectos, es posible afirmar que el esquema de la base que pudo haber tenido el cono de escorias ilustrado en la figura 6.10 permitiría estimar un valor coherente de su diámetro basal (W_{co} ; Fig. 6.10). En este sentido, el diámetro del esquema de la posible base del cono de escorias ilustrado en la figura 6.10 (W_{co}), podría ser calculado a partir de las metodologías que se implementan más comúnmente con este objetivo, es decir, la propuesta por Settle (1979), y la establecida por Favalli et al. (2009). La primera consiste en la media de los diámetros basales máximo y mínimo ($(d_{max} + d_{min})/2$), mientras que la segunda al diámetro de una circunferencia con la misma área planimétrica de la base del cono de escorias. Así, para comenzar, el diámetro basal máximo y el mínimo se calcularon como el eje mayor y menor de la elipse que mejor se ajustaba a la posible base del edificio (p.ej. Paulsen y Wilson, 2010; Kereszturi et al., 2013; Fig. 6.10). Sin embargo, debido a la diferencia topográfica causada por la presencia del anillo piroclástico de Joya La Alberca, la altitud de la base del cono en los puntos desde donde se midieron el d_{max} y el d_{min} se estimó a partir de perfiles topográficos sobre el *raster* LiDAR (res. 5 m) en ArcMap®.

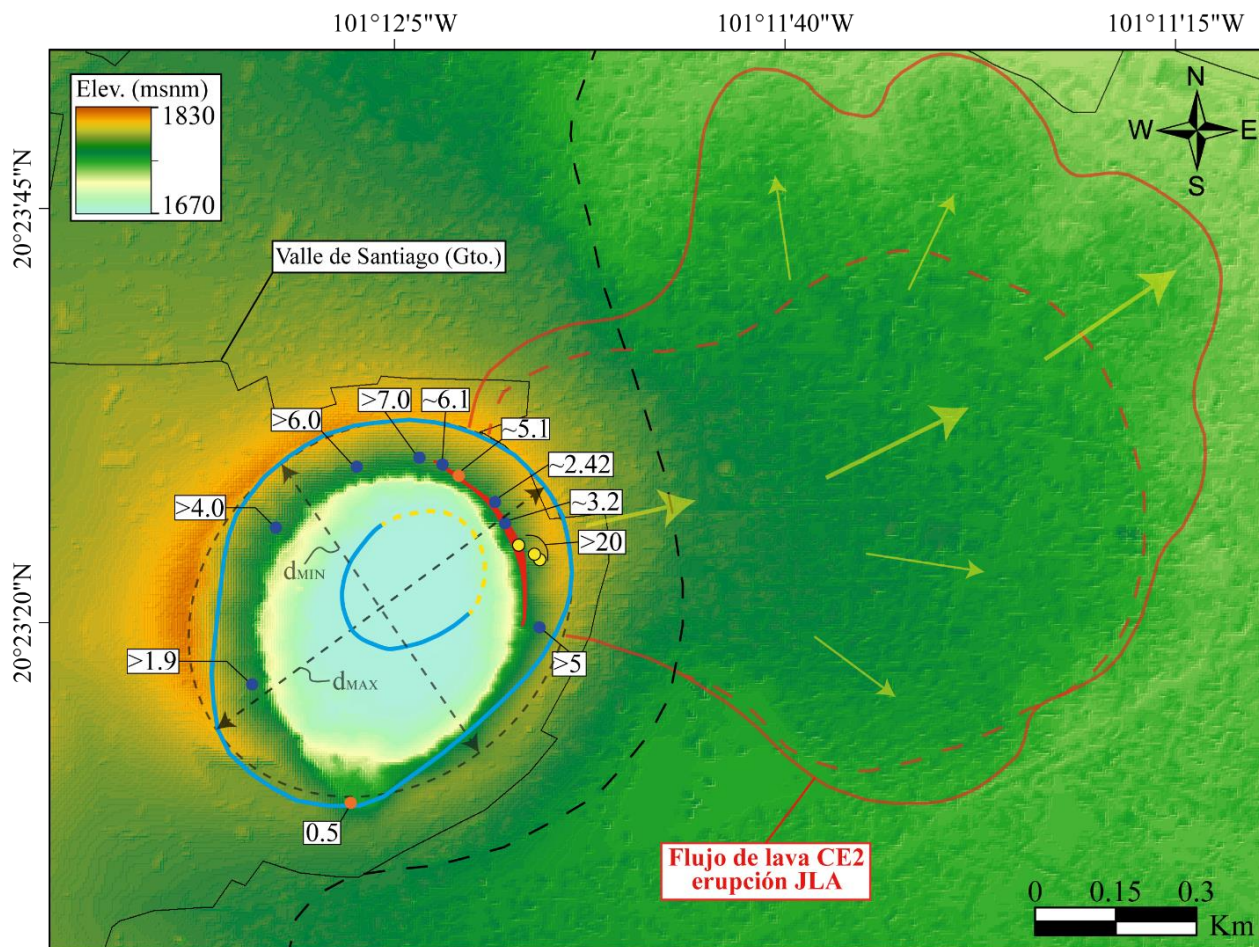


Figura 6.10. Mapa de elevación digital en el que se delimita el esquema de la posible base que pudo haber tenido el cono de escorias (polígono de borde azul) del centro eruptivo No. 2 (CE2) a partir de la extensión y *facies* de la secuencia magmática que aflora en las paredes internas de Joya La Alberca (JLA). Se indica la ubicación de cada una de las localidades donde afloran los depósitos magmáticos (círculos azules) y el espesor (metros) que estos tienen en cada una de ellas (el espesor es mayor en la pared interna noreste), y se diferencian las localidades donde la secuencia magmática presenta las *facies* más proximales (círculos amarillos), y en las que aflora claramente su contacto basal (círculos naranjas). Así mismo, se indica la elipse (borde punteado negro) que mejor se ajusta a la posible base del cono (nótese su elongación NNE-SSO), su eje mayor (d_{MAX}) y menor (d_{MIN}), la posible ubicación y dimensión del cráter, y se delimita la extensión del flujo de lava dentro del cráter de Joya La Alberca (polígono relleno rojo) y sus posibles límites de emplazamiento hacia el NNE.

En primer lugar, para el eje mayor, los perfiles topográficos permitieron establecer con mayor exactitud la altitud de las localidades donde aflora la base del cono al norte y sur de la zona intra-cráter de Joya La Alberca. A partir de esto, se pudo calcular una posible pendiente paleotopográfica local, la cual finalmente se utilizó para hacer una extrapolación lineal y obtener la mejor aproximación a la altitud de los puntos extremos del eje mayor sobre el esquema de la posible base del cono de escorias (Fig. 6.10). De esta manera, estos cálculos permitieron establecer que la altitud de la base del cono posiblemente fue ligeramente mayor hacia el NNE debido a que se calculó una pendiente paleotopográfica de $\sim 1.6^\circ$ en esa dirección, y teniendo en cuenta esta última, se pudo calcular el diámetro basal máximo. Así mismo, los perfiles topográficos también permitieron establecer la altitud del tope del flujo de lava previo a la erupción de Joya La Alberca (i.e. Unidad estratigráfica No. 1) en la zona intra-cráter del maar, y, a partir de esto, fue posible corroborar la pendiente paleotopográfica ligeramente positiva hacia el NNE, y la notable disminución en la altitud del tope de dicho flujo del oeste hacia el este; con base en esta última, se pudo hacer un estimado del diámetro basal mínimo de la posible base del cono (Fig. 6.10). Así, con base en las necesarias simplificaciones realizadas en los cálculos mencionados anteriormente, los valores del eje mayor y menor de la elipse que mejor se adapta a la posible base del cono (Fig. 6.10) son ~ 745 y ~ 586 m, respectivamente. Así mismo, teniendo en cuenta estos valores, el diámetro basal del cono de escorias según la metodología de Settle (1979; W_{cos}) correspondería a ~ 665 m.

Por otra parte, a partir del LiDAR (res. 5m) también se pudo georreferenciar el esquema de la posible base del cono de escorias presentado en la figura 6.10 y calcular su área, por lo que, según la ecuación propuesta por Favalli et al. (2009), el valor del diámetro basal del cono podría haber sido de ~661 m (W_{COF}). Este último es similar al obtenido a partir de Settle (1979), por lo que se puede confirmar que la pendiente paleotopográfica posiblemente fue tan pequeña como lo sugirieron los cálculos descritos en el párrafo anterior (p.ej. Favalli et al., 2009; Kervyn et al., 2011). Así mismo, más recientemente, Di Traglia et al. (2014) mencionaron que el diámetro basal de un cono de escorias podría medirse también como el diámetro de un círculo con perímetro equivalente al de su base (W_{COCRF}), y, como el promedio (W_{COM}) entre los valores calculados según las metodologías de Settle (1979) y Favalli et al. (2009); en el caso del cono de escorias del centro eruptivo No. 2, los posibles valores de W_{COCRF} y W_{COM} fueron ~675 m y ~663 m, respectivamente. Por último, la diferencia en el valor del W_{COCRF} respecto al de los otros tres tipos de W_{CO} podría estar relacionada a la ligera elongación que posiblemente tuvo el cono de escorias.

Adicionalmente, a partir de regresiones lineales, múltiples trabajos han planteado diferentes correlaciones entre el diámetro de un cono de escorias (W_{CO}) y su altura (H_{CO}), donde la primera es la variable independiente y, según cada trabajo, puede ser medida como W_{COS} , W_{COF} , W_{COCRF} y/o W_{COM} , y la segunda corresponde a la variable dependiente (p.ej. Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a; Favalli et al., 2009). Así, en el caso del cono de escorias del centro eruptivo No. 2, a pesar de que la estimación de su posible diámetro basal se basó principalmente en la distancia entre las localidades donde aflora la base del depósito de caída de escoria inicial, es válido aplicar las razones entre W_{CO} y H_{CO} para obtener una aproximación a la altura que alcanzó el cono de escorias debido a que, según distintas investigaciones, el diámetro basal y la altura de un cono aumentan rápidamente al comienzo de la erupción y más lentamente hacia su final (cf. McGetchin et al., 1974; Riedel et al., 2003; Bemis et al., 2011). De esta manera, en primer lugar, Porter (1972) propuso la relación $H_{CO_{max}} = 0.18W_{CO}$, y, a pesar de que no se especifica la metodología para calcular el diámetro basal, esta razón fue replicada y corroborada por Wood (1980a, b) y citada por Vespermann y Schmincke (2000), entre otros. Posteriormente, Settle (1979) obtuvo una mayor dispersión en los datos al medir el diámetro basal como el promedio entre su eje mayor y menor (i.e. W_{COS}), y, por tanto, sugirió que la relación podría ser mejor aproximada como $H_{CO_{max}} = 0.2W_{COS}$. Así, teniendo en cuenta que el valor de W_{COS} estimado para el cono de escorias del centro eruptivo No. 2 fue de ~665 m, según las relaciones propuestas por Porter (1972) y Settle (1979), la altura máxima del cono podría haber sido ~120 m o ~133 m, respectivamente.

Más recientemente, debido a que la definición clásica de la altura máxima de un cono de escorias propuesta por Settle (1979) generalmente resulta en la sobreestimación de este parámetro, Favalli et al. (2009) propusieron que la altura máxima realmente debía medirse como la elevación máxima respecto al plano basal extrapolado según la pendiente preeruptiva. Así, estos autores calcularon los parámetros morfométricos de los conos de escoria ubicados alrededor del Mt. Etna, y, con base también en una clasificación morfológica y temporal de los mismos, realizaron regresiones lineales de los datos y obtuvieron diferentes relaciones entre su altura máxima (H_{max}), altura media (H_{mean}) y su diámetro basal (W_{COF}). En primer lugar, las relaciones obtenidas a partir de los datos morfométricos de todos los conos de escoria de dicho estudio indican que las alturas máxima y media del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 posiblemente fueron ~91 m y ~65 m, respectivamente. Adicionalmente, según la clasificación morfológica y temporal realizada por los autores, las relaciones obtenidas para conos de escoria “ideales” (i.e. *well formed cones*), “estructuralmente deformados” e “históricos” (i.e. más jóvenes que el 122 AC), indican que el cono de escorias previo a Joya La Alberca pudo haber tenido unas H_{max} y H_{mean} de ~104 m y ~85 m, y una altura máxima de

~81 m y ~95 m, respectivamente. En este contexto, estudios más recientes han optado, independientemente de la manera en la que han medido el diámetro basal, por la metodología de Settle (1979) o la propuesta por Favalli et al. (2009) para calcular la altura máxima de un cono de escorias. En primer lugar, trabajos como los de Bemis et al. (2011) y Kervyn et al. (2011) se basaron en la metodología de Settle (1979) y, según las regresiones lineales entre W_{coF} y H_{max} de los conos de los campos volcánicos Guatemala-El Salvador y Michoacán-Guanajuato (CVMG) en el primero, y el campo de conos del volcán Mauna Kea en el segundo, la altura del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 ($W_{coF} = \sim 661$ m) podría haber sido 109.74 ± 0.05 m (~110 m), 116.39 ± 0.11 m (~116 m) y ~ 99.19 m, respectivamente.

Por su parte, Kereszturi et al. (2013) calcularon tanto el diámetro basal como la altura máxima de los conos de Bandas del Sur (Tenerife, Islas Canarias) de acuerdo con el trabajo de Favalli et al. (2009), y según la razón promedio entre W_{coF} y H_{max} que obtuvieron, el cono de escorias previo al cráter Joya La Alberca podría haber tenido una altura de 100.51 ± 0.051 m (~100 m). Además, Di Traglia et al. (2014), a pesar de haber calculado el diámetro basal como W_{COM} y W_{COCRF} , siguieron el trabajo de Favalli et al. (2009) para calcular la altura máxima de los conos de escoria de la región de Tancitaro-Nueva Italia (CVMG, México). Así, teniendo en cuenta las regresiones lineales respecto a las dos definiciones del diámetro basal de un cono de escorias, W_{COM} y W_{COCRF} , la altura del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 podría haber sido de ~92 m y ~94 m, respectivamente. Por último, autores como Kervyn et al. (2011) y Fornaciai et al. (2012) obtuvieron una razón entre la altura media del borde del cráter (H_{mean} ; Favalli et al., 2009) y el diámetro basal (W_{coF}) de múltiples conos de escoria. Según la regresión lineal obtenida de las mediciones morfométricas en el campo de conos del volcán Mauna Kea en el primer trabajo y en el CVMG en el segundo, la altura media del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 podría haber sido de ~86 m y ~91 m, respectivamente.

Así, teniendo en cuenta todos los valores presentados hasta este punto, el cono de escorias del centro eruptivo No. 2 pudo haber tenido una altura máxima distinta, entre ~81 y ~133 m, de acuerdo con cada uno de los trabajos citados anteriormente. Sin embargo, los siguientes aspectos permiten delimitar aún más el posible rango: **1)** En primer lugar, a pesar de que la pendiente local preeruptiva posiblemente fue baja (~2°), diferentes autores sugieren que, respecto a la metodología de Porter (1972), Wood (1980a) y Settle (1979), la propuesta por Favalli et al. (2009) permite obtener razones H_{co}/W_{co} menores y valores más realistas de la altura máxima de un cono de escorias emplazado sobre un terreno inclinado, principalmente en zonas con una pendiente mayor a 5° (p.ej. Favalli et al., 2009; Bemis et al., 2011; Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012). **2)** Las razones promedio obtenidas por Porter (1972), Wood (1980a) y Settle (1979; p.ej. $H_{co_{max}} = 0.18W_{cos}$) describen principalmente la morfología de los conos “ideales”, es decir, de aquellos que se formaron recientemente, que tienen forma regular no elongada (i.e. cónica truncada y no deformada estructuralmente), arquitectura “simple” y sin evidencias importantes de erosión. Por esto, estas razones sobrestiman de manera clara los parámetros morfológicos de los conos de escoria, ya que estos comúnmente no cumplen con dichas características (Riedel et al., 2003; Parrot, 2007; Favalli et al., 2009; Bemis et al., 2011; Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012; Kereszturi et al., 2013; Bemis y Ferencz, 2017). Así, teniendo en cuenta que las características de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 indican que posiblemente el cono de escorias fue ligeramente elongado y con una arquitectura particular, la sobreestimación de la altura máxima relacionada con los modelos de Porter (1972) y Settle (1979), explicaría la notable diferencia entre las alturas máximas calculadas a partir de éstos últimos respecto a las obtenidas mediante los demás trabajos citados.

3) Con base en los valores del diámetro basal calculados para el cono de escorias previo a Joya La Alberca (W_{COs} , W_{COF} , W_{COM} y W_{COCRF}), y excluyendo las razones obtenidas por Porter (1972) y Settle (1979), las regresiones lineales entre H_{co} y W_{co} propuestas por los demás autores citados indican que las dimensiones del cono serían pequeñas respecto a la tendencia general observada en otros campos volcánicos (Favalli et al., 2009; Bemis et al., 2011; Kervyn et al., 2011; Di Traglia et al., 2014). Esta razón H_{max}/W_{co} pequeña es coherente y común, por lo que, en conos poco erosionados, ha sido atribuida en diferentes trabajos a variaciones en las condiciones eruptivas, tales como el estilo eruptivo, la ubicación de la fuente (Kervyn et al., 2011), el cese de la erupción (i.e. truncamiento) en fases tempranas del crecimiento del cono (i.e. antes de que se alcanzara el ángulo de reposo de la escoria seca; McGetchin et al., 1974; Bemis et al., 2011), así como a la acumulación de flujos de lava hacia la base del cono, deformación estructural del mismo, *rafting* y errores en la medición de los parámetros (p.ej. Favalli et al., 2009; Fornaciai et al., 2012; Kereszturi et al., 2013; Di Traglia et al., 2014). Así, teniendo en cuenta el estudio estratigráfico de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, la mayoría de estos procesos podrían haber estado presentes en la formación del cono de escorias en esta zona, y, por lo tanto, haber derivado en una razón H_{max}/W_{co} pequeña. En particular, la leve elongación de este cono de escorias podría observarse tanto en la extensión de los depósitos magmáticos en la zona interna del maar, como en el hecho de que, para un mismo valor de W_{co} , la H_{max} del cono generalmente es mayor a su H_{mean} (Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012).

4) El hecho de que la razón H_{max}/W_{co} del cono de escorias previo a Joya La Alberca sea considerablemente menor a la propuesta por Porter (1972) y Settle (1979; i.e. 0.18), es coherente con los valores reportados por Hasenaka y Carmichael (1985a), ya que según estos autores los conos de escoria del CVMG, independientemente de su grado de preservación morfológica, tienen comúnmente una razón H_{max}/W_{co} menor a 0.18, y, en particular, los que están ubicados hacia el norte del campo (p.ej. el CVVS) generalmente tienen dimensiones aún menores respecto a las de los más cercanos a la costa oeste de México.

De esta manera, con base en los aspectos mencionados anteriormente y la extensión y la estratigrafía de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, se podría interpretar que la altura del cono de escorias en este punto fue considerablemente menor a la que se obtuvo por medio de la metodología de Porter (1972) y Settle (1979), y, por el contrario, es más probable que haya sido cercana al rango entre ~90 y ~104 m obtenido según las metodologías más recientes que siguieron el trabajo de Favalli et al. (2009). Así mismo, dentro de los resultados calculados a partir de estas últimas, debido a que por la formación del maar Joya La Alberca el cono de escorias en cuestión posiblemente no tuvo oportunidad de degradarse significativamente, es decir, aumentar su diámetro basal y disminuir su altura, la mejor aproximación a la altura máxima que este pudo haber alcanzado sería la obtenida según la razón de los conos “históricos” de Favalli et al. (2009), es decir, ~95 m. Sin embargo, teniendo en cuenta factores como la ligera elongación del cono y el hecho de que su secuencia estratigráfica incluye un inicio freático, variación lateral y vertical del grado de aglutinamiento y soldamiento, y un flujo de lava, se podría interpretar que posiblemente éstos afectaron tanto su altura máxima, como su altura media (cf. Favalli et al., 2009; Bemis et al., 2011; Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012; Kereszturi et al., 2013; Di Traglia et al., 2014). Así, aunque el cono podría haber alcanzado ~95 m según la razón de conos “históricos” de Favalli et al. (2009), lo más probable es que finalmente haya sido ligeramente más pequeño por variaciones en las condiciones eruptivas, es decir, probablemente su altura máxima estuvo entre ~80 y ~85 m, y su altura media entre ~70 y ~80 m (Favalli et al., 2009; Kervyn et al., 2011; Fornaciai et al., 2012). Además, teniendo en cuenta el rango de la altura máxima del cono y la posible pendiente preeruptiva (~2°), la altitud máxima del cono de escorias habría estado entre ~1828 y ~1833 msnm (Fig. 6.11).

Por otro lado, de acuerdo con la descripción de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, hay un aumento en su espesor y una gradación lateral a *facies* proximales de depósitos de caída estrombolianos hacia la pared interna noreste de Joya La Alberca (Figs. 6.8 y 6.10), lo que indica que muy posiblemente esta zona conservó el registro más cercano al cráter del cono de escorias (Figs. 6.10 y 6.11). Cabe mencionar que el importante aumento en el espesor de la secuencia magmática hacia esta zona es resultado de una mayor resistencia del material asociada tanto al espesor máximo del flujo de lava, como al evidente aumento en el grado de aglutinamiento de los fragmentos juveniles presentes en los depósitos de caída estrombolianos. Así mismo, respecto a las *facies* proximales de los depósitos de los *scoria ramparts* (i.e. centro eruptivo No. 1), las del cono de escorias, a pesar de tener un mayor espesor, tienen una extensión lateral considerablemente más limitada, lo que podría indicar que muy posiblemente el punto de emisión fue puntual y no fisural. Además, a pesar de esto, teniendo en cuenta la ligera elongación de la base del cono que se ha mencionado en varias ocasiones, es posible que la forma final del borde del cráter haya compartido esta característica (Fig. 6.10). Por último, teniendo en cuenta el valor del diámetro basal del cono estimado según la metodología de Favalli et al. (2009; i.e., $W_{coF} = \sim 661.23$ m), y la regresión lineal entre W_{co} y el diámetro de cráter (W_{cr}) calculada en Kervyn et al. (2011), el cráter del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 posiblemente tuvo un diámetro de ~ 224 m ($W_{cr} = 0.34 * W_{coF}$; Fig. 6.10). Debido a que esta razón obtenida por Kervyn et al. (2011) corresponde a cráteres cerrados, el diámetro calculado para el cono de escorias del centro eruptivo No. 2 correspondería al alcanzado hacia el final de la fase magmática, cuando posiblemente se rellenó el espacio afectado por la efusión del flujo de lava.

En este punto, es importante recordar que la reconstrucción realizada de algunos de los parámetros morfométricos del cono de escorias previo a Joya La Alberca son solo una aproximación general que busca acercarse a la morfología que éste pudo haber tenido aprovechando la continuidad horizontal particularmente buena de sus depósitos dentro de la zona intra-cráter del maar. Así, aunque a partir de esta reconstrucción morfológica se puede hacer un estimado del volumen que pudo haber tenido el cono de escorias, se debe tener en cuenta que ésta es el resultado de importantes simplificaciones, ya que las características morfológicas finales de un cono de escorias dependen de múltiples variables relacionadas a su historia eruptiva que repercuten en la complejidad de su erupción y, por ende, de la estratigrafía que lo conforma y su morfología final (Vespermann y Schmincke, 2000; Kereszturi y Németh, 2013; Kereszturi et al., 2013; Bemis y Ferencz, 2017). En conclusión, aunque hay que tener precaución con este tipo de reconstrucciones, la buena continuidad lateral de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2, el aumento de su espesor hacia la zona donde se observaron sus *facies* más proximales, su particular distribución a lo largo de la zona interna de Joya La Alberca, el hecho de que su base aflore en dos puntos diametralmente opuestos dentro del cráter actual del maar y la dirección del emplazamiento del flujo de lava, permiten hacer una aproximación coherente de la morfología ligeramente elongada que tuvo el cono de escorias antes de ser destruido prácticamente por completo por la erupción freatomagmática. En este sentido, el diámetro basal estimado para este cono y la altura máxima y media, y el diámetro del cráter calculados a partir de este, son dimensiones coherentes con las que comúnmente tienen los conos de escoria (Vespermann y Schmincke, 2000), y, en particular, con las de los conos de la zona norte del CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985a).

- **Síntesis de la dinámica eruptiva durante la fase magmática:**

En síntesis, la fase magmática de la erupción del cráter Joya La Alberca ocurrió desde dos centros eruptivos separados ~ 1.6 km uno del otro, pero, debido a que no está expuesta la relación estratigráfica entre sus depósitos, no es posible determinar en donde inició exactamente. Sin embargo, teniendo en cuenta que una capa de los depósitos del centro eruptivo No. 1 está intercalada con la base de las *facies*

distales de los depósitos de Joya La Alberca (Figs. 5.30 y 5.31), y que la fase magmática en el centro eruptivo No. 2 fue truncada por la formación del maar, se podría concluir que lo más probable es que la actividad magmática haya cesado primero en este último. Así mismo, a pesar de que en ambos centros eruptivos los depósitos muestran características similares relacionadas con la actividad estromboliana, hay diferencias importantes tanto en la textura como en la extensión de los productos que permiten interpretar que su dinámica eruptiva fue diferente, y, por ende, también las estructuras volcánicas finales.

En este contexto, en el centro eruptivo No. 1 se formaron tres *scoria ramparts* (Fig. 6.11) a partir de una actividad estromboliana fisural, en sentido NNE-SSW, en la que principalmente la variación en la tasa de ascenso del magma, influenciada en gran medida por la focalización del flujo magmático, generó el cambio de estilo estromboliano “clásico” a “moderado”, y al menos un pico corto en el que se formó un flujo de lava clastogénico entre los dos estilos. Por su parte, la fase magmática del centro eruptivo No. 2 comenzó con pequeñas emanaciones de lodo, pero se caracterizó principalmente por actividad estromboliana moderada y la efusión desde el cráter de un pequeño flujo de lava hacia el NE (Fig. 6.11). El cambio de actividad magmática explosiva a efusiva y viceversa se pudo dar por variaciones en la tasa de descarga o de ascenso del magma y/o en su contenido de volátiles, y el final de la fase magmática estuvo marcado por la formación del cráter Joya La Alberca por una posible ligera migración de la fuente hacia el suroeste. Respecto a la estructura formada durante esta fase magmática en el centro eruptivo No. 2, la extensión y características texturales de la secuencia magmática en esta zona permitieron interpretar que posiblemente se trató de un cono de escorias pequeño ligeramente elongado en dirección NNE-SSW (Fig. 6.11). De esta manera, los edificios volcánicos construidos en los dos centros eruptivos, aunque en diferente grado, presentan elongación en general en dirección NNE-SSW, y ésta podría ser el resultado de la dirección del viento predominante, de la topografía o de actividad fisural generada por conductos inclinados asociados a un fuerte control estructural local (Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Paulsen y Wilson, 2010; Kereszturi y Németh; 2013; Bemis y Ferencz, 2017).

A pesar de esto último, teniendo en cuenta que la actividad volcánica asociada a fisuras se ha descrito comúnmente en el CVMG (Hasenaka y Carmichael, 1985a; Gómez-Vasconcelos et al., 2020), es más probable que la elongación de las estructuras formadas durante la fase magmática de la erupción de Joya La Alberca haya estado relacionada principalmente a la geometría alargada del conducto. Sin embargo, es importante aclarar que en el centro eruptivo No. 1 fueron tres fisuras pequeñas cercanas entre sí, mientras que, en el segundo, posiblemente fue una sola fisura pequeña que alcanzó su longitud máxima rápidamente. Posteriormente, esta última logró focalizar progresivamente el flujo de magma relativamente bien como para formar el cono de escorias ligeramente elongado y, finalmente, al aumentar de nuevo levemente su extensión hacia el SSO, encontró las condiciones óptimas para la erupción freatomagmática que formó el maar Joya La Alberca.

De esta manera, teniendo en cuenta la posible dinámica eruptiva de cada uno de los dos centros eruptivos durante la fase magmática, se pueden plantear dos incógnitas importantes. La primera es el origen de la clara diferencia entre las estructuras volcánicas que se formaron en cada uno de éstos, a pesar de que en ambos casos posiblemente hubo actividad estromboliana fisural. Por su parte, la segunda pregunta es ¿por qué si en los dos centros eruptivos hubo migración de la fuente, solamente en el segundo se dieron las condiciones para una erupción freatomagmática? Respecto a la primera pregunta, la morfología final de un edificio volcánico monogenético principalmente es el resultado de la relación entre la dinámica eruptiva, el contexto geológico local (i.e. estratigrafía y régimen estructural del basamento local) y el volumen de magma juvenil involucrado (Vespermann y

Schmincke, 2000; Paulsen y Wilson, 2010; Bemis et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2013; Bemis y Ferencz, 2017; Cassidy et al., 2018). En primer lugar, la dinámica eruptiva determina las variaciones en el estilo eruptivo durante una misma erupción, ya que depende tanto de los factores intrínsecos del magma (p.ej. viscosidad), como de la interacción de éstos con los factores externos al sistema magmático (i.e. al magma y al sistema de alimentación). A su vez, estas variaciones, además de ser típicas en eventos monogenéticos, incluyen desde cambios dentro del espectro de la actividad magmática (efusiva y explosiva) hasta pulsos o fases freáticas o freatomagmáticas (Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015). Así mismo, los factores internos del magma juvenil también determinan la eficiencia de focalización del flujo de magma en una erupción fisural (Wylie et al., 1999; Jones y Llewellyn, 2020) y en caso de que esto ocurra, puede generarse un aumento en su explosividad (p.ej. Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013). Así, al controlar el estilo eruptivo de la erupción, la dinámica eruptiva puede generar cambios en la pendiente de los flancos de la estructura volcánica y en su morfología cuando aumenta la explosividad (i.e. menor tamaño de grano) o disminuye (p.ej. aumento en la granulometría y en el grado de aglutinamiento y soldamiento de los depósitos) y cuando hay efusión de flujos de lava (p.ej. *rafting* y formación de morfología en “herradura” en conos de escoria; Riedel et al., 2003; Kereszturi y Németh, 2013; Kereszturi et al., 2013). Por su parte, la eficiencia en la focalización del flujo de magma determinará en gran medida el grado de elongación de la estructura (Keating et al., 2008; Ort et al., 2018), y también influirá en el estilo eruptivo (p.ej. Valentine y Cortés, 2013).

Por otra parte, el contexto geológico local cumple un rol fundamental porque determina la arquitectura del sistema de alimentación somero (< 500 m), es decir, la ubicación, extensión, inclinación y orientación de las vías de ascenso más favorables o efectivas (i.e. conductos más viables) para el magma boyante hacia la superficie. Estos caminos de ascenso se forman bajo la presión inducida por el magma ascendente, por lo que estarán controlados por heterogeneidades preexistentes en la roca de caja, como contactos litológicos contrastantes (cf. Muirhead et al., 2016) y fallas previas, así como por el régimen local de esfuerzos; este último determinará tanto la orientación y ubicación de las nuevas fracturas, como la posibilidad de que, bajo la presión generada por el magma en ascenso, algunas estructuras preexistentes se reactiven o puedan “atrapar” la mezcla fundida (Valentine y Krogh, 2007; Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008; Lefebvre et al., 2012; Friese et al., 2013; Gonnermann y Taisne, 2015; McLean et al., 2017; Bischoff et al., 2019b).

Así, el contexto geológico determinará la ubicación y orientación más eficiente de las zonas de emisión de la erupción, y, por ende, de los edificios volcánicos. En particular, el régimen estructural, en caso de que no haya una focalización efectiva del flujo de magma en la erupción fisural con la que comúnmente inician los eventos monogenéticos (Vespermann y Schmincke, 2000), determinará en gran medida la dirección de elongación de la estructura, y, en el caso de la efusión de un flujo de lava, podría llegar a influir en su dirección de emplazamiento, ya que es uno de los factores que controlan el flanco de la estructura con menor resistencia a ser removido (Valentine et al., 2006; Kereszturi y Németh, 2013). Por último, el volumen de magma juvenil involucrado en una erupción es un factor fundamental en la morfología final de una estructura volcánica, ya que determina tanto el volumen de los productos generados (efusivos y explosivos), como las dimensiones finales del edificio volcánico propiamente (Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013). Finalmente, como se mencionó antes, en erupciones monogenéticas la ubicación de los diferentes focos eruptivos está determinada por la ubicación de la zona de origen del magma, las dimensiones del dique juvenil (i.e. volumen) al alcanzar la superficie y la tendencia estructural general que sigue el sistema de fisuras a través del cual se alimenta (Ort y Carrasco-Núñez, 2009; White y Ross, 2011).

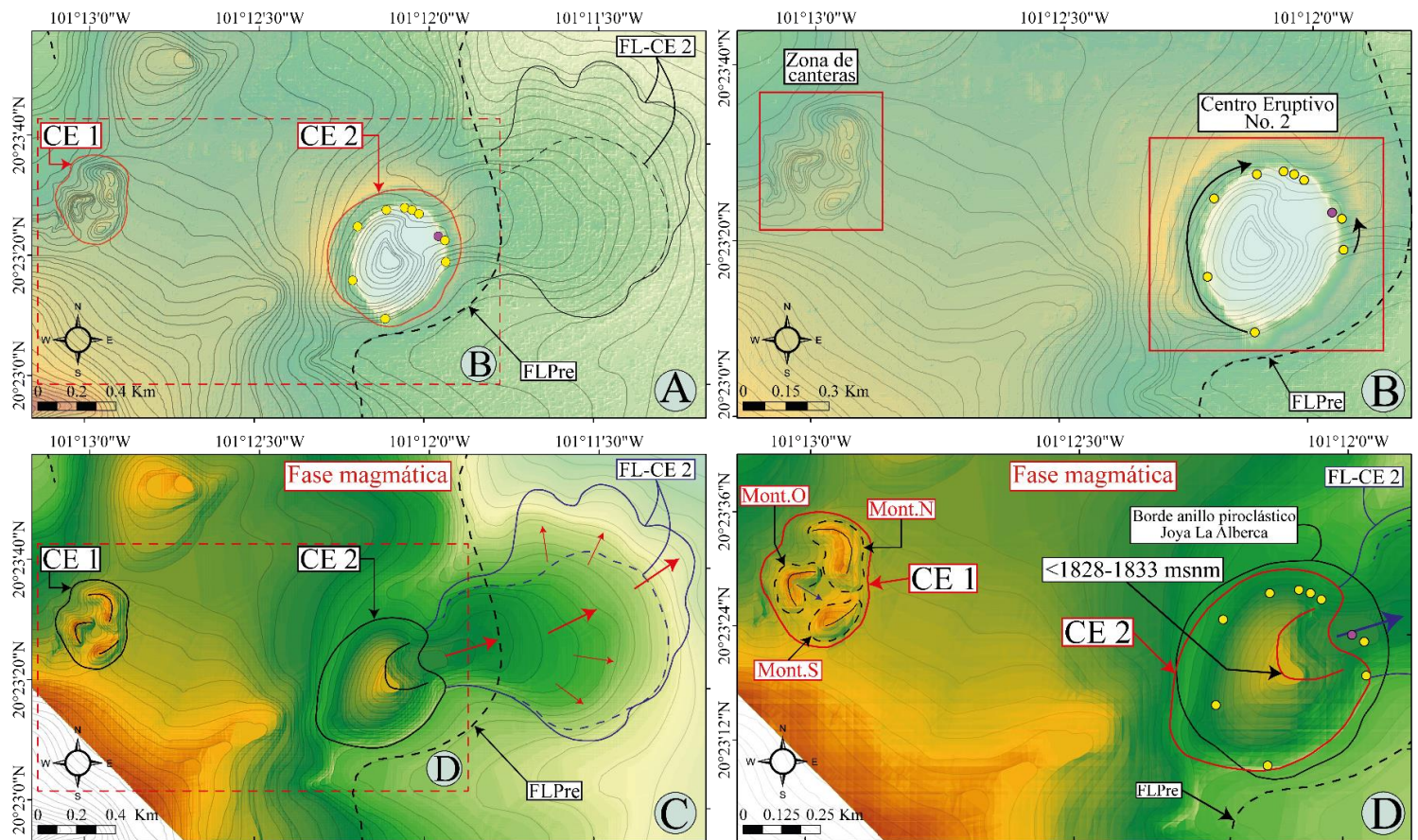


Figura 6.11. Reconstrucción de la posible morfología de las estructuras magmáticas formadas hacia el final de la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca, la cual, a su vez, ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes (CE 1 y CE 2). Las figuras A y B corresponden a la figura 6.8 (ver leyenda) pero aquí se muestran debido a que el modelo de elevación digital ilustrado en C y D se construyó a partir de las curvas de nivel (2.5 m) presentadas en dichas figuras. C) Modelo de elevación digital con la reconstrucción topográfica de la fase magmática inmediatamente después de la emisión del flujo de lava del CE 2. Nótese la forma alargada de cada uno de los *scoria ramparts* del CE 1, y la forma ligeramente alargada en dirección SSO-NNE del cono de escorias y su morfología en herradura abierta hacia el NNE desde donde se emplazó el flujo de lava (FL-CE 2). D) Las dos estructuras magmáticas donde se indican las bases de los tres montículos presentes en el CE 1 y la dirección del pequeño flujo de lava clastogénico generado desde el Montículo Oeste (Mont. O). Así mismo, se muestra la base del cono de escorias del CE 2 y se delimita el borde actual del anillo piroclástico de Joya La Alberca como referencia. Se aclara que la altitud máxima del cono durante el emplazamiento del flujo de lava fue menor al posible rango de altura máxima que alcanzó finalmente el cono (ver texto para explicación). La localidad marcada con un círculo morado coincide con el punto central del flujo de lava (VS-1896). Mont. N y Mont. S; Montículos norte y sur.

En este contexto, en el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, las diferencias en la dinámica eruptiva de las dos zonas de emisión que podrían haber generado las diferencias morfológicas en las estructuras volcánicas construidas en cada una de éstas, podrían haberse relacionado principalmente a factores internos del sistema magmático como las tasas de ascenso y descarga del magma juvenil y la focalización del flujo eruptivo durante la actividad fisural. Esto, debido a dos factores principales: 1) la componentría, la petrografía y la geoquímica de los productos juveniles muestran que no hubo diferencias importantes en la composición ni en la cristalinidad (i.e. trayectoria de enfriamiento) del magma expulsado desde los dos centros eruptivos, por lo que las diferencias entre los estilos eruptivos estrombolianos de cada una de las dos zonas de emisión posiblemente no estuvieron asociadas a diferentes viscosidades del magma. 2) A pesar de las pequeñas emanaciones de lodo iniciales en el centro eruptivo No. 2, la fase magmática en los dos puntos de emisión ocurrió sin la influencia de factores externos (p.ej. agua subterránea). De esta manera, una focalización del flujo de magma más eficiente y una mayor tasa de ascenso en la erupción del centro eruptivo No. 2 favorecieron la formación de un solo cono de escorias por actividad estromboliana “moderada” y efusiva. Por el contrario, en el centro eruptivo No. 1, la formación de tres fisuras con una tasa de ascenso de magma relativamente menor y una focalización del flujo magmático tardía generaron tres *scoria ramparts* a partir de una actividad estromboliana “clásica” al inicio y “moderada” al final.

Por su parte, el hecho de que en el centro eruptivo No. 1 se hayan formado tres *scoria ramparts* pequeños y con una elongación preferencial general NNE-SSW, mientras que en el centro eruptivo No. 2 posiblemente se haya formado un cono de escorias con mayores dimensiones y ligeramente elongado en la misma dirección, indica que, a pesar de su relativa cercanía, la arquitectura de los sistemas de alimentación someros de los dos centros eruptivos es considerablemente diferente; esto es una clara evidencia de la influencia del contexto geológico local sobre la morfología final de una estructura volcánica. Así mismo, la distancia y orientación (i.e. ubicación), de un centro eruptivo respecto al otro, además de estar determinada por la zona de ascenso principal del magma juvenil, está fuertemente controlada por el régimen de deformación local. Finalmente, la diferencia en las dimensiones de los *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 1 y las que pudo haber tenido el cono de escorias del centro eruptivo No. 2, resultaron de que posiblemente el conducto que alimentaba al segundo permitió el ascenso eficiente de un volumen de magma considerablemente mayor respecto al que logró ascender por el primero. Esto último está relacionado con las características del sistema de alimentación somero, pero éstas serán interpretadas más adelante debido a que su discusión se verá favorecida al incluir el análisis de los resultados de la componentría de los depósitos magmáticos y freatomagmáticos, y de la petrografía y geoquímica de los fragmentos juveniles y accidentales.

Por otro lado, debido a que la segunda incógnita planteada anteriormente incluye la actividad freatomagmática, su interpretación está estrechamente relacionada con el contexto hidrogeológico local en el que se encontraban los dos centros eruptivos (Sheridan y Wohletz, 1983). Para comenzar, como se ha mencionado en apartados anteriores, el hecho de que el freatomagmatismo haya ocurrido únicamente en un punto, indica que los acuíferos, al menos los más someros en la zona de estudio, son de pequeñas dimensiones y están bien delimitados dentro del cuerpo conformado por el flujo de lava preexistente. Así mismo, que la fase freatomagmática haya ocurrido únicamente en el centro eruptivo No. 2 podría interpretarse como que los acuíferos tienen una distribución particular dentro del flujo de lava, la cual está determinada por la estructura vertical y horizontal de este último y por la topografía sobre la cual se emplazó (Lockwood y Lipman, 1980; Harris et al., 2016).

Así, la zona dentro del flujo de lava preexistente que presenta las condiciones más favorables para la formación de acuíferos estaría relacionada a tres factores principales: 1) El primero es que la zona más permeable y porosa del flujo de lava (i.e. auto-brecha basal) aumenta de espesor hacia su frente (cf. Lockwood y Lipman, 1980). 2) El centro eruptivo No. 2 se encuentra topográficamente más abajo que el No. 1. 3) El hecho que el flujo de lava emitido por el cono de escorias del centro eruptivo No. 2 haya fluido hacia el NE (Fig. 6.11) indica que muy posiblemente esa era la misma dirección del gradiente topográfico local (Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Kshirsagar et al., 2016). De esta manera, factores como la estructura de un flujo tipo ‘a’ā, y el gradiente topográfico e hidráulico local podrían haber favorecido el flujo y el almacenamiento de agua subterránea hacia el NE, por lo que sería más probable la presencia y recarga de acuíferos pequeños hacia el frente NE del flujo de lava, donde, en el caso del flujo de lava preexistente, se encontraba el centro eruptivo No. 2. De igual manera, estas características también habrían favorecido y propiciado el flujo constante y abundante de agua subterránea hacia esa zona, como para generar la erupción freatomagmática sostenida a partir de la cual finalmente se formó el maar Joya La Alberca.

6.1.3.2. Fase freatomagmática: formación maar Joya La Alberca

Como se ha mencionado en apartados anteriores, el presente trabajo permitió establecer que la erupción que dio origen al maar Joya La Alberca fue considerablemente más compleja y reciente de lo que trabajos anteriores habían propuesto (cf. Rincón-Herrera, 2005). A pesar de que esta mayor complejidad está principalmente asociada a la fase magmática, y que los productos de la interacción

freatomagmática son los que mayor interés han despertado en trabajos anteriores, a partir de esta tesis se pudo establecer que el maar Joya La Alberca se formó en la segunda fase eruptiva del centro eruptivo No. 2, ahondar en aspectos como la morfología del maar, así como reorganizar y reinterpretar las características de la parte aflorante de su secuencia freatomagmática proximal, intermedia y distal.

En primer lugar, como se describió anteriormente, el cráter Joya La Alberca corresponde a un edificio volcánico que consta de un cráter semicircular ligeramente elongado en dirección NNE – SSW, el cual corta la superficie preeruptiva (entre ~1760 y ~1740 msnm; Fig. 6.4), y, por ende, corresponde a una estructura volcánica tipo maar (Wohletz y Sheridan, 1983; Cas y Wright, 1987). Así mismo, el maar tiene un anillo piroclástico que alcanza una altura máxima que varía entre ~35 m e igual o ligeramente menor a ~50 m, donde las menores alturas se encuentran principalmente hacia la zona sur del cráter. Adicionalmente, el anillo piroclástico también presenta una clara asimetría en cuanto a la altitud de su borde, ya que ésta alcanza ~1830 msnm hacia el noroeste, pero disminuye considerablemente (~30 m) hacia el sur y el este hasta ~1810 – 1800 msnm. De igual manera, la pendiente externa del anillo piroclástico es ligeramente mayor hacia el flanco externo norte y noreste (~14° - 23°) respecto a las demás zonas externas (~10° - 18°; Fig. 5.7). Por su parte, aunque la secuencia freatomagmática aflora principalmente en las paredes internas este y sur del cráter, a partir de observaciones morfológicas se podría afirmar que su espesor no aumenta considerablemente en algún sentido en particular, por lo que es posible que su valor máximo, teniendo en cuenta el buzamiento de las capas y la paleotopografía, comúnmente sea cercano a los 30 m; el único sector en donde disminuye el espesor de esta secuencia es hacia la pared interna noreste del cráter, donde, por el contrario, se observó el mayor espesor de la secuencia magmática de este centro eruptivo. Por último, la inclinación de las capas de la secuencia freatomagmática presentan un buzamiento en la dirección opuesta a la del centro del cráter, independientemente de la ligera elongación de este último. Así, a partir de estas observaciones morfológicas, se podría interpretar:

1) La razón entre el diámetro (prom. 750 m) y la profundidad (~160 m) del cráter indica que es un maar joven (Cas y Wright, 1987; Carn, 2000) y la morfología tanto de las paredes internas como de las externas del maar Joya La Alberca son coherentes con su emplazamiento sobre un substrato “duro” (Lorenz, 2003; Auer et al., 2007; Macorps et al., 2016). **2)** Las dimensiones del cráter del maar Joya La Alberca, como se mencionó en el apartado 6.1.1.2, indican que muy posiblemente su ligera elongación en dirección NNE-SSW (i.e. asimetría de su anillo piroclástico en esa dirección) es el resultado de la migración de la fuente durante la erupción freatomagmática (Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Macorps et al., 2016; Graettinger, 2018; Nichols y Graettinger, 2021). En este sentido, el hecho de que el espesor de la secuencia freatomagmática sea menor hacia la pared interna noreste del maar, y que esto, además, coincida con el mayor espesor de los depósitos magmáticos, podría apoyar la hipótesis de la progresiva migración del punto de emisión hacia el SSO durante la actividad freatomagmática (p.ej. Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Sohn et al., 2012). **3)** El cráter Joya La Alberca, a pesar de su origen freatomagmático, corresponde a una estructura compuesta compleja (Kereszturi y Németh, 2013; Graettinger, 2018), ya que su morfología final es el resultado de la superposición de los depósitos de las dos fases eruptivas descritas y la migración lateral del foco eruptivo (p.ej. volcán *Easy Chair*; Valentine y Cortés, 2013). Aquí es importante aclarar que, debido a esta superposición de productos, el anillo piroclástico, y, por ende, su altura y altitud máxima, incluye tanto la secuencia magmática como la freatomagmática del centro eruptivo No. 2. **4)** Debido a que la altitud del tope del flujo de lava que conforma las paredes internas verticales del maar también disminuye considerablemente hacia el este (Fig. 6.4; apartado 6.1.2.1), la notable disminución (i.e. asimetría) en la altura y altitud del anillo piroclástico en esta dirección podría ser resultado de la paleotopografía, es decir, de la evolución de la topografía del basamento local previo a la erupción. Así mismo, esta

variación en la paleotopografía también podría estar relacionada a la ubicación del cráter Joya La Alberca, ya que éste se emplazó en una zona muy proximal al límite oriental del flujo de lava preexistente. Además, teniendo en cuenta que el espesor de la secuencia freatomagmática en general no varía considerablemente alrededor de las paredes internas del cráter, la asimetría del anillo piroclástico no podría asociarse a efectos sin-eruptivos, como, por ejemplo, a una mayor cantidad de material depositado hacia el oriente por una influencia externa (p.ej. viento o *jets* inclinados de erupciones cerca de las paredes del cráter; p.ej. erupción de los maares de Ukinrek; Self et al., 1980; Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Jordan et al., 2013; Ort et al., 2018; White y Ross, 2011) aunque igualmente no se debe descartar la influencia de eventos de colapso sin y post-eruptivos tempranos en la asimetría actual del anillo piroclástico (Pirrung et al., 2008; White y Ross, 2011).

5) El hecho de que la pendiente externa del anillo piroclástico sea ligeramente mayor hacia sus flancos externos norte y noreste, podría ser resultado de que en esta zona las oleadas piroclásticas basales se emplazaron sobre la parte “sobreviviente” del cono de escorias previo, ya que coincide con el mayor espesor de la parte de la secuencia magmática que no fue destruida por la formación del maar. 6) Por último, a pesar de la diferencia en la altitud máxima del anillo piroclástico, el espesor relativamente constante de la secuencia freatomagmática a lo largo de la zona intra-cráter de Joya La Alberca y el buzamiento de las capas de la secuencia freatomagmática en dirección opuesta al centro de la estructura, podrían indicar que los depósitos se generaron a partir de oleadas piroclásticas basales que posiblemente surgieron en forma de “collar” (*collar-like*) y se extendieron de manera radial desde la fuente o desde la parte basal colapsada de una columna eruptiva freatomagmática (Moore et al., 1966; 1967; Waters y Fisher, 1971; Wohletz y Sheridan, 1979; Sheridan y Wohletz, 1983; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Wilson y Houghton, 2000). De esta manera, los depósitos que conforman la secuencia freatomagmática se extienden de manera radial respecto a la zona central del maar de tal manera que el anillo piroclástico tiene un radio promedio entre ~500 y ~600 m. A pesar de esto último, es plausible pensar que, debido a la importante diferencia de altura de este a oeste en el basamento local sobre el cual se emplazó el maar, la extensión de los depósitos freatomagmáticos fue mayor hacia el oriente, pero que su exposición se vio completamente anulada por la presencia de la planicie fluvio-lacustre en esa misma dirección. En este contexto, el anillo piroclástico está conformado, además de la secuencia magmática que se describió a detalle en la sección anterior, por la secuencia freatomagmática del cráter Joya La Alberca, la cual, a su vez, de acuerdo con el trabajo de campo, consiste en una secuencia de ~30 m de espesor que se caracteriza por un alto contenido de fragmentos tamaño ceniza y una estratificación bien desarrollada a partir de la intercalación de cuatro tipos de capas principales (A-D; Ver sección 5.3.5), las cuales presentan características texturales particulares.

Así, a partir de las características texturales observadas en campo, y los resultados de los análisis granulométricos y de componentes de las muestras recolectadas de los cuatro tipos de capas típicos que conforman la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca (ver secciones 5.3.5, 5.4.1 y 5.4.2), a continuación, se presentan las interpretaciones de cada una de ellas.

Interpretación capas tipo A: en primer lugar, características texturales de las capas tipo A como su continuidad lateral relativamente buena, su selección predominantemente pobre, el tamaño de grano grueso predominante, su característica masiva y ocasionalmente con gradación inversa, el soporte grano a grano, la subangularidad de sus componentes y el bajo contenido en fragmentos tamaño ceniza, además de su cercanía a la fuente, permitirían pensar inicialmente que se podría tratar de un depósito piroclástico de caída proximal. Sin embargo, otras características de este tipo de capas como su espesor variable, sus contactos netos irregulares desde erosivos a no erosivos, su estratificación plano-paralela insipiente y su carácter deleznable, sumadas a que sus componentes son

predominantemente fragmentos líticos subangulares, a la presencia de lentes clasto-soportados enriquecidos en fragmentos juveniles, a la textura superficial tipo “coliflor” en los juveniles de mayor tamaño, y a la clara proximidad a su fuente, indicarían que, en conjunto, las características texturales de las capas tipo A permitirían interpretarlas realmente como *facies* proximales de una oleada basal seca (Waters y Fisher, 1971; Wohletz y Sheridan, 1979, 1983; Walker, 1984; Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Carey, 1991; Brown y Andrews, 2015). De igual manera, el hecho de que las capas tipo A compartan características con depósitos de caída piroclástica no se restringe únicamente a las observadas en campo, sino es evidente también en la distribución granulométrica de las muestras obtenidas de este tipo de capas, donde predominan las fracciones gruesas, y, por ende, también en sus parámetros sedimentológicos (Carey, 1991; Fig. 6.13).

En primer lugar, el diagrama de frecuencia acumulada de las curvas granulométricas de las capas tipo A (Fig. 6.12A), además de poner en evidencia la diferencia en la granulometría de los cuatro tipos de capas principales (A-D) de la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico, muestra que la mayor pendiente generalmente esta entre -4 y 0ϕ , lo que quiere decir que la mayor cantidad de material se concentra en fracciones gruesas (Fig. 6.12A), como ocurre con depósitos de caída proximales generados por actividad estromboliana, hawaiana o freatomagmática, y entre otros (Walker, 1971, 1984; Cas y Wright, 1987; Houghton et al., 2000; Figs. 6.6 y 6.13). En particular, en el diagrama de Md_{ϕ} vs σ_{ϕ} propuesto por Houghton et al. (2000), se puede observar con claridad la similitud entre la granulometría de las capas tipo A y la de los depósitos de caída freatomagmáticos, ya que los valores de las primeras se encuentran precisamente en la zona de mayor tamaño de grano y menor selección dentro del rango establecido por los autores para los casos donde los segundos han sido generadas por interacciones con razones bajas de agua:magma (Fig. 6.13). Así, aunque los mecanismos de transporte y acumulación de las capas tipo A se discutirán en los siguientes párrafos, este diagrama permite confirmar su origen freatomagmático, y en particular, relacionado a actividad freatomagmática “seca”, como se había propuesto inicialmente a partir del trabajo de campo.

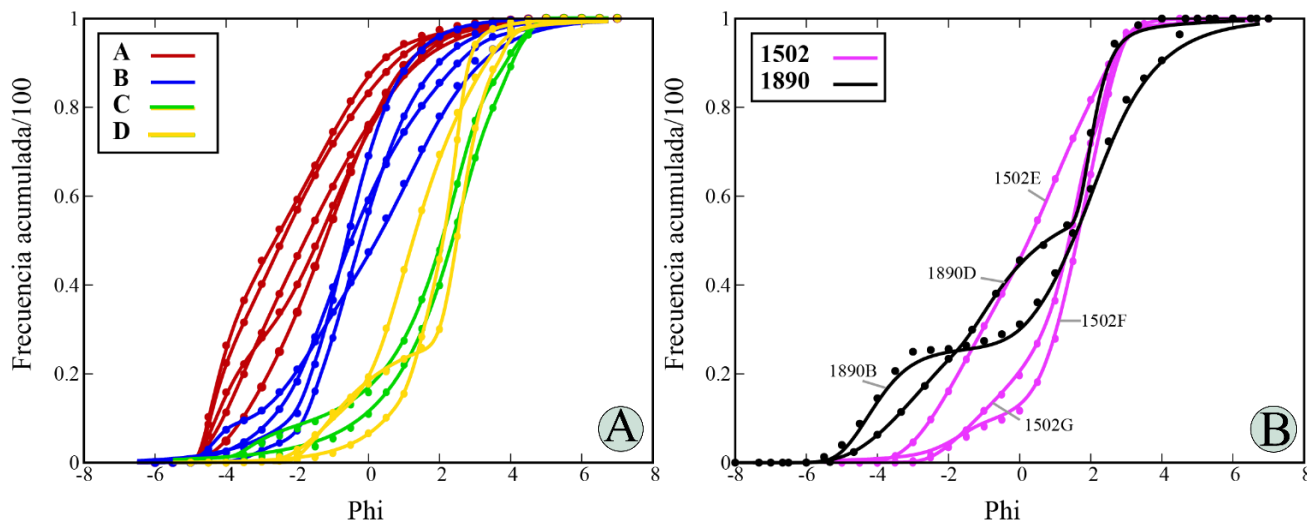


Figura 6.12. Diagramas de la frecuencia acumulada de las curvas granulométricas obtenidas para las muestras recolectadas de los depósitos freatomagmáticos del anillo piroclástico de Joya La Alberca (A) y de las *facies* distales (B). **A**) Se muestra la frecuencia acumulada para los cuatro tipos de capas principales en la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico. Nótese que la gráfica es coherente con las diferencias granulométricas expuestas hasta este punto en el texto (p.ej. trabajo de campo). Capas tipo A (A): granulometría gruesa; Capas tipo B (B): granulometría intermedia; Capas tipo C y D (C y D): granulometría fina. **B**) Diagrama de la frecuencia acumulada para las muestras de las localidades más distales donde se observaron los depósitos del maar Joya La Alberca. Se diferencian las dos localidades debido a que la VS-1502 se encuentra más cerca al cráter en estudio que la VS-1890. Nótese la bimodalidad de la muestra VS-1890B. **A** y **B** fueron generadas en DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2019) con un intervalo de 0.5.

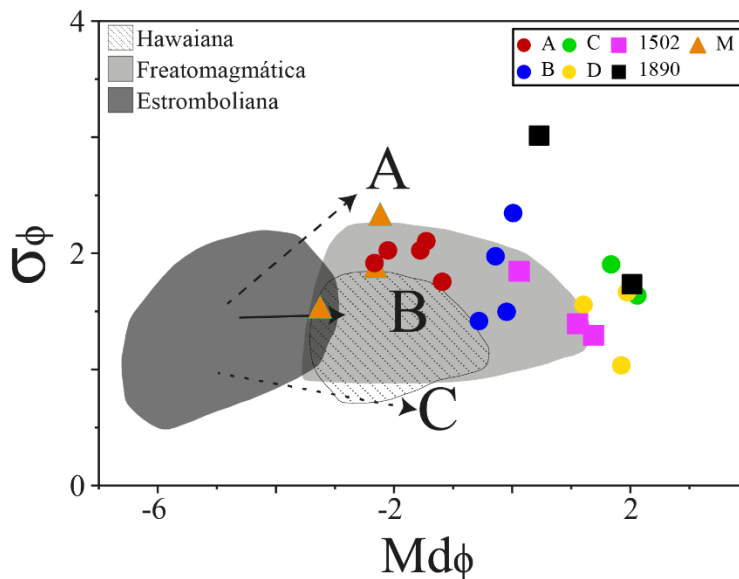


Figura 6.13. Diagrama de tamaño de grano (Md_ϕ) y selección (σ_ϕ ; Inman, 1952) de depósitos de caída piroclástica derivados de actividad magmática (hawaiana y estromboliana) y freatomagmática (Houghton et al., 2000) para comparar las muestras de los cuatro tipos de capas de la secuencia freatomagmática “proximal” y las facies distales de Joya La Alberca (1502 y 1890). Nótese que este diagrama discrimina las capas que han sido interpretadas como derivadas de oleadas basales “secas” (A y B) de las húmedas (C y D). El campo “freatomagmático” fue establecido con muestras generadas por interacción freatomagmática con razones agua:magma bajas (i.e. más cercanas a procesos “secos”). Capas Tipo A (A); Capas Tipo B (B); Capas Tipo C (C); Capas Tipo D (D). Muestras magmáticas se grafican por comparación (M).

Por otra parte, para acercarse a dilucidar los mecanismos de transporte y acumulación que dieron origen a las capas tipo A, se realizó el diagrama de Walker (1971, 1984), ya que este discrimina a partir de los valores del tamaño de grano promedio (Md_ϕ) y la selección (σ_ϕ) de los depósitos, los tres mecanismos de transporte de piroclastos, es decir, caída, oleada y flujo piroclástico (Figs. 2.5 y 6.14; cf. Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1978). Así, en este diagrama, debido a su granulometría predominantemente gruesa, las capas tipo A están en una zona en la que se superponen los campos de “caída piroclástica” y “oleada piroclástica”, pero a su vez, donde están más próximos al 8vo contorno de porcentaje de las primeras (los contornos dan el porcentaje de muestras que se encuentra dentro de un círculo de tamaño C centrado en cualquier punto; Walker, 1971; Fig. 6.14).

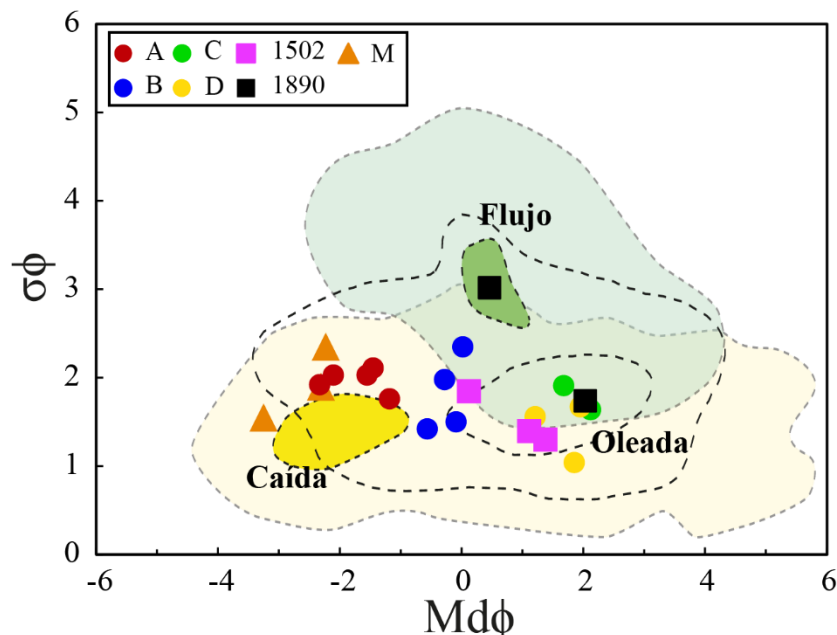


Figura 6.14. Diagrama en el que se discriminan los diferentes mecanismos piroclásticos de transporte (caída, oleada y flujo) mediante los valores del tamaño de grano promedio (Md_ϕ) y la selección (σ_ϕ). Los contornos externos corresponden al 1ro, mientras que los internos al 8vo en el caso de las caídas y las oleadas, y al 16vo en el de los flujos piroclásticos. Diagrama muestra los posibles mecanismos de transporte que resultaron en la formación de los diferentes tipos de depósitos. Capas Tipo A (A); Capas Tipo B (B); Capas Tipo C (C); Capas Tipo D (D). Muestras magmáticas se grafican por comparación (M). Modificada de Walker (1971, 1984) y van Otterloo et al. (2013).

De esta manera, lo que se podría concluir de este diagrama es que posiblemente la mayor cantidad de material siguió un mecanismo de transporte como caída piroclástica, pero, teniendo en cuenta que las muestras están también en el campo de las oleadas piroclásticas, que las capas tipo A presentan características que no corresponden a transporte y acumulación por caída (p.ej. contactos basales erosivos), y lo interpretado a partir del diagrama de Houghton et al. (2000) y del trabajo de campo, es posible que una menor cantidad de piroclastos de estas capas se haya transportado y acumulado mediante mecanismos que estén más relacionados a la dinámica de una oleada piroclástica basal (Wohletz y Sheridan, 1979; Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Carey, 1991; Ort et al., 2018). Así mismo, esto se puede evidenciar en las curvas granulométricas de las capas tipo A, ya que, aunque la mayor cantidad de material está en las fracciones gruesas, generalmente hay una cantidad no despreciable en fracciones más finas que, al tener otras características hidráulicas, podría haber tenido otra historia de transporte y acumulación diferente a la de la fracción más gruesa (Chough y Sohn, 1990; Wohletz, 1998).

En este sentido, con el fin de esclarecer los mecanismos que pudieron haber estado involucrados en el transporte y la acumulación de las capas tipo A, se tomó como punto de partida la teoría *Sequential Fragmentation/Transport Theory (SFT)* propuesta por Wohletz et al. (1989). Esta se basa en el supuesto, demostrado por estudios teóricos y experimentales, de que las distribuciones de tamaño de los fragmentos piroclásticos están relacionadas con una secuencia de pasos repetidos de fragmentación y movimiento a partir de una masa inicial; por lo que con base en la teoría *SFT* no se generan distribuciones Gaussianas perfectas, sino curvas de distribución granulométrica asimétricas que se atenúan progresivamente a medida que el depósito madura por la iteración de los dos procesos mencionados (Wohletz et al., 1989; Lirer et al., 1996; Wohletz, 1998). Además de esto, teniendo en cuenta que los pasos de fragmentación y transporte ocurren de manera secuencial al generar que una masa inicial se fragmente progresivamente en partículas más pequeñas, una deconvolución de la curva de distribución granulométrica permitiría determinar las subpoblaciones que la conforman, y, de esta manera, asociar cada una de éstas a un mecanismo de transporte y acumulación diferente, según el tamaño de grano predominante en cada subpoblación, las propiedades hidráulicas de sus componentes, y las características texturales propias del depósito original (Sheridan et al., 1987; Wohletz et al., 1989; Lirer et al., 1996; Wohletz, 1998). De esta manera, en la presente tesis se utilizó el *software* DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2004; última actualización 20/04/2019) para obtener la curva de frecuencia granulométrica de todas las muestras de los depósitos freatomagmáticos y, a la vez, de manera automática y optimizada (Borselli y Sarocchi, 2016), la deconvolución de las mismas en tres componentes o subpoblaciones principales. A continuación, se hará la descripción de las subpoblaciones siguiendo la metodología aplicada por Lirer et al. (1996) y Ort et al. (2018), y se implementará la subdivisión granulométrica de los mecanismos de transporte y acumulación para oleadas piroclásticas propuesta por Wohletz (1998); estos último, a su vez, están determinados por el tamaño, densidad y concentración de las partículas.

En primer lugar, a partir de la deconvolución de las curvas de distribución granulométrica de las muestras de las capas tipo A, se pudo observar que los tres componentes representan de manera coherente la geometría de la curva de distribución de la mezcla, y, por lo tanto, también presentan la marcada asimetría general positiva que caracteriza a esta última (Fig. 6.15). Así, dentro de las curvas de distribución granulométrica de las capas tipo A, la primera subpoblación tiene una moda que varía entre -4.46 y -2.88ϕ , y una desviación estándar entre 0.74 y 1.89ϕ , por lo que, al tener una dispersión pequeña (Cas y Wright, 1987) a pesar de su asimetría positiva, el mecanismo de transporte y acumulación dominante para esta subpoblación podría ser balístico con una gran capacidad de selección. Sin embargo, las partículas con tamaño de grano más cercano al límite inferior del rango

en el que varía la moda de esta subpoblación podrían experimentar tracción durante su transporte y acumulación (Fig. 6.15). Por otra parte, la segunda subpoblación tiene una moda que está generalmente entre -2.32 y -0.78ϕ , y una desviación estándar entre 1.39 y 2.05ϕ . Por esto, a pesar de la asimetría positiva de la curva y que, debido a su dispersión, las fracciones más finas de esta subpoblación podrían ser transportadas por saltación, el mecanismo predominante sería por tracción (Fig. 6.15). Por último, la tercera subpoblación que describe la distribución granulométrica de las capas tipo A tiene una moda que varía entre -0.71 y 1.04ϕ , y una desviación entre 1.38 y 1.7ϕ , por lo que, aunque las partículas con tamaños más próximos a la moda más fina de esta subpoblación puedan experimentar ligeramente saltación, el mecanismo principal de transporte y acumulación de este componente sería, al igual que la segunda subpoblación, por tracción.

Adicionalmente, teniendo en cuenta que la primera subpoblación contiene la mayor cantidad de partículas, seguida de la segunda y finalmente de la tercera, y que en el trabajo de campo se observó que las capas tipo A se caracterizan por la presencia de fragmentos de angulares a subangulares tamaño bloque (i.e. típicamente son líticos de tamaño $<-6 \phi$), se podría afirmar que el mecanismo principal de transporte y acumulación de estas capas realmente fue por una trayectoria balística; este dominaría por encima de la tracción, la cual solamente podría llegar a generar una bimodalidad en los depósitos ocasional (muestra VS-18108B1; Fig. 6.15). De igual manera, esta afirmación es coherente tanto con lo observado en los diagramas realizados anteriormente (p.ej. Md_{ϕ} vs σ_{ϕ}), como con el hecho de que estructuras como la gradación inversa y la estratificación plano-paralela sean ocasionales e incipientes en las capas tipo A, ya que esto último podría indicar que mecanismos como tracción y/o saltación, que comúnmente generan cizalla a la base, no fueron los principales en el transporte y emplazamiento de las capas tipo A (cf. Wohletz et al., 1989; Chough y Sohn, 1990; Lirer et al., 1996; Wohletz, 1998).

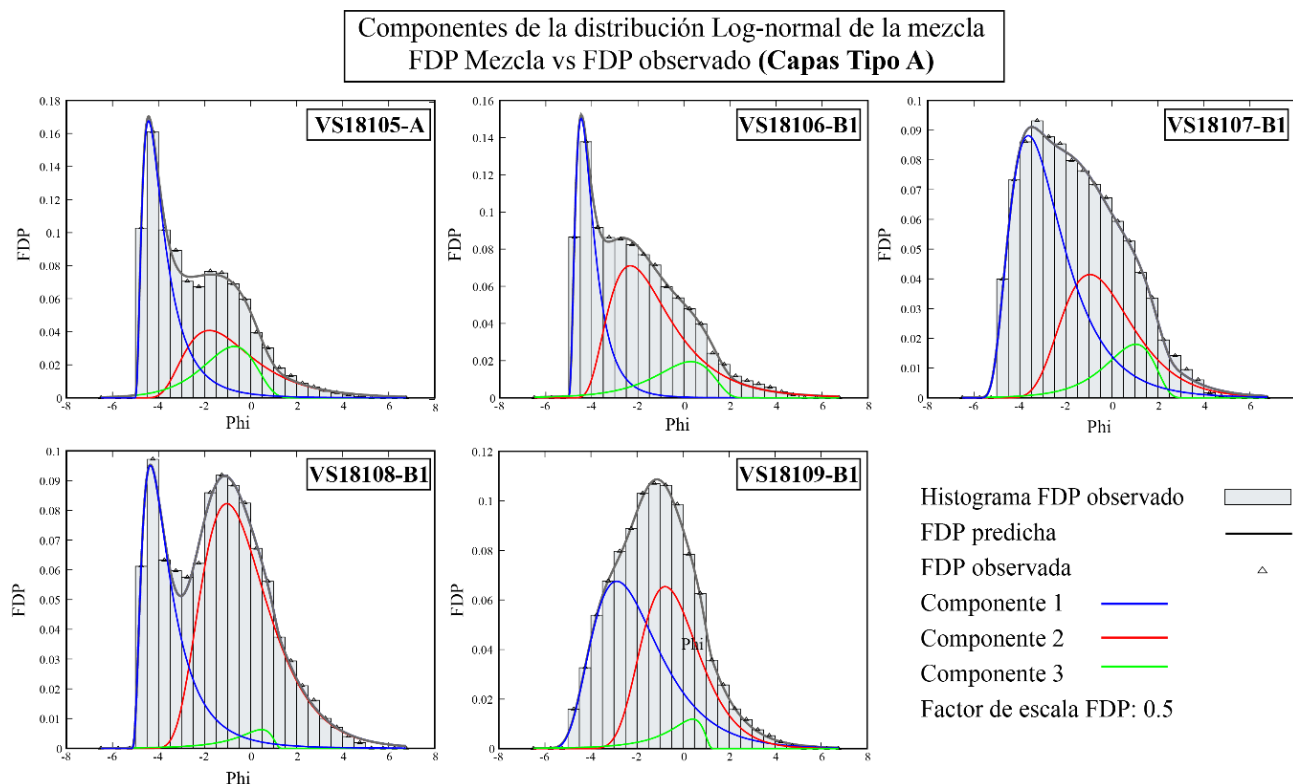


Figura 6.15. Resultados de la deconvolución a tres componentes (log-normal) principales de la mezcla granulométrica, realizada mediante el *software* DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2019), de las muestras de las capas tipo A. La curva continua gris oscura indica los valores de la función de densidad de probabilidad (FDP predicha), la cual se ajusta a la interpolación (factor de escala: 0.5; FDP observada) realizada por el software de los valores originales derivados de los análisis granulométricos. En este caso, la numeración de los componentes también coincide con la de las subpoblaciones mencionadas en el texto, pero no siempre ocurre de esta manera.

Sin embargo, aunque todas estas afirmaciones podrían indicar que las capas tipo A corresponden a depósitos piroclásticos de caída proximales, éstas mismas tienen características que indican que su mecanismo de transporte podría realmente explicarse como una transformación por gravedad de una oleada basal muy proximal a la fuente (i.e. flujo bipartito; Walker, 1984; Valentine, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz, 1998). Sohn y Chough (1989) y Chough y Sohn (1990), reportaron en las *facies* proximales de los depósitos de oleadas basales secas de los anillos de toba de Suwolbong y Songaksan (Isla Cheju, Corea) capas con características similares a las descritas para las tipo A de Joya La Alberca, y las denominaron como *facies* de toba lapillítica desorganizada. Estas *facies* se caracterizaban principalmente por su cercanía a la fuente, por ser gruesas, tener una base plana o lenticular y ocasionalmente erosiva, ser matriz o clasto-soportadas, donde en el segundo caso estaban empobrecidas en fragmentos tamaño ceniza media a fina, y porque algunas de estas contenían clastos de gran tamaño en su parte media y una delgada zona con gradación inversa a la base. De acuerdo con los autores, los depósitos predominantemente caóticos, como las capas tipo A, en las zonas proximales o a la base de una secuencia freatomagmáticas generalmente sugieren un evento rápido de sedimentación en suspensión por una alta concentración de partículas o se pueden interpretar como la depositación rápida desde un flujo denso y posiblemente laminar con poca tracción.

A pesar de esto, una oleada basal generada poco tiempo después de la erupción es altamente turbulenta y está completamente expandida y uniformemente mezclada debido a su empuje explosivo inicial y alta energía térmica (Moore, 1967; Waters y Fisher, 1971; Cas y Wright, 1987). Así, a pesar de esta inconsistencia, la explicación para el emplazamiento proximal de un depósito con las características de las capas tipo A (i.e. toba lapillítica desorganizada; Chough y Sohn, 1990), estaría relacionado, como se había mencionado anteriormente, a la transformación por gravedad de la oleada basal en su zona proximal, una vez que la turbulencia intensa inicial haya empezado a disminuir, en un flujo basal denso y laminar suprayacido por una suspensión diluida y turbulenta. Es decir, las capas tipo A se podrían haber formado por la depositación de la parte basal de una oleada basal *bipartita* proximal (Walker, 1984; Valentine, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz, 1998).

En este contexto, restarían cinco aspectos por mencionar: 1) El primer aspecto consiste en que los clastos de subangulares a angulares que se observan comúnmente en las capas tipo A, podrían ser interpretados como fragmentos “flotantes”, que, junto con la gradación inversa ocasional, serían evidencia del impedimento para el asentamiento de las partículas, la flotabilidad y la presión de dispersión proporcionada por el cizallamiento de la suspensión de alta concentración (Low, 1976; Chough y Sohn, 1990). Además, la presencia de este tipo de fragmentos en las capas tipo A, podría interpretarse como un nivel de enriquecimiento en fragmentos accidentales tamaño bloque-bomba, los cuales, además de ser comunes en depósitos de oleadas basales, podrían estar asociados con la migración sistemática de la fuente a lo largo de una fisura (Sohn y Chough 1989; White y Ross, 2011; Jordan et al., 2013; Graettinger et al. 2015; Smith y Németh, 2017). 2) La leve influencia de la tracción y el comportamiento laminar en el transporte y acumulación de las capas tipo A se ve reflejada tanto en la estratificación plano-paralela incipiente y en la gradación inversa ocasional, como en los contactos basales localmente erosivos. 3) La teoría de depositación de las capas tipo A explica las semejanzas que se habían descrito anteriormente entre éstas y los depósitos piroclásticos de caída proximales, pero, a su vez, éstas se ven favorecidas por la proximidad a la fuente, por el hecho de que los componentes principales de los depósitos freatomagmáticos sean más densos y por ende se depositen más cerca a la fuente, y porque, según el modelo de Sohn y Chough (1989), las *facies* masivas proximales de una oleada basal se depositan por caída debido a la alta concentración de

partículas en suspensión, ya que ésta inhibe la turbulencia o tracción en la base de la corriente durante las etapas tempranas. 4) La afirmación de que las capas tipo A corresponden a las *facies* masivas proximales de una oleada basal “seca”, se puede observar en el diagrama de la figura 6.16, donde los valores de Md_ϕ y σ_ϕ de las capas tipo A, a las *facies* de una oleada basal que más se asemejan, es a los de las masivas (Sheridan y Wohletz, 1983; Fig. 6.16). 5) Por último, teniendo en cuenta el espesor importante y la buena extensión lateral que las capas tipo A tienen a lo largo de las secciones expuestas del anillo piroclástico, se podría interpretar que posiblemente cada una de éstas fue el resultado de pulsos freatomagmáticos relativamente violentos (Cas y Wright, 1987; Chough y Sohn, 1990; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz, 1998; White y Ross, 2011).

Interpretación capas tipo B: En primer lugar, aunque las capas tipo B comparten múltiples características texturales con las capas tipo A, principalmente un valor menor en el tamaño de grano promedio y en el espesor de las primeras permite que sea posible diferenciarlas con relativa facilidad. Esto último ocurre debido a que no hay variaciones importantes en la naturaleza de los componentes

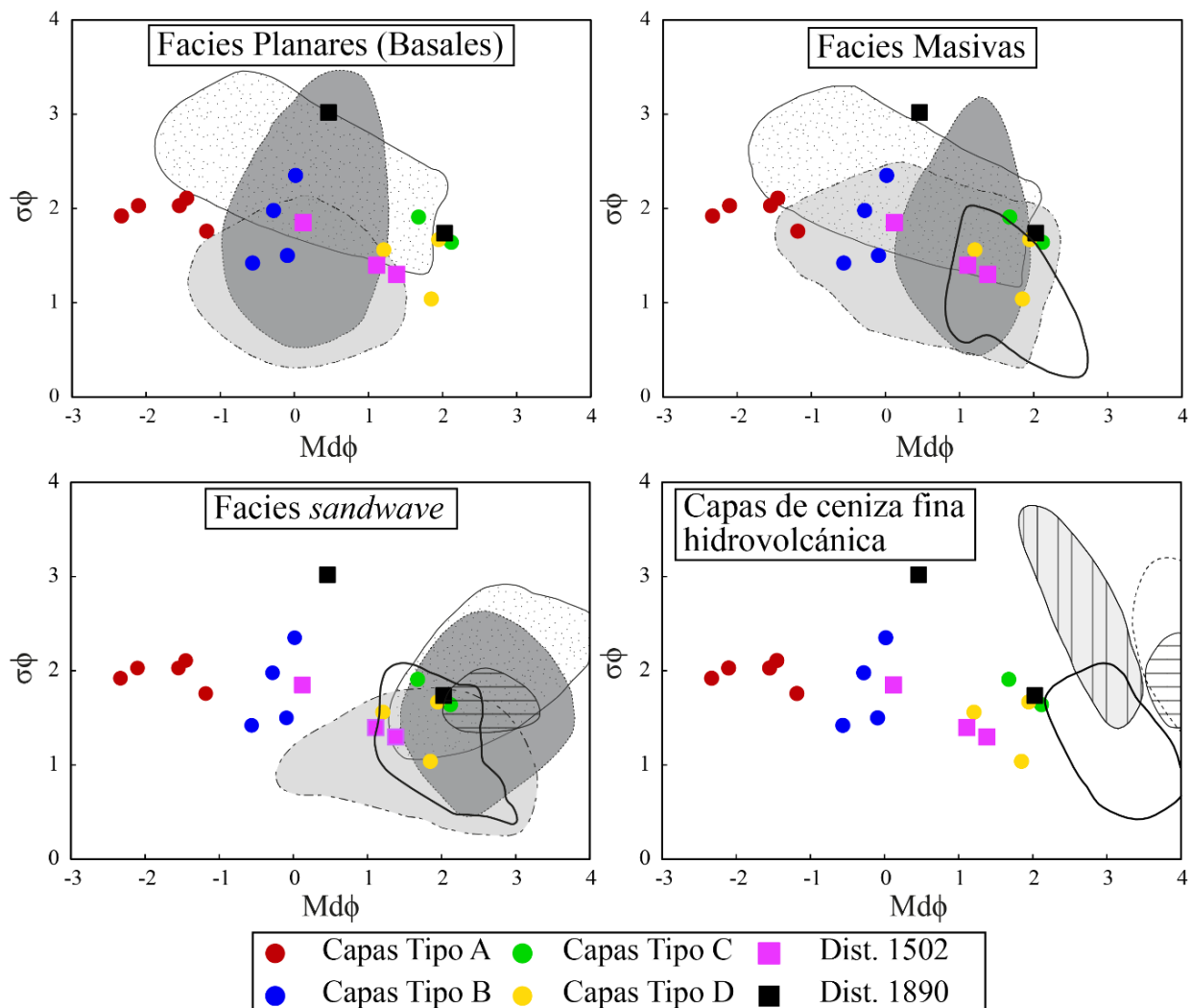


Figura 6.16. Diagramas de tamaño de grano promedio (Md_ϕ) y la selección (σ_ϕ) en el que se ubican las muestras de los depósitos freatomagmáticos (proximales y distales) del cráter Joya La Alberca analizadas en la presente tesis respecto a los campos propuestos por Sheridan y Wohletz (1983) para cada una de las *facies* de los depósitos de oleadas (planares, masivas, *sandwave* y capas de ceniza fina hidrovulcánica). Los campos en cada diagrama fueron construidos a partir de los datos de volcanes y erupciones diferentes. (Consultar Sheridan y Wohletz (1983) para diferenciar de qué localidad proviene cada uno de los campos).

presentes en los dos tipos de capas, y por ende en su densidad, y tampoco se ven evidencias que indiquen de manera clara que se depositaron a partir de flujos con una concentración de partículas contrastante. Así, a pesar de que haya algunas semejanzas texturales entre las capas tipo A y B que podrían indicar mecanismos de transporte y acumulación similares, en particular, el hecho de que las capas tipo B tengan una granulometría más fina deriva en la interpretación de que es más probable que hayan sido considerablemente diferentes (cf. Walker, 1984; Lirer et al., 1996; Wohletz, 1998). En este sentido, los diagramas presentados anteriormente también resaltan las diferencias entre las características granulométricas de las capas tipo B y las capas tipo A de una manera clara. Para empezar, las capas tipo B tienen una curva de frecuencia acumulada que indica que la mayor cantidad de partículas en estas capas corresponden a fracciones de tamaños de grano intermedias, y, en lugar de tener el alto contenido en fracciones gruesas que caracterizaba a las capas tipo A, presentan valores acumulados bajos en estas fracciones hasta un punto de inflexión en la curva entre -2 y -1ϕ a partir del cual la pendiente de la curva aumenta considerablemente hasta fracciones entre 1 y 2ϕ donde disminuye nuevamente (Fig. 6.12A). De igual manera, los diagramas de Houghton et al. (2000) y Walker (1971, 1984) muestran que las capas tipo B tienen características que no se asemejan ni en su tendencia ni en sus valores a los depósitos piroclásticos de caída, en general ni freatomagmáticos (Fig. 6.13), como se observó en las capas tipo A, y que, por el contrario, sus valores son más próximos a los de las oleadas piroclásticas y hasta ligeramente al campo de los depósitos generados por flujos piroclásticos (al empeorar su selección; Fig. 6.14).

De esta manera, a partir de la deconvolución de las curvas de distribución granulométrica de las muestras de las capas tipo B, se pudo observar que los tres componentes en general representan de manera coherente la geometría de las curvas de distribución de las mezclas (i.e. muestras de las capas tipo B), y se pudieron dividir en dos subgrupos: capas tipo B1 (VS-1883-B y VS-1884-A) y tipo B2 (VS-18105B y VS-18106B2). Esta subdivisión se basó en que las primeras presentan una distribución más polimodal que las segundas y su deconvolución requirió de los tres componentes, mientras que las segundas se acercan más hacia una distribución normal y su mezcla se puede representar únicamente con dos subpoblaciones (Fig. 6.17). De esta manera, aplicando la misma metodología que se usó para la descripción de las subpoblaciones y su relación con los mecanismos de transporte y acumulación en las muestras de las capas tipo A, donde se utilizaron las modas y la desviación estándar para separar las subpoblaciones y se dio prioridad a la frecuencia sobre el orden de componentes que arrojaba DECOLOG 6.0, se mencionarán los posibles modos de transporte y acumulación asociados a las muestras de las capas tipo B.

Así, de acuerdo con la deconvolución presente en la figura 6.17, se podría interpretar que las capas tipo B1 tuvieron la influencia de al menos tres mecanismos de transporte y acumulación. El primero, y el más predominante, fue por tracción, seguido de un componente mucho menor de saltación y finalmente, otro, incluso menor, y, por ende, sin una influencia determinante, por trayectoria balística (Fig. 6.17; Lirer et al., 1996; Wohletz, 1998). Por el contrario, las capas tipo B2, presentaron dos subpoblaciones dentro del espectro del mecanismo de transporte y acumulación por tracción, pero la más importante tiene una moda entre -0.7 y -0.54ϕ , mientras que la otra está entre -2.43 y -3.0ϕ . Así se podría interpretar que estas capas, al igual que las tipo B1, se transportaron y depositaron principalmente por tracción, pero, debido a la ligera asimetría de las curvas de las subpoblaciones, la influencia de mecanismos como saltación y trayectorias balísticas fue considerablemente más limitada. De igual manera, el hecho de que las capas tipo B2 tengan una selección considerablemente mejor que las tipo B1, podría ser interpretado como que al momento del transporte y la acumulación por tracción de las capas tipo B2, probablemente no existieron otros mecanismos simultáneos de transporte y fragmentación de piroclastos que fueran influyentes, por lo que la tracción pudo generar

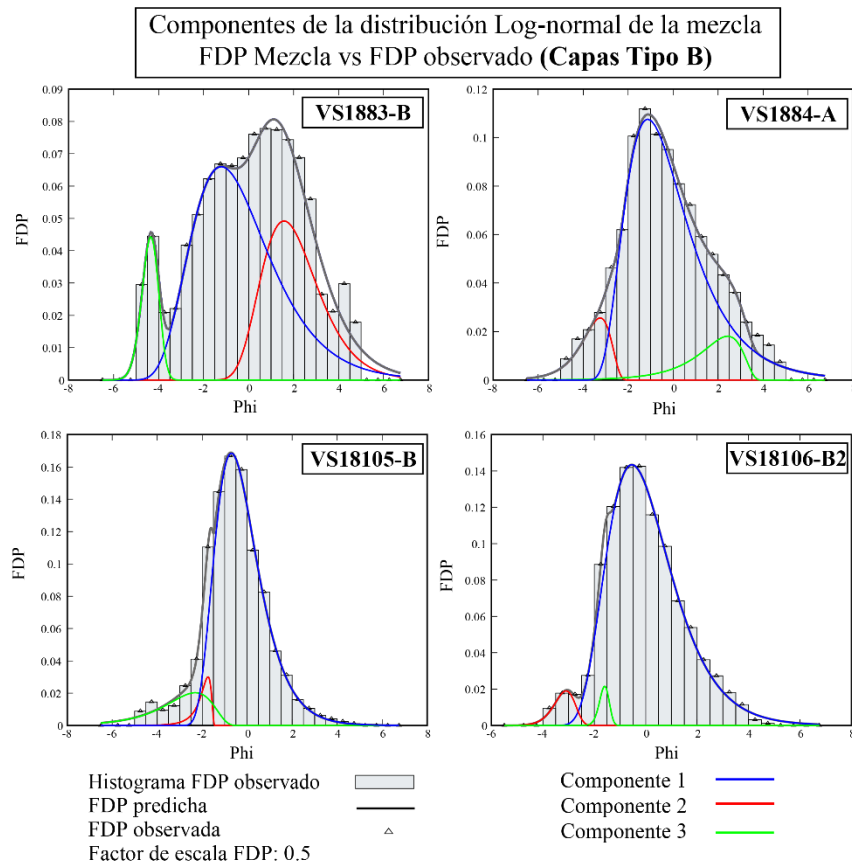


Figura 6.17. Resultados de la deconvolución a tres componentes (log-normal) principales de la mezcla granulométrica, realizada mediante el *software* DECOLOG 6.0 (Borselli y Sarocchi, 2019), de las muestras de las capas tipo B. En este caso, la numeración de los componentes no coincide en todos los casos con la de las subpoblaciones mencionadas en el texto, sino que estas se describieron según la ubicación de sus modas y no por el orden de componentes que arrojó el *software*.

una buena selección hidráulica de las partículas (Lirer et al., 1996; Dellino et al., 2004). Además de esto, otra hipótesis para interpretar estas diferencias granulométricas sería que en los eventos a partir de los cuales se generaron las capas tipo B1 hubo un mayor reciclaje de fragmentos, es decir, una fragmentación secundaria más eficiente (Sheridan y Wohletz, 1983; Jordan et al., 2013; White y Valentine, 2016). De esta manera, lo más probable es que tanto las capas tipo B1 como las capas tipo B2 se derivaran de la sedimentación de la carga de fondo de una oleada piroclástica seca en zonas proximales (Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohletz, 1998), por lo que, en principio, su transporte y acumulación debería haber sido similar al de las capas tipo A. Sin embargo, debido a que en las capas tipo B se observaron estructuras de tracción mejor desarrolladas que en las tipo A, se podría decir que la oleada piroclástica seca de la cual se derivaron las primeras fue el resultado de un evento con un reciclaje de partículas más (fragmentación secundaria) más eficiente, pero ligeramente más discreto (volumen), que permitió una carga de fondo levemente menos concentrada y mejor seleccionada principalmente por tracción. Esto último es coherente con el mayor gado de selección de las capas tipo B respecto al tipo A.

Por último, los lentes clasto-soportados observados en las capas tipo A y B, podrían ser interpretados como depositación de la carga de fondo dentro de una pequeña huella de impacto que dejó algún fragmento balístico al “rebotar” (p.ej. Gençalioglu-Kuşcu et al., 2007) o como inestabilidades generadas por ligera tracción en la corriente donde se concentraron partículas con características hidráulicas similares, a partir, principalmente, de la segregación de clastos con interfases de densidad similares (cf. Mackaman-Lofland et al., 2014). Así, teniendo en cuenta todo lo discutido hasta este punto, y la ubicación y tendencia de las capas tipo B en el diagrama de discriminación de *facies* (Fig. 6.16) propuesto por Sheridan y Wohletz (1983), estas capas podrían corresponder en particular a las *facies* planares de una secuencia generada por una oleada piroclástica seca. Por lo que, con base en

esta interpretación y el hecho de que las capas tipo A, a su vez, se asemejan a *facies* masivas, se podría concluir que muy posiblemente la secuencia freatomagmática que aflora en la parte sur del cráter Joya La Alberca, corresponde a la zona de transición entre las *facies* masivas y planares más proximales dentro del modelo propuesto por Sohn y Chough (1989).

Interpretación capas tipo C: a pesar de que dentro de la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico del cráter Joya La Alberca las capas de granulometría más gruesa en general predominan, las capas tipo C y D resaltan debido a su granulometría considerablemente más fina, a su deformación plástica (i.e. huellas de impacto), a su endurecimiento (capas tipo D), a sus estructuras sedimentarias y a su pequeño espesor. Así mismo, como se ha mencionado anteriormente, la diferencia entre las capas tipo C y D es que las segundas tienen un grado de endurecimiento importante, frecuentemente rellenan las irregularidades del tope del depósito sobre el que se emplazan, y presentan lapilli acrecional, mientras que las primeras son deleznable y tienen típicamente un mayor espesor. En este sentido, los diagramas presentados al inicio de esta sección (Figs. 6.12 - 6.14) son coherentes con las marcadas diferencias descritas anteriormente. Para comenzar, el diagrama de frecuencia acumulada muestra el notable enriquecimiento en fragmentos finos que tienen las capas tipo C y D respecto a los tipos A y B, donde en particular las capas tipo C tienen una cantidad mayor de partículas en estas fracciones (Fig. 6.12). Por otra parte, los diagramas de Houghton et al. (2000) y Walker (1971, 1984) muestran que las capas tipo C y D tienen características granulométricas que no corresponden a depósitos de caída relacionados a interacciones freatomagmáticas con razones bajas de agua:magma (Fig. 6.13), sino que son similares a las de los depósitos derivados de oleadas piroclásticas (Fig. 6.14).

Adicionalmente, es importante aclarar que, a pesar de que las capas tipo C y D tienen características que indican presencia de vapor de agua condensado (i.e. vapor húmedo; Sheridan y Wohletz, 1981) durante su transporte y acumulación, como las huellas de impacto y la presencia de lapilli acrecional en ambos tipos de capas y el grado de endurecimiento, la morfología y la presencia de lapilli acrecional más abundante únicamente en las capas tipo D, no es posible relacionar su origen con la depositación desde oleadas basales húmedas *sensu stricto* (Waters y Fisher, 1971; Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz, 1998) como se había planteado inicialmente a partir del trabajo de campo. Esto, debido a que las capas en cuestión no presentan las características texturales típicas observadas en depósitos generados por oleadas basales húmedas, las cuales corresponden, incluso en zonas proximales, a un alto grado de endurecimiento (debido a la hidratación del vidrio volcánico basáltico; i.e. palagonitización), estratificación poco desarrollada dominada por capas masivas y muy pobremente seleccionadas, a deformación plástica, presencia de *lapilli* acrecional abundante y estratificación cruzada ocasional, pero con alto grado de inclinación (<25°). En este sentido, la diferencia principal entre las características de las capas tipo C y D respecto a las que típicamente presentan depósitos de oleadas basales húmedas, radica en que mientras las primeras muestran claras evidencias de turbulencia, las segundas se forman a partir de fluidos trifásicos, constituidos por vapor seco, pequeñas gotas de agua y partículas sólidas, en los que la humedad genera una alta cohesividad entre partículas, y, por lo tanto, un nivel de turbulencia bajo (Sheridan y Wohletz, 1981; Walker, 1984; Cas y Wright, 1987; Frazzetta et al., 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000). Así, teniendo en cuenta que las claras diferencias texturales (p.ej. granulométricas y grado de endurecimiento), morfológicas y de espesor entre las capas tipo C y D indican procesos de transporte y acumulación diferentes (p.ej. Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987), al menos ligeramente, la interpretación de cada una de estas capas se debe hacer por separado.

En primer lugar, las observaciones de campo y los resultados de la componentría permitieron establecer que las capas tipo C presentan solo dos características que podrían ser asociadas con

presencia de vapor de agua condensado durante las etapas sin- y post-deposicionales, tales como lapilli acrecional ocasional (en muy baja cantidad) y huellas de impacto (i.e. deformación dúctil); esto podría ser interpretado como evidencia de que, si bien la presencia de humedad influyó en el transporte, acumulación y preservación de las partículas que conforman este tipo de capas, no fue tan preponderante o relevante como en el caso de las capas tipo D (p.ej. Frazzetta et al., 1987; Jordan et al., 2013; Ort et al., 2018). De acuerdo con esto, la deconvolución de las curvas de distribución granulométrica de las capas tipo C indica que la subpoblación más abundante de partículas pudo haber sido transportada por saltación y suspensión intermitente ($Mod_1 = 2.66-2.47 \phi$), seguida por una subpoblación secundaria posiblemente transportada principalmente por suspensión ($Mod_2 \sim 4 \phi$), y finalmente, por un componente considerablemente menor posiblemente por tracción ($Mod_3 \sim 3.4 \phi$; Fig. 6.18). Esto es coherente con las características sedimentarias de las capas tipo C, por ejemplo: 1) la gradación muy poco desarrollada en estas capas confirma que la tracción y/o caída directa tuvieron una influencia menor en el transporte y acumulación de las partículas. 2) Los contactos ondulantes únicamente localmente erosivos y la presencia de estratificación/laminación cruzada en las capas tipo C, así como su morfología tabular relativamente constante, su buena selección, y el hecho de que su espesor ocasionalmente aumente al rellenar las irregularidades del terreno, son coherentes con el poder erosivo relativamente bajo que tendría una corriente de densidad piroclástica lo suficiente diluida y rápida como para que predominen la saltación y la suspensión intermitente como medios de transporte y selección (i.e. zona límite de flujo dominada por tracción; cf. Branney y Kokelaar, 2002). En particular, la buena selección de los depósitos es coherente con la eficiencia de la saltación y la suspensión intermitente como medios principales de selección hidráulica de las partículas (cf. Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Branney y Kokelaar, 2002; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013). 3) Finalmente, la subpoblación con moda más fina ($Mod_2 \sim 4 \phi$) y, por tanto, la que posiblemente fue transportada por suspensión, podría estar relacionada a procesos de deposición por caída directa (i.e. zona límite de flujo dominada por caída directa; Branney y Kokelaar, 2002).

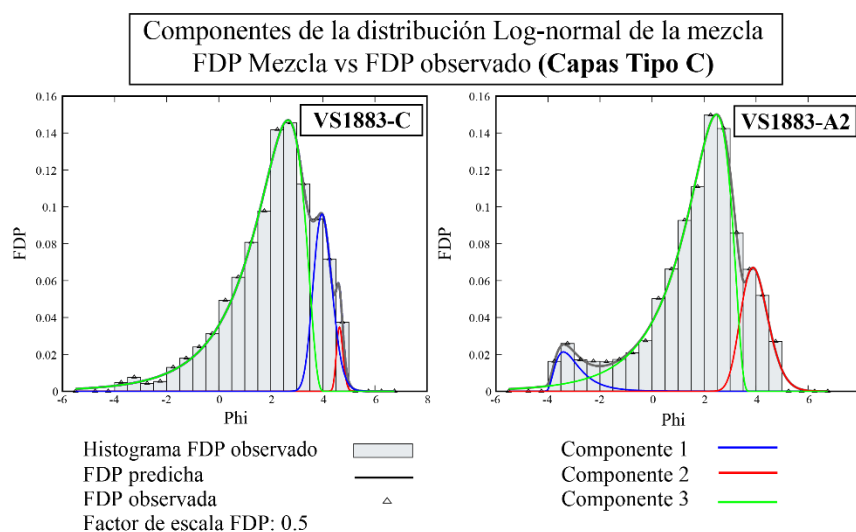


Figura 6.18. Resultados de la deconvolución a tres componentes (log-normal) principales de la mezcla granulométrica de las muestras de las capas tipo C. En este caso, la numeración de los componentes no coincide en todos los casos con la de las subpoblaciones mencionadas en el texto, sino que éstas se describieron según la ubicación de sus modas y no por el orden de componentes que arrojó el *software*.

Respecto a la presencia de la subpoblación con tamaño de grano más fino, debido a que las capas tipo C fueron descritas en zonas proximales como clasto-soportadas y bien seleccionadas, se puede interpretar que no se formó como matriz, es decir, por fragmentación secuencial durante el

movimiento de la oleada basal (Wohletz, 1989). Así, teniendo en cuenta esto, se pueden contemplar dos escenarios. El primero, y el más común, es en el que la subpoblación más fina hace parte de la mezcla que compone los depósitos que presentan características predominantes de depositación a partir de una oleada basal, mientras que el segundo escenario corresponde a las zonas ocasionales (de las capas tipo C) donde características como la presencia de agregados de ceniza esféricos, el espesor relativamente constante de los depósitos y su carácter masivo, indican intervalos de tiempo cortos donde posiblemente predominó la depositación por caída directa (Lirer et al.1996; Branney y Kokelaar, 2002; van Eaton y Wilson, 2012; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013).

Para empezar, el primer escenario podría explicarse de dos maneras que no son mutuamente excluyentes. La primera posibilidad contempla que los fragmentos finos corresponden a la heterogeneidad granulométrica del *jet* freatomagmático y a una segregación incompleta de las partículas finas tanto en el *jet*, como posteriormente en la oleada basal. Es decir, debido a que las capas tipo C se encuentran en zonas proximales y aunque estos depósitos presentan una buena selección, ciertas cantidades de fragmentos finos no pudieron segregarse hacia las zonas superiores del *jet* freatomagmático y quedaron “atrapadas” dentro de la población con mayor tamaño de grano. Posteriormente, estas últimas, debido a su densidad, conformaron la carga de base de la porción del *jet* que colapsó y formó la oleada basal, y, debido a su poco transporte, no permitieron que la fracción fina “atrapada” se pudiera segregar antes de su depositación. Por su parte, la segunda posibilidad, dentro del primer escenario, se basa en el hecho de que las variaciones en las condiciones hidráulicas (concentración y velocidad) de la zona basal de una corriente de densidad pueden generar diferentes regímenes de acumulación intergradacionales entre sí (i.e. agradación; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002). Así, la subpoblación más fina se pudo depositar durante pequeños intervalos en los que la velocidad de la corriente disminuyó lo suficiente como para permitir que estas partículas se depositaran, y su decantación no fuera demorada o impedida por las corrientes turbulentas propias de la oleada piroclástica basal. Posteriormente, esta subpoblación fina sería mezclada con partículas más gruesas debido a un nuevo aumento en la velocidad y concentración de la misma oleada basal, o a una nueva derivada de un pulso freatomagmático posterior (Brown et al., 2010). Por último, dentro de las dos posibilidades del primer escenario, la preservación de las estructuras sedimentarias indica una depositación rápida y sin erosión posterior importante (Valentine y Fisher, 2000), como se ha descrito para una corriente diluida (i.e. baja concentración de partículas) seca generada por un pulso freatomagmático (Waters y Fisher, 1971; Walker, 1984; Frazzetta et al., 1987; Branney y Kokelaar, 2002). Además, teniendo en cuenta la cercanía a la fuente, la presencia de la pequeña subpoblación transportada por tracción podría estar relacionada a balísticos incorporados por la base de la corriente de densidad durante su movimiento lateral (Lirer et al., 1996; Dellino et al., 2004; Jordan et al., 2013).

Por otra parte, como se mencionó antes, al contrario del primer escenario donde la subpoblación más fina hace parte de un depósito con evidencias predominantes de depositación por una oleada basal, el segundo indica la presencia de condiciones óptimas para la depositación de esta misma subpoblación, pero por caída directa. En este escenario, el hecho de que las estructuras sedimentarias que indican depositación dominada por caída directa ocasionalmente tengan un mayor grado de desarrollo y preservación, si bien podría indicar un origen similar al mencionado en la segunda posibilidad del primer escenario (i.e. variaciones en las condiciones hidráulicas de la zona basal de una oleada basal), se diferenciaría en que para el segundo escenario las condiciones óptimas para la depositación dominada por caída directa estuvieron presentes por periodos de tiempo ligeramente más largos y que no hubo una erosión posterior significativa (Brown et al., 2010; van Eaton y Wilson, 2012). Adicionalmente, teniendo en cuenta que al igual que en el primer escenario, en este caso los finos no presentan una segregación en el depósito, y que los agregados de ceniza esféricos sí son ligeramente

más abundantes hacia su parte superior, podría indicar que en ambos escenarios la subpoblación más fina podría haberse decantado desde la nube superior de la oleada basal que viaja más lentamente y con una concentración considerablemente menor (p.ej. Cas y Wright, 1987; Sheridan y Wohletz, 1979; Sohn y Chough, 1989; Wohletz, 1998; Houghton et al., 2000; Branney y Kokelaar, 2002) o posiblemente desde una zona de sombrilla incipiente asociada a una columna eruptiva pequeña poco desarrollada simultánea a las oleadas basales (Lirer et al.1996; Dellino et al., 2004; van Eaton y Wilson, 2012; Jordan et al., 2013; Houghton et al., 2015; Ort et al., 2018). En particular, el hecho de que el carácter masivo y la presencia de agregados de ceniza esféricos en las capas tipo C sean ocasionales (segundo escenario), podría ser evidencia de que la depositación de la subpoblación más fina, independientemente de que se haya decantado desde la parte más superior de una oleada basal o desde una incipiente zona de sombrilla, ocurrió simultáneamente con el paso de una corriente (o una parte de ella) con una concentración y velocidad lo suficientemente bajas como para no impedir del todo la depositación por caída directa relativamente continua (i.e. carácter masivo ocasional) ni fragmentar los agregados de ceniza (Brown et al., 2010, 2011; van Eaton y Wilson, 2012).

En conclusión, a pesar de que las capas tipo C presentan estructuras que indican turbulencia predominante durante su depositación (p.ej. estratificación/laminación cruzada y relleno de irregularidades superficiales), ocasionalmente estas mismas tienen características que denotan la presencia de vapor condensado (i.e. húmedo; Sheridan y Wohletz, 1981) en las etapas sin y post-deposicionales. En particular, los agregados de ceniza ocasionales son evidencia de la presencia de humedad durante el emplazamiento de estas capas (Cas y Wright, 1987; Brown et al., 2010, 2011; van Eaton y Wilson, 2012; Houghton et al., 2015), mientras que la deformación plástica (i.e. huellas de impacto) y la textura tipo coliflor de las bombas juveniles lo son de su conservación en instancias posteriores a su depositación (Lorenz, 1974; Gençalioglu-Kuşcu et al., 2007; Jordan et al., 2013; Saucedo et al., 2017); por lo que, teniendo en cuenta que las segundas son considerablemente más abundantes que los primeros, se podría confirmar que posiblemente la influencia de la humedad en las características de las capas tipo C ocurrió principalmente durante las etapas post-deposicionales y, por ende, se podría confirmar que su efecto en la turbulencia durante el transporte lateral de la oleada basal fue despreciable. Así, se podría interpretar que las capas tipo C se formaron principalmente a partir de oleadas basales que contenían la cantidad de humedad suficiente como para desarrollar algunas características relacionadas con la cohesión entre partículas durante y después su emplazamiento, pero no para inhibir la turbulencia y el desarrollo de la saltación y la suspensión intermitente como los mecanismos dominantes de transporte, selección y acumulación de partículas.

Finalmente, la presencia de una subpoblación secundaria de fragmentos con tamaño de grano más fino dentro de las capas tipo C, sumada a la existencia ocasional tanto de agregados de ceniza esféricos como de un carácter masivo en estas capas, permitirían concluir que, aunque el transporte y la acumulación de las partículas que derivaron en las capas tipo C ocurrió principalmente a partir de una oleada piroclástica basal, podrían haber sido más complejos debido a que posiblemente involucraron procesos similares a los relacionados a las “oleadas basales modificadas por caída” (Cas y Wright, 1987; Cas, 1989; Dellino, 2004; van Otterloo et al., 2013).

Interpretación capas tipo D: En primer lugar, como se ha mencionado anteriormente, las capas tipo D se diferencian de las tipo C debido a que presentan características sedimentarias comúnmente relacionadas con “humedad” (sin y post-deposicional) más abundantes y mejor desarrolladas. En particular, la diferencia entre estos dos tipos de capas se puede evidenciar de manera clara debido a que las tipo D presentan un contenido mayor de agregados de ceniza y un grado de endurecimiento considerablemente mayor. Respecto a la mayor abundancia de agregados de ceniza, es importante

aclarar que en las capas tipo D no solo se observó durante la realización de la componentría de los depósitos (Fig. 5.33), como en el caso de las capas tipo C, sino también, al menos, en algunos afloramientos de la parte basal del anillo piroclástico del maar Joya La Alberca. En esta parte del anillo piroclástico, se observaron agregados de ceniza no fracturados tipo *lapilli* acrecional, y en menor medida *pellets* de ceniza, con diámetros máximos entre 0.3 y 0.5 cm (entre *lapilli* medio y *lapilli* fino) que aumentaban en cantidad hacia el tope del depósito, y aunque generalmente estaban en una textura matriz-soportada, ocasionalmente se observaron zonas donde los *pellets* de ceniza presentaban coalescencia (Fig. 5.22; Brown et al., 2010, 2011; van Eaton y Wilson, 2012).

Por otra parte, de acuerdo con el análisis granulométrico realizado, las capas tipo D tienen un tamaño de grano promedio ligeramente más grueso que las tipo C debido a que éste está entre ceniza fina y ocasionalmente hasta ceniza media (i.e. 2 y 3 ϕ y hasta 1 ϕ ; Fig. 6.12). Sin embargo, esto no es coherente con la mayor cantidad de estructuras relacionadas a “humedad” sin- y post-deposicional de las capas tipo D observadas en campo, ni con los resultados de la componentría de estas mismas, ya que comúnmente la cohesión causada por fuerzas hidrostáticas y electrostáticas entre partículas transportadas en ambientes con cantidades importantes de vapor condensado (i.e. humedad), depende en gran medida de la presencia predominante de partículas con tamaños de grano más fino (Cas y Wright, 1987; Frazzetta et al., 1987; Brown et al., 2010, 2011; van Eaton y Wilson, 2012; Houghton et al., 2015). Así, con base en las observaciones de campo y en la componentría de los depósitos (Fig. 5.33), esta diferencia granulométrica entre las capas tipo D y las tipo C, en realidad podría estar asociada precisamente a una mayor cantidad (wt.%) de partículas finas en las primeras, que, con las condiciones óptimas de humedad y baja turbulencia, resultó en un aumento en la formación y depositación de agregados de ceniza que alcanzaron tamaños de hasta ceniza media (observados en componentría; Fig. 5.33) y *lapilli* medio (observados en campo; Fig. 5.22). Esta característica ha sido descrita por Walker (1984) como un empobrecimiento en partículas finas en depósitos de oleadas basales húmedas causada por un mayor grado de acreción entre partículas tamaño ceniza fina a extremadamente fina. Por esto, se podría interpretar que en realidad muy posiblemente las capas tipo D tienen un tamaño de grano promedio menor (mayor en unidades de ϕ) y una cantidad de fragmentos finos mayor que las capas tipo C, o, en su defecto, que de hecho no hay una diferencia granulométrica apreciable entre las partículas que conforman estos dos tipos de capas.

En este contexto, debido a que los histogramas granulométricos de las capas tipo D están evidenciando en realidad una amplia influencia por parte de la acreción de partículas finas, la deconvolución de la curva de distribución de frecuencia de estas capas (Fig. 6.19), si no se analizan teniendo en cuenta el proceso mencionado anteriormente, podría resultar en interpretaciones erróneas sobre los mecanismos de transporte y acumulación. Así, la deconvolución de las curvas granulométricas de las capas tipo D, a diferencia de las capas tipo A, B y C, muestran una mayor cantidad de subpoblaciones, las cuales, se pueden agrupar según su moda, rango granulométrico y abundancia (i.e. frecuencia), al menos, en 5 principales (Fig. 6.19): 1) Mod₁ = 2.5 ϕ (rango: 1.5 - >4 ϕ), 2) Mod₂ = 1-1.75 ϕ (rango: -0.5 - >4 ϕ), 3) Mod₃ = 3.5-2 ϕ (rango: -2 - 4 ϕ), Mod₄ = -1 ϕ (rango: -3 - 4 ϕ) y 5) Mod₅ = 3.75 ϕ (rango: 3.5 - >4 ϕ). De esta manera, aunque esta mayor cantidad de subpoblaciones se podría interpretar como la coexistencia de múltiples mecanismos de transporte y acumulación, la gran influencia de la acreción de partículas finas en la granulometría de los depósitos descrita anteriormente, sumada a que otras características sedimentaras como un contacto basal no erosivo, un carácter masivo y un espesor relativamente constante que comúnmente mantiene la superficie de depositación, están en mayor cantidad y mejor desarrolladas en las capas tipo D respecto a las capas tipo C, permitirían interpretar que el transporte por suspensión (intermitente y continua) y la acumulación por caída directa, ejercieron una influencia considerablemente mayor en la formación

de las primeras (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Houghton et al., 2015).

Adicionalmente, la gradación poco desarrollada o nula en las capas tipo D y las texturas de depositación de los agregados de ceniza observadas en campo, apoyan la interpretación de que la acumulación por caída directa cumplió un rol más determinante en la formación de estas capas que en la de los otros tres tipos descritos en el anillo piroclástico de Joya La Alberca. Esto, debido a que la gradación en las zonas proximales donde predomina la acumulación a partir de oleadas basales comúnmente está asociada a procesos de tracción (Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Branney y Kokelaar, 2002), y a que las texturas de acumulación de los agregados de ceniza observados, si bien son coherentes con depositación proximal dominada por el emplazamiento de oleadas basales (i.e. corrientes de densidad piroclásticas diluidas), indican también la presencia de condiciones de caída directa óptimas, en ambientes húmedos, por periodos de tiempo no despreciables (cf. Brown et al., 2010, 2011; van Eaton y Wilson, 2012; Houghton et al., 2015). Así mismo, estas texturas, junto con el alto grado de endurecimiento que presentan las capas tipo D, también apoyan la presencia de un ambiente con mayor humedad en las etapas sin- y post-depositacionales de estas últimas respecto a las de las capas tipo C (p.ej. Saucedo et al., 2017).

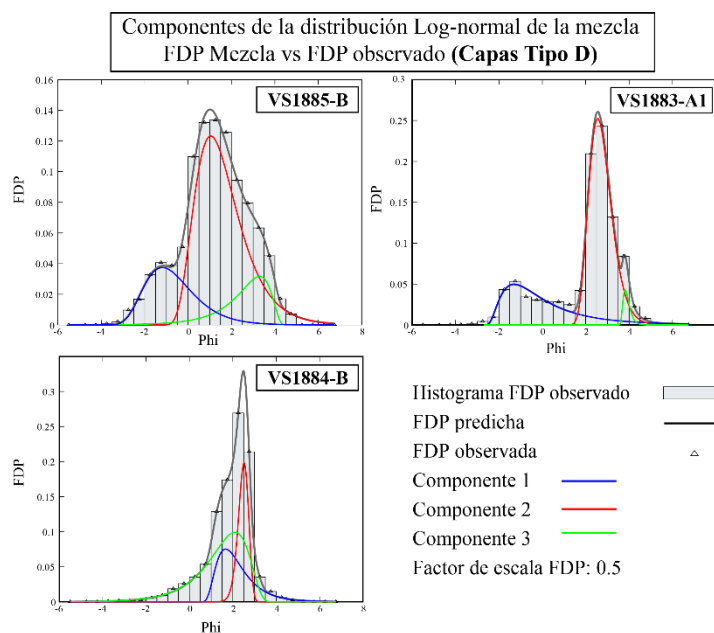


Figura 6.19. Resultados de la deconvolución a tres componentes (log-normal) principales de la mezcla granulométrica de las muestras de las capas tipo D. En este caso, la numeración de los componentes no coincide en todos los casos con la de las subpoblaciones mencionadas en el texto, sino que estas se describieron según la ubicación de sus modas y no por el orden de componentes que arrojó el *software* (ver texto para explicación detallada).

Así, teniendo en cuenta que la componentría y el trabajo de campo permiten concluir que posiblemente la abundancia (wt.%) de agregados de ceniza aumenta considerablemente con la fracción granulométrica (Fig. 5.33), se podría interpretar que, aunque la predominancia de estructuras relacionadas a movimiento lateral y la proximidad a la fuente no permiten despreciar la presencia de fracciones con diferentes tamaños de granos pero no asociadas a procesos de acreción de partículas finas, las subpoblaciones obtenidas en la deconvolución (Fig. 6.19) podrían estar indicando también diferentes trayectorias de acreción. Así, por ejemplo, los agregados de ceniza dentro de las subpoblaciones más gruesas podrían estar relacionados a historias de acreción más complejas

(afectadas por corrientes turbulentas poco concentradas porque mantuvieron su forma esférica) y largas, o también podrían estar involucrando la acreción de partículas ligeramente más grandes (Brown et al., 2010, 2011; Van Eaton y Wilson, 2012; Houghton et al., 2015). Por su parte, las capas tipo D que presentan la mejor selección (VS-1884B; Fig. 6.19), podrían estar evidenciando trayectorias de acreción/depositación más simples, o que los agregados de ceniza se podrían haber vistos desintegrados durante el tratamiento de la muestra previo al proceso de tamizado en seco (Brown et al., 2010; Houghton et al., 2015).

Por otro lado, no se debe perder de vista que, aunque respecto a las capas tipo C las tipo D presenten estructuras más abundantes y mejor desarrolladas relacionadas con depositación por caída directa y una gran cantidad de humedad durante su formación, las observaciones de campo indican que las estructuras asociadas a transporte lateral por una corriente de densidad diluida, tales como contactos localmente erosivos, aumento en su espesor al rellenar irregularidades en la superficie de emplazamiento y laminación/estratificación cruzada (p.ej. Sohn y Chough, 1989; Wohletz, 1998), siguen siendo levemente dominantes. Por esto, se podría interpretar que el transporte y acumulación de las partículas que conforman las capas tipo D ocurrió principalmente a partir de una oleada piroclástica basal, la cual, además de involucrar una mayor cantidad de vapor condensado (i.e. húmedo; Sheridan y Wohletz, 1981) que las oleadas basales de las cuales se derivaron las capas tipo C, también presentaron una mayor “modificación” por mecanismos asociados a caída directa (i.e. “oleadas basales modificadas por caída” (Cas y Wright, 1987; Cas, 1989; van Otterloo et al., 2013).

De esta manera, teniendo en cuenta todo lo expuesto hasta ahora, el emplazamiento de las capas tipo D podría interpretarse en esencia a partir de los dos escenarios que se plantearon anteriormente para explicar la formación de las capas tipo C. Sin embargo, hay diferencias importantes. En primer lugar, respecto al primer escenario, en el que las partículas más finas hacen parte de un depósito con características predominantes de depositación por una oleada basal, para el caso de las capas tipo D, debido a que estas presentan evidencias de una cantidad mayor de humedad, la turbulencia habría sido considerablemente menor, respecto a las oleadas que formaron las capas tipo C, durante los momentos en los que la velocidad y concentración de la corriente aumentaron (Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Wohletz, 1998; Branney y Kokelaar, 2002); esto es coherente también con la menor cantidad y menor desarrollo de estructuras relacionadas a transporte lateral en las primeras respecto a las segundas. Por su parte, debido a que las capas tipo D, respecto a las tipo C, presentan una mayor abundancia y un mejor desarrollo de las estructuras relacionadas a caída directa dentro de un ambiente considerablemente más húmedo, se podría interpretar que, dentro del contexto del segundo escenario de las capas tipo C, las tipo D posiblemente se emplazaron durante periodos de tiempo aún más largos donde las condiciones hidráulicas de la corriente principal (i.e. velocidad y concentración) disminuyeron considerablemente y no hubo una erosión posterior significativa. Adicionalmente, de igual manera a como se propuso para las capas tipo C, la subpoblación fina podría haberse decantado desde la nube superior de la oleada basal que viaja más lentamente y con una concentración considerablemente menor o posiblemente desde una zona de sombrilla incipiente asociada a una columna eruptiva pequeña poco desarrollada simultánea a las oleadas basales (Lirer et al. 1996; Dellino et al., 2004; van Eaton y Wilson, 2012; Jordan et al., 2013; Houghton et al., 2015; Ort et al., 2018). Sin embargo, teniendo en cuenta la variedad morfológica, textural y en tamaño de grano de los agregados de ceniza observados en las capas tipo D, una opción intermedia entre estas dos podría ser más factible para explicar el segundo escenario. Esto, debido a que las características sedimentarias de las capas tipo D indican particularmente depositación lenta (Valentine y Fisher, 2000) bajo condiciones de humedad alta, así como trayectorias de acreción diversas, pero comúnmente, largas y complejas (Brown et al., 2011; van Eaton y Wilson, 2012). Así, esta opción

intermedia consistiría en decantación proximal de finos desde una zona de sombrilla incipiente mientras a niveles más bajos pasaba, lentamente y casi completamente diluida, la parte superior de una oleada basal que desde un inicio había tenido un alto contenido de vapor húmedo. De esta manera, los agregados de ceniza con trayectorias de acreción más complejas serían los que se nuclearon en la zona de sombrilla y posteriormente fueron afectados por diferentes corrientes turbulentas dentro de la zona más diluida de una oleada basal, mientras que los agregados de finos con historias de acreción más simples, posiblemente nuclearon desde la misma corriente o, junto con las texturas de coalescencia de agregados de ceniza, se decantaron sin la presencia de turbulencia, es decir, posiblemente durante periodos relativamente breves de pausa en la actividad freatomagmática.

Finalmente, es importante mencionar dos aspectos relevantes tanto de las capas tipo C, como de las D: 1) Teniendo en cuenta el pequeño espesor que comúnmente presentan estas capas, y que este no es resultado de erosión, se podría interpretar que los procesos que llevaron a la depositación de estos dos tipos de capas ocurrieron durante periodos en general cortos y relativamente poco frecuentes, es decir, transitorios, inestables y discretos (i.e. bajo volumen), durante la erupción del maar Joya La Alberca. 2) A partir de todas las características descritas en las capas tipo C y D (i.e. depósitos de oleadas basales con un contenido variable de humedad y modificados por caída), de que éstas comúnmente presentan huellas de impacto, y del diagrama que mejor las discrimina respecto a las capas tipo A y B en la figura 6.16, es posible concluir que las capas en cuestión podrían corresponder a la zona más proximal de las *facies* tipo *sandwave* dentro del modelo de Sohn y Chough (1989).

6.1.3.2.1. Interpretación del origen de la secuencia freatomagmática, y de la eficiencia y profundidad de excavación de la interacción agua/magma:

➤ Origen de la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico:

Como se ha descrito en varias ocasiones, la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico del maar Joya La Alberca se caracteriza por la predominancia de fragmentos líticos y una muy buena estratificación generada por la intercalación entre capas con estructuras y distribuciones granulométricas contrastantes. Las capas más comunes tienen granulometrías entre gruesas (tipo A) e intermedias (tipo B), son deleznable y tienen estructuras sedimentarias poco desarrolladas, pero también están intercaladas con capas menos abundantes de granulometría fina, estructuras sedimentarias bien desarrolladas, menor espesor, huellas de impacto, presencia variable de agregados de ceniza (capas tipo C y D) y un grado de endurecimiento que varía entre deleznable (tipo C) y alto (tipo D). Así mismo, aunque los espesores y ocurrencia de los estratos no muestran un patrón determinado, la secuencia es repetitiva en cuanto a que presenta la intercalación principalmente de los cuatro tipos de capas descritos en los apartados anteriores. De esta manera, la intercalación entre estos tipos de depósitos, además de ser coherente con la naturaleza pulsante de la actividad freatomagmática (Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Lorenz, 1986; Zimanowski et al., 1997b; White y Ross, 2011), hace de la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca un caso relativamente poco común, teniendo en cuenta las menores dimensiones del maar, respecto a las de los demás cráteres de explosión del CVVS (Murphy, 1982; Puente-Solís, 2004; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013) y su origen podría explicarse mediante tres hipótesis diferentes.

- **Hipótesis No. 1:** Cortina de balísticos

De acuerdo con los trabajos de Graettinger et al. (2015), Valentine et al. (2015) y Graettinger y Valentine (2017), la estratificación (*couplets*) entre capas de gran espesor, masivas y granulométría

gruesa, y capas con laminación de plano paralela a cruzada, menor espesor y granulometría fina (i.e. ceniza), similar a la intercalación observada entre las capas tipo A y B con las tipo C y D, podría ser el resultado de la formación de cortinas de balísticos a partir de *jets* freatomagmáticos concentrados y transitorios. Es decir, las capas tipo A y B serían el resultado de la depositación de las cortinas de balísticos en zonas proximales, mientras que las tipo C y D lo serían de las corrientes de densidad piroclásticas diluidas “impulsadas por expulsión” (*‘expulsion-driven’ dilute PDCs*), las cuales se formaron cuando la mayor cantidad de la carga de la cortina colapsó nuevamente dentro del cráter y generó una expulsión horizontal de gas y cenizas (Graettinger et al., 2015; Valentine et al., 2015).

- **Hipótesis No. 2:** Segregación de partículas finas durante el transporte

De acuerdo con esta hipótesis, las capas tipo A y B corresponderían a la depositación de la parte basal de una oleada basal seca (i.e. cuerpo principal de una corriente de densidad piroclástica), mientras que las capas tipo C y D se habrían depositado a partir de la parte superior (“cola”) de la corriente que, debido a que está considerablemente más diluida, enriquecida en fragmentos con tamaño de grano intermedio-fino y fino, y se mueve más lentamente (i.e. boyante), transporta los fragmentos dentro de un ambiente notablemente más turbulento y con un mayor grado de condensación del vapor de agua (Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Wohletz, 1998; Branney y Kokelaar, 2002; Vázquez y Ort, 2006; Jordan et al., 2013 (p.ej. *facies* L2); van Otterloo et al., 2013).

- **Hipótesis No. 3:** Pulsos freatomagmáticos diferentes

Por último, la tercera hipótesis se basa en que comúnmente las secuencias de las *facies* deposicionales de los anillos piroclásticos se interpretan como un reflejo de las explosiones que expulsaron con éxito material del cráter y las condiciones bajo las cuales éstas ocurrieron; donde estas últimas incluyen la “profundidad escalada” (*scaled depth*), o la profundidad relativa para una explosión con una energía dada dentro de un conducto lleno con material colapsado, y si las explosiones fueron separadas por periodos de tiempo breves o prolongados (Graettinger y Valentine, 2017). Adicionalmente, de acuerdo con esta hipótesis, cada tipo de capa dentro de la secuencia de un anillo piroclástico correspondería a un tipo diferente de oleada basal con propiedades físicas diferentes (Walker, 1984; Sohn y Chough, 1989), ya que las proporciones variables de masa de agua y magma que interactúan a profundidad, y la geometría de su contacto, generan variaciones en las condiciones de humedad, así como en la duración de cada pulso (i.e. naturaleza pulsante de la interacción freatomagmática; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Zimanowski et al., 1997b; Wohletz, 1998; White y Ross, 2011). De esta manera, de acuerdo con esta hipótesis, debido a su menor espesor, pero buena continuidad lateral (i.e. extensión), las capas tipo C y D estarían asociadas a pulsos más discretos, en cuanto a volumen y duración (i.e. transitorios), inestables y húmedos, mientras que, por el contrario, las capas tipo A y B serían el resultado de pulsos principalmente secos, que involucraron un mayor volumen de agua y magma y, por ende, a una tasa relativamente constante, una duración mayor (p.ej. Jordan et al., 2013; Saucedo et al., 2017; De León-Barragán et al., 2020).

Así, teniendo en cuenta las tres hipótesis, se deben mencionar ciertos aspectos que permiten dilucidar cuál de éstas podría explicar de una manera más plausible la mayor cantidad de las características sedimentarias observadas en la secuencia freatomagmática del anillo del cráter Joya La Alberca y, por ende, su origen. En primer lugar, hay varias características observadas en los depósitos que conforman la secuencia freatomagmática que no son coherentes con los mecanismos de transporte y acumulación planteados por la hipótesis No. 1, como, por ejemplo: 1) Las capas tipo A y B presentan evidencias, en mayor o menor grado de desarrollo, de una mayor cantidad de movimiento lateral por tracción, de la que normalmente muestran los depósitos generados por cortinas de balísticos (cf. Ort

et al., 2018). Por ejemplo, las capas A y B ocasionalmente presentan estratificación plano-paralela incipiente y gradación inversa, y algunos de los bloques de mayor tamaño muestran evidencias de rodamiento, ya que están dispuestos con su eje mayor paralelo a la estratificación, o están imbricados (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). 2) El contenido de fragmentos tamaño bloque en las capas tipo A y B se restringe principalmente a las zonas más proximales, es en general menor al 50 vol.% (según observaciones en campo) y los fragmentos tienden a agruparse en pseudo-lentes clasto-soportados. 3) Las capas tipo A y B no mantienen la topografía, no presentan clastos tipo “rompecabezas”, y sus contactos basales, a pesar de ser ondulantes, no muestran estructuras de carga claras o bien desarrolladas, y, además, son de netos irregulares a localmente erosivos. Por último, la hipótesis No. 1 no permitiría explicar del todo las diferencias en el contenido de humedad que demuestran las características contrastantes de las capas tipo C y D respecto a las A y B.

De igual manera, las razones por las cuales la hipótesis No. 2 no es la opción para explicar todas las características observadas en la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca de manera satisfactoria, son: 1) Teniendo en cuenta que las características sedimentarias de las diferentes capas indican una capacidad erosiva relativamente baja, sería plausible pensar que la presencia de las capas tipo C y D sobreyaciendo a las tipo A y B debería ser una característica más constante y evidente, pero esto no ocurre en la secuencia freatomagmática en estudio. 2) De acuerdo con la interpretación de que las capas tipo A y B corresponden a *facies* proximales (masivas) de depósitos derivados de oleadas basales secas, sería más coherente que la depositación de la “cola” diluida de la corriente ocurriera en zonas más distantes de la fuente, de tal manera que, al aumentar el transporte, también se aumentara la cantidad de vapor condensado dentro de la misma (Sheridan y Wohletz, 1979; Cas y Wright, 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Wohletz, 1998). Así mismo, esto es coherente con el hecho de que los depósitos son el resultado de las variaciones en las condiciones hidráulicas de la corriente justo sobre el nivel de agradación del depósito y, por esto, realmente no son el registro de la estructura vertical de la corriente (Cas y Wright, 1987; Valentine y Fisher, 2000; Branney y Kokelaar, 2002). 3) No hay relación clara o un patrón definido entre el espesor de las capas tipo A y B respecto al de las tipo C y D, como se esperaría, al menos de manera incipiente, en caso de que las segundas fueran el resultado de la segregación de finos desde las primeras. Es decir, independientemente del espesor de las primeras, las segundas tienen espesores muy variables (Fisher y Schmincke, 1984). 4) Por último, teniendo en cuenta que no se observaron evidencias de que las capas tipo A hayan tenido una cantidad de vapor mayor o menor a las capas tipo B durante su transporte y acumulación, no habría una forma coherente, al menos en la escala temporal tan corta que supone la buena estratificación de la secuencia freatomagmática, para explicar el hecho de que las capas tipo D presentan evidencias de una mayor cantidad de vapor condensado que las tipo C.

Sin embargo, la hipótesis No. 2 no se puede descartar del todo porque sería una explicación plausible para las zonas, principalmente hacia la base de la secuencia, donde se observó una estratificación más fina entre las capas tipo B y las capas tipo C y D (Fig. 5.22D). Esto, debido a que el hecho de que la zona que representaría la depositación del cuerpo principal de la corriente (capas tipo B) tenga un espesor tan pequeño, es decir, un volumen considerablemente menor, haría que la presencia de los depósitos de la “cola” diluida fuera más probable en zonas proximales (Crowe y Fisher, 1973; Cas y Wright, 1987). Así mismo, en estas zonas ocasionales se observó comúnmente que los contactos entre las capas tipo B y las tipo C y D suprayacentes eran transicionales (Jordan et al., 2013). Por el contrario de las hipótesis No. 1 y No. 2, a partir de la hipótesis No. 3 se podrían entender y explicar de la manera más plausible posible las características más representativas de la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico del cráter Joya La Alberca. Esto, debido a que cada pulso freatomagmático puede ser el resultado de cantidades y razones de masa entre el magma juvenil y el

agua externa ligeramente diferentes, de tal manera que se podrían explicar coherentemente las variaciones en el espesor de cada capa, así como en la cantidad de vapor húmedo (Sheridan y Wohletz, 1981), y los mecanismos predominantes de transporte y acumulación involucrados en la formación de cada una de ellas (Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Wohletz, 1998; White y Ross, 2011; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013; Saucedo et al., 2017). En este sentido, teniendo en cuenta que las capas tipo A y B tienen los mayores espesores y una buena continuidad lateral, corresponderían a pulsos más importantes en volumen, y, por ende, en intensidad eruptiva y en la capacidad de dispersión vertical (i.e. altura del *jet* freatomagmático) y horizontal de los depósitos (i.e. área superficial). Por el contrario, debido al menor espesor y las estructuras que indican una cantidad considerablemente mayor de turbulencia (i.e. diluidas) y humedad respecto a las capas tipo A y B, las capas tipo C y D podrían haber estado asociadas a eventos más discretos, transitorios e inestables. Respecto a la duración de cada pulso freatomagmático, aunque podría estar asociado, al menos levemente, al espesor de cada depósito, esto dependerá fuertemente de la tasa de descarga (Fisher y Waters, 1970; Crowe y Fisher, 1971; Cas y Wright, 1987; Frazzetta et al., 1987; Wohletz, 1998; Valentine y Fisher, 2000; Branney y Kokelaar, 2002; Sohn et al., 2012).

Adicionalmente, con base en el hecho que la hipótesis No. 3 es coherente con la naturaleza pulsante de la actividad freatomagmática, ésta también permitiría explicar de manera más directa las estructuras relacionadas tanto con las diferentes condiciones de humedad, como con mecanismos de transporte y acumulación de caída o desde una oleada basal. Esto, debido a que estas estructuras están directamente relacionadas con la cantidad y disponibilidad del flujo de agua hacia el magma juvenil, y éstas, a su vez, pueden ser considerablemente variables de un pulso a otro de acuerdo con el contexto hidrogeológico y climático local (Wohletz y Sheridan, 1983; Aranda-Gómez y Luhr 1996; Vespermann y Schmincke, 2000; Németh, 2010; Kereszturi et al., 2013; De Silva y Lindsay, 2015).

De igual manera, la hipótesis No. 3 permitiría explicar de manera más clara los momentos de pausa que posiblemente estuvieron presentes durante la depositación de las capas tipo C y D, ya que las condiciones para que haya actividad freatomagmática, como se ha dicho en diferentes ocasiones, depende de múltiples variables que en un momento dado no son satisfechas por un sistema en particular, o al menos no de manera óptima como para expulsar material a la superficie, de tal manera que en dichos casos pueden ser comunes los periodos de relativa calma o pausa dentro de una erupción principalmente freatomagmática (Wohletz y Sheridan, 1983; Vespermann y Schmincke, 2000; Németh, 2010; Kereszturi et al., 2013). Por último, hay dos aspectos importantes que confirman la posibilidad de que la hipótesis No. 3 sea el mecanismo principal a partir del cual se formó la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca: 1) La buena extensión lateral de las diferentes capas en las zonas proximales, así como el hecho de que los contactos entre éstas sean predominantemente netos irregulares y no transicionales (cf. Jordan et al., 2013). 2) La intercalación entre capas con características sedimentarias considerablemente diferentes que compone las *facies* distales de los depósitos del cráter Joya La Alberca (Figs. 6.12-14), sugiere que cada una de estas posiblemente representa un pulso con intensidades contrastantes.

➤ **Espectro de las oleadas piroclásticas basales:**

En el contexto de la hipótesis No. 3, es importante resaltar el hecho de que a pesar de que las capas tipo A y B se pueden interpretar como *facies* proximales de depósitos de oleadas basales secas (cf. Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990), por el contrario, las capas tipo C y D no cumplen por completo con las características de los depósitos de oleadas secas ni de oleadas húmedas (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz y Sheridan, 1983; Frazzetta et al., 1987; Wohletz, 1998). Esto podría estar relacionado con que la razón de masas entre agua y magma para que haya interacción

freatomagmática es en sí misma un espectro de valores, dentro del cual la razón puede ser puntual pero inestable en el tiempo (cf. Wohletz y McQueen, 1984). Por esto, realmente las oleadas piroclásticas basales pueden ser o tener propiedades físicas diferentes dentro de una misma erupción freatomagmática (Sohn y Chough, 1989), y, por ende, no deberían considerarse como dos casos mutuamente excluyentes, sino como un espectro con un miembro extremo “seco” y otro “húmedo”, y entre estos, todos los puntos intergradacionales que sean viables (Walker, 1984; Wohletz, 1998; Jordan et al., 2013). En este orden de ideas, los maares (p.ej. Joya La Alberca) y anillos de toba estarían compuestos principalmente por depósitos de oleadas basales más cercanas al “extremo seco”, mientras que los conos de toba por depósitos con características sedimentarias cercanas hacia el “extremo húmedo” (Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Cas y Wright, 1987; Vespermann y Schmincke, 2000; Kereszturi y Németh, 2013; De Silva y Lindsay, 2015).

De esta manera, las capas tipo A y B son, como ya se ha mencionado anteriormente, *facies* proximales de depósitos derivados de oleadas basales en las que el tipo de vapor era predominantemente seco. Por su parte, aunque en las capas tipo C y D en general predominan las estructuras relacionadas con el transporte lateral, en las primeras el ambiente fue más seco y en las segundas considerablemente más húmedo, por lo que estas capas se podrían interpretar como depósitos de oleadas basales secas con ligeras cantidades de vapor condensado (i.e. gotas), y como depósitos de oleadas basales con un contenido de humedad intermedio-alto (i.e. en la zona media del espectro), respectivamente. Por último, es importante aclarar que los tipos de capas a partir de los cuales se han hecho las diferentes interpretaciones corresponden a las *facies* deposicionales más frecuentemente observadas en la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico del cráter Joya La Alberca, pero esto no implica que sean los únicos tipos presentes, ya que, de acuerdo con todo lo argumentado hasta este punto, lo más coherente es que existan tipos de capas con características intergradacionales.

➤ **Eficiencia de la interacción entre agua y magma:**

La eficiencia de la actividad freatomagmática históricamente ha sido medida y expresada, a partir de experimentos análogos a los procesos denominados *Molten-Fuel Coolant Interaction* (MFCI), como la transferencia de la energía térmica generada por la diferencia de temperatura entre el cuerpo de magma y el agua externa, a energía mecánica (Sheridan y Wohletz, 1981; 1983; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Wohletz, 1998; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013). Así mismo, diferentes trabajos han planteado que la eficiencia de una interacción freatomagmática depende fuertemente de la razón de masas entre agua y magma, y a partir de esto, han propuesto que la tasa de transferencia de energía es óptima para razones de masas entre 0.1 y 0.3 (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984) o, con un orden de magnitud de diferencia, entre 0.03 y 0.04 (Zimanowski et al., 1997b).

En particular, trabajos como el de Sheridan y Wohletz (1981) propusieron que el nivel de sobrecalentamiento del agua, durante las erupciones freatomagmáticas, está relacionado con la razón de masas entre agua y magma y la cantidad de fragmentación del magma, y, por tanto, es directamente proporcional a la eficiencia de la transferencia de calor (Sheridan y Wohletz, 1981; Zimanowski y Wohletz, 2000; Wohletz et al., 2013). Además, teniendo en cuenta que en sistemas presurizados la tasa de transferencia de energía alcanza el máximo cuando el agua está cerca del nivel de sobrecalentamiento, estos autores propusieron que para las razones de masas óptimas mencionadas anteriormente (0.1-0.3) el agua resultaría como un fluido supercrítico (i.e. vapor seco), mientras que para razones mayores, debido a que el sobrecalentamiento disminuye, el estado del agua resultante sería vapor parcialmente saturado (i.e. vapor húmedo). A partir de esto, estos trabajos determinaron que las oleadas basales “secas” serían el resultado de las interacciones freatomagmáticas más

eficientes, mientras que las oleadas basales “húmedas” resultarían en casos donde las razones de masas agua:magma son ligeramente mayores a las óptimas (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz y Sheridan, 1983).

Por otra parte, debido a que la eficiencia de una interacción freatomagmática está directamente relacionada con la cantidad de fragmentación del magma y que típicamente los depósitos de las oleadas basales húmedas se caracterizan por tener una granulometría más fina respecto a los de las oleadas basales secas (Sheridan y Wohletz, 1983; Walker, 1984; Frazzetta et al., 1987; Sohn y Chough, 1989; Chough y Sohn, 1990; Wohletz, 1998), algunos trabajos han asumido que los depósitos aflorantes en superficie (i.e. anillo piroclástico) de las primeras, son el resultado de las interacciones agua:magma más eficientes (p.ej. Wohletz y Sheridan, 1983; Walker, 1984; Haller y Németh, 2006; Brand et al., 2009; Chako-Tchamabé et al., 2015; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013; Saucedo et al., 2017). Sin embargo, esta interpretación no es coherente con los resultados obtenidos experimentalmente sobre la eficiencia de la fragmentación freatomagmática, y, por tanto, debería replantearse de acuerdo con los siguientes aspectos granulométricos:

- 1) Trabajos como el de Frazzetta et al. (1987) han podido establecer que, si bien el pico de la curva de tamaño de grano promedio vs las razones de masa de agua y magma está entre las razones que resultan en las oleadas basales húmedas, tanto la curva como su valor máximo (i.e. mayor contenido de fragmentos finos) no coinciden con la curva ni con el máximo de eficiencia de la transferencia de energía, y, por ende, de la interacción freatomagmática.
- 2) Según White y Valentine (2016), es una percepción errónea común que todas las partículas juveniles erupcionadas por un pulso freatomagmático tengan la firma de la interacción agua-magma. En particular, Zimanowski et al. (1997a) demostraron que incluso en experimentos de laboratorio de MFCI fuertes, solo el ~33 % de la masa fundida interactúa con el agua y se fragmenta en cenizas finas, mientras que el otro ~66 % de las partículas se produce cuando la masa fundida alrededor del lugar de la explosión se fragmenta, es expulsada y forma clastos fundidos (i.e. fragmentación hidrodinámica).
- 3) Para el caso particular de la formación de las estructuras maares-diatremas, hay evidencias importantes de que los depósitos que conforman los anillos piroclásticos, de los cuales se podría tomar una muestra de la distribución granulométrica total, no representan realmente de una manera óptima la población total de fragmentos producidos por la actividad freatomagmática, debido a la sistemática retención de los fragmentos más gruesos dentro del cráter y la diatrema (Valentine y White, 2012; Lefebvre et al., 2013; Graettinger et al., 2015).
- 4) Por último, es importante tener en cuenta que debido a que los depósitos piroclásticos son el resultado final de una secuencia comúnmente larga y compleja de procesos, los fragmentos de granulometría más fina dentro de un depósito generado por actividad freatomagmática pueden tener distintos orígenes más probables diferentes a la fragmentación primaria. Esto, debido a que podrían ser resultado de los procesos de reciclaje entre pulsos freatomagmáticos de una segregación eficiente y/o acreción de partículas, y también dependen fuertemente de las características mecánicas de la roca de caja (Houghton y Nairn, 1991; White, 1991; White y Valentine, 2016). Así, teniendo en cuenta los aspectos 2, 3 y 4, se podría concluir que lo más probable es que realmente no haya una relación directa entre el contenido de fragmentos finos en un depósito de oleada basal y la eficiencia de la interacción freatomagmática que los llevó hasta superficie, por lo que los depósitos de oleadas basales húmedas realmente no podrían ser asociados con los pulsos más eficientes durante una erupción freatomagmática.

En este contexto, teniendo en cuenta que dentro de la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico del cráter Joya La Alberca predominan las características relacionadas con oleadas basales secas, es posible concluir que en general se presentaron y mantuvieron las condiciones de una actividad freatomagmática óptima. Es decir, las características internas del magma y las condiciones hidrogeológicas locales permitieron la interacción de razones de masas de agua entre 0.1 y 0.3, o más precisamente, cercanas a 0.2 (Sheridan y Wohletz, 1981; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984), o entre 0.03 y 0.04 (Zimanowski et al., 1997b). En particular, las capas tipo A y B, podrían representar los pulsos freatomagmáticos que lograron emplazar un mayor volumen de material en superficie a partir de razones de masas entre agua y magma óptimas, mientras que las capas tipo C y D pudieron haber estado asociadas a interacciones con razones agua:magma mayores a las óptimas (i.e. incremento en la cantidad de agua) que generaron pulsos más discretos, inestables y con una presencia considerablemente mayor de vapor condensado. Esto no es coherente con la tendencia que presentan las muestras de la presente tesis en los diagramas propuestos por Walker (1984), van Otterloo et al. (2013) y Saucedo et al. (2017; Fig. 6.20), los cuales se basan en la premisa de que el contenido de finos es directamente proporcional a la eficiencia de la interacción agua:magma. Sin embargo, teniendo en cuenta todo lo discutido al respecto anteriormente, se propone que estos diagramas se deberían interpretar con relación a los mecanismos de transporte y acumulación, en lugar de como lo habían planteado inicialmente los autores.

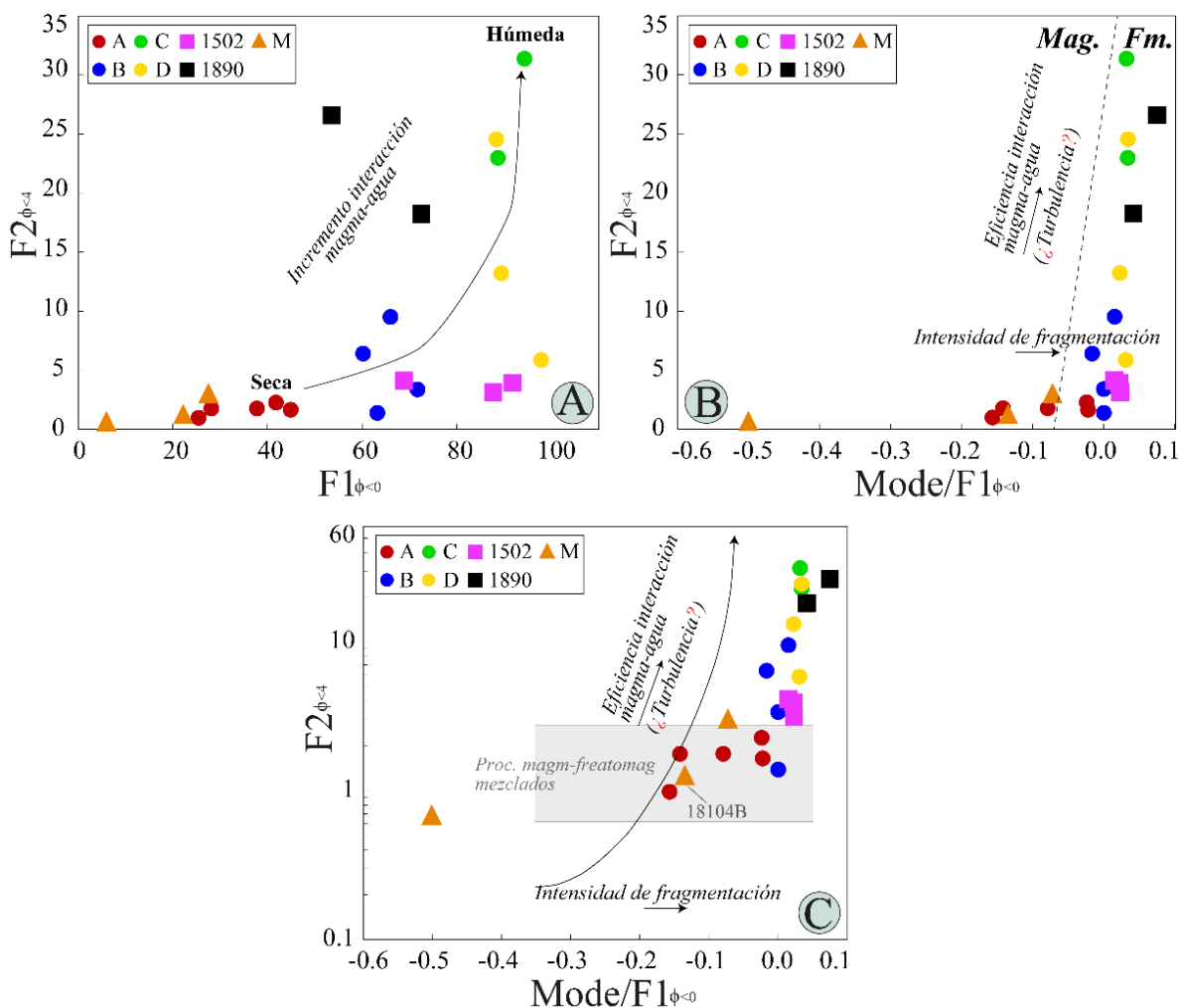


Figura 6.20. Diagramas de **A)** Walker (1973, 1984) y **B)** van Otterloo et al. (2013) en los que se muestran las tendencias de parámetros como $F1$ ($\phi < 0$) y $F2$ ($\phi < -4$), calculados según la metodología de los autores (p.ej. $F1$ no tiene en cuenta la fracción más gruesa, es decir, $0 < \phi < -1$). Es importante destacar la presencia de la muestra 18104B, tomada en el nivel de enriquecimiento en líticos al tope de la secuencia magmática el centro eruptivo No. 2, en el campo delimitado por Saucedo et al. (2017) para los procesos magmáticos y freatomagmáticos mezclados. Ver texto para discusión completa sobre la interpretación de estos diagramas.

Por esto, de acuerdo con los datos de este trabajo (Fig. 6.20), se propone que la tendencia marcada por las muestras posiblemente indica un aumento en la influencia de la turbulencia en el transporte y acumulación de los depósitos (Fig. 6.20), y que el hecho de que generalmente los depósitos de oleadas piroclásticas basales húmedas tengan un mayor contenido de fragmentos de granulometría fina, respecto a los de las oleadas secas, podría estar realmente relacionado a una baja intensidad en la interacción freatomagmática y por ende, a una capacidad baja de incorporación y transporte de partículas gruesas.

➤ **Profundidad de excavación y migración lateral del punto de emisión:**

De acuerdo con los resultados de campo y de la componentría, se puede concluir que, en general, la principal profundización del foco eruptivo ocurrió durante el cambio de actividad magmática a freatomagmática en el centro eruptivo No. 2, ya que los depósitos de la secuencia freatomagmática están compuestos principalmente por fragmentos derivados del flujo de lava preexistente. En particular, las proporciones de accidentales no varían de manera significativa a lo largo de la secuencia freatomagmática y los principales componentes corresponden a fragmentos del cuerpo de lava preexistente, a líticos alterados y a cristales libres. Respecto al origen de los segundos, se podría interpretar que son derivados de la alteración hidrotermal del basamento local que ocurrió tanto en la fase magmática inicial, como en la freatomagmática final. Por otra parte, es importante mencionar que, aunque la secuencia freatomagmática está claramente dominada por la presencia de fragmentos procedentes del flujo de lava preexistente, el estudio de componentes también muestra la presencia, ocasional y en una cantidad considerablemente menor, de líticos posiblemente con otras litologías y texturas, como, en orden de abundancia, ígnea intrusiva o sub-volcánica, sedimentaria y piroclástica. Respecto a las rocas intrusivas, su presencia podría estar relacionada con cuerpos de magma que se quedaron estancados a la base del flujo de lava preexistente o diques juveniles que lo cortaron en eventos considerablemente más antiguos a la erupción del cráter Joya La Alberca.

En este contexto, el tipo de xenolito más característico de la secuencia tanto magmática como freatomagmática es el que se denominó tipo *pop-corn*, y, teniendo en cuenta que su mayor abundancia se dio en la secuencia magmática del centro eruptivo No. 1 (*scoria ramparts*), sus similitudes petrográficas y geoquímicas (i.e. composicionales) con los fragmentos juveniles del cráter Joya Estrada (Cano-Cruz, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008) y la evidencia de vesicularidad secundaria, se podrían interpretar como cuerpos sub-volcánicos relacionados al magma que dio origen al único maar de composición riolítica descrito hasta ahora en el Campo Volcánico de Valle de Santiago (i.e. Joya Estrada; Cano-Cruz, 2006; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008). La alta temperatura del magma juvenil que alimentó la erupción de Joya La Alberca (i.e. traqui-andesita basáltica) durante su ascenso, pudo derivar en la incorporación y fusión selectiva de uno de estos cuerpos sub-volcánicos riolíticos (p.ej. Ureta et al., 2021), y, debido a que éstos aún contaban con una matriz principalmente vítrea, la alta temperatura del magma juvenil máfico resultó en su vesiculación secundaria. Así mismo, teniendo en cuenta que estos fragmentos se hallaron principalmente en la secuencia del centro eruptivo No. 1, y en menor cantidad y tamaño en los depósitos freatomagmáticos, se podría concluir que posiblemente existieron diferentes cuerpos de esta clase dentro de la parte somera del basamento local.

Por su parte, los fragmentos accidentales posiblemente sedimentarios y piroclásticos, así como los volcánicos con texturas ligeramente diferentes a la del flujo de magma preexistente, podrían indicar la presencia de cuerpos con estas características en zonas más profundas (>150 m) y que fueron fracturados durante un pulso hacia el final de la fase freatomagmática, pero que, precisamente por su mayor profundidad, no lograron salir en mayor cantidad a superficie (Valentine et al., 2014;

Graettinger et al., 2015). Sin embargo, es necesario un estudio a detalle del basamento local de la zona central del CVVS para poder establecer el origen de estos últimos accidentales y, por ende, la profundidad de excavación máxima del maar. De esta manera, si bien hay diferentes litologías presentes en los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, éstas no muestran una tendencia estratigráfica clara y su abundancia es considerablemente baja en comparación a la de los fragmentos procedentes del flujo de lava preexistente, por lo que estas evidencias sugieren que es más plausible un modelo de crecimiento similar al propuesto por White y Valentine (2012) que el originalmente planteado por Lorenz (2003). Así mismo, teniendo en cuenta que hay evidencias geomorfológicas y de campo que sugieren una migración lateral del foco eruptivo, es más probable que los pulsos freatomagmáticos hayan ocurrido en diferentes puntos (verticales y horizontales), dentro del cuerpo de lava preexistente (Ort y Carrasco, 2009; Valentine y Cortés, 2013). Así, teniendo en cuenta la vaga caracterización de la litología de los dos niveles del acuífero Irapuato-Valle de Santiago realizada por CONAGUA (2000, 2020), se podría concluir que posiblemente el *locus* de los pulsos freatomagmáticos asociados a la formación del cráter Joya La Alberca ocurrieron en general a profundidades menores a 100 metros.

Por último, debido a que las capas tipo A y B son las que estuvieron posiblemente relacionadas a los eventos que lograron emplazar en superficie el mayor volumen de material sobre una mayor área, estas podrían representar la profundidad escalada óptima (i.e. *Optimal scaled depth*) en la erupción del cráter Joya La Alberca, y, por lo tanto, la profundidad a la que la excavación del cráter fue más eficiente. Por su parte, las capas tipo C y D, debido a su relativamente buena extensión lateral, podrían haber sido el resultado de erupciones generadas a profundidades más someras que las profundidades que generaron las capas tipo A y B (i.e. <50 m; Valentine et al., 2014; Graettinger et al., 2015).

6.2. Posibles factores que promueven el freatomagmatismo en la zona del cráter Joya La Alberca:

Como se ha mencionado a lo largo de esta tesis, aunque las estructuras freatomagmáticas se hayan descrito en diferentes ambientes tectónicos y asociadas a magmas de diferentes composiciones (Lorenz, 1986; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008), en particular, su ubicación y temporalidad de formación, así como su morfología, tamaño y estilo eruptivo, están controladas por la interacción entre factores internos del magma (p.ej. flujo magmático, y la composición, tasa de ascenso, viscosidad y contenido de volátiles del magma) y las condiciones externas al sistema magmático que regulan la disponibilidad y flujo de agua hacia el dique juvenil en ascenso (Lorenz, 1986; White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2013). Estas condiciones son particulares de cada zona, corresponden al régimen estructural local-regional, la topografía, la evolución topográfica, el flujo de agua superficial y/o subterráneo (gradiente hidráulico), y el clima (White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2013; Kshirsagar et al., 2015; Ureta et al., 2020b, 2021a), y por esto, se han descrito como los factores que promueven la actividad freatomagmática en una zona dada (Kshirsagar et al., 2016).

En el contexto del CVVS, la presencia de los cráteres de explosión ha sido comúnmente atribuida a una zona de debilidad cortical con un rumbo NNW-SSE (Murphy, 1982) y que tiene una longitud de ~55 km y un ancho entre 8 y 10 km (Aranda-Gómez et al., 2014). Sin embargo, debido a que dentro del CVMG hay diferentes zonas en las se observan alineaciones de estructuras volcánicas pero las construcciones freatomagmáticas están ausentes en prácticamente la totalidad de los casos (Aranda-Gómez et al., 2013; Siebe et al., 2014; Siebe y Salinas, 2014; Kshirsagar et al., 2015, 2016), se puede

concluir que realmente son las condiciones locales particulares las que han permitido la formación de la concentración de cráteres freatomagmáticos que caracteriza al CVVS (cf. Murphy, 1982). De igual manera, hay dos aspectos adicionales que son coherentes con esta conclusión: 1) Trabajos más recientes han establecido que a pesar de que la agrupación de los cráteres de explosión ocurre principalmente en dirección NNW-SSE, hay otros alineamientos de menor longitud, pero de gran importancia (p.ej. en dirección E-W; Oviedo-Padrón, 2005; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Aranda-Gómez et al., 2013, 2014; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014). Así, en primera instancia, se podría concluir que la agrupación de cráteres freatomagmáticos es independiente de la dirección de los posibles sistemas de fallas por donde ascendieron los magmas juveniles. Es decir, que las condiciones óptimas para las interacciones freatomagmáticas no están relacionadas a una tendencia estructural particular, sino que se encuentran, o pueden darse, comúnmente en diferentes puntos del CVVS que posteriormente son afectados por los sistemas de fallas, determinados por el estado de deformación característico de esta zona, y a través de los cuales asciende el magma juvenil. 2) El segundo aspecto adicional corresponde al hecho de que, aunque en diferentes campos volcánicos exista la tendencia de que los maares se emplazan principalmente en los bajos topográficos (a lo largo de valles) y los conos de escoria en los altos (Lorenz, 1986), esto no se cumple según la topografía actual del CVVS, donde el tipo de estructura parece independiente de su altitud (Murphy, 1982).

Así, en este apartado, siguiendo la metodología y algunas de las suposiciones propuestas por Kshirsagar et al. (2015, 2016), se discutirá el contexto hidrogeológico y paleoclimático que posiblemente controlaba la distribución del flujo de agua subterráneo durante el periodo de tiempo en el que se formó el cráter Joya La Alberca (i.e. cal AP 25497 - 27653; $21,350 \pm 80$ a AP - $23,170 \pm 90$ a AP; Tabla 5.2). En primer lugar, es importante recalcar que el maar Joya La Alberca tiene una forma casi circular y su secuencia freatomagmática no presenta interrupciones significativas y está conformada principalmente por depósitos con características que indican transporte y acumulación predominantemente a partir de oleadas basales cercanas al extremo seco del espectro, por lo que se podría interpretar como que durante la erupción freatomagmática la interacción entre las condiciones internas y externas al magma fueron óptimas para alimentar una erupción freatomagmática eficiente continua. Por esto, la razón de masas entre agua y magma posiblemente se mantuvo relativamente constante en un valor óptimo durante toda la formación del maar. Así, teniendo en cuenta que la razón de masas entre agua y magma más comúnmente implementada y citada es la propuesta por trabajos como Wohletz y Sheridan (1983) y Wohletz y McQueen (1984), para el caso de la erupción del maar Joya La Alberca, la razón muy probablemente fue de 0.2. De esta manera, con base en la metodología propuesta por Kshirsagar et al. (2015, 2016), a partir de esta razón de masas y estableciendo el volumen total de magma como roca densa equivalente (RDE) de los depósitos y la tasa de descarga del magma, sería posible estimar tanto la duración de la erupción como el flujo de agua subterránea que posiblemente fue el necesario para mantener una razón de masas óptima durante el emplazamiento de Joya La Alberca.

En este sentido, la estimación del volumen de magma y la duración de la erupción que en su fase final formó al cráter Joya La Alberca, se dividió en dos partes principales. La primera corresponde a la fase magmática de los dos centros eruptivos involucrados, de tal manera que el total del volumen erupcionado corresponde a la suma del volumen de los productos de los *scoria ramparts*, el posible volumen que pudo haber alcanzado el cono de escorias del centro eruptivo No. 2 (según la reconstrucción propuesta) y, por último, el volumen emitido durante la efusión del flujo de lava desde el cono del centro eruptivo No. 2. Por otro lado, la segunda parte de la estimación del volumen total de magma juvenil involucrado en la erupción en estudio consistió únicamente en la de medición del volumen relacionado a la actividad freatomagmática. Debido a la baja exposición de las *facies*

intermedias y distales tanto de los depósitos magmáticos como de los freatomagmáticos, la estimación del volumen total expulsado se realizó a partir de mediciones en el *software* ArcMap sobre modelos de elevación digital de red triangular (TIN), y, posteriormente, se obtuvo el volumen de magma juvenil involucrado a partir de las metodologías propuestas por Kereszturi et al. (2013) y Blaikie et al. (2015). A continuación, se presentan los valores totales obtenidos, así como los corregidos a roca densa equivalente (RDE).

Centro eruptivo No. 1: Scoria ramparts. se calculó un volumen total de $1.87 \times 10^6 \text{ m}^3$, que al corregirlo con 60% de espacio intraclastos, una vesicularidad de 50 vol.% y un contenido de 85 wt.% de fragmentos juveniles, se obtuvo un valor de volumen de magma RDE de $\sim 0.32 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Centro eruptivo No. 2: Cono de escorias. En este caso se calculó el volumen del cono de escorias reconstruido y se tuvo en cuenta el aporte de las *facies* medias y distales según la proporción descrita por Kereszturi et al. (2013). Así, para el volumen del cono se aplicaron las siguientes correcciones: 60% de espacio intraclastos, una vesicularidad del 60 vol.% y un contenido de juveniles del 85 wt.%. Mientras que, para las *facies* intermedias y distales, se aplicaron: 34 vol.% , 50 vol.% y 70 wt.%, respectivamente. El volumen final (máximo) del magma juvenil RDE del cono de escorias y sus *facies* intermedias-proximales fue de $17.25 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Centro eruptivo No. 2: Flujo de lava. El volumen total calculado del flujo de lava fue de $22.2 \times 10^6 \text{ m}^3$, y se corrigió según 8 vol.% de vesículas y el 100 wt.% de material juvenil, por lo que el valor del magma RDE calculado fue de $20.4 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Centro eruptivo No. 2: Maar Joya La Alberca. Finalmente, para estimar el volumen total del material del maar Joya La Alberca, éste se interpretó como la suma del volumen del anillo piroclástico, de la diatrema y de la zona de derrumbe alrededor de la zona inferior del cráter. En particular, el volumen de la diatrema y de la zona de derrumbe se logró medir a partir de la implementación de las simplificaciones propuestas por Kereszturi et al. (2013), y teniendo en cuenta las características del sustrato “duro” sobre el que se emplazó el maar y las pequeñas dimensiones de este último. Así mismo, a partir de un procesamiento estadístico detallado de los datos obtenidos en la componentría, se determinó que el intervalo más común en el contenido de juveniles en los depósitos freatomagmáticos (29 – 41 wt.%). Esto último se hizo de esta manera, porque se consideró que, si bien tomar los valores máximos y mínimos (20 – 49 wt.%) de juveniles en toda la secuencia permite delimitar una duración máxima y mínima de la erupción, no es la opción más representativa para estimar el volumen total RDE de magma juvenil involucrado en la formación del maar. De esta manera, tomando un valor de 1 vol.% de espacio intraclastos (Kereszturi et al., 2013), 47 vol.% de vesicularidad y el contenido de juveniles mencionado anteriormente (29 – 41 wt.%), se calculó un volumen de magma RDE entre 5.25×10^6 y $7.42 \times 10^6 \text{ m}^3$. En este caso no se tuvo en cuenta el aporte de las *facies* intermedias y distales porque en campo se observó que a 1.6 km tenían un espesor considerablemente pequeño y aplicar la relación propuesta por Sato y Taniguchi (1997), conllevaría a una gran sobreestimación del volumen total.

Adicionalmente, con base en la metodología propuesta por Kshirsagar et al. (2015, 2016), se tomaron las siguientes erupciones como ejemplo para calcular una tasa de descarga posiblemente similar a la que tuvo cada una de las fases eruptivas de la erupción del cráter Joya La Alberca, y así, poder estimar su duración. Así, para el caso de los *scoria ramparts* y el cono de escorias y el flujo de lava del centro eruptivo No. 2 se tomó como base la erupción del volcán Parícutín (1943 - 1952; Michoacán, México), la cual expulsó $\sim 0.8 - 1.3 \text{ km}^3$ de juveniles y $\sim 0.64 - 0.7 \text{ km}^3$ de lava durante casi once años de erupción (Fries, 1953; Luhr y Simkin, 1993). Así, la tasa de erupción promedio para las fases explosivas fue estimada entre 4 y $40 \text{ m}^3/\text{s}$ (Pioli et al., 2008 en Kshirsagar et al., 2016), mientras que para la efusión de lava la tasa fue calculada en $3.9 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fries, 1953 en Kshirsagar et al., 2016). Esta

última, debido a la pequeña longitud total del flujo de lava del cono de escorias previo a Joya La Alberca (~1.3 km), es coherente con el trabajo de Walker (1973), el cual propone tasas de descarga bajas para flujos de longitud limitada (p.ej. Valentine y Cortés, 2013). A partir de estos datos y del volumen calculado para cada producto de la fase magmática, se estimó que considerando las tasas eruptivas explosivas de las fases estrombolianas violentas del volcán Parícutín como un máximo (Kshirsagar et al., 2016), la formación de los *scoria ramparts* y del cono de escorias del centro eruptivo No. 2 ocurrieron como mínimo entre varias horas y un día, y entre ~5 días y un mes y medio, respectivamente, mientras que el flujo de lava (3.9 m³/s; Fries, 1953) se emplazó en un periodo cercano a los dos meses.

Por otra parte, para el caso de la erupción freatomagmática, se tomó como base la erupción de los maares de Ukinrek (1977; Alaska, USA), pero, teniendo en cuenta la actualización de los volúmenes emitidos y la duración presentada en Ort et al. (2018), se prefirió utilizar los valores de este trabajo en lugar de los publicados en los artículos de Self et al. (1980) y Kienle et al. (1980). Así mismo, debido a que el Maar Este presenta las mayores dimensiones (0.3 km de diámetro y 70 m de profundidad; Kienle et al., 1980) y así mismo, es el único de los dos cráteres que generó, al menos por un periodo breve de tiempo, oleadas basales secas (Ort et al., 2018) se tomó como base para el cálculo de la posible tasa de descarga de la erupción del cráter Joya La Alberca. De esta manera, de acuerdo con Ort et al. (2018), el Maar Este emitió un volumen total RDE de 4.3x10⁶ m³ y un volumen de magma juvenil total RDE de 2.4 x10⁶ m³, en un lapso de 9 días, por lo que se puede calcular una tasa de descarga de magma de ~3.1 m³/s, es decir, aproximadamente la mitad de la estimada para toda la erupción por Kshirsagar et al. (2015; ~6 m³/s), según los datos de Kienle et al. (1980) y Self et al. (1980). A pesar de esto último, la tasa calculada a partir de los datos de Ort et al. (2018) es coherente debido a que es considerablemente menor que la calculada para el volcán Parícutín, y este alcanzó incluso fases de actividad estromboliana violenta (Fries, 1953; Luhr y Simkin, 1993), y a que la necesidad de una disminución en la tasa de descarga durante una erupción magmática ha sido sugerida por diferentes autores como un paso necesario para permitir el ingreso de agua al conducto volcánico y detonar la erupción freatomagmática (p.ej. Gutmann, 2002; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Valentine y Cortés, 2013; Kosik et al., 2016; Amin y Valentine, 2017; Ort et al., 2018; Geshi et al., 2019; De León-Barragán et al., 2020; Ureta et al., 2021).

Así, teniendo en cuenta el volumen de magma RDE calculado con el rango de contenido de juveniles más probable en los depósitos de Joya La Alberca, y la tasa calculada para el Maar Este de ~3.1 m³/s, el emplazamiento del maar Joya La Alberca pudo haber tenido una duración entre 17 y 28 días. Adicionalmente, si se tiene en cuenta el rango completo de variación en el contenido de fragmentos juveniles dentro de los depósitos del maar en estudio (20 – 49 wt.%), la duración mínima y máxima de la erupción del cráter Joya La Alberca posiblemente estuvo entre 13 y 33 días. Finalmente, teniendo en cuenta las duraciones estimadas para la fase magmática y la fase freatomagmática, es posible que la erupción general del cráter Joya La Alberca haya tenido una duración mínima y máxima entre 3 y 5 meses, respectivamente.

Por último, considerando el caso particular de la fase freatomagmática, es decir, la formación del cráter Joya La Alberca a una razón de masas entre agua y magma óptima relativamente constante y cercana a 0.2 (Wohletz y Sheridan, 1983), una tasa eruptiva promedio de ~3.1 m³/s habría requerido un flujo de agua subterránea de ~0.62 m³/s constante hacia el dique juvenil en ascenso para sostener dichas condiciones hasta el final de la erupción. Sin embargo, este flujo volumétrico depende fuertemente del contexto hidrogeológico local y las condiciones climáticas (i.e. paleo-climáticas).

6.2.1. Condiciones hidrogeológicas: pasado y presente

En primer lugar, de acuerdo con el marco geológico descrito anteriormente, el área que ocupa el CVVS forma parte de la zona centro-este de la región hidrológica Lerma-Santiago (RH12; INEGI, 1998), cuyas aguas fluyen hacia el Océano Pacífico, y donde en particular ocupa las zonas centro-sur y norte de las cuencas endorreicas de Lerma-Salamanca (RH12B) y de los lagos de Pátzcuaro, Cuitzeo y Yuriria (RH12G), respectivamente. Así mismo, debido a su fisiografía, el CVVS corresponde a varias subcuencas. Principalmente, se ubica entre la parte centro y noroeste de la subcuenca Represa Solís-Salamanca (RH12Ba), la parte noreste de la subcuenca Salamanca-Río Angulo (RH12Bb), y la zona norte de la subcuenca del Lago de Yuriria (RH12Gc; INEGI, 1980; 1998). En particular, la mayoría de los cráteres freatomagmáticos, incluyendo a Joya La Alberca, se encuentran en el extremo oeste de la subcuenca R. Solís-Salamanca, casi sobre su límite con la de Salamanca-Río Angulo (Fig. 6.21). Estas dos últimas subcuencas son exorreicas y tienen un área total de ~2531 km² y 1830 km², respectivamente, mientras que la subcuenca del Lago Yuriria es endorreica y tiene un área total de ~1100 km² (INEGI, 2017; 2018; SIGMAOT, 2021). Además, los principales cuerpos hídricos superficiales dentro de esta región son el lago artificial de Yuriria y el Río Lerma, el cual fluye hacia el noroeste en la subcuenca R. Solís-Salamanca y hacia el suroeste en la subcuenca de Salamanca-Río Angulo (Fig. 6.21; INEGI, 2017, 2018).

Por otro lado, las características hidráulicas del basamento local del CVVS varían considerablemente a lo largo de su estratigrafía debido a cambios drásticos y frecuentes en litología, composición, alteración y en los grados de compactación y fracturamiento de las diferentes unidades (Cuz-José et al., 2012). Así, aunque la base del basamento (hidrogeológico y estratigráfico) se caracteriza por ser prácticamente impermeable y las unidades con permeabilidad alta se encuentran únicamente dentro de las que conforman el tope de la secuencia, en general el basamento presenta una permeabilidad que varía considerable y rápidamente, entre alta, media-alta y casi nula, tanto vertical como lateralmente (Hernández-Laloth, 1991; Cruz-José et al., 2012; INEGI, 2019). Así, esto último, sumado al sistema tipo *graben-horst* asimétrico propio del basamento de la planicie del CVVS (Hernández-Laloth, 1991; Velázquez-Aguirre y Ordaz-Ayala, 1992; CONAGUA, 2020), podrían resultar en una configuración hidrogeológica bastante variable vertical y horizontalmente (Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1983; Hernández-Laloth, 1991; CEAG, 2001). En particular, la permeabilidad del terreno que conforma el CVVS se puede dividir en material consolidado y no consolidado (INEGI, 2019), donde el primer caso está representado principalmente por los flujos de lava potentes de composición basáltica-andesítica, y el segundo por los depósitos piroclásticos y fluviolacustres que están intercalados con dichos cuerpos de lava (Fig. 6.21).

En primer lugar, debido a su estructura y al alto grado de fracturamiento común en los flujos de lava asociados a los volcanes tipo escudo y algunos conos de escoria del CVVS (p.ej. Murphy, 1982; Rincón-Herrera, 2005; Aranda-Gómez et al., 2013; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014), éstos tendrían una permeabilidad (primaria y secundaria) entre alta y media-alta (Fig. 6.21; Cruz-José et al., 2012; INEGI, 2019). Por su parte, la permeabilidad de los materiales no consolidados estará entre media y baja-media debido a que dependerá, entre otros factores, de la textura de los depósitos (i.e. endurecimiento, granulometría, soporte, selección, etc.) y su grado de alteración según la composición de sus componentes (p.ej. caolinitización o palagonitización en depósitos félsicos o máficos, respectivamente; Custodio y Llamas, 1976; Santamarta-Cerezal et al., 2013). De acuerdo con el mapa de permeabilidad del terreno de la Zona Hidrogeológica Celaya-Irapuato (Fig. 6.21; INEGI, 2019), en general los depósitos piroclásticos, particularmente los freatomagmáticos, tendrán una permeabilidad media, mientras que en la secuencia de la llanura fluviolacustre será en general

baja-media. De esta manera, en el contexto hidrogeológico del CVVS los volcanes tipo escudo, en particular sus zonas altas, constituyen las zonas de recarga más amplias y principales debido a que su alta permeabilidad favorece la infiltración del agua lluvia en lugar de la escorrentía superficial (Mejía et al., 2004). Posteriormente, el agua podría fluir subterráneamente hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, donde, debido a que la interdigitación entre los flujos de lava y los depósitos piroclásticos y fluviolacustres, con permeabilidad variable, aumenta progresivamente hacia la llanura aluvial, el agua se podrá acumular en diferentes acuíferos, los cuales se caracterizarían por estar a diferentes profundidades, estar bien delimitados, tener diferentes dimensiones, con diferentes naturalezas y medios, y con potencialidades variables (cf. Custodio y Llamas, 1976; Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2015). Finalmente, la zona de descarga estaría principalmente en la planicie fluviolacustre, la cual actualmente está ocupada en su mayoría por actividades agropecuarias (Escolero y Alcocer, 2004; Mejía et al., 2004; INEGI, 2017, 2018). Por otro lado, el acuífero Irapuato-Valle, de gran interés para la presente tesis debido a que sobre éste está emplazada la mayor parte del lineamiento NNW-SSE de los cráteres freatomagmáticos característico del CVVS, más exactamente, desde la Joya Magdalena de Araceo hasta los cráteres al sur de Irapuato (Fig. 6.21), tiene un área de 2437 km² que abarca desde el *graben* de La Saucedá al norte hasta el límite suroccidental del estado de Guanajuato, marcado en esa zona por el cauce del Río Lerma (CONAGUA, 2020). Además, este acuífero es de tipo libre-semiconfinado, heterogéneo, anisotrópico, cuenta con doble porosidad y el movimiento del agua subterránea ocurre a través de la estructura tipo *graben-horst* escalonada hacia el centro del valle Irapuato-Valle de Santiago mencionada anteriormente (INEGI, 1998; CONAGUA, 2000; Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2020).

Adicionalmente, el acuífero cuenta con dos medios, uno fracturado inferior y otro granular superior. El primero corresponde a un medio fracturado que tiene entre 30, 350 o hasta 500 m de espesor y está constituido principalmente por rocas volcánicas fracturadas, las cuales son en mayor medida riolíticas (p.ej. ignimbritas) y en menor cantidad basálticas y andesíticas (CONAGUA, 2020). Por su parte, el segundo tiene un espesor promedio menor a 100 m, está controlado estructuralmente por la configuración tipo *graben-horst* propia del basamento de la planicie del CVVS, y está conformado por todo el material continental que se encuentra rellenando las fosas tectónicas, es decir, los depósitos aluviales, fluviales, lacustres y conglomeráticos que se han depositado desde el Oligoceno Tardío y a los materiales granulares cuaternarios (fluviolacustres) que se encuentran al tope de la secuencia. A su vez, estos depósitos granulares están intercalados e interdigitados con flujos de lava de composición basáltica-andesítica fracturados y con hasta ~40 m de espesor (Mejía et al., 2001; Salinas-Reyes y Ortega-Guerrero, 2019). Así mismo, debido a que estos depósitos y flujos de lava tienen una extensión lateral variable y limitada, en general presentan una geometría lenticular, y esto, sumado a la paleotopografía (i.e. paleocanales que facilitan el flujo de agua subterránea) y a la intercalación entre capas granulares y flujos de lava permeables con horizontes con permeabilidad baja o nula, podría resultar en la formación de acuíferos colgados (semiconfinados) de diferentes dimensiones principalmente hacia las laderas de los altos topográficos (p.ej. Ciudad de Valle de Santiago; CONAGUA, 2000; Mejía et al., 2001, 2004). Por último, en la Depresión Valle de Santiago-Salamanca-Villagrán la base del basamento hidrogeológico queda por debajo de los 700 m (pozo I0348-A), y, en particular, la zona de Valle de Santiago recibe el flujo de agua subterránea proveniente del Cerro El Picacho (Fig. 6.21; Mejía et al., 2004; CONAGUA, 2015).

En este contexto, el cráter Joya La Alberca se encuentra emplazado principalmente cerca de la margen de uno de los flujos de lava, posiblemente de los más someros que están en el medio superior del acuífero Irapuato-Valle, el cual es predominantemente granular. Este flujo de lava consiste en un cuerpo pobremente vesiculado con un espesor mayor a ~40 m, el cual se emplazó en dirección SSO – NNE

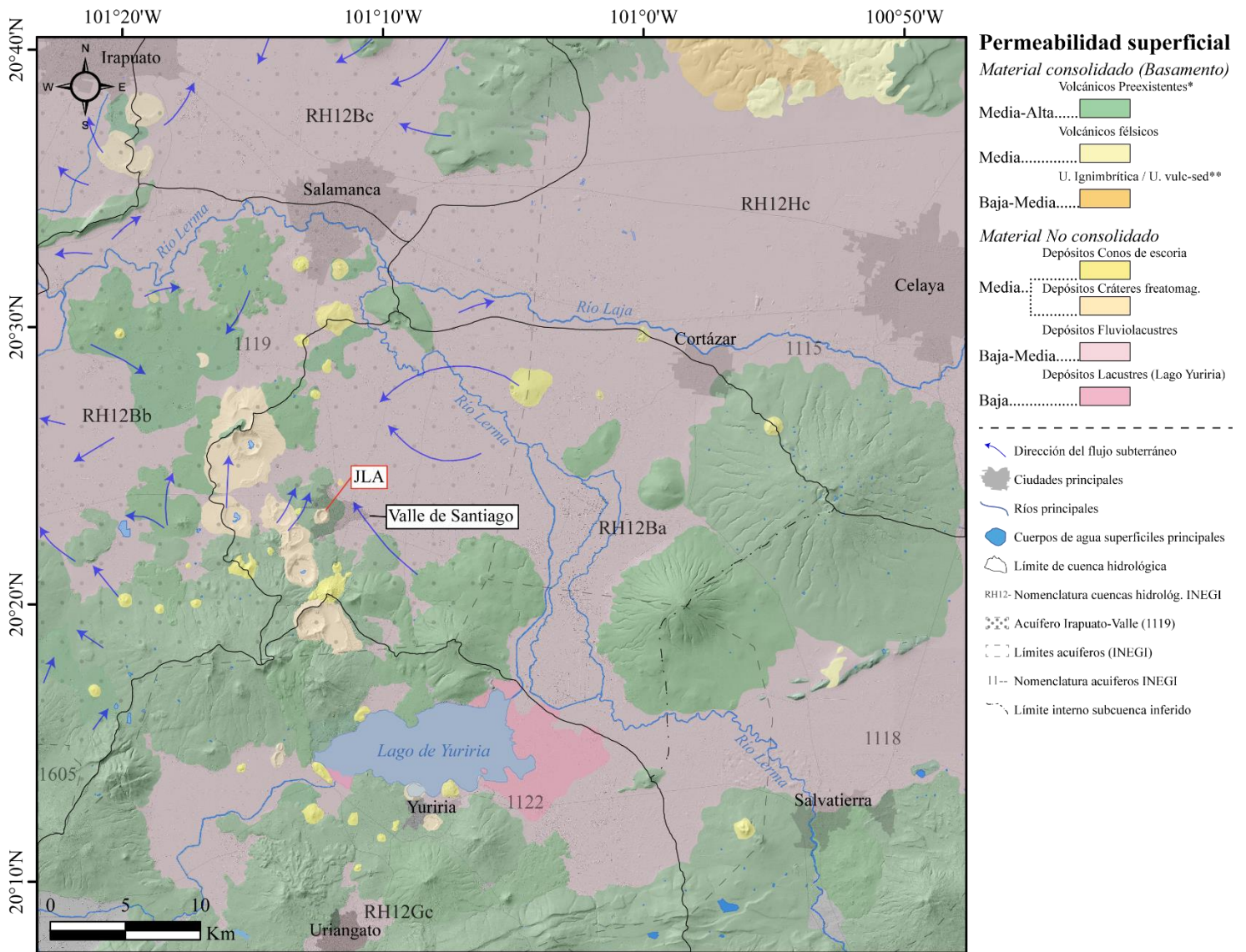


Figura 6.21. Mapa de permeabilidad del terreno de la zona del Campo Volcánico Valle de Santiago, en el que se muestran las zonas de recarga y descarga de los acuíferos, así como las direcciones del flujo de agua subterránea dentro del acuífero Irapuato-Valle (1119). Modificado del mapa de permeabilidad del terreno de la Zona Hidrogeológica Celaya-Irapuato (INEGI, 2019)

posiblemente desde el volcán Cerro Chapín, y que, de acuerdo con sus características morfológicas y texturales, podría corresponder a un flujo de lava con una estructura vertical similar a la de un flujo de tipo ‘a’ā (cf. Walker et al., 1973; Lockwood y Lipman, 1980). Por esto, posiblemente este flujo de lava contaba con dos zonas de auto-brecha limitando el cuerpo denso principal, donde la superior está mejor desarrollada en zonas proximales y actualmente no se observa en el cráter Joya La Alberca debido a la formación del paleosuelo No. 1, mientras que la auto-brecha inferior posiblemente está bien desarrollada en la zona bajo del cráter Joya La Alberca y podría alcanzar a tener un espesor de aproximadamente 15 m (Lockwood y Lipman, 1980; Rowland y Walker, 1987; Harris et al., 2016).

Adicionalmente, aunque aparentemente el cuerpo denso del flujo podría separar las zonas más permeables y porosas constituidas por las auto-brechas, en este tipo de flujos es común que la permeabilidad secundaria generada por una cantidad importante de fracturas semiverticales en el núcleo del flujo de lava, conecte de manera tal las dos zonas de auto-brechas, que éstas sean caminos para el flujo de agua subterráneo y se caractericen por la presencia de acuíferos colgantes pequeños y bien delimitados con una capacidad importante de recarga y descarga (Lockwood y Lipman, 1980; Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1983; Rowland y Walker, 1990; Bertrand et al., 2010; Cabrera

y Custodio, 2013; Harris et al., 2016;). Así, estas características, sumadas al gradiente hidráulico presente por la inclinación de las laderas de los volcanes tipo escudo, permiten concluir que el flujo de lava preexistente ha funcionado como una zona de recarga importante para el acuífero regional Irapuato-Valle (Fig. 6.21; CONAGUA, 2020), es decir, como una zona con un importante flujo subterráneo de agua. En particular, esto es contrastante con la configuración hidrogeológica presente en la planicie fluvio-lacustre, donde los sedimentos actúan como un sello impermeable y dúctil que en general imposibilita la formación de fracturas a través de las cuales el magma juvenil pudiera ascender y hacer erupción en superficie, y, por ende, hacen que los cuerpos de magma en ascenso se estanquen y se expandan horizontalmente en forma de *sills* o diques (Németh & Martin, 2006; Siebe, comunicación personal, 2019; Siebe y Salinas, 2014). Además, aunque el freatomagmatismo se vea favorecido por sedimentos saturados en agua, posiblemente la saturación de los sedimentos no es la óptima para que se den estas erupciones y/o no hay flujo de agua subterránea.

Respecto al gradiente hidráulico que pudo haber existido en la zona del cráter Joya La Alberca al momento de la erupción freatomagmática, según los estudios realizados por CONAGUA (2020) en el acuífero Irapuato-Valle (1119), actualmente en la zona de valle de Santiago (celda E16) existe un gradiente hidráulico de 0.0071. Sin embargo, teniendo en cuenta que las rocas volcánicas comúnmente tienen una conductividad hidráulica de orden de magnitud entre 10^{-8} y 10^{-4} m/s (Custodio, 1978; Custodio y Llamas, 1983; Heath, 1983), al aplicar la Ley de Darcy con el gradiente mencionado anteriormente, se obtiene un valor menor al flujo subterráneo o caudal (Q) necesario como para satisfacer la razón de masas de agua y magma óptima que evidencian los depósitos del cráter Joya La Alberca (0.2; Wohletz y Sheridan, 1983). Adicionalmente, hay dos aspectos que permiten pensar que el gradiente hidráulico al momento de la erupción del cráter Joya La Alberca era inclusive menor: 1) Teniendo en cuenta que las marcas del nivel original del lago intra-cráter están en general a una altitud de ~1720 msnm, y que esta altitud es la que actualmente tiene también la planicie fluvio-lacustre, antiguamente era probable que la altitud de la tabla de agua hacia esa zona fuera aproximadamente igual a la que tenía el mar. 2) Posiblemente el gradiente de hoy es ligeramente más pronunciado debido a la deformación de la tabla de agua regional por la sobreexplotación del acuífero hacia la planicie fluvio-lacustre.

De esta manera, al igual que en el caso de la Alberca de Guadalupe en la cuenca de Zacapu (Kshirsagar et al., 2015), para alcanzar un flujo de agua óptimo en la zona del cráter Joya La Alberca, la opción más plausible es que en ese tiempo hubiese habido una precipitación anual considerablemente mayor a la que hay actualmente. Esto último, también se sustenta en el hecho de que al realizar la reconstrucción de la topografía previa al cráter Joya La Alberca, se pudo determinar que la red de paleo-drenajes indica que la geometría y la extensión del área de captación de la subcuenca de drenaje posiblemente fueron similares a las actuales (Fig. 6.5; Kshirsagar et al., 2015). Finalmente, se plantea el factor paleoclimático como determinante debido a que es de suma importancia acercarse a entender las condiciones o factores que no solo permitieron la interacción freatomagmática, sino que esta tuviera una eficiencia óptima sostenida después de una fase magmática inicial y hasta el final de la erupción; ya que como se ha visto en otros cráteres de explosión en el CVMG (p.ej. Alberca de Guadalupe, el cono de toba El Caracol y Joya Estrada; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008; Kshirsagar et al., 2015, 2016) y en general en la FVTM (p.ej. cráteres Tecuitlapa, Alchichica, Aljojuca y Atexcac; Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Carrasco-Núñez et al., 2014; Chako-Tchamabé et al., 2020a, 2020b; De León-Barragán et al., 2020), esta situación no es un caso común en la zona central de México.

6.2.2. Registros paleoclimáticos: correlación y diferencias

De acuerdo con la clasificación de Köppen modificada por García (1998) para las condiciones de la República Mexicana, dentro de la zona que abarca el CVVS se encontraron tres tipos de climas principales: (A)C(w0) en toda la planicie aluvial y en la mayoría de los volcanes tipo escudo (p.ej. Cerro El Picacho), C(w1) únicamente en la cima de los cerros Culiacán y Grande (La Gavia) y (A)C(w1) en las laderas suroccidentales de estos mismos cerros (Fig. 6.22; García, 1998; Kshirsagar et al., 2015). A partir de esto, el CVVS se caracteriza principalmente por un clima, (A)C(w0), semicálido subhúmedo con lluvias en verano (mayo-octubre), una temperatura media anual mayor de 18°C, una temperatura máxima de 22°C, con precipitación media anual entre 600 y 800 mm, una precipitación de 40 mm en el mes más seco y un porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual (Figs. 6.22-6.23; INEGI, 1998; CONAGUA, 2000, 2020). Así mismo, en la región de Valle de Santiago el clima es fuertemente estacional con respecto a la precipitación y la evaporación, ya que, por ejemplo, hasta el 90% de la precipitación anual ocurre durante la temporada de lluvias (mayo a octubre) y la temporada seca (noviembre a abril) se ve acentuada por las altas tasas de evaporación (Alcocer et al., 2000; Kienel et al., 2009). En particular, en la ciudad de Valle de Santiago hay dos estaciones meteorológicas, cercanas a Joya La Alberca, que han registrado una temperatura media anual de 19 a 20.5°C, precipitación media anual entre 715 y 738 mm, una máxima precipitación anual entre 963 y 1193 mm y una mínima entre 369 a 452 mm (Fig. 6.23; Escolero y Alcocer, 2004; CONAGUA, 2010).

Estas condiciones climáticas altamente variables de acuerdo con la temporada del año, son el resultado de la influencia de diferentes procesos climatológicos regionales (Metcalfé et al., 2000). En primer lugar, el clima en la zona del CVVS está dominado por sistemas climáticos tropicales a subtropicales de alta presión, donde la distribución de las precipitaciones está controlada principalmente por la migración estacional latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), en la que entran en contacto el aire húmedo del Golfo de México y del Caribe con los vientos procedentes del oeste que transportan la humedad del océano Pacífico, y por el comienzo de la temporada de huracanes y del fenómeno denominado como *North American Monsoon (NAM)*. Así, estos procesos generan que a nivel regional a lo largo de la FVTM el clima varíe entre frío y templado, y entre seco y húmedo, pero con un verano que se caracteriza por ser la temporada de mayores precipitaciones durante el año (Douglas et al., 1993, 1996; Metcalfé et al., 2000; Holmes et al., 2016; Caballero et al., 2018; Domínguez-Vázquez et al., 2018). En particular, teniendo en cuenta la dirección hacia el nororiente de los vientos durante la temporada de lluvias (mayo-octubre), la topografía (i.e. barrera topográfica) ha generado que las precipitaciones sean considerablemente mayores en el flanco suroccidental y la parte central de la FVTM, respecto a su flanco nororiental. De esta manera, por ejemplo, en las regiones de Zacapu (i.e. Altiplano Tarasco) y la cuenca de México, en general hay una mayor descarga pluvial respecto a la que ocurre en la zona de los lagos y paleo-lagos intermontanos ubicada hacia el límite nororiental del CVMG (Figs. 6.22-6.23; p.ej. Pátzcuaro, Cuitzeo y Valle de Santiago; Aranda-Gómez et al., 2013a; Kshirsagar et al., 2015; Caballero et al., 2018). De igual manera, de acuerdo con los diferentes trabajos realizados sobre el paleoclima en el centro de México, principalmente entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno, éste se ha caracterizado por condiciones de temperatura y humedad considerablemente variables geográfica y temporalmente (p.ej. Metcalfé et al., 2000; Holmes et al., 2016; Caballero et al., 2018; Domínguez-Vázquez et al., 2018; Ortega-Guerrero et al., 2021). Así mismo, estos trabajos han propuesto que las variaciones en la precipitación pueden entenderse según su escala de tiempo. En primer lugar, durante escalas de tiempo grandes (i.e. miles de años), estas variaciones han sido generadas por cambios vinculados a la precesión de La Tierra y la cantidad de insolación sobre el hemisferio norte en épocas

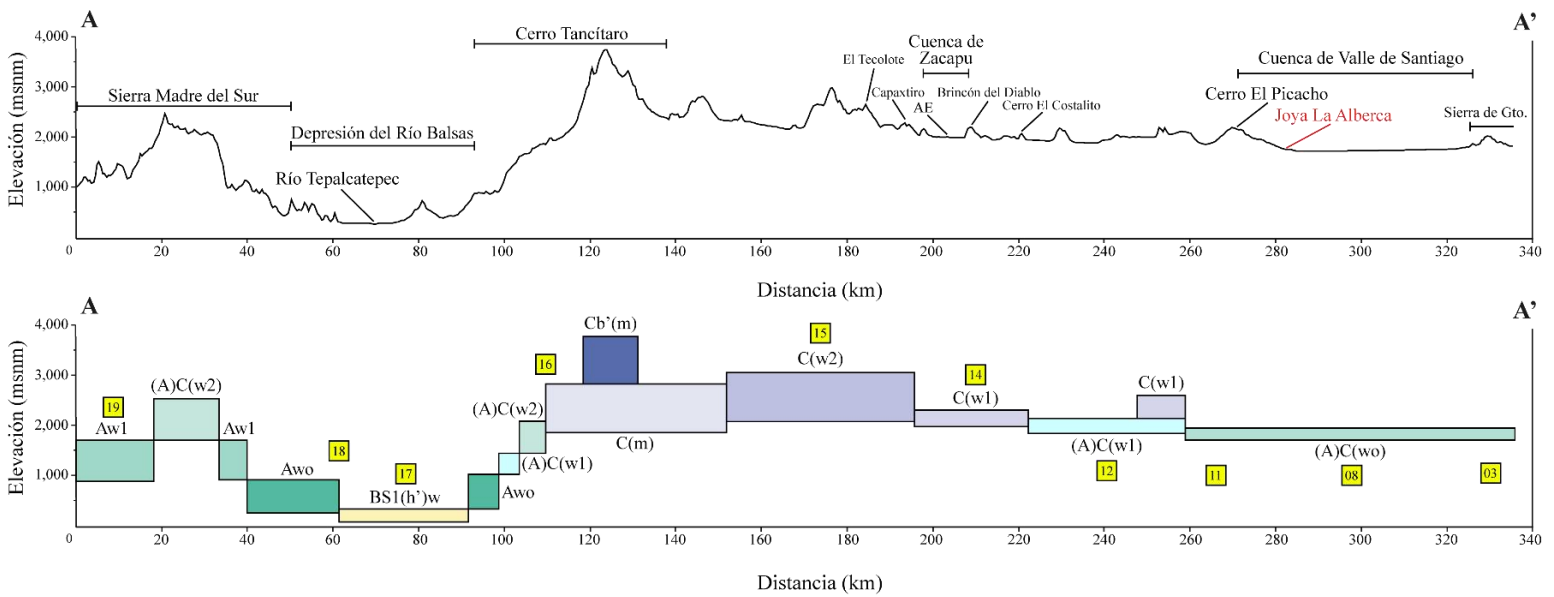
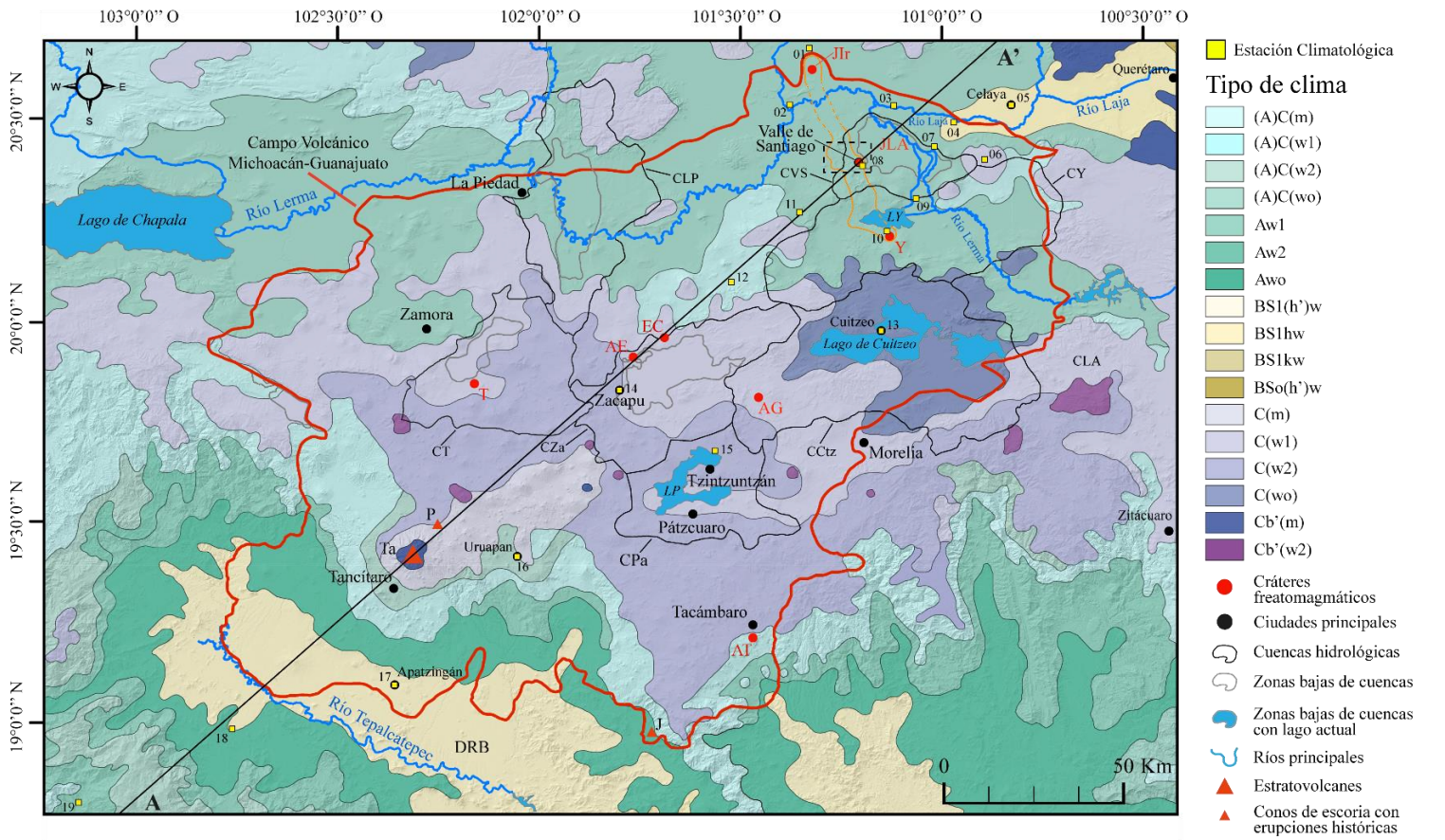


Figura 6.22. Mapa climático (árido a temperado, información de García, 1998) del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (línea roja) con las cuencas de los lagos principales (líneas negras) entre los ríos Lerma y Tepalcatepec (tributario del río Balsas al sur) y la ubicación de los maeres (puntos rojos). Se muestran algunas de las estaciones climatológicas de CONAGUA a lo largo del CVMG. El recuadro con línea negra punteada delimita la zona de estudio de la presente tesis, y la línea naranja corresponde a los cráteres de explosión del Campo Volcánico Valle de Santiago (CVVS). Perfil topográfico con orientación NW-SE (A-A') ilustra la correlación de los diferentes tipos de clima con la altura sobre el nivel del mar (msnm). Modificado de Kshirsagar et al. (2015). Joya Irapuato (JIr); Joya La Alberca (JLA); LY (Lago de Yuriria); Joya Yuriria (Y); Cuenca Valle de Santiago (CVS); Cuenca Yuriria (CY); Caldera Los Azufres (CLA); CCTz (Cuenca de Cuitzeo); Alberca de Guadalupe (AG); Cuenca La Piedad (CLP); Cono de Toba El Caracol (EC); Alberca de Los Espinos (AE); Cuenca de Zacapu (CZa); Cuenca de Pátzcuaro (CPa); Alberca de Tacámbaro (AT); Cuenca de Tangancicuaro (CT); Tangancicuaro (T); Paricutín (P); Tancitaro (Ta); Jorullo (J); Depresión Río Balsas (DRB).

de verano, ya que estos últimos han derivado en variaciones en la posición (latitudinal) de la ZCIT durante diferentes intervalos de miles de años y, por ende, en la presencia de periodos glaciales e interglaciares. Por su parte, en menores escalas de tiempo (hasta de cientos de años), cambios en los

océanos Pacífico y Atlántico, es decir, en las fuentes más importantes de humedad, habrían influido en la cantidad de precipitación en las zonas tropicales de América del Norte y América Central (p.ej. Metcalfe et al., 2000; Holmes et al., 2016; Caballero et al., 2018).

En este contexto, debido a que en la presente tesis se obtuvo una edad entre 25500 y 27650 cal. a AP (21350 ± 80 - 23170 ± 90 a AP; $23600 - 25300$ cal. a AC; Tabla 5.2) para la erupción del cráter Joya La Alberca, es de particular interés entender el régimen paleoclimático que controlaba durante esta época la tasa de alimentación de la configuración hidrogeológica local. Es decir, la cantidad de agua que, bajo las condiciones hidrogeológicas expuestas anteriormente en la zona de Valle de Santiago (Guanajuato), podría haber llegado a recargar los acuíferos en las laderas de los volcanes tipo escudo a partir de flujos subterráneos, y, como ocurrió en el caso del cráter Joya La Alberca, suministrar la cantidad de “refrigerante” necesaria para generar una interacción freatomagmática óptima durante un intervalo de tiempo particular (al menos menor a un año). Sin embargo, como lo han expuesto recientemente diferentes autores como Holmes et al. (2016), Kshirsagar et al. (2015), Caballero et al. (2018) y Domínguez-Vázquez et al. (2018), entre otros, actualmente no hay consenso sobre las condiciones paleoclimáticas que prevalecieron entre ~ 28000 y ~ 24000 cal. a AP.

Por el contrario, sí hay acuerdo en que el Último Máximo Glacial (LGM por sus siglas en inglés), es decir, la época durante la cual las capas de hielo alcanzaron su máxima extensión a escala global por última vez, ocurrió entre 26500 y 19000 cal. a AP (Clark et al., 2009), por lo que se podría afirmar que el cráter Joya La Alberca posiblemente se formó aproximadamente justo antes o durante el comienzo de esta época. En este sentido, hay dos interpretaciones principales para las condiciones climáticas predominantes durante el tiempo en el que se formó el cráter Joya la Alberca (~ 26500 cal. a AP; ~ 22300 a AP), las cuales, aunque coinciden en que la temperatura era considerablemente menor a la actual, difieren en las cantidades de precipitación y evaporación (i.e. condiciones de humedad). En primer lugar, como lo describen de manera detallada en Kshirsagar et al. (2015, 2016), estudios de morrenas glaciales en volcanes que alcanzan grandes altitudes en el centro de México (p.ej. Iztaccíhuatl) han determinado el periodo previo y muy temprano del LGM, entre 35000 y 25000 cal. a AP, como uno de avance glacial (Vázquez-Selem, 1997; Metcalfe et al., 2000; Vázquez-Selem y Heine, 2011; Caballero et al., 2018), el cual es comúnmente relacionado con condiciones climáticas frías y húmedas con altos niveles de actividad erosiva.

Así mismo, esto es apoyado por los registros fósiles y de polen en los sedimentos lacustres de las cuencas al oriente y oeste de la parte central de México, aunque en las primeras pudo haber sido ligeramente más seco (p.ej. Metcalfe et al., 2000), y, más recientemente, por estudios de paleosuelos que indican unas condiciones frías y húmedas en el centro de México (incluida la zona de estudio) durante el LGM (Sedov et al., 2001; Solleiro-Rebolledo et al., 2006a). Las precipitaciones anuales en la zona este podrían haber alcanzado hasta ~ 1500 mm y la temperatura promedio anual hasta 20°C (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1997). Además, Caballero et al. (2018) a partir del estudio del registro de diatomeas en los sedimentos del Lago del Chalco (Cuenca de México), determinó que, aunque previo a los 26500 cal. a AP las anomalías en precipitación y temperatura eran variables, pero en general ligeramente positivas, en el comienzo del periodo entre 26500 y 24500 cal. a AP hay evidencia de una disminución importante en la salinidad del agua acompañada por importantes anomalías positivas en la precipitación (200-300 mm/año) y una drástica disminución en la temperatura de $\sim 5.6^{\circ}\text{C}$; según los autores, esto podría ser resultado de un mínimo de insolación durante las épocas de primavera y verano en periodos cercanos a 26000 cal. a AP. A pesar de esto, Caballero et al. (2018) propusieron, a diferencia de los trabajos mencionados anteriormente, que en general el LGM fue un periodo relativamente más seco en las zonas altas del centro de México, y que

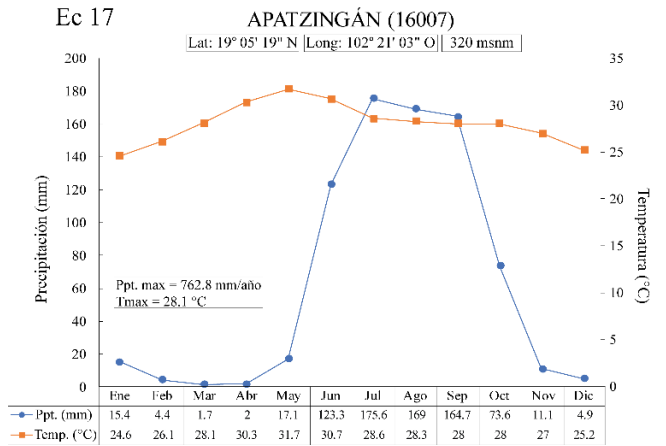
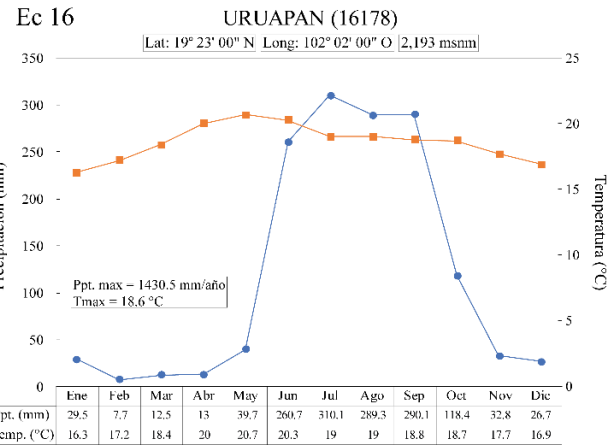
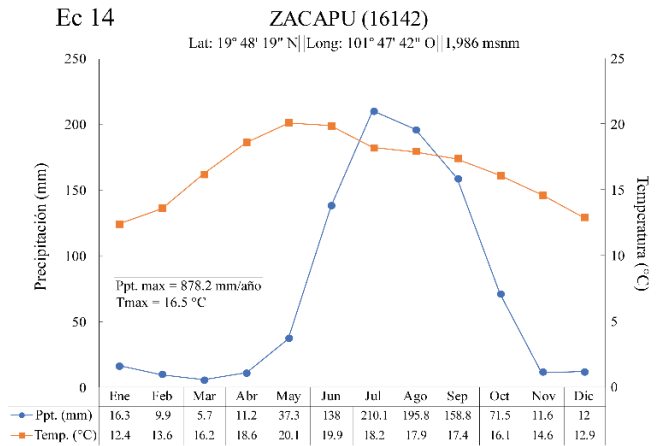
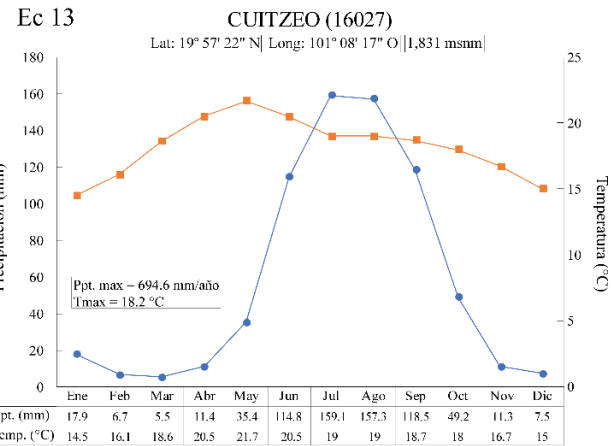
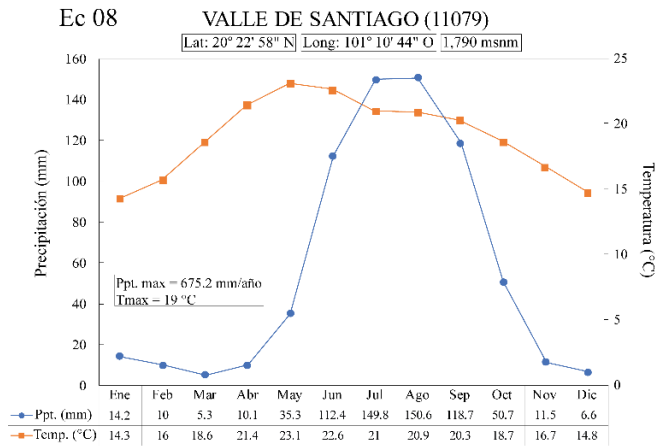
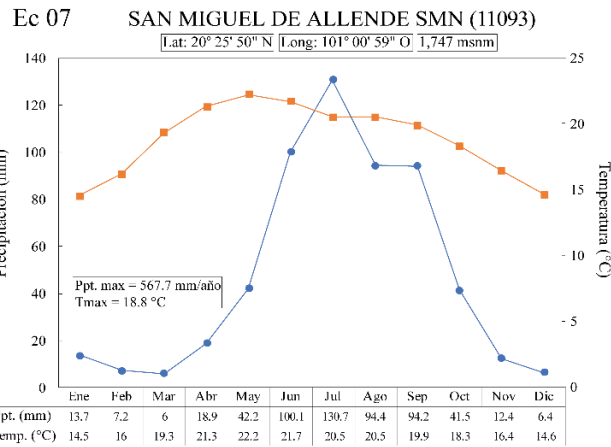
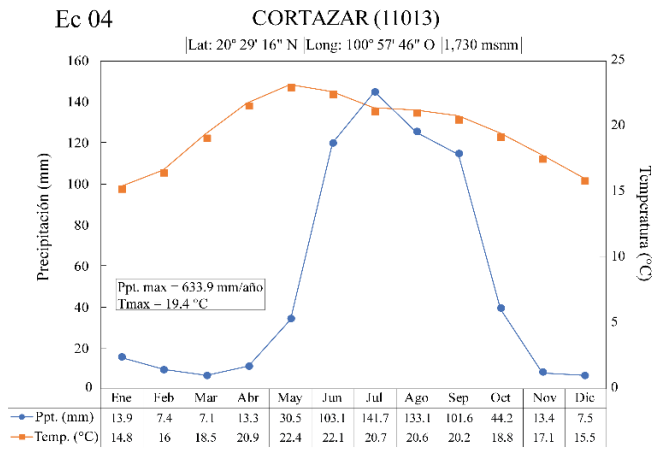
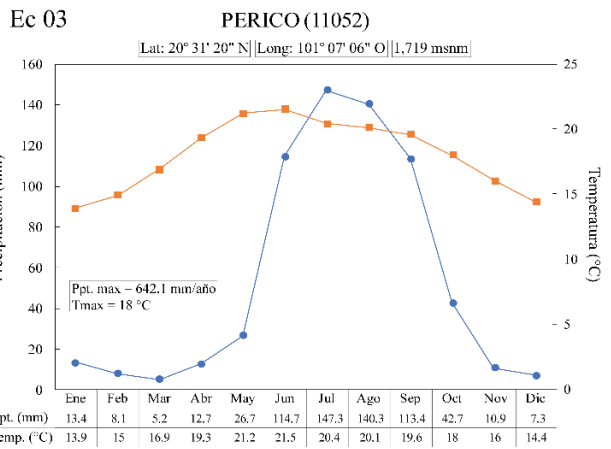


Figura 6.23. Diagramas climatológicos en los que se evidencian los promedios mensuales de la precipitación (mm) y la temperatura en diferentes puntos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato en el periodo entre 1951 y 2010. La precipitación anual (mm/año) y la temperatura media anual (°C) se indican dentro de un rectángulo con borde negro. Información obtenida de las normales climatológicas de CONAGUA. Formato de las gráficas climatológicas tomado de Kshirsagar et al. (2015).

los periodos de mayor precipitación durante el Pleistoceno más tardío correspondían a 26000 cal. a AP (i.e. previo al LGM) y al periodo de deglaciación (~19000-11500 cal. a AP). Además, recalcaron la importancia de la topografía en la distribución de la humedad sobre la FVTM durante un periodo de tiempo dado. Por su parte, en la zona de Valle de Santiago (i.e. CVVS) los trabajos paleoclimáticos se han centrado principalmente en edades hasta de 20000 cal. a AP y en particular en la transición Pleistoceno-Holoceno. Sin embargo, Domínguez-Vázquez et al. (2018) afirmaron que en el Pleistoceno tardío, (25000-10000 cal. a AP) aunque se había interpretado un clima frío y seco causado por los últimos periodos de avance glacial y por la presencia de un bosque abierto con una alta proporción de vegetación herbácea (Lozano-García et al. 2005), el registro de polen fósil en los sedimentos del lago intra-cráter de Joya Rincón de Parangueo para el LGM indica que durante el Pleistoceno tardío la vegetación registraba un clima frío y húmedo, coherente con lo que han descrito algunos trabajos para el Lago de Pátzcuaro (Bradbury, 1997; Robles-Camacho et al., 2009). Así mismo, de acuerdo con Domínguez-Vázquez et al. (2018), estas condiciones climáticas fueron probablemente causadas por una mayor precipitación durante el invierno (Bradbury, 1997), o por una insolación mínima en épocas de primavera que causó una disminución en la evapotranspiración y, por ende, un incremento en la humedad del aire y una disminución en la proclividad a los incendios.

Por otra parte, existe una serie de trabajos que discrepan respecto a los estudios mencionados anteriormente, y afirman que durante el periodo en el que se formó Joya La Alberca (~26500 cal. a AP; ~22300 a AP), las condiciones climáticas en el centro de México eran predominantemente frías y secas. Por ejemplo, el registro de polen del Lago del Chalco y la cuenca de Zacapu sugiere la presencia de vegetación típica de condiciones frías y secas entre 20600 y 19000 a AP (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Correa-Metrio et al., 2012) y, en particular, el registro de diatomeas de la cuenca del Chalco indica exclusivamente condiciones climáticas más secas que las actuales y con cambios ambientales drásticos a ~22500 a AP (cf. Caballero-Miranda, 1995, 1997 en Kshirsagar et al., 2015). De igual manera, para el caso de Valle de Santiago, análisis geoquímicos de los ostrácodos presentes en la secuencia lacustre del lago intra-cráter de la Piscina de Yuriria, sugieren condiciones secas a 26600, 20000 y entre 19000 y 147000 a AP (Bridgwater, 1995; Davies, 1995).

Más recientemente, Holmes et al. (2016), a partir de análisis sedimentológicos, geoquímicos, del registro de ostrácodos y diatomeas, y de isótopos estables de los depósitos del lago intra-cráter de la Piscina de Yuriria, estableció que gran parte del último intervalo glacial se caracterizó por una baja humedad efectiva asociada con un monzón norteamericano debilitado (NAM), aunque el intervalo de 30000 a 27500 a AP experimentó cambios abruptos en las precipitaciones. Así, de acuerdo con estos autores, el período correspondiente al último estadio glacial fue seco a tal punto que posiblemente generó que el lago intra-cráter de la Piscina de Yuriria se secase. Adicionalmente, Holmes et al. (2016) afirman que, a excepción del Lago de Pátzcuaro, los registros sugieren condiciones secas y frías después de aproximadamente 30000 a AP, con avances glaciales restringidos hasta alrededor de 22000 a AP. Así mismo, según estos autores, los datos de La Piscina de Yuriria sugieren que hubo cambios rápidos entre condiciones húmedas y secas durante este intervalo (30000 – 22000 a AP), con una tendencia general a regímenes secos en algún momento entre aproximadamente 27500 y 25000 a AP, sin embargo, la resolución relativamente baja del registro después de alrededor de 27500 a AP significa que no se puede descartar la continuación de cambios abruptos en las precipitaciones. Por último, aunque existan estas discrepancias en la interpretación del régimen paleoclimático, el fenómeno de barrera orográfica generado por el Altiplano Tarasco respecto a la zona de El Bajío (cf. Kshirsagar et al., 2015, 2016), podría haber afectado de manera tal la distribución de la humedad de los vientos procedentes del sur, independientemente de si el monzón estaba debilitado o no, que sería

coherente que, al igual que ocurre actualmente (Figs. 6.22-6.23), la cantidad de humedad fuera mayor en las cuencas de México y Zacapu, respecto a la del CVVS durante la erupción de Joya La Alberca.

En este contexto, debido a las discrepancias en las interpretaciones sobre las condiciones paleoclimáticas preponderantes durante el intervalo de tiempo cercano a ~26500 cal. a AP (~22300 a AP) tanto en las cuencas de Zacapu y México como en la planicie de El Bajío (i.e. CVVS), no es posible correlacionar con certeza la formación del maar Joya La Alberca con un tipo de clima en particular; aunque el efecto de barrera topográfica descrito anteriormente sería coherente tanto con trabajos similares al de Caballero et al. (2018) como al de Holmes et al. (2016), y, por ende, sería posible afirmar que lo más plausible es que a ~26500 cal. a AP (~22300 a AP) las condiciones en el CVVS fueron frías y relativamente secas. Sin embargo, independientemente de las interpretaciones paleoclimáticas, el hecho de que en esta zona exista la agrupación de maares ya ampliamente mencionada, indica que durante varios momentos existió la cantidad necesaria de agua como para que se diera la actividad freatomagmática (p.ej. Kshirsagar et al., 2016).

En particular, en el caso de la formación del cráter Joya La Alberca, debido a que refleja una cantidad de flujo de agua óptima y suficiente hasta tal punto de que, como se puede interpretar a partir de la secuencia freatomagmática, la erupción posiblemente finalizó debido a que se agotó el volumen de magma juvenil en el conducto volcánico del centro eruptivo No. 2, lo más plausible es que haya estado asociada a una temporada con una cantidad importante de precipitaciones e infiltración, y una baja evaporación. A pesar de esto, debido a la posible pequeña escala temporal calculada para la duración total de la erupción del maar Joya La Alberca (i.e. días hasta meses) no hay una resolución en los estudios paleoclimáticos actualmente en la zona que permitan confirmar esta conclusión. Sin embargo, el hecho de que el paleoclima en la región del CVVS, y en general en el centro de México, haya sido considerablemente variable en términos de temperatura y humedad desde el Plioceno Tardío hasta el Holoceno (Metcalf et al., 2000; Park, 2005; Chaparro et al., 2008; Kienel et al., 2009; Park et al., 2010; Osuna-Vallejo, 2012; Castro-López, 2013; Holmes et al., 2016; Caballero et al., 2018; Domínguez-Vázquez et al., 2018; Ortega-Guerrero et al., 2021), permite afirmar que es muy posible que la formación del maar haya estado asociada a una temporada corta, previa o simultánea (similar a la que existe actualmente; Fig. 6.23), en la que la descarga pluvial fue la necesaria como para garantizar la recarga óptima de los acuíferos ubicados en las zonas bajas de los volcanes escudo.

A pesar de esto, es importante resaltar que la posible temporada húmeda predominante durante el ascenso del magma juvenil de la erupción del cráter Joya La Alberca, no podría haber sido el único factor determinante para la interacción freatomagmática óptima. Esto, debido a que las precipitaciones habrían tenido un impacto regional sobre zonas en las que se conoce que hubo ascenso de magma relativamente continuo (Murphy, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985a; Ban et al., 1992; Losantos et al., 2017), y no en todos los casos se reunieron las condiciones para la formación de cráteres de explosión, y mucho menos para una interacción agua-magma con la eficiencia tan alta como la que indican las características del maar Joya La Alberca. Así, lo que regula principalmente el paleoclima es la cantidad de agua que se descarga en una zona durante un periodo de tiempo determinado, pero no su distribución a nivel superficial y subterráneo. Por esto, la interacción agua-magma óptima que derivó en la formación del cráter Joya La Alberca no solo ocurrió debido a la posible mayor precipitación en la zona, sino a que localmente existió una configuración hidrogeológica que, a pesar de que actualmente se ha medido un gradiente hidráulico local pequeño (CONAGUA, 2020), garantizó un flujo subterráneo de la descarga pluvial, continuo y óptimo respecto a los volúmenes y tasas de descarga del magma juvenil, como para alimentar una explosión freatomagmática de alta eficiencia (p.ej. Lorenz, 2003; Németh, 2010; Kereszturi y Németh, 2013;

Ureta et al., 2021a). De esta manera, de acuerdo con la caracterización del contexto hidrogeológico del CVVS, hay cuatro factores que, a pesar de que localmente lo más posible es que el gradiente topográfico haya sido bajo, habrían podido ser determinantes para la interacción óptima y sostenida entre agua y magma que caracterizó la formación del cráter Joya La Alberca:

Factor 1: el primer factor posiblemente fue el más preponderante de los cuatro y consiste en la permeabilidad secundaria, por fragmentación previa y simultánea a la erupción del cráter Joya La Alberca, que posiblemente caracterizó el núcleo del flujo de lava preexistente. En primer lugar, debido a que los depósitos freatomagmáticos del maar en estudio indican que desde el comienzo de la actividad freatomagmática las interacciones agua-magma fueron relativamente óptimas, podría concluirse que el flujo subterráneo ya tenía estos valores desde antes que ocurriera el cambio de actividad magmática a freatomagmática. Así, teniendo en cuenta el gradiente hidráulico local posiblemente bajo, la opción más plausible para el aumento en el flujo subterráneo sería una mayor conductividad hidráulica del medio, la cual podría haber sido el resultado de una permeabilidad secundaria relativamente alta del núcleo del flujo de lava preexistente asociada a su alto grado de fracturamiento. La conductividad hidráulica de un flujo de lava basáltico fracturado puede alcanzar valores del orden de magnitud de 10^3 m/d (Heath, 1982; Custodio y Llamas, 1983; Bertrand et al., 2010; Cabrera-Santana y Custodio-Gimena, 2013; Ofterdinger et al., 2019). Esto es coherente con el alto grado de fracturamiento del flujo de lava preexistente observado en campo y con el hecho de que posiblemente las dimensiones del acuífero eran considerablemente mayores cuando se formó el cráter (no estaba siendo explotado).

De esta manera, teniendo en cuenta esto último y la mayor conductividad hidráulica, al aplicar la Ley de Darcy, se habría alcanzado el flujo subterráneo necesario para generar las interacciones freatomagmáticas óptimas, a pesar del gradiente hidráulico insuficiente. En este sentido, la permeabilidad secundaria del flujo de lava preexistente permitió la conexión eficiente entre sus zonas de auto-brecha, lo que, sumado a un clima relativamente más húmedo, garantizó la recarga (saturación) rápida y continua de los acuíferos ubicados en las laderas de los volcanes tipo escudo antes y durante la erupción del cráter Joya La Alberca, y esto, a su vez, ocurrió de tal manera, que se sostuvo una interacción freatomagmática óptima hasta el final de la erupción. En particular, durante la erupción, la permeabilidad secundaria mantuvo una conductividad hidráulica óptima debido al balance entre formación y destrucción de fracturas en el núcleo del flujo de lava preexistente asociado a las ondas de choque procedentes de la interacción explosiva a profundidad (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Clarke et al., 2009; Ort & Carrasco-Núñez 2009; Jordan et al. 2013; Valentine et al. 2015; Macorps et al. 2016; Saucedo et al., 2017).

Factor 2: el segundo factor corresponde a la influencia de la paleotopografía y la estructura horizontal y vertical del flujo de lava preexistente sobre el flujo de agua subterráneo. En primer lugar, debido a que los flujos de lava se emplazan a lo largo de paleovalles, la ubicación y extensión de sus zonas de auto-brecha basal y, por ende, de los acuíferos que entre estas se pueden formar, serán controladas por la topografía previa a la efusión de dicho flujo (Lockwood y Lipman, 1980; Custodio y Llamas, 1983; Bertrand et al., 2010; Cabrera-Santana y Custodio-Gimena, 2013; Harris y Rowland, 2015). En este sentido, teniendo en cuenta que en general los volcanes tipo escudo del CVVS, y en el caso particular de Joya La Alberca, los cerros El Picacho y Chapín, corresponden a grandes áreas de captación debido a su característica permeabilidad superficial media-alta (Fig. 6.21; CONAGUA, 2015; 2020), el flujo subterráneo, particularmente en temporadas “húmedas”, se podría ver favorecido en sus zonas bajas, aunque en casos como el del maar en estudio, el gradiente hidráulico local posiblemente fuera bajo. Esto, debido a que la gran cantidad de agua infiltrada se concentraría a lo

largo de las zonas de auto-brechas en los paleovalles, en las cuales, debido a que tienen un área transversal considerablemente menor, se favorecería un aumento local en el flujo subterráneo (cf. Heath, 1982; Custodio y Llamas, 1983). Así, la focalización del flujo subterráneo y de la presencia de acuíferos a lo largo de las zonas de auto-brecha del flujo de lava preexistente (controladas por la paleotopografía), es coherente con las evidencias descritas en apartados anteriores que indican que este último no siempre corresponde a un acuífero para que ocurra interacción freatomagmática (p.ej. Centro eruptivo No. 1). Adicionalmente, el hecho de que el cráter Joya La Alberca se haya formado justo a unos pocos metros de la margen este del flujo de lava preexistente, si bien podría estar relacionado con que la descarga de los acuíferos puede llegar a ser mayor hacia esta zona por el aumento en la diferencia de presión entre este y la atmósfera, principalmente podría estar asociada a que la auto-brecha basal se desarrolla verticalmente hacia el frente del flujo y, por ende, en esta zona tendría la capacidad de suministrar un mayor flujo subterráneo de manera más eficiente (cf. Lockwood y Lipman, 1980; Custodio y Llamas, 1983; Bertrand et al., 2010; Harris y Rowland, 2015).

Factor 3: por su parte, el tercer factor corresponde al hecho de que, aunque el gradiente hidráulico local fue posiblemente bajo para generar una interacción freatomagmática según la posible tasa de descarga del magma juvenil, su dirección hacia el NE deducida a partir del sentido de emplazamiento del flujo de lava del centro eruptivo No. 2 (Valentine et al., 2006; Valentine y Gregg, 2008; Kereszturi y Németh, 2013; Kshirsagar et al., 2016) habría favorecido de manera importante la focalización del flujo de agua subterránea hacia la zona de la fractura a partir de la cual estaba ascendiendo el magma juvenil. Además, esto es coherente con el segundo factor y también podría ser asociado como una de las razones por las cuales, a pesar de que en los dos centros eruptivos hubo migración lateral del foco eruptivo, únicamente en el que estaba ubicado más hacia el NE se dieron las condiciones óptimas para generar actividad freatomagmática.

Factor 4: el cuarto factor corresponde al hecho de que, como lo han descrito informes técnicos locales para el medio superior del acuífero Irapuato-Valle (CONAGUA, 2000, 2015, 2020), hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo los flujos de lava están intercalados con depósitos fluvio-lacustres porosos, pero poco permeables (i.e. acuitardo). La presencia de estos últimos, facilitarían o restringirían el flujo subterráneo lateral del agua infiltrada a través de acuíferos posiblemente colgantes ubicados dentro de las zonas, porosas y muy permeables, de auto-brecha de los flujos de lava, en lugar de su migración hacia niveles más profundos (Custodio y Llamas, 1983; Alvargonzález et al., 1993; Bertrand et al., 2010). Así, además de esto último, esta configuración propuesta también indicaría la presencia de contactos litológicos contrastantes entre los flujos de lava y los depósitos fluvio-lacustres, lo que en el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, permitiría explicar el hecho de que durante la formación del maar, el *locus* eruptivo no migró verticalmente de manera significativa, sino principalmente horizontalmente (p.ej. Ort et al., 2018).

Por otra parte, debido a que en la erupción del cráter Joya La Alberca predominó la fase magmática inicial sobre la freatomagmática final en términos de tiempo y volumen de magma emitido (RDE), es posible concluir que tuvo que haber ocurrido un proceso que actuara como punto de inflexión para permitir el ingreso del flujo de agua subterránea al conducto, y el cual, de no haber existido, muy posiblemente la erupción hubiese sido puramente magmática. Esto, a pesar de que durante el tiempo de la erupción localmente coincidieran las condiciones climáticas y el sistema hidrogeológico idóneos para generar una interacción freatomagmática óptima. De esta manera, teniendo en cuenta el contexto hidrogeológico y paleoclimático descrito anteriormente, trabajos similares a los de Gutmann (2002), Ort y Carrasco-Núñez (2009), Valentine y Cortés (2013), Kosik et al. (2016), De León-Barragán et al. (2020) y Ureta et al. (2021), y la diferencia en las tasas volumétricas de descarga de magma a

partir de las cuales se calculó la duración de cada fase eruptiva, es plausible concluir que el ingreso de agua al conducto volcánico pudo haber sido favorecido por una disminución considerable en la tasa de ascenso del magma juvenil posiblemente asociada a la migración lateral del foco eruptivo.

Finalmente, a partir del análisis de la erupción del cráter Joya La Alberca, y teniendo en cuenta que la mayoría de los cráteres del CVVS se encuentran sobre un sistema hidrogeológico similar al descrito anteriormente, se podría concluir, al menos de manera inicial, que la concentración de cráteres freatomagmáticos en este campo volcánico podría ser el resultado de la superposición e interacción eficiente y poco común en el CVMG, entre un régimen paleoclimático variable y un sistema hidrogeológico complejo; donde éstos garantizaron el flujo de agua subterránea necesario, hacia zonas de ascenso de magma relativamente continuo, como para generar interacciones freatomagmáticas en diferentes momentos a partir de la formación y recarga de acuíferos de pequeñas dimensiones y bien delimitados ubicados preferencialmente en las zonas bajas de los volcanes tipo escudo. Sin embargo, es importante resaltar que, aunque los cráteres de explosión comparten un contexto hidrogeológico general, éste puede variar localmente, así como también podría ocurrir con la cantidad de descarga pluvial según el contexto climático local y regional. Así, con base en todo lo argumentado hasta este punto, se podría concluir que el CVVS representa una zona en la que, a partir de un sistema de alimentación complejo y estructuralmente controlado, durante un periodo de tiempo relativamente extenso (escala de miles de años), pero igualmente limitado, ascendieron diferentes cuerpos de magma, generalmente de pequeño volumen, los cuales, debido a un régimen paleoclimático muy variable y un sistema hidrogeológico muy particular, comúnmente coincidieron con la cantidad de flujo de agua subterránea necesaria para generar actividades altamente explosivas.

6.3. Reconstrucción de la historia eruptiva del cráter Joya La Alberca: el substrato local y su influencia en las interacciones magma-agua

Teniendo en cuenta todas las reflexiones realizadas hasta este punto sobre la relación entre la dinámica eruptiva de la erupción del cráter Joya La Alberca, el substrato sobre el cual sucedió y el contexto hidrogeológico y paleoclimático que pudo haber estado presente, a continuación, se propone una configuración para su sistema de alimentación, así como la reconstrucción más plausible de su historia eruptiva, de acuerdo con las evidencias presentadas a lo largo de esta tesis.

6.3.1. Magma juvenil y sistema de alimentación:

En primer lugar, las características geoquímicas de los fragmentos juveniles de la erupción del cráter Joya La Alberca, indican que el magma juvenil tenía una composición traqui-andesita basáltica alcalina y patrones geoquímicos que permitieron clasificarlo como un magma “transicional” (cf. Peacock, 1931) dentro de un arco magmático de subducción (*OIB-type arc magmas*; Verma, 1999; Wallace y Carmichael, 1999; Gómez-Tuena et al., 2003; Straub et al., 2012; Losantos et al. 2017), en el que predominan los magmas andesíticos calcoalcalinos (Hasenaka y Carmichael, 1985; 1987). Adicionalmente, características petrográficas de los fragmentos juveniles como la heterogeneidad en la forma y tamaño de las fases cristalinas (i.e. textura hipohialina/hipocristalina porfirítica y glomeroporfirítica) sugiere diferentes periodos de cristalización a profundidades variables o incluso fuentes diferentes (i.e. xenocristales), mientras que los bordes difusos, las bahías de reabsorción, los bordes irregulares y las formas redondeadas comunes en todas las fases cristalinas y las posibles texturas de exsolución en algunas de éstas (olivino y clinopiroxeno), podrían estar asociados a

condiciones de claro desequilibrio y descompresión rápida. A estas últimas, también podrían estar asociados los núcleos redondeados y la textura tamiz, frecuentemente intercalada con bordes “sin alterar”, en los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, al igual que el sobrecrecimiento de microfenocristales en los bordes de algunos fenocristales de plagioclasa, y los parches de reabsorción en los cristales de clinopiroxeno y olivino. Por su parte, la gran cantidad de microlitos de plagioclasa y los ocasionales hábitos esqueléticos con terminaciones dendríticas de los cristales de olivino, en particular, serían evidencias de una descompresión súbita somera acompañada de un enfriamiento rápido. Por último, los xenolitos tipo *pop-corn*, el posible xenocristal de cuarzo y posiblemente los glomeropórfidos holocristalinos y la gran mayoría de los micro y fenocristales con texturas de desequilibrio, podrían ser resultado de leves episodios de asimilación de la roca de caja a diferentes profundidades, mientras que la zonación oscilatoria común en los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, estaría asociada a convección o turbulencia dentro del dique juvenil (Delacour et al., 2007; Sosa-Ceballos et al., 2015; Maro et al., 2017; Ureta et al., 2021a). A pesar de esto, son fundamentales estudios termobarométricos y geoquímicos, así como una mayor cantidad de datos isotópicos y geoquímicos puntuales para poder esclarecer de manera considerablemente más precisa la historia de ascenso del magma juvenil de la erupción del cráter Joya La Alberca.

De esta manera, debido a que las interpretaciones de los aspectos petrográficos que caracterizan a los fragmentos juveniles sugieren condiciones frecuentes de desequilibrio entre el fundido y las fases cristalinas, así como un ascenso del magma en general relativamente rápido, pero con periodos breves de estancamiento, se podría concluir que el magma juvenil tuvo una trayectoria de ascenso relativamente complicada a través de un sistema de alimentación considerablemente más complejo respecto a lo que se esperaría, según la literatura, para un evento monogenético que resultó en un maar (p.ej. Ureta et al., 2021a). Esto último es coherente con los trabajos en los que se ha propuesto que los campos volcánicos monogenéticos realmente tienen un sistema de alimentación considerablemente complejo, en el que, dependiendo de las propiedades internas del magma, y la estratigrafía y el estado de esfuerzos del basamento local, se pueden generar diferentes tipos de estructuras de ascenso y estancamiento (acumulación) del magma (Németh y Martín, 2006; Valentine y Keating, 2007; Valentine y Krogh, 2006; Valentine y Perry, 2007; Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008; Lefebvre et al., 2012; Muirhead et al., 2016; Mclean et al., 2017; Bischoff et al., 2019a, 2019b). En particular, el hecho de que hacia la zona superior de la secuencia del basamento local del CVVS existan contactos litológicos contrastantes debido a la intercalación entre flujos de lava, depósitos fluvio-lacustres y cuerpos intrusivos o sub-volcánicos, es consistente con la interpretación de un sistema de alimentación considerablemente complejo bajo este campo volcánico (cf. Muirhead et al., 2016; Mclean et al., 2017; Bischoff et al., 2019a, 2019b).

En el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, a pesar de que a partir de evidencias geomorfológicas, estratigráficas y composicionales se demostró que ocurrió desde dos centros eruptivos diferentes y hasta posiblemente simultáneos en un periodo breve, estas mismas no son del todo concluyentes para proponer con certeza una arquitectura del sistema de alimentación somero. Sin embargo, hay otras evidencias que permitirían hacer algunas inferencias coherentes. En primer lugar, la similitud composicional de los fragmentos juveniles de los dos centros eruptivos, inferida según sus características petrográficas y geoquímicas, además de indicar que posiblemente las dos zonas de emisión fueron alimentadas por el mismo cuerpo de magma, sugiere que cada uno de éstos tuvo un conducto volcánico diferente y que éstos se bifurcaron a un nivel somero, a partir del cual ascendieron rápidamente. Adicionalmente, el hecho que desde el centro eruptivo No. 2 se haya emitido el mayor volumen de magma, que, a partir de este último y una única fisura, se haya construido un cono de escorias con un tamaño considerablemente mayor respecto al de los *scoria*

ramparts, y que, a pesar de las pequeñas emanaciones de lodo iniciales, la actividad magmática haya empezado como “moderada” y no “clásica” como en el centro eruptivo No. 1, podrían indicar que el centro eruptivo No. 2 se formó a partir del conducto principal de ascenso y emisión de magma durante la fase magmática, mientras que los *scoria ramparts* se alimentaron desde uno secundario. Así mismo, el estilo estromboliano “moderado” que se estableció rápidamente en el centro eruptivo No. 2 podría indicar una arquitectura del sistema de alimentación somero abierta y estable que permitió tasas intermedias de ascenso y descarga del magma juvenil desde etapas tempranas de esta fase eruptiva.

En particular, la clara diferencia en el volumen emitido desde cada uno de los centros eruptivos y el hecho de que éstos no estén relacionados geomorfológicamente de manera clara, son unas de las características principales que permiten descartar, al menos de manera inicial, el modelo de *saucer-shaped sill* que permitiría explicar la coexistencia de dos fuentes relacionadas con un mismo cuerpo de magma en profundidad a partir de *sills* transgresivos (Muirhead et al., 2016). Por el contrario, la formación de los dos centros eruptivos de la erupción del cráter Joya La Alberca y las diferencias entre éstos, se podrían explicar de una manera más plausible partiendo del hecho que el cuerpo principal del dique juvenil inicialmente sólo alimentó el inicio de la fase magmática en el centro eruptivo No. 2. Sin embargo, debido a que la deformación que acompaña al ascenso del magma o a las fluctuaciones de presión en la columna de magma puede promover el fracturamiento de la roca de caja que conforma las paredes del conducto (p.ej. Cassidy et al., 2018; Ureta et al., 2021a), un sistema pequeño de fracturas, también controlado por el régimen estructural local, se pudo haber desarrollado a partir de la margen oeste del conducto principal y terminar formando los *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 2. Así, aunque a partir de esta arquitectura del sistema de alimentación somero (< 200 m) se propondrá la reconstrucción de la erupción que terminó en la formación del maar Joya La Alberca, son necesarios estudios geofísicos para corroborar su existencia (p.ej. Blaikie et al., 2014).

6.3.2. Reconstrucción de la historia eruptiva del cráter Joya La Alberca:

Para comenzar, en las etapas previas a la erupción del cráter Joya La Alberca, la zona entre el cerro El Picacho y la ubicación actual de la ciudad de Valle de Santiago (Guanajuato) se caracterizaba por una topografía irregular y una red de drenajes similar a la que se observa actualmente, donde posiblemente las corrientes de agua superficiales no eran abundantes y su dirección era controlada por las márgenes de los diferentes flujos de lava que conformaban las zonas bajas de los volcanes tipo escudo (Figs. 6.4 y 6.5). Posteriormente, estas corrientes superficiales fueron sepultadas por los productos volcánicos de los dos centros eruptivos asociados a la erupción del cráter Joya La Alberca, y actualmente se observan como paleosuelos dentro de la secuencia estratigráfica local. Por su parte, las irregularidades topográficas características de los flancos de los volcanes tipo escudo de esta región (Figs. 5.1 y 5.2), incluso antes de la erupción de Joya La Alberca, era generada por la superposición de diferentes estructuras volcánicas, sus productos y diferentes flujos de lava que se emplazaron hacia la planicie fluvio-lacustre sobre paleovalles y paleoaltos (Fig. 6.5).

Adicionalmente, de acuerdo con la reconstrucción paleotopográfica realizada, las zonas que posteriormente ocuparían el centro eruptivo No. 1 y el No. 2 se caracterizaban por la presencia de un paleoalto, de los cuales, el que existía en la zona actualmente de los *scoria ramparts*, estaba a una altitud mayor (Figs. 6.4 y 6.5). En particular, el paleoalto presente en el centro eruptivo No. 2 se encontraba principalmente bajo la zona norte y noroeste del cráter actual de Joya La Alberca, y, debido a las observaciones geomorfológicas y estratigráficas, se podría haber formado por la superposición de flujos de lava sobre una estructura tipo *graben-horst* con rumbo SSO-NNE, de los cuales, el último fue el flujo de lava preexistente que aflora en las paredes intra-cráter de Joya La

Alberca. Así mismo, probablemente esta estructura a partir de la cual se generó el paleoalto fue magmática e hidrogeológicamente activa (cf. Lorenz, 2003).

De igual manera, previo a la erupción del cráter Joya La Alberca, esta zona posiblemente ya contaba con un sistema hidrogeológico con una geometría particular que garantizaba, particularmente durante temporadas de lluvia, un flujo subterráneo abundante y continuo que generaba una recarga rápida de los acuíferos, posiblemente de tipo colgado, ubicados hacia la zona noreste de la base de los volcanes tipo escudo El Picacho y Chapín. Esto posiblemente era posible debido a altas tasas de infiltración, el desarrollo de auto-brechas a lo largo de los paleovalles, niveles de acuitardos, un gradiente hidráulico definido hacia el NE y un medio con una conductividad hidráulica óptima favorecida por la permeabilidad secundaria de los núcleos de los flujos de lava. Es importante mencionar que la estructura tipo *graben-horst* asociada al paleoalto presente en el centro eruptivo No. 2 antes de la formación del maar, podría haber permitido la existencia de un paleovalle en la zona donde posteriormente tuvo lugar la interacción freatomagmática, y que es muy probable que a ~26000 cal. a AP (erupción del cráter Joya La Alberca) la planicie fluvio-lacustre haya estado ocupada por un paleoalago de dimensiones regionales (cf. Aranda-Gómez et al., 2013a).

En este contexto, a pesar de que no es posible establecer la relación estratigráfica entre los depósitos de la fase magmática de cada uno de los dos centros eruptivos, el hecho de que a través del centro eruptivo No. 2 se emitiera un mayor volumen de magma y de manera en general más explosiva, y que de acuerdo con la dirección del dique juvenil inferida en apartados anteriores (NNE-SSO) y la paleotopografía, el primero haya sido más proclive a hacer erupción en las zonas topográficamente bajas (cf. Gaffney y Damjanac, 2006), es plausible concluir que la fase magmática inicial de la erupción del cráter Joya La Alberca comenzó en el centro eruptivo No. 2. De esta manera, la fase magmática del centro eruptivo No. 2 comenzó con dos pequeñas emanaciones de lodo (posibles explosiones hidrotermales), las cuales se podrían relacionar con una apertura inicial (i.e. grietas) del conducto volcánico relativamente gradual y con un sistema hidrotermal somero o superficial incipiente y saturado posiblemente por una temporada de altas precipitaciones que generó una considerable escorrentía superficial o a niveles muy someros.

Así, debido a la considerable diferencia térmica entre el gran volumen de agua y la zona superior del sistema hidrotermal, se produjo la expulsión ligeramente violenta del material alterado y fino, generado inicialmente por la acción hidrotermal del magma juvenil en profundidad, pero sobresaturado en agua (Komatsu et al., 2019). Además, la notoria escasez de fragmentos juveniles, alterados y sin alterar, en el depósito de lodo inferior, podría indicar que, en este primer episodio de emanación de lodo, el agua interactuó únicamente con la parte más superior del sistema hidrotermal y, por lo tanto, tuvo un contacto mínimo con el magma juvenil. Por su parte, la segunda emanación de lodo ocurrió después de un pequeño lapso de tiempo, y, debido a que su depósito presenta un mayor contenido en accidentales procedentes del basamento local y un incremento gradual de fragmentos juveniles hacia el tope, esta segunda emanación podría haber generado el ensanchamiento del conducto necesario para finalmente desencadenar la actividad magmática *sensu stricto* del centro eruptivo No. 2.

Así, la fase puramente magmática del centro eruptivo No. 2 constó de tres pulsos diferentes, donde el primero y el último fueron resultado de actividad estromboliana “moderada”, el segundo fue principalmente efusivo y los cambios en los mecanismos de erupción y emplazamiento entre cada pulso ocurrieron relativamente rápido (cf. Valentine et al., 2005). Durante esta fase se construyó un cono de escorias de pequeñas dimensiones y posiblemente levemente elongado en dirección SSO-NNE (Fig. 6.11). De esta manera, el primer pulso magmático del centro eruptivo No. 2 se caracterizó

por una tasa de ascenso de magma alta, una cantidad importante de volátiles y un conducto relativamente estable. Estas características permitieron la formación de un sistema de desgasificación cerrado (Cassidy et al., 2018; Ureta et al., 2021a) y, a partir del gradiente de presión entre el magma no fragmentado en ascenso y los posibles acuíferos adyacentes bajo la presión hidrostática, causaron que el agua no pudiera entrar en contacto con el magma juvenil (cf. Liu et al., 2017). Es decir, la presión en la zona superior del conducto era lo suficientemente alta como para no permitir el ingreso de agua al sistema (Gutmann, 2002; Valentine y Cortés, 2013; Amin y Valentine et al., 2017; Ort et al., 2018; Geshi et al., 2019). Además de esto último, otra posibilidad para que el agua no pudiera entrar al sistema durante el primer pulso magmático sería que la propagación del dique “secara” localmente el agua subterránea y de escorrentía superficial (cf. Liu et al., 2017). Sin embargo, teniendo en cuenta que lo más probable es que durante ese tiempo las altas precipitaciones y el sistema hidrogeológico generaran un flujo continuo hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, la primera posibilidad podría ser más plausible. Así, esto es coherente con el hecho de que, aunque las emanaciones de lodo iniciales probablemente facilitaron o desencadenaron el inicio de la fase magmática en esta grieta eruptiva, éstas terminaron y no se repitieron posiblemente debido a que el aumento en la presión en el conducto volcánico, generado por el alto flujo de magma hacia la superficie, no permitió que el agua volviera a ingresar en la grieta volcánica (cf. Valentine y Cortés, 2013; Geshi et al., 2019).

Posteriormente, la efusión del flujo de lava del centro eruptivo No. 2 podría estar relacionada con una disminución en la tasa de ascenso del magma y en su contenido de volátiles. A primera vista, el cambio de dinámica eruptiva entre el primer y segundo pulso podría explicarse como una segregación y acumulación de los volátiles hacia el tope de la columna de magma y una parte inferior desgasificada, sin embargo, teniendo en cuenta el trabajo de Cassidy et al. (2018), esto podría explicarse de una mejor manera como un cambio en los regímenes de desgasificación dentro de una misma fase eruptiva, es decir, el cambio de un sistema de desgasificación cerrado a uno abierto. De esta manera, teniendo en cuenta la arquitectura del sistema de alimentación propuesta para la erupción del cráter Joya La Alberca, la formación del conducto secundario que derivó en la formación de los tres *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 1, permitiría explicar el cambio de régimen de desgasificación de una manera coherente.

En primer lugar, es importante mencionar que la formación del conducto secundario, como ya se había descrito antes, si bien pudo haber estado asociada al fracturamiento de la roca de caja promovido por la deformación que acompaña al ascenso del magma juvenil y/o a las fluctuaciones de presión en la columna de magma (p.ej. Lefebvre et al. 2012; Valentine and Cortés 2013; Lefebvre et al. 2016; Muirhead et al., 2016; Cassidy et al., 2018; Ureta et al., 2021a), el desarrollo de un sistema de fracturas en un determinado punto del conducto volcánico va a estar controlado por la presión litostática, las heterogeneidades de la roca de caja y el régimen estructural al que esté sometida ésta última (Valentine y Krogh, 2006; Valentine y Keating, 2007; Valentine y Perry, 2007; Keating et al., 2008; Valentine y Gregg, 2008; Lefebvre et al., 2012; Friese et al., 2013; Muirhead et al., 2016; Delcamp et al., 2020). En particular, debido al fuerte control estructural que ha sido ampliamente descrito en el CVVS (p.ej. Murphy, 1982; Oviedo-Padrón, 2006; Losantos et al., 2017), este podría haber sido fundamental en el desarrollo del conducto secundario debido a que determina tanto la orientación y ubicación de las nuevas fracturas, como la posible reactivación de estructuras preexistentes bajo la presión inducida por el magma ascendente. Además, el régimen estructural principalmente controla en general la arquitectura del sistema de alimentación somero, es decir, la ubicación, extensión y orientación de las vías de ascenso más favorables o efectivas (i.e. conductos

más viables), dentro de la roca de caja, para el magma boyante hacia la superficie (Keating et al., 2008; Lefebvre et al., 2012; Friese et al., 2013; Muirhead et al., 2016).

Así, dentro del contexto del cambio de sistema de desgasificación entre los primeros dos pulsos magmáticos del centro eruptivo No. 2, la presencia del conducto secundario podría haber permitido el escape de magma por una vía diferente al conducto principal, y, por esto, generar la disminución en la tasa de ascenso del magma, en el contenido de volátiles y en la presión del conducto principal (i.e. sistema de desgasificación abierto; Kavanagh et al. 2015; Cassidy et al., 2018) que terminó en la efusión del flujo de lava desde el cono de escorias del centro eruptivo No. 2. Sin embargo, teniendo en cuenta que las relaciones estratigráficas en la secuencia magmática de este centro eruptivo sugieren cambios en la dinámica eruptiva relativamente rápidos, se podría proponer que las disminuciones mencionadas anteriormente que favorecieron el pulso efusivo fueron considerables o representativas a partir de un valor crítico antes de que la fracción de magma que ascendió por el conducto secundario alcanzara la superficie. De acuerdo con esto último, se podría afirmar que posiblemente la formación de los *scoria ramparts* en el centro eruptivo No. 1 ocurrió de manera simultánea, por un periodo breve, con la fase final del emplazamiento del flujo de lava desde el cono de escorias del centro eruptivo No. 2.

Posterior al segundo pulso magmático, el tercero se caracterizó por una actividad magmática similar a la del primero, por lo que podría haber estado relacionado a algún cambio en el conducto volcánico principal que generó un aumento considerable en la tasa de ascenso del magma (p.ej. localización del flujo de magma; Valentine et al., 2007; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013), en la viscosidad del fundido (p.ej. cristalización por enfriamiento u oxidación; Genareau et al., 2010) y/o en el contenido de volátiles magmáticos (p.ej. mezcla con un magma rico en volátiles inyectado desde la parte inferior del dique juvenil; Valentine y Gregg, 2008; Pioli et al., 2009; Taddeucci et al., 2015). A pesar de que para determinar la influencia de estos procesos se requiere de trabajos enfocados en las composiciones químicas tanto de las fases minerales como del vidrio juvenil, la opción del aumento en la viscosidad del magma podría descartarse, al menos inicialmente, debido a que, en los análisis de campo, de componentes, petrográficos y geoquímicos no se observaron variaciones composicionales o texturales importantes en los fragmentos juveniles.

Por el contrario, la opción de la focalización del flujo en un punto de la pequeña fisura desde donde se construyó el cono de escorias del centro eruptivo No. 2, permitiría explicar el aumento en la tasa de ascenso del magma juvenil (cf. Valentine et al., 2007; Genareau et al., 2010; Valentine y Cortés, 2013), y, asociado a este, el aumento en el contenido de volátiles ascendiendo a través del conducto principal. Esto último, debido a que al aumentar de manera considerable y repentina la tasa de ascenso de magma en el conducto volcánico del centro eruptivo No. 2, sumado a una posible disminución en la capacidad de transporte del conducto secundario por cristalización en los bordes de las fracturas, se habría inhibido, al menos parcialmente, el escape de volátiles por el conducto de los *scoria ramparts* y, de esta manera, el conducto principal se habría comportado de manera similar a un sistema de desgasificación cerrado.

Además de favorecer la actividad estromboliana moderada en el centro eruptivo No. 2, el aumento en la tasa de ascenso de magma también podría haber provocado la desestabilidad estructural del conducto principal, por lo que éste pudo haber sufrido eventos de colapso y hasta de taponamiento en su zona superior. Debido a esta obstrucción del punto de emisión, pudo ocurrir una ligera migración del foco eruptivo hacia el SSO a través del mismo sistema de fracturas por el que inicialmente había ascendido el magma, pero en este caso, las nuevas grietas posiblemente fracturaron aun más el flujo de lava preexistente y, al generar un aumento en su permeabilidad secundaria, permitieron el ingreso

de un flujo de agua subterránea considerablemente mayor al conducto volcánico. Sin embargo, lo más interesante de esta situación no fue solamente el ingreso del agua subterránea al sistema magmático, sino que esto fue posible también debido a que asociada al taponamiento del conducto, la migración del foco eruptivo estuvo acompañada de una disminución en la tasa de descarga volumétrica de magma, y esto ocurrió de una manera tal que al entrar en contacto con el flujo de agua subterránea abundante y continuo, la razón de masas agua-magma fue la precisa, no solo para generar una interacción freatomagmática, sino para que esta tuviera una eficiencia considerablemente alta. El cambio de actividad magmática a freatomagmática relacionada a una migración de la fuente y a una disminución en la tasa de descarga del dique juvenil, ha sido descrita en diferentes trabajos como en Sohn y Park (2005), Ort y Carrasco-Núñez (2009), Valentine y Cortés (2013), Jordan et al. (2013), Kosik et al. (2016), Amin y Valentine (2017), Saucedo et al. (2017), Ort et al. (2018), Geshi et al. (2019), De León-Barragán et al. (2020) y Ureta et al. (2021a), entre muchos otros.

Así, respecto a la fase freatomagmática, su historia eruptiva se puede describir a partir de los tres miembros estratigráficos principales, donde en el miembro inferior y superior predominan los depósitos de oleadas piroclásticas basales cercanas al extremo “húmedo” del espectro (i.e. capas tipo C y D), mientras que, en el miembro intermedio, el cual es el de mayor espesor, predominan los depósitos de oleadas basales cercanas al extremo “seco”. Así, esto sugiere que al inicio de la interacción agua-magma, la cantidad de agua fue considerable y, por tanto, la razón de masas fue relativamente alta. Posteriormente, se alcanzó una razón energéticamente óptima y el estado del agua fue principalmente vapor “seco”, y finalmente, el flujo de agua nuevamente fue superior al de magma justo antes de la finalización de la erupción, lo que podría indicar que la formación del cráter Joya La Alberca finalizó debido a que se agotó el suministro de magma. Adicionalmente, aunque en la secuencia freatomagmática del cráter Joya La Alberca predominan en general los depósitos con características de transporte y acumulación “secas”, la fase freatomagmática se caracterizó por diferentes pulsos, separados por intervalos de tiempo entre cortos y relativamente largos, con una razón de masas entre agua y magma considerablemente variable, pero frecuentemente óptima.

De acuerdo con De Rosa et al. (1992), las fluctuaciones en la tasa de descarga de masa durante cada pulso eruptivo es el factor principal que controla la dinámica de la fase eruptiva y la densidad inicial y la velocidad del flujo. A una alta tasa de descarga de masa, se forma una oleada proximal que consiste en una suspensión poco turbulenta y de alta concentración que deposita su carga principalmente por sedimentación en suspensión directa (i.e. Capas tipo A y B). Por el contrario, a una tasa de descarga de masa más baja, la oleada proximal se diluye más y los procesos de tracción se mejoran en la base (i.e. capas tipo C y D). Por lo tanto, el cambio en las condiciones eruptivas debe reflejarse en un cambio en las condiciones de transporte y depositación, de tal manera que formas de capas más masivas y laminadas corresponden a una tasa de descarga de masa alta, mientras que una estratificación cruzada de ángulo bajo y laminación discreta ocurren a una tasa de descarga de masa más baja. Adicionalmente, las variaciones en las interacciones magma-agua probablemente se debieron al consumo/agotamiento de agua o a la lenta recuperación de agua en un acuífero somero dentro de un medio fracturado, lo que llevó a la generación de fragmentos con densidad/vesicularidad variable mezclados durante eventos contemporáneos y diferentes columnas eruptivas (Houghton et al. 1996, 2004; Jordan et al. 2013; Saucedo et al., 2017); a su vez, estas variaciones podrían haber estado asociadas a las condiciones ligeramente diferentes de agua-magma que se encontraron durante la migración lateral del foco eruptivo que acompañó la fase freatomagmática.

Por otra parte, la permeabilidad secundaria del flujo de lava preexistente permitió la conexión eficiente entre sus zonas de auto-brecha, lo que, sumado a un clima relativamente más húmedo,

garantizó en general la recarga (saturación) rápida y continua de los acuíferos ubicados en las laderas de los volcanes tipo escudo antes y durante la fase freatomagmática, y esto, a su vez, ocurrió de tal manera, que se sostuvo una interacción freatomagmática óptima hasta el final de la erupción. En particular, durante la erupción, la permeabilidad secundaria mantuvo una conductividad hidráulica óptima debido al balance entre formación y destrucción de fracturas en el núcleo del flujo de lava preexistente asociado a las ondas de choque procedentes de la interacción explosiva a profundidad (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Clarke et al., 2009; Ort & Carrasco-Núñez 2009; Jordan et al. 2013; Valentine et al. 2015; Macorps et al. 2016; Saucedo et al., 2017). Así, debido a que el tope de la secuencia magmática del centro eruptivo No. 2 (i.e. tercer pulso magmático) no muestra evidencias claras de disminución en la tasa de ascenso del magma, ni en el volumen de magma involucrado, muy posiblemente la actividad magmática en este punto terminó al ser truncada por la fase freatomagmática que formó a Joya La Alberca. Como ya se mencionó, esta última terminó debido al agotamiento del volumen de magma, mientras que el final de la actividad magmática en el centro eruptivo No. 1 fue causado posiblemente por la destrucción o colapso del conducto secundario debido a las ondas de choque relacionadas a la erupción freatomagmática.

De esta manera, en la erupción del cráter Joya La Alberca, factores como el cambio de un sistema de desgasificación cerrado a uno abierto y posteriormente a uno parcialmente cerrado, las variaciones en la tasa de ascenso de magma, la migración lateral de la fuente y la disponibilidad de agua controlada por la interacción óptima entre el contexto hidrogeológico, caracterizado por una conductividad hidráulica alta, y un régimen paleoclimático relativamente más húmedo, fueron los factores que dominaron principalmente el cambio entre actividad magmática explosiva y efusiva, y finalmente a freatomagmática que se observó en los dos sistemas de alimentación independientes y relativamente complejos involucrados en la erupción del cráter Joya La Alberca (p.ej. Houghton y Schmincke, 1986; Mattsson y Höskuldsson, 2011; Jordan et al., 2013; van Otterloo et al., 2013; Liu et al., 2017; Saucedo et al., 2017; Chako-Tchamabé et al., 2020; Ureta et al., 2021a). Además de todos los argumentos presentados, el modelo descrito es coherente con dos aspectos fundamentales. El primero es que debido a que los dos centros eruptivos muestran dinámicas eruptivas diferentes, principalmente en cuanto a la existencia de la fase freatomagmática, lo más probable es que hayan tenido conductos independientes (Saucedo et al., 2017), y el segundo aspecto es que el modelo permite explicar la diferencia entre las estructuras construidas en cada uno de los centros eruptivos debido a que propone que cada uno de éstos tuvo una arquitectura de su sistema de alimentación somero completamente diferente (Martin y Németh, 2006).

Adicionalmente, a partir de este modelo y de todos los aspectos que se han mencionado en esta tesis, es de suma importancia resaltar el hecho de que las erupciones monogenéticas representan un reto para el manejo del riesgo volcánico asociado, ya que, como se evidenció para el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, una erupción magmática, relativamente controlable, puede detonar en una freatomagmática en el mismo punto o desde un centro eruptivo completamente diferente, incluso con una menor cantidad de magma disponible (cf. Valentine y Cortés, 2013). Así mismo, a partir de las deducciones realizadas sobre la erupción del cráter Joya La Alberca, en el caso particular del CVVS, actualmente es complicado que se pueda dar una erupción con una dinámica similar. Esto, debido a tres razones principales. La primera es que las erupciones más recientes dentro del CVMG han ocurrido hacia su parte sur, por lo que es poco probable que haya magmas ascendiendo hacia la zona del CVVS, al menos en escalas de tiempo cortas. La segunda razón es que, aunque hubiese magmas en ascenso en el CVVS y migración lateral del foco eruptivo, el régimen climático actual no generaría la descarga pluvial necesaria como para garantizar la recarga de los acuíferos de manera óptima. Finalmente, la tercera razón recae en las condiciones hidrogeológicas actuales, donde, por ejemplo,

la tabla de agua ha disminuido considerablemente, y, por lo tanto, se inhibiría el freatomagmatismo en las zonas en donde la geometría del sistema hidrogeológico era óptima.

6.3.3. Comparación con otros ejemplos en el mundo:

Uno de los aspectos que ha sido de mayor interés dentro del contexto del vulcanismo monogenético ha sido el entender la razón de que en general sean considerablemente más comunes los casos donde la actividad freatomagmática cambie a magmática durante una misma erupción en un único centro eruptivo, o al menos que, a pesar de estar intercalados, esa sea la tendencia general, respecto a los casos donde el cambio ocurre en sentido contrario (p.ej. Ureta et al., 2021a). Así, en el primer caso, en México se han reportado estructuras como el anillo de toba El Caracol (Kshirsagar et al., 2016), y el maar Tecuitlapa (Ort y Carrasco-Núñez, 2009) entre muchos otros, y en general, el cambio en la dinámica eruptiva ha sido asociado al agotamiento del flujo de agua hacia la zona de ascenso de magma. Por su parte, el cambio de actividad eruptiva en sentido contrario podría verse considerablemente limitado debido a que en sí mismas las interacciones freatomagmáticas requieren de la interacción óptima de múltiples factores externos que ocasionalmente son estables en el tiempo, y evidencia de esto también es el hecho de que se hayan reportado diferentes casos en los que se intercalan fases magmática y freatomagmáticas durante una misma erupción (Houghton y Schmincke, 1986; Gutmann, 2002; Valentine y Cortés, 2013) . Así, es posible que estas actividades no sean mutuamente excluyentes, sino que sean miembros extremos de un espectro continuo en el que existen retroalimentaciones plausibles por las que un proceso podría desencadenar o amplificar el otro (p.ej. disminución en la tasa de ascenso de magma y transferencia de inercia; Liu et al., 2017).

CONCLUSIONES

La erupción del cráter Jaya La Alberca es una oportunidad poco frecuente para aportar en el conocimiento sobre cómo dos centros eruptivos con dos sistemas de alimentación separados por una corta distancia (~1.6 km), aunque unidos a profundidad, pudieron haber experimentado diferentes procesos magmáticos y mecanismos eruptivos contrastantes, tales como variaciones entre actividad magmática explosiva y efusiva, y entre fases de fragmentación magmática y freatomagmática (cf. Ureta et al., 2021a). De esta manera, el presente estudio tuvo como principal objetivo determinar el contexto estratigráfico, estructural, hidrogeológico y paleoclimático que proporcionó las condiciones necesarias para la formación de una estructura volcánica compleja como el maar Joya La Alberca, en una región como El Bajío, con un clima semicálido subhúmedo con lluvias en verano, cerca al límite noroeste del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

El maar Joya La Alberca se formó durante la fase final de una erupción que ocurrió a ~22300 a AP (~26500 cal. a AP) y que, según evidencias estratigráficas, composicionales y morfológicas, constó de una fase magmática inicial desde dos centros eruptivos, y finalmente, por una fase freatomagmática únicamente desde uno de ellos. El centro eruptivo No. 2 (donde inició la erupción) corresponde a la zona que actualmente ocupa el maar Joya La Alberca, mientras que el centro eruptivo No. 1 se ubicó a ~1.6 km al oeste del cráter. A pesar de que a simple vista no se pueda evidenciar una relación geomorfológica clara entre los dos centros eruptivos, a partir de la metodología de Paulsen y Wilson (2010), se propone que están relacionados mediante un sistema de fracturas en dirección SSO-NNE. De esta manera, la presente tesis permite proponer que la erupción fue más reciente (~26500 cal. a AP) y compleja de lo que se pensaba anteriormente (p.ej. Murphy, 1982; Rincón-Herrera, 2005; Uribe-Cifuentes, 2006; Aranda-Gómez et al., 2013a; Aranda-Gómez y Carrasco-Núñez, 2014) y que el maar representa sólo la parte más visible de los productos de la erupción. En particular, la edad obtenida para la formación del maar en el presente estudio es más coherente con las características morfológicas que éste tiene actualmente.

De esta manera, el dique juvenil de composición traqui-andesítica basáltica alcalina alcanzó primero la superficie en el centro eruptivo No. 2, particularmente en la zona norte y noroeste del cráter actual. En este punto formó un cono de escorias de pequeñas dimensiones ligeramente elongado (NE-SO) a partir de dos pulsos estrombolianos “moderados” separados por la efusión de un flujo de lava que se emplazó hacia el NE y alcanzó una longitud máxima de ~1.3 km. Durante el final del primer pulso eruptivo, la deformación asociada al ascenso del magma y a fluctuaciones en la presión del conducto del centro eruptivo No. 2 (conducto principal) generó la formación de fracturas en la roca de caja que, controladas por el régimen estructural y las heterogeneidades del basamento, terminaron en la formación de un conducto secundario que finalmente alimentó la actividad estromboliana que formó los *scoria ramparts* del centro eruptivo No. 1. Así, los cambios en la dinámica eruptiva estuvieron posiblemente controlados principalmente por la tasa de ascenso del magma juvenil, la formación del conducto secundario y la focalización del flujo de magma en las pequeñas fisuras en superficie, ya que éstos determinaron el tipo de régimen de desgasificación (i.e. abierto o cerrado).

Por último, debido al incremento en la tasa de ascenso durante el tercer pulso magmático del centro eruptivo No. 2, se generaron pequeños colapsos del conducto principal que terminaron en el “taponamiento” del cráter principal; esto, a su vez, derivó en la migración del foco eruptivo hacia el SSO acompañada de una disminución importante en la tasa de ascenso del magma, y estos dos aspectos permitieron el incremento en la cantidad de fracturas en el flujo de lava preexistente y el ingreso súbito de agua al conducto volcánico, a una razón de masas agua-magma tal, que se generó

una erupción freatomagmática con una alta eficiencia relativamente sostenida hasta el final de la erupción. Esta última excavó continuamente el basamento, y destruyó en gran medida el cono de escoria construido previamente. El cambio rápido en el estilo de la erupción implica que, durante su última migración lateral, el dique juvenil se encontró repentinamente con un acuífero alimentado por un régimen climático e hidrogeológico, que garantizó su recarga rápida y continua incluso hasta después de que se agotó el volumen de magma.

Así mismo, es importante mencionar que este modelo eruptivo podría ser únicamente la mejor aproximación analizada de acuerdo con los análisis practicados, pero se requiere de diferentes exámenes para poder determinar su viabilidad y veracidad. Sin embargo, además de todos los argumentos presentados, el modelo descrito es coherente con cuatro aspectos fundamentales. El primero es que permite explicar el hecho de que desde el centro eruptivo No. 2 se hay emitido una mayor cantidad de magma respecto al centro eruptivo No. 1. El segundo aspecto es que es coherente con la similitud composicional y textural de los juveniles procedentes de los dos centros eruptivos, la cual, además de indicar que posiblemente las dos zonas de emisión fueron alimentadas por el mismo cuerpo de magma en profundidad, sugiere que cada uno de éstos tuvo un conducto volcánico diferente y que éstos se bifurcaron a un nivel somero, a partir del cual el magma ascendió rápidamente. Por su parte, el tercer aspecto fundamental es que debido a que los dos centros eruptivos muestran dinámicas eruptivas diferentes, principalmente en cuanto a la existencia de la fase freatomagmática, lo más probable es que hayan tenido conductos independientes (Saucedo et al., 2017), y el cuarto aspecto es que el modelo permite explicar la diferencia entre las estructuras construidas en cada uno de los centros eruptivos debido a que propone que cada uno de estos tuvo una arquitectura de su sistema de alimentación somero completamente diferente (Martin y Németh, 2006).

En este contexto, la fase magmática de la erupción del cráter Joya La Alberca ocurrió desde dos centros eruptivos separados ~1.6 km uno del otro, pero, debido a que no está expuesta la relación estratigráfica entre sus depósitos, no es posible determinar en donde inició exactamente. Sin embargo, teniendo en cuenta la correlación estratigráfica realizada, y que la fase magmática en el centro eruptivo No. 2 fue truncada por la formación del maar, se podría concluir que lo más probable es que la actividad magmática haya cesado primero en este último. Así mismo, a pesar de que en ambos centros eruptivos los depósitos muestran características similares relacionadas con la actividad estromboliana, hay diferencias importantes que permiten interpretar que su dinámica eruptiva fue diferente, y, por ende, también las estructuras volcánicas finales. Para empezar, en el centro eruptivo No. 1 se formaron tres *scoria ramparts* (Fig. 6.11) a partir de una actividad estromboliana fisural, en sentido NNE-SSW, en la que principalmente la variación en la tasa de ascenso del magma, influenciada en gran medida por la focalización del flujo magmático, generó el cambio de estilo estromboliano “clásico” a “moderado”, y al menos un pico corto en el que se formó un flujo de lava clastogénico entre los dos estilos.

Por su parte, la fase magmática del centro eruptivo No. 2 se caracterizó principalmente por actividad estromboliana moderada y la efusión desde el cráter de un pequeño flujo de lava hacia el NE (Fig. 6.11). Los cambios en su dinámica eruptiva podrían haber estado posiblemente controlados principalmente por la tasa de ascenso del magma juvenil, la formación del conducto secundario y la focalización del flujo de magma en las pequeñas fisuras en superficie, ya que éstos determinaron el tipo de régimen de desgasificación (i.e. abierto o cerrado). Respecto a la estructura formada durante esta fase magmática en el centro eruptivo No. 2, la extensión y características texturales de la secuencia magmática en esta zona permitieron interpretar que posiblemente se trató de un cono de escorias pequeño ligeramente elongado en dirección NNE-SSW con los siguientes parámetros: W_{co}

~670 m, W_{cr} ~224 m y H_{max} ~93 m (Fig. 6.11). De esta manera, los edificios volcánicos construidos en los dos centros eruptivos, aunque en diferente grado, presentan elongación en general en dirección NNE-SSW, y ésta podría estar asociada principalmente a la geometría alargada del conducto.

Por otra parte, la secuencia freatomagmática del anillo piroclástico está dominada por depósitos proximales de oleadas basales cercanas al extremo “seco” del espectro, seguidas de depósitos de oleadas basales que reflejan condiciones relativamente más húmedas, y, en considerable menor cantidad, se observaron depósitos con características relacionadas a caída durante eventos freatomagmáticos (i.e. periodos cortos de pausa). Debido a esto, se pudo concluir que la erupción freatomagmática que formó al cráter Joya La Alberca en general fue el resultado de una interacción óptima sostenida. Adicionalmente, de acuerdo con las características de los cuatro tipos de capas principales observados dentro de la secuencia del anillo piroclástico, cada uno de estos correspondería a un tipo diferente de oleada basal con propiedades físicas diferentes (Walker, 1984; Sohn y Chough, 1989), ya que las proporciones variables de masa de agua y magma que interactúan a profundidad, y la geometría de su contacto, generan variaciones en las condiciones de humedad, así como en la duración de cada pulso (i.e. naturaleza pulsante de la interacción freatomagmática; Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y McQueen, 1984). Así, debido a su menor espesor, pero buena continuidad lateral (i.e. extensión), las capas tipo C y D estarían asociadas a pulsos más discretos, en cuanto a volumen y duración (i.e. transitorios), inestables y húmedos, mientras que, por el contrario, las capas tipo A y B serían el resultado de pulsos principalmente secos, que involucraron un mayor volumen de agua y magma a una tasa relativamente constante, y, por ende, una duración mayor (p.ej. Jordan et al., 2013; Saucedo et al., 2017; De León-Barragán et al., 2020).

En este sentido, el desarrollo de la fase freatomagmática se pudo describir de acuerdo con los tres miembros estratigráficos principales, donde en el miembro inferior y superior predominan los depósitos de oleadas piroclásticas basales cercanas al extremo “húmedo” del espectro (i.e. capas tipo C y D), mientras que, en el miembro intermedio, el cual es el de mayor espesor, predominan los depósitos de oleadas basales cercanas al extremo “seco”. Así, esto sugiere que al inicio de la interacción agua-magma, la cantidad de agua fue considerable y, por tanto, la razón de masas fue relativamente alta. Posteriormente, se alcanzó una razón energéticamente óptima y el estado del agua fue principalmente vapor “seco”, y finalmente, el flujo de agua nuevamente fue superior al de magma justo antes de la finalización de la erupción, lo que podría indicar que la formación del cráter Joya La Alberca finalizó debido a que se agotó el aporte de magma.

Por otro lado, de acuerdo con las metodologías propuestas por Kereszturi et al. (2013) y Blaikie et al. (2015) se pudo calcular que el centro eruptivo No. 1 emitió $\sim 0.32 \times 10^6$ m³ (RDE) de magma y el cono de escorias del centro eruptivo No. 2, 17.25×10^6 m³ (RDE) de manera explosiva y 20.4×10^6 m³ (RDE) de manera efusiva, mientras que durante la fase freatomagmática se expulsó un volumen de magma entre 5.25×10^6 y 7.42×10^6 m³ (RDE), lo cual suma un total entre ~ 43.2 y $\sim 45.4 \times 10^6$ m³. Además, teniendo en cuenta estos valores y la metodología propuesta por Kshirsagar et al. (2015, 2016), se estimó que la erupción general del cráter Joya La Alberca pudo haber tenido una duración mínima y máxima entre 3 y 5 meses, respectivamente. Así, teniendo en cuenta el volumen de magma emitido durante cada una de las fases, se puede concluir que las erupciones monogenéticas representan un reto para el manejo del riesgo volcánico asociado, ya que, como se evidenció para el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, una erupción magmática, relativamente controlable, puede detonar en una freatomagmática en el mismo punto o desde un centro eruptivo completamente diferente, incluso con una menor cantidad de magma disponible (cf. Valentine y Cortés, 2013).

Por su parte, de acuerdo con los componentes observados en los depósitos magmáticos y freatomagmáticos, se pudo establecer que si bien hay diferentes litologías presentes en los depósitos freatomagmáticos de Joya La Alberca, éstas no muestran una tendencia estratigráfica clara y su abundancia es considerablemente baja en comparación a la de los fragmentos procedentes del flujo de lava preexistente, por lo que estas evidencias sugieren que es más plausible un modelo de crecimiento similar al propuesto por White y Valentine (2012) que el originalmente planteado por Lorenz (2003). Así mismo, teniendo en cuenta que hay evidencias geomorfológicas y de campo que sugieren una migración lateral del foco eruptivo, es más probable que los pulsos freatomagmáticos hayan ocurrido en diferentes puntos (verticales y horizontales), dentro del cuerpo de lava preexistente (Ort y Carrasco, 2009; Valentine y Cortés, 2013).

Así, teniendo en cuenta la vaga caracterización de la litología de los dos niveles del acuífero Irapuato-Valle de Santiago realizada por CONAGUA (2000, 2020), se podría concluir que posiblemente el *locus* de los pulsos freatomagmáticos asociados a la formación del cráter Joya La Alberca ocurrieron en general a profundidades menores a 100 metros. De igual manera, el hecho de que los fragmentos líticos presentes tanto en los depósitos magmáticos como en los freatomagmáticos hayan correspondido predominantemente al flujo de lava preexistente, indica que este último no siempre representó un acuífero con las condiciones necesarias para generar interacciones freatomagmáticas o que, durante la mayor parte de la erupción, la tasa de descarga fue lo suficientemente alta como para impedir el ingreso del agua al conducto. Con base en el primer caso, es posible concluir que en la región de Valle de Santiago las condiciones hidrogeológicas cambian drásticamente en decenas de metros, desde zonas donde un determinado volumen de magma en ascenso encuentra el suministro de agua suficiente como para generar erupciones freatomagmáticas, y otras donde no, o hasta no interactúa con aguas subterráneas. Así, los acuíferos son confinados, están localmente bien delimitados y tienen pequeñas dimensiones. Por tanto, podrían estar relacionados con acuíferos de tipo “colgado” ubicados en las zonas basales de auto-brecha de los flujos de lava procedentes de los volcanes escudo y emplazados a lo largo de paleovalles.

Adicionalmente, con base en los trabajos de Valentine et al. (2014) y Graettinger et al. (2015), se propone que los depósitos freatomagmáticos con granulometría más gruesa (i.e. capas tipo A y B), estuvieron posiblemente relacionadas a los eventos que lograron emplazar en superficie el mayor volumen de material sobre una mayor área, por lo que representarían la profundidad escalada óptima (i.e. *optimal scaled depth*) en la erupción del cráter Joya La Alberca, y, por lo tanto, la profundidad a la que la excavación del cráter fue más eficiente. Por su parte, los depósitos de granulometría fina (i.e. capas tipo C y D), debido a su relativamente buena extensión lateral, podrían haber sido el resultado de erupciones generadas a menores profundidades (i.e. <50 m).

La reconstrucción paleotopográfica de la zona, la secuencia estratigráfica local y los análisis geoquímicos, permitieron concluir: 1) Las zonas donde se ubicaron los dos centros eruptivos, en etapas previas a la erupción de Joya La Alberca, correspondían a dos paleoaltos, de los cuales, el presente en la zona del centro eruptivo No. 1 tuvo una altitud mayor. 2) La fuente del flujo de lava preexistente podría haber sido el cerro Chapín, y la estructura vertical de este flujo posiblemente fue similar a la de un flujo tipo ‘a’ de volumen importante, es decir, con zonas de auto-brecha superior y basal y un núcleo típicamente denso. 3) El cráter Joya Estrada tiene una edad considerablemente mayor a la del maar Joya La Alberca, lo cual también es coherente con el grado de preservación morfológico de estas dos estructuras.

Por otra parte, los estudios geomorfológicos, estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos realizados para la presente tesis permitieron proponer una configuración aproximada

para el sistema hidrogeológico de la zona donde se emplazó el cráter Joya La Alberca al momento de la erupción. De esta manera, este sistema se caracterizaba por tener: 1) Un gradiente hidráulico bajo en la ladera nororiental del lomerío ubicado en la parte central del CVVS, pero que claramente tenía una dirección hacia el NE, es decir, hacia la zona donde ascendió el magma de la erupción del cráter Joya La Alberca, 2) grandes áreas de captación (i.e. recarga) debido a las grandes dimensiones de los volcanes tipo escudo y a las altas tasas de infiltración asociadas a su permeabilidad superficial media-alta (i.e. grandes reservorios de agua), 3) una conductividad hidráulica importante por fragmentación (i.e. permeabilidad secundaria) en la zona, pero particularmente alta en los núcleos de los abundantes flujos de lava que permitía la comunicación efectiva entre las zonas de auto-brecha (más porosas y permeables), 4) una tabla de agua poco profunda, como lo evidencia la capa de evaporitas en las paredes intra-cráter de Joya La Alberca (Aranda-Gómez et al., 2013a), 5) una saturación importante de niveles someros del basamento local, como lo indican las emanaciones de lodo al inicio de la fase magmática del centro eruptivo No. 2, 6) la presencia de depósitos fluviolacustres y piroclásticos primarios y secundarios principalmente hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, que al tener características de acuitardos y extensiones laterales variables, favorecían el flujo lateral, en lugar de vertical, del agua infiltrada, y 7) por una paleotopografía afectada por sistemas de *graben-horst* principalmente hacia las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, que podría haber generado que el flujo subterráneo se focalizara en los paleovalles, ya que éstos también coincidían con las zonas de auto-brecha basal de los flujos de lava, y así, permitir que estas estructuras “escalonadas” fueran magmática e hidrogeológicamente activas (cf. Lorenz, 2003).

De esta manera, todas las características anteriormente mencionadas, y particularmente la conductividad hidráulica alta por permeabilidad secundaria, podrían haber garantizado un flujo de agua abundante y continuo (i.e. recarga) hacia los acuíferos, posiblemente de tipo “colgado”, ubicados hacia la zona donde ascendió el magma juvenil que alimentó la erupción del cráter Joya La Alberca, a pesar de la pequeña magnitud del gradiente hidráulico local. Sin embargo, esto sería posible únicamente en el caso de que durante el tiempo de la erupción también existiera la cantidad de descarga pluvial necesaria como para abastecer este sistema hidrogeológico.

Respecto al tema climático, aunque actualmente hay múltiples discrepancias sobre el régimen paleoclimático preponderante en la zona de Valle de Santiago (Guanajuato) a ~26500 cal. a AP, aspectos como que en esta zona exista la agrupación de maares ya ampliamente mencionada, las emanaciones de lodo al inicio de la fase magmática del centro eruptivo No. 2, que la erupción del cráter Joya La Alberca refleje una cantidad de flujo de agua óptima y suficiente hasta tal punto de que la erupción posiblemente finalizó debido a que se agotó el volumen de magma juvenil, y que el régimen paleoclimático ha sido considerablemente variable en términos de temperatura y humedad desde el Plioceno Tardío hasta el Holoceno, indican que es muy posible que la formación del maar Joya La Alberca haya estado asociada a una temporada corta, previa o simultánea (similar a la que existe actualmente; Fig. 6.23), en la que el balance entre una alta descarga pluvial y una baja evaporación, fue el necesario para garantizar la alimentación del sistema hidrogeológico descrito en el párrafo anterior. De esta manera, es posible concluir que la interacción entre el sistema hidrogeológico descrito y el régimen paleoclimático “húmedo” posiblemente garantizaron la recarga óptima (i.e. rápida y continua) de los acuíferos ubicados en las zonas bajas de los volcanes tipo escudo, antes, durante y después de la erupción del cráter Joya La Alberca.

Sin embargo, a pesar de que hacia la zona de ascenso del magma juvenil muy posiblemente había un flujo de agua subterráneo abundante y continuo (suministrado por la interacción óptima entre la configuración hidrogeológica y un ambiente con importantes precipitaciones), la erupción no tuvo un

inicio freatomagmático debido a que posiblemente la tasa volumétrica de magma hacia la superficie era considerablemente mayor a la de agua, y, por ende, no existió la razón de masas necesaria como para propiciar una interacción freatomagmática, y mucho menos, con la alta eficiencia que se evidencia en los depósitos del miembro inferior de la secuencia freatomagmática de Joya La Alberca. Así, con base en todos los argumentos presentados, fue posible proponer que en el caso de la erupción del cráter Joya La Alberca, el detonante para que se permitiera la interacción freatomagmática en el centro eruptivo No. 2 fue una disminución en la tasa de ascenso del magma, la cual posiblemente estuvo asociada a una migración del foco eruptivo debido a un “taponamiento” del punto de emisión. Adicionalmente, el ingreso de agua se vio favorecido por la formación de nuevas fracturas por la migración de la fuente (i.e. incremento súbito en la conductividad hidráulica), posterior a esto, y hasta después del agotamiento del volumen de magma, el suministro de agua se sostuvo debido a una conductividad hidráulica óptima derivada del balance entre la formación y la destrucción de fracturas en el núcleo del flujo de lava preexistente generadas por las ondas de choque procedentes de la interacción explosiva a profundidad (cf. Aranda-Gómez y Luhr, 1996).

Por último, a partir del análisis de la erupción del cráter Joya La Alberca, y teniendo en cuenta que la mayoría de los cráteres del CVVS se encuentran sobre un sistema hidrogeológico similar al descrito anteriormente, se podría concluir, al menos de manera inicial, que la concentración de cráteres freatomagmáticos en este campo volcánico podría ser el resultado de la superposición e interacción eficiente y poco común en el CVMG, entre un régimen paleoclimático variable y un sistema hidrogeológico complejo; donde estos garantizaron el flujo de agua subterránea necesario, hacia zonas de ascenso de magma relativamente continuo, como para generar interacciones freatomagmáticas en diferentes momentos a partir de la formación y recarga de acuíferos de pequeñas dimensiones y bien delimitados ubicados preferencialmente en las zonas bajas de los volcanes tipo escudo. Esto, sumado a la alta complejidad que, de acuerdo con las observaciones petrográficas y geoquímicas, puede llegar a tener el sistema de alimentación del campo volcánico.

Sin embargo, es importante resaltar que, aunque los cráteres de explosión comparten un contexto hidrogeológico general, este puede variar localmente, así como también podría ocurrir con la cantidad de descarga pluvial según el contexto climático local y regional. Así, con base en todo lo argumentado hasta este punto, se podría concluir que el CVVS representa una zona en la que, a partir de un sistema de alimentación complejo y estructuralmente controlado, durante un periodo de tiempo relativamente extenso (escala de miles de años), pero igualmente limitado, ascendieron diferentes cuerpos de magma, generalmente de pequeño volumen, los cuales, debido a un régimen paleoclimático muy variable y un sistema hidrogeológico muy particular, comúnmente coincidieron con la cantidad de flujo de agua subterránea necesaria para generar actividades altamente explosivas, aunque no siempre con eficiencias altas.

Finalmente, teniendo en cuenta todo lo expuesto hasta este punto, se puede concluir que la actividad freatomagmática requiere que diferentes condiciones óptimas coincidan en tiempo y lugar, tanto a nivel magmático, como paleoclimático e hidrogeológico, y esto, además de explicar la baja abundancia de las estructuras relacionadas a esta actividad a lo largo del CVMG, también permite entender la razón por la cual el cambio de actividad magmática a freatomagmática sea considerablemente menos frecuente que en el sentido contrario.

REFERENCIAS

- Abrams, M. J., & Siebe, C. (1994). *Cerro Xalapaxco: An Unusual Tuff Cone with Multiple Explosion Craters, in Central Mexico (Puebla)*. <https://ntrs.nasa.gov/citations/20060042135>
- Aguirre, L. V., & Ayala, A. O. (1992). Provincias hidrogeológicas de México. *Tecnología y ciencias del agua*, 36-55.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Ferrés, D., Sieron, K., & Zuccolotto, K. (2021). Monogenetic volcanoes with initial phreatomagmatic phases in the Ceboruco graben, western Mexico: The cases of Potrerillo I, Potrerillo II, and San Juanito. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 412, 107184. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107184>
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A., Orozco Esquivel, T., Vassallo, L., & Xu, S. (2002). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, ISSN 0366-1784, Tomo 55, N°. 1, 2002, pags. 12-29, 55. <https://doi.org/10.18268/BSGM2002v55n1a2>
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A., Zaragoza, M., Ojeda, A., Vassallo, L., & Orozco Esquivel, T. (2001). Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, ISSN 1026-8774, Vol. 18, N°. 2, 2001, pags. 129-148, 18.
- Alcocer, J., Escobar, E., & Lugo, A. (2008). Water use (and abuse) and its effects on the crater-lakes of Valle de Santiago, Mexico. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 5, 145-149. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1770.2000.00113.x>
- Amin, J., & Valentine, G. A. (2017). Compound maar crater and co-eruptive scoria cone in the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 339, 41-51. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.002>
- Aranda-Gómez, J. J., Cerca, M., Rocha, L., Carrera-Hernández, J., Levresse, G., Pacheco Martínez, J., Yutsis, V., Arzate-Flores, J., Chacon, E., & Beraldi, H. (2016). Structural evidence of enhanced active subsidence at the bottom of a maar: Rincón de Parangueo, México. *Geological Society, London, Special Publications*, 446, SP446.1. <https://doi.org/10.1144/SP446.1>
- Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Pacheco Martínez, J., Ramos-Leal, J. A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., & Noyola-Medrano, C. (2013). Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 169-188.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., & Pier, G. (1992). The La Breña—El Jagüey Maar Complex, Durango, México: I. Geological evolution. *Bulletin of Volcanology*, 54(5), 393-404.
- Aranda-Gómez, J.-N. (2014). *The Valle de Santiago maars, México: The record of magma-water fluctuations during the formation of a basaltic maar (La Alberca) and active post-desiccation subsidence at the bottom of a maar lake (Rincón de Parangueo) Intra-conference Field trip 5th*. <https://vhub.org/resources/3706>
- Araña, J. M.-V. (1993). *La volcanología actual*. Editorial CSIC - CSIC Press.
- Aravena, Á., De' Michieli Vitturi, M., Cioni, R., & Neri, A. (2017). Stability of volcanic conduits during explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 339. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.003>
- Armienta, M. A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., & Arcega-Cabrera, F. (2008). Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(2), 249-258. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>
- Auer, A., Martin, U., & Németh, K. (2007). The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate” and “hard-substrate” maar volcanoes in an aligned volcanic complex – Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 225-245.

- Aurelio, M., Ybañez, R., Ybanez, A. A., Sulapas, J. J., Baldago, Ma. C., Sarmiento, D., Cabria, H., Rodolfo, R., Rafael, D., Trinidad, J. R., Obille Jr, E., II, N., Lagmay, A., & Tarriela, R. (2021). *Hazardous Base Surges of Taal's 2020 Eruption*. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-385254/v1>
- Avellán, D.-R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J. L., Gómez-Vasconcelos, M. G., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., & Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, *100*, 102554. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>
- BAS, M. J. L., MAITRE, R. W. L., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, *27*(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Belousov, A., & Belousova, M. (2017). Dynamics and viscosity of 'a'a and pahoehoe lava flows of the 2012–2013 eruption of Tolbachik volcano, Kamchatka (Russia). *Bulletin of Volcanology*, *80*(1), 6. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1180-2>
- Belousov, A., Belousova, M., Edwards, B., Volynets, A., & Melnikov, D. (2015). Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *307*, 22-37. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.013>
- Bemis, K. G., & Ferencz, M. (2017). *Morphometric analysis of scoria cones: The potential for inferring process from shape*. <https://doi.org/10.1144/SP446.9>
- Bemis, K., Walker, J., Borgia, A., Turrin, B., Neri, M., & III, C. (2011). The growth and erosion of cinder cones in Guatemala and El Salvador: Models and statistics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *201*, 39-52. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.007>
- Berg, S. E. (2016). *Silicic magma genesis in basalt-dominated oceanic settings: examples from Iceland and the Canary Islands* (Doctoral dissertation, Acta Universitatis Upsaliensis).
- Berg, S. E., Troll, V. R., Deegan, F. M., Burchardt, S., Krumbholz, M., Mancini, L., ... & Brun, F. (2016). Heterogeneous vesiculation of 2011 El Hierro xeno-pumice revealed by X-ray computed microtomography. *Bulletin of Volcanology*, *78*(12), 1-13.
- Bertrand, G., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Loock, S., & Christophe, R. (2010). Identification of different groundwater flowpaths within volcanic aquifers using natural tracers for the evaluation of the influence of lava flows morphology (Argnat basin, Chaîne des Puys, France). *Journal of Hydrology*, *391*, 223-234. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.021>
- Best, M. G. (2013). *Igneous and Metamorphic Petrology*. John Wiley & Sons.
- Bischoff, A., Nicol, A., Barrier, A., & Wang, H. (2019). Paleogeography and volcanic morphology reconstruction of a buried monogenetic volcanic field (part 2). *Bulletin of Volcanology*, *81*(9), 57. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1317-6>
- Bischoff, A., Nicol, A., Cole, J., & Gravley, D. (2019). Stratigraphy of Architectural Elements of a Buried Monogenetic Volcanic System. *Open Geosciences*, *11*(1), 581-616. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0048>
- BLACKBURN, E. A., WILSON, L., & SPARKS, R. S. J. (1976). Mechanisms and dynamics of strombolian activity. *Journal of the Geological Society*, *132*(4), 429-440. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.4.0429>
- Blaikie, T., Van Otterloo, J., Ailleres, L., Betts, P., & Cas, R. (2015). The erupted volumes of tephra from maar volcanoes and estimates of their VEI magnitude: Examples from the late Cenozoic Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *301*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.004>
- Blatter, D. L., & Hammersley, L. (2010). Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *197*(1), 67-84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.002>

- Borselli, L., & Sarocchi, D. (2009). *DECONVOLUTION OF MIXTURES OF LOGNORMAL COMPONENTS INSIDE PARTICLE SIZE DISTRIBUTIONS*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.5122.7929>
- Botero-Santa, P. A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., & Ortega-Obregón, C. (2015). Origin and development of El Bajío basin in the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 84-98.
- Brand, B., & Clarke, A. (2009). The architecture, eruptive history, and evolution of the Table Rock Complex, Oregon: From a Surtseyan to an energetic maar eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, 203-224. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.011>
- Brand, B., & Clarke, A. (2012). An unusually energetic basaltic phreatomagmatic eruption: Using deposit characteristics to constrain dilute pyroclastic density current dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 243-244, 81-90. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.011>
- Brenna, M., Cronin, S. J., Németh, K., Smith, I. E. M., & Sohn, Y. K. (2011). The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova*, 23(2), 70-75. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00985.x>
- Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., Sohn, Y. K., & Németh, K. (2010). Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(6), 931-950. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0515-1>
- Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54(6), 504-520.
- Branney, M. J., Kokelaar, P., & Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.
- Brown, R. J., Bonadonna, C., & Durant, A. J. (2012). A review of volcanic ash aggregation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 45-46, 65-78. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.11.001>
- Brown, R. J., Branney, M. J., Maher, C., & Dávila-Harris, P. (2010). Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *GSA Bulletin*, 122(1-2), 305-320. <https://doi.org/10.1130/B26449.1>
- Brown, R. J., & Valentine, G. A. (2013). Physical characteristics of kimberlite and basaltic intraplate volcanism and implications of a biased kimberlite record. *Bulletin*, 125(7-8), 1224-1238.
- Bruce, P. M., & Huppert, H. E. (1989). Thermal control of basaltic fissure eruptions. *Nature*, 342(6250), 665-667. <https://doi.org/10.1038/342665a0>
- Caballero, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., & Correa-Metrio, A. (2019). Quantitative estimates of orbital and millennial scale climatic variability in central Mexico during the last ~40,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 205, 62-75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.002>
- Camp, V., Ross, M., Duncan, R., Jarboe, N., Coe, R., Hanan, B., & Johnson, J. (2013). The Steens Basalt: Earliest lavas of the Columbia River Basalt Group. *Special Paper of the Geological Society of America*, 497, 87-116. [https://doi.org/10.1130/2013.2497\(04\)](https://doi.org/10.1130/2013.2497(04))
- Cano Cruz, Marisol. (2007). "Evolución del Volcán Hoya de Estrada". (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México. Recuperado 10 de febrero de 2022, de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/87765>
- Cano-Cruz, M., & Carrasco-Núñez, G. (2008). Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 549-564.
- Carey, S. N. (1991). *Transport and Deposition of Tephra by Pyroclastic Flows and Surges*. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45.0039>

- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., & Papale, P. (2007). Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3), 402-419. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.032>
- Carracedo, J. C., Troll, V. R., Day, J. M., Geiger, H., Aulinas, M., Soler, V., ... & Albert, H. (2022). The 2021 eruption of the Cumbre Vieja Volcanic Ridge on La Palma, Canary Islands. *Geology Today*, 38(3), 94-107.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M. H., & Romero, C. (2007). Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1), 179-197. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.001>
- Cas, R., Wright, J., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions Modern and Ancient: A Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Springer Netherlands.
- Cashman, K., Pinkerton, H., & Stephenson, J. (1998). Introduction to special section: Long lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27281-27290. <https://doi.org/10.1029/98JB01820>
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., & Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*, 9(1), 2839. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>
- Chako Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Miggins, D. P., & Németh, K. (2020). Late Pleistocene to Holocene activity of Alchichica maar volcano, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102404. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102404>
- Chako-Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Gountié Dedzo, M., Kshirsagar, P., & Asaah, A. N. E. (2020). Geochemical characterization of alchichica maar volcano, Serdán-oriental Basin, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights on polymagmatic evolution at monogenetic volcanic clusters. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102889. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102889>
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M.-N., & Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 32. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Chevrel, M. O., Pinkerton, H., & Harris, A. J. L. (2019). Measuring the viscosity of lava in the field: A review. *Earth-Science Reviews*, 196, 102852. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.024>
- Chevrel, M., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., & Salinas, S. (2015). The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*. <https://doi.org/10.1177/0959683615609757>
- Chough, S. K., & Sohn, Y. K. (1990). Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. *Sedimentology*, 37(6), 1115-1135. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb01849.x>
- Cifuentes, R. M. U., & Fucugauchi, J. U. (1999). Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 38(4), 217-230.
- Comisión Nacional de Agua (CONAGUA, 2000). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Irapuato-Valle (1119), estado de Guanajuato*.
- Comisión de Aguas del Estado de Guanajuato (2015). *Mapa Agua subterránea Estado de Guanajuato*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de https://agua.guanajuato.gob.mx/pdf/agua_subterranea.pdf
- Comisión Nacional de Agua (CONAGUA, 2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Irapuato-Valle (1119), estado de Guanajuato*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/103029/DR_1119.pdf
- Comisión Nacional de Agua (CONAGUA, 2020). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Irapuato-Valle (1119), estado de Guanajuato*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1119.pdf
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). 2012. *La biodiversidad en Guanajuato: Estudio de Estado*. Comisión Nacional para el Conocimiento y

- Uso de la Biodiversidad (CONABIO). *Instituto de Ecología del Estado de Guanajuato* (iee). México
- Connor, C. B. (1987). Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1), 191-200. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90061-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90061-8)
- Consejo de Recursos Minerales Dirección de Minas de Guanajuato (2004). *INVENTARIO FÍSICO DE LOS RECURSOS MINERALES DEL MUNICIPIO VALLE DE SANTIAGO, GTO.* Recuperado 10 de febrero de 2022, de <https://docplayer.es/42945810-Consejo-de-recursos-minerales-direccion-de-minas-de-guanajuato-inventario-fisico-de-los-recursos-minerales-del-municipio-valle-de-santiago-gto.html>
- Contreras Vargas, M. A. (2013). *Dinámica de flujos de lava históricos de los volcanes Lonquimay y Villarrica, Andes del Sur, Chile.* <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115555>
- Cortés-Toledo, O. (2010). *Valle de Santiago.* Recuperado 10 de febrero de 2022, de <https://cultura.guanajuato.gob.mx/wp-content/uploads/2017/06/Valle-de-Santiago.pdf>
- Costa, A. (2005). Viscosity of high crystal content melts: Dependence on solid fraction. *Geophysical Research Letters*, 32(22). <https://doi.org/10.1029/2005GL024303>
- CROWE, B. M., & FISHER, R. V. (1973). Sedimentary Structures in Base-Surge Deposits with Special Reference to Cross-Bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *GSA Bulletin*, 84(2), 663-682. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<663:SSIBDW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<663:SSIBDW>2.0.CO;2)
- Cruz, M., & Carrasco-Núñez, G. (2008). Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas, ISSN 1026-8774, Vol. 25, N°. 3, 2008, pags. 549-564, 25.*
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1996). *Hidrología subterránea.* Omega.
- d'Ozouville, N., Auken, E., Sørensen, K., Violette, S., Marsily, G., DEFFONTAINES, B., & Merlen, G. (2008). Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 518-522. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.011>
- De León-Barragán, L., Carrasco-Núñez, G., & Ort, M. H. (2020). Stratigraphy and evolution of the Holocene Aljojuca Maar volcano (Serdán-Oriental basin, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt), and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106789. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106789>
- Delgado Granados, H., Ban, M., Hasenaka, T., & Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31, 467-473.
- Dellino, P., Isaia, R., Volpe, L. L., & Orsi, G. (2004). Interaction between particles transported by fallout and surge in the deposits of the Agnano-Monte Spina eruption (Campi Flegrei, Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1-4), 193-210.
- Di Traglia, F., Cimarelli, C., de Rita, D., & Gimeno Torrente, D. (2009). Changing eruptive styles in basaltic explosive volcanism: Examples from Croscat complex scoria cone, Garrotxa Volcanic Field (NE Iberian Peninsula). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(2), 89-109. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.020>
- Di Traglia, F., Morelli, S., Casagli, N., & Garduño Monroy, V. H. (2014). Semi-automatic delimitation of volcanic edifice boundaries: Validation and application to the cinder cones of the Tancitaro-Nueva Italia region (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico). *Geomorphology*, 219, 152-160. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.05.002>
- Dingwell, D. B. (2006). Transport Properties of Magmas: Diffusion and Rheology. *Elements*, 2(5), 281-286. <https://doi.org/10.2113/gselements.2.5.281>
- Domínguez-Vázquez, G., Osuna-Vallejo, V., López, V., Israde-Alcántara, I., & Bischoff, J. (2019). Changes in vegetation structure during the Pleistocene-Holocene transition in Guanajuato, Central México. *Vegetation History and Archaeobotany*, 28. <https://doi.org/10.1007/s00334-018-0685-8>

- F. J. Krumbein, W. C. ; P. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*.
- Favalli, M., Karátson, D., Mazzarini, F., Pareschi, M. T., & Boschi, E. (2009). Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3), 320-330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.07.011>
- Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., & Tibaldi, A. (1991). Geology of Los Azufres Caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1), 129-148. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90105-9)
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L., Pasquarè, G., & Tibaldi, A. (1990). Plio-Quaternary tectonics of the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode. *Geofísica Internacional*, 29, 5-18. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1990.29.1.614>
- Fierstein, J., & Hildreth, W. (2017). *Eruptive history of the Ubehebe Crater cluster, Death Valley, California*. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2017.02.010>
- Finizola, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., & Mocochain, L. (2006). Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO₂ soil degassing investigations. *Geophysical Research Letters*, 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026842>
- Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, 1(4), 287-298.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H. U. (2012). Pyroclastic rocks. *Springer Science & Business Media*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>.
- Flores, H., Morales, J. L., Mora-Rodríguez, J., Carreño, G., & Delgado-Galván, X. (2018). Management priorities for aquifers in El Bajío in Guanajuato state, Mexico. *Water Policy*, 20(6), 1161-1175. <https://doi.org/10.2166/wp.2018.202>
- FOLK, R. (2006). A Review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1966.tb01572.x>
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1), 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S., & Boschi, E. (2012). Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218, 56-72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.012>
- Frazzetta, G., La Volpe, L., & Sheridan, M. F. (1983). Evolution of the Fossa Cone, Vulcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1), 329-360. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90075-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90075-6)
- Friese, N., Bense, F., Tanner, D., Gústafsson, L., & Siegesmund, S. (2013). From feeder dykes to scoria cones: The tectonically controlled plumbing system of the Rauðhólar volcanic chain, Northern Volcanic Zone, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 75, 717. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0717-2>
- Carrasco-Núñez G., Aranda-Gómez J.J., Ort M.H., & Silva-Corona J.J. (2014). *5th International Maar Conference—Abstract Book—2014*. <https://vhub.org/resources/3704>
- Gaffney, E. S., & Damjanac, B. (2006). Localization of volcanic activity: Topographic effects on dike propagation, eruption and conduit formation. *Geophysical Research Letters*, 33(14). <https://doi.org/10.1029/2006GL026852>
- Gaffney, E. S., Damjanac, B., & Valentine, G. A. (2007). Localization of volcanic activity: 2. Effects of pre-existing structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3), 323-338. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.002>

- Garcia, E. R. (2022). *Xeno-pumice from Harrat Rahat: Understanding magma-crust interaction* (Doctoral dissertation).
- Garduño-Monroy, V. H., & A. Gutiérrez-Negrín, L. C. (2012). Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 31(4), Article 4. <http://www.revistas.unam.mx/index.php/geofisica/article/view/39495>
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szyndkaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., García-Zepeda, M. L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V. H., García-Estrada, G., Carranza, O., Lopez-Granados, E., & Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.
- Genareau, K., Valentine, G., Moore, G., & Hervig, R. (2010). Mechanisms for transition in eruptive style at a monogenetic scoria cone revealed by microtextural analyses (Lathrop Wells volcano, Nevada, U.S.A.). *Bulletin of Volcanology*, 72, 593-607. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0345-z>
- Gençalioglu-Kuşcu, G., Atilla, C., Cas, R. A. F., & Kuşcu, İ. (2007). Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1), 198-209. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.013>
- Geshi, N., Németh, K., Noguchi, R., & Oikawa, T. (2019). Shift from magmatic to phreatomagmatic explosions controlled by the lateral evolution of a feeder dike in the Suoana-Kazahaya eruption, Miyakejima Volcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 511, 177-189. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.038>
- Gómez, J. A. M., & Minero, R. S. (2004). Uso del agua subterránea en la región acuífera Irapuato-Valle de Santiago (México) y su impacto sobre el sistema hidrogeológico. *Boletín geológico y minero*, 115(1), 311-318.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A. B., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8). <https://doi.org/10.1029/2003GC000524>
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153-181. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.006>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). *Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(05))
- Gómez-Vasconcelos, M., Macías, J., Avellán, D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V., Cisneros, G., Layer, P., Benowitz, J., López-Loera, H., López, F., & Pertou, M. (2020). The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *GSA Bulletin*, 132. <https://doi.org/10.1130/B35397.1>
- 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. H., Valentine, G. A., Sonder, I., Ross, P.-S., & White, J. D. L. (2015). Facies distribution of ejecta in analog tephra rings from experiments with single and multiple subsurface explosions. *Bulletin of Volcanology*, 77(8), 66. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0951-x>
- Graettinger, A., Valentine, G. A., Sonder, I., Ross, P.-S., White, J., & Taddeucci, J. (2014). Maar-diatreme geometry and deposits: Subsurface blast experiments with variable explosion depth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15. <https://doi.org/10.1002/2013GC005198>

- Griffiths, R. W. (2000). The Dynamics of Lava Flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32(1), 477-518. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.32.1.477>
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. (2011). Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Rasoazanamparany, C., Widom, E., Salinas, S., & Castro Govea, R. (2019). Petrographic, Geochemical and Isotopic (Sr–Nd–Pb–Os) Study of Plio-Quaternary Volcanics and the Tertiary Basement in the Jorullo-Tacámbaro Area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *Journal of Petrology*, 60(12), 2317-2338. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa006>
- Gutmann, J. T. (1979). Structure and Eruptive Cycle of Cinder Cones in the Pinacate Volcanic Field and the Controls of Strombolian Activity. *The Journal of Geology*, 87(4), 448-454.
- Harris, A. J. L., & Allen, J. S. (2008). One-, two- and three-phase viscosity treatments for basaltic lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 113, B09212. <https://doi.org/10.1029/2007JB005035>
- Harris, A. J. L., Rowland, S. K., Villeneuve, N., & Thordarson, T. (2016). Pāhoehoe, ‘a‘ā, and block lava: An illustrated history of the nomenclature. *Bulletin of Volcanology*, 79(1), 7. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1075-7>
- Hasenaka, T. (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1), 13-31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. (1985a). *The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate.* [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985b). A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24, 577-607.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. E. (1985c). The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1), 105-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- HASENAKA, T., & CARMICHAEL, I. S. E. (1987). The Cinder Cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.241>
- Head, J. W., & Wilson, L. (1989). Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(3), 261-271. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90083-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90083-8)
- Head, J., Wilson, L., & Smith, D. (1996). Mid-ocean ridge eruptive vent morphology and substructure: Evidence for dike widths, eruption rates, and evolution of eruptions and axial volcanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, 280, 265-28. <https://doi.org/10.1029/96JB02275>
- Heath, R. C., North Carolina, Department of Natural Resources and Community Development, & Geological Survey (U.S.). (2004). *Basic ground-water hydrology*. U.S. Geological Survey.
- Heiken, G. H. (1971). Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 76(23), 5615-5626. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05615>
- Holmes, J. A., Metcalfe, S. E., Jones, H. L., & Marshall, J. D. (2016). Climatic variability over the last 30 000 years recorded in La Piscina de Yuriria, a Central Mexican crater lake. *Journal of Quaternary Science*, 31(4), 310-324. <https://doi.org/10.1002/jqs.2846>
- Houghton, B. F., & Hackett, W. R. (1984). Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune craters, Ruapehu, New Zealand: A complex interaction between external water and rising

- basaltic magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 21(3), 207-231. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90023-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90023-4)
- Houghton, B. F., & Nairn, I. A. (1991). The 1976–1982 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: Eruptive and depositional mechanisms at a ‘wet’ volcano. *Bulletin of Volcanology*, 54(1), 25-49. <https://doi.org/10.1007/BF00278204>
- Houghton, B. F., & Smith, R. T. (1993). Recycling of magmatic clasts during explosive eruptions: Estimating the true juvenile content of phreatomagmatic volcanic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 55, 414-420. <https://doi.org/10.1007/BF00302001>
- Houghton, B. F., Swanson, D. A., Rausch, J., Carey, R. J., Fagents, S. A., & Orr, T. R. (2013). Pushing the Volcanic Explosivity Index to its limit and beyond: Constraints from exceptionally weak explosive eruptions at Kīlauea in 2008. *Geology*, 41(6), 627-630. <https://doi.org/10.1130/G34146.1>
- Houghton, B. F., White, J. D., & Eaton, A. R. V. (2015). *Phreatomagmatic and related eruption styles*. 537-552.
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(6), 451-462. <https://doi.org/10.1007/BF01078811>
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Del Carlo, P., Coltelli, M., Sable, J. E., & Carey, R. (2004). The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.009>
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., & Smith, I. E. M. (1999). Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: A case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 97-120. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00058-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00058-X)
- Houghton, B., Wilson, C. J. N., Rosenberg, M., Smith, I., & Parker, R. (1996). *Mixed deposits of complex magmatic and phreatomagmatic volcanism: An example from Crater Hill, Auckland, New Zealand*. <https://doi.org/10.1007/S004450050126>
- Inbar, M., Gilichinsky, M., Melekestsev, I., Melnikov, D., & Zaretskaya, N. (2010). Morphometric and morphological development of Holocene cinder cones: A field and remote sensing study in the Tolbachik volcanic field, Kamchatka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL GEOTHERM RES*, 201. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.013>
- Informática, M. C. G. de los S. N. de E., Geografía e. (1980). *Sintesis geografica de Guanajuato*. La Secretaria.
- Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 22(3), 125-145. <https://doi.org/10.1306/D42694DB-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (1998). *Estudio hidrológico del estado de Guanajuato*. INEGI : Gobierno del estado de Guanajuato.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2017). *Anuario estadístico y geográfico de Guanajuato 2017*. INEGI : Gobierno del estado de Guanajuato.
- Izuka, S., Engott, J. A., Rotzoll, K., Bassiouni, M., Johnson, A. G., Miller, L., & Mair, A. (2018). *Volcanic aquifers of Hawai‘i—Hydrogeology, water budgets, and conceptual models*. <https://doi.org/10.3133/SIR20155164>
- Jefferson, A., Grant, G., & Rose, T. (2006). Influence of volcanic history on groundwater patterns on the west slope of the Oregon High Cascades. *Water Resources Research*, 42(12). <https://doi.org/10.1029/2005WR004812>
- Jiménez, B., & Marín, L. (2004). *EL AGUA EN MÉXICO VISTA DESDE LA ACADEMIA*.
- Johnson, C. A., & Harrison, C. (1990). Neotectonics in Central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90037-X)
- Jones, T. J., & Llewellyn, E. W. (2021). Convective tipping point initiates localization of basaltic fissure eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116637. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116637>

- Jordan, S. C., Cas, R. A. F., & Hayman, P. C. (2013). The origin of a large (>3km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purrumbete maar, southeastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254, 5-22. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.019>
- Kereszturi, G., Geyer, A., Martí, J., Németh, K., & Dóniz-Páez, F. J. (2013). Evaluation of morphometry-based dating of monogenetic volcanoes—A case study from Bandas del Sur, Tenerife (Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 75(7), 734. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0734-1>
- Kereszturi, G., Jordan, G., Nemeth, K., & Dóniz-Páez, J. (2012). Syn-eruptive morphometric variability of monogenetic scoria cones. *Bulletin of Volcanology*, 74, 2171-2185. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0658-1>
- Kereszturi, G., & Nemeth, K. (2011). Shallow-seated controls on the evolution of the Upper Pliocene Kopasz-hegy nested monogenetic volcanic chain in the Western Pannonian Basin (Hungary). *Geologica Carpathica*, 62, 535-546. <https://doi.org/10.2478/v10096-011-0038-3>
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012a). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012b). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2016). Sedimentology, eruptive mechanism and facies architecture of basaltic scoria cones from the Auckland Volcanic Field (New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 41-56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.012>
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S. J., Agustín-Flores, J., Smith, I. E. M., & Lindsay, J. (2013). A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes—Implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 16-33. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.09.003>
- Kereszturi, G., Németh, K., Cronin, S. J., Procter, J., & Agustín-Flores, J. (2014). Influences on the variability of eruption sequences and style transitions in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286, 101-115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.002>
- Kereszturi, G., Németh, 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(1), 227-240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.018>
- Kervyn, M., Ernst, G. G. J., Carracedo, J.-C., & Jacobs, P. (2012). Geomorphometric variability of «monogenetic» volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136, 59-75. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.009>
- Keszthelyi, L., & Self, S. (1998). Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B11), 27447-27464. <https://doi.org/10.1029/98JB00606>
- Kienel, U., Wulf, S., Byrne, R., Park, J., Böhnelt, H., Dulski, P., Luhr, J., Siebert, L., Haug, G., & Negendank, J. (2009). First lacustrine varve chronologies from Mexico: Impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal of Paleolimnology*, 42, 587-609. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9307-x>
- Kienle, J., Kyle, P. R., Self, S., Motyka, R. J., & Lorenz, V. (1980). Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(1), 11-37. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90018-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90018-9)
- Kiernan, K., Wood, C., & Middleton, G. (2003). Aquifer structure and contamination risk in lava flows: Insights from Iceland and Australia. *Environmental Geology*, 43, 852-865. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0707-8>

- Knighton, A. D. (1998). Downstream variation in stream power. *Geomorphology*, 29(3-4), 293-306.
- Komatsu, G., Ishimaru, R., Miyake, N., Kawai, K., Kobayashi, M., Sakuma, H., & Matsui, T. (2019). The Goshogake mud volcano field, Tohoku, northern Japan: An acidic, high-temperature system related to magmatic volcanism. *Geomorphology*, 329, 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.035>
- Kopf, A. J. (2002). Significance of Mud Volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2), 2-1-2-52. <https://doi.org/10.1029/2000RG000093>
- Kószik, S., Nemeth, K., Kereszturi, G., Procter, J., Zellmer, G., & Geshi, N. (2016). Phreatomagmatic and water-influenced Strombolian eruptions of a small-volume parasitic cone complex on the southern ringplain of Mt. Ruapehu, New Zealand: Facies architecture and eruption mechanisms of the Ohakune Volcanic Complex controlled by an unstable fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 99-115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.07.005>
- Krumbein, W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 4(2), 65-77. <https://doi.org/10.1306/D4268EB9-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. W. (2015). Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphy, tectonic setting, and paleo-hydrogeological environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 214-236. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.003>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., & Salinas, S. (2016). Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 318. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Larsen, J. F., Neal, C. A., Schaefer, J. R., Kaufman, A. M., & Lu, Z. (2015). *The 2008 phreatomagmatic eruption of Okmok Volcano, Aleutian Islands, Alaska: Chronology, deposits, and landform changes* (RI 2015-2; p. RI 2015-2). Alaska Division of Geological & Geophysical Surveys. <https://doi.org/10.14509/29405>
- Las Cuencas Hidrográficas de México. Diagnóstico y Priorización. (s. f.). *Agua.org.mx*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de <https://agua.org.mx/biblioteca/las-cuencas-hidrograficas-de-mexico-diagnostico-y-priorizacion/>
- Le Corvec, N., D., M., & White, J. (2018). Shallow magma diversions during explosive diatreme-forming eruptions. *Nature Communications*, 9, 1459. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03865-x>
- Le Corvec, N., Spörl, K. B., Rowland, J., & Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.005>
- Lefebvre, N. S., White, J. D. L., & Kjarsgaard, B. A. (2012). Spatter-dike reveals subterranean magma diversions: Consequences for small multivalent basaltic eruptions. *Geology*, 40(5), 423-426. <https://doi.org/10.1130/G32794.1>
- Lirer, L., SHERIDAN, M., & VINCI, A. (2006). Deconvolution of pyroclastic grain-size spectra for interpretation of transport mechanisms: An application to the AD 79 Vesuvio deposits. *Sedimentology*, 43, 913-926. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1996.tb01511.x>
- Liu, E. J., Cashman, K. V., Rust, A. C., & Edmonds, M. (2018). Insights into the dynamics of mafic magmatic-hydromagmatic eruptions from volatile degassing behaviour: The Hverfjall Fires, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 228-240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.016>
- Liu, E. J., Cashman, K. V., Rust, A. C., & Höskuldsson, A. (2017). Contrasting mechanisms of magma fragmentation during coeval magmatic and hydromagmatic activity: The Hverfjall Fires fissure eruption, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 79(10), 68. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1150-8>

- Llamas, R., & Custodio, E. (1999). Aguas subterráneas. *Revista CIDOB d'Afers Internacionals*, 45/46, 35-57.
- Llewellyn, E. W., & Manga, M. (2005). Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1), 205-217. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.09.018>
- Lockwood, J. P., & Hazlett, R. W. (2013). *Volcanoes: Global Perspectives*. John Wiley & Sons.
- Lopez-Alvis, J., Carrera-Hernández, J., Levresse, G., & Nieto-Samaniego, A. (2019). Assessment of groundwater depletion caused by excessive extraction through groundwater flow modeling: The Celaya aquifer in central Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 78. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8497-4>
- LORENZ, V. (1970). Some Aspects of the Eruption Mechanism of the Big Hole Maar, Central Oregon. *GSA Bulletin*, 81(6), 1823-1830. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1823:SAOTEM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1823:SAOTEM]2.0.CO;2)
- Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bulletin Volcanologique*, 37(2), 183-204. <https://doi.org/10.1007/BF02597130>
- Lorenz, V. (1975). Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, 17-27. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(75\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90003-8)
- Lorenz, V. (1985). Lorenz V. 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin, a review. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88: 459-470. *Transactions - Geological Society of South Africa*, 88, 459-470.
- Lorenz, V. (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. (2003). Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 15, 72-83.
- Lorenz, V. (2007). Syn- and post-eruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1), 285-312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015>
- Lorenz, V., & Kurszlauskis, S. (2007). Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1), 4-32. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.019>
- Lorenz, V., Zimanowski, B., & Fröhlich, G. (1991). Experiments on Explosive Basic and Ultrabasic, Ultramafic, and Carbonatitic Volcanism. *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts*, 5, 245-247. <https://doi.org/10.29173/ikc2528>
- Losantos, E. (2017). *The monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato volcanic field (México): Petrogenesis and geodynamics implications*. <https://doi.org/10.13039/501100003329>
- Losantos, E., Cebriá Gómez, J. M., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., López Ruiz, J., & Solís-Pichardo, G. (2017). Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central Mexico). *Lithos*, 288, 295-310. <https://doi.org/10.13039/501100003329>
- Mackaman-Lofland, C., Brand, B. D., Taddeucci, J., & Wohletz, K. (2014). Sequential fragmentation/transport theory, pyroclast size-density relationships, and the emplacement dynamics of pyroclastic density currents—A case study on the Mt. St. Helens (USA) 1980 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.01.016>
- Macorps, E., Graettinger, A., Valentine, G., Ross, P.-S., White, J., & Sonder, I. (2016). The effects of the host-substrate properties on maar-diatreme volcanoes: Experimental evidence. *Bulletin of Volcanology*, 78. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1013-8>
- Manga, M., Castro, J., Cashman, K. V., & Loewenberg, M. (1998). Rheology of bubble-bearing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1), 15-28. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00091-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00091-2)

- Mannen, K., & Ito, T. (2007). Formation of scoria cone during explosive eruption at Izu-Oshima volcano, Japan. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT*, 34. <https://doi.org/10.1029/2007GL030874>
- Marti, J., Planagumà, L., Geyer, A., Canal, E., & Pedrazzi, D. (2011). Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL GEOTHERM RES*, 201, 178-193. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.009>
- Martin, U., & Németh, K. (2006). How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(1), 104-118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.012>
- Mastin, L. G., Christiansen, R. L., Thornber, C., Lowenstern, J., & Beeson, M. (2004). What makes hydromagmatic eruptions violent? Some insights from the Keanakākoʻi Ash, Kīlauea Volcano, Hawaiʻi. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 15-31. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.015>
- Mathieu, L., van Wyk de Vries, B., Holohan, E. P., & Troll, V. R. (2008). Dykes, cups, saucers and sills: Analogue experiments on magma intrusion into brittle rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.020>
- Mattsson, H. B., & Höskuldsson, Á. (2011). Contemporaneous phreatomagmatic and effusive activity along the Hverfjall eruptive fissure, north Iceland: Eruption chronology and resulting deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 241-252. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.05.015>
- Mazzini, A., & Etiope, G. (2017). Mud volcanism: An updated review. *Earth-Science Reviews*, 168, 81-112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- Mc Birney, A. R., & Williams, H. (1968). *An investigation of volcanic depressions. Part 1—Geologic and geophysical features of calderas Progress report* (NASA-CR-93188). <https://ntrs.nasa.gov/citations/19680007904>
- McCammon, R. B. (1962a). Efficiencies of Percentile Measures for Describing the Mean Size and Sorting of Sedimentary Particles. *The Journal of Geology*, 70(4), 453-465.
- McCammon, R. B. (1962b). Moment Measures and the Shape of Size Frequency Distributions. *The Journal of Geology*, 70(1), 89-92.
- McGee, L. E., & Smith, I. E. M. (2016). Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.007>
- McGetchin, T., Settle, M., & Chouet, B. (1974). Cinder cone growth modelled after North East Crater, Mt. Etna, Sicily. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 79, 3257-3272. <https://doi.org/10.1029/JB079i023p03257>
- Mclean, C., Schofield, N., Brown, D., Jolley, D., & Reid, A. (2017). 3D seismic imaging of the shallow plumbing system beneath the Ben Nevis Monogenetic Volcanic Field: Faroe-Shetland Basin. *Journal of the Geological Society*, 174. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-118>
- Mejía, J., Juan Angel, M., Rodriguez, R., & Joel, B. (2001). *HYDRODYNAMIC AND POLLUTION OF THE URBAN AQUIFER SYSTEM OF SALAMANCA, GTO. THE SALAMANCA CASE*.
- Mejía, J.A., Sandoval, R., 2004, Uso del agua subterránea en la región acuífera Irapuato - Valle de Santiago (México) y su impacto sobre el sistema hidrogeológico: *Boletín Geológico y Minero*, 115, 311-318.
- Metcalfé, S. E., O’Hara, S. L., Caballero, M., & Davies, S. J. (2000). Records of Late Pleistocene–Holocene climatic change in Mexico—A review. *Quaternary Science Reviews*, 19(7), 699-721. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00022-0)
- Moitra, P., & Gonnermann, H. (2015). Effects of crystal shape-and size-modality on magma rheology. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16. <https://doi.org/10.1002/2014GC005554>

- 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(3713), 955-960. <https://doi.org/10.1126/science.151.3713.955>
- Mordensky, S., & Wallace, P. (2018). Magma storage below Cascades shield volcanoes as inferred from melt inclusion data: A comparison of long-lived and short-lived magma plumbing systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 368. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.011>
- Muirhead, J. D., Van Eaton, A. R., Re, G., White, J. D. L., & Ort, M. H. (2016). Monogenetic volcanoes fed by interconnected dikes and sills in the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, USA. *Bulletin of Volcanology*, 78(2), 11. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1005-8>
- Murphy, G. P. (1986). *The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico*.
- Naidoo, P., Stiefenhofer, J., Field, M., & Dobbe, R. (2004). Recent advances in the geology of Koffiefontein Mine, Free State Province, South Africa. *Lithos*, 76(1-4), 161-182.
- Needham, A. J., Lindsay, J. M., Smith, I. E. M., Augustinus, P., & Shane, P. A. (2011). Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 126-142. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.017>
- Nemeth, K. (2004). The morphology and origin of wide craters at Al Haruj al Abyad, Libya: Maars and phreatomagmatism in a large intracontinental flood lava field? *Zeitschrift für Geomorphologie*, 48, 417-439. <https://doi.org/10.1127/zfg/48/2004/417>
- Németh, K. (2010). *Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism*. [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(04\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(04))
- Németh, K., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., & Agustín Flores, J. (2012). Amplified hazard of small-volume monogenetic eruptions due to environmental controls, Orakei Basin, Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 74(9), 2121-2137. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0653-6>
- 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). The role of hydrovolcanism in the formation of the Cenozoic monogenetic volcanic fields of Zealandia. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 63(4), 402-427. <https://doi.org/10.1080/00288306.2020.1770304>
- Nemeth, K., & Martin, U. (2007). Shallow sill and dyke complex in western Hungary as a possible feeding system of phreatomagmatic volcanoes in “soft-rock” environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138-152. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.014>
- Nemeth, K., Martin, U., & Harangi, S. (2000). On the calculation of the geometry of the diatreme pipe from deposits of an «accidental lithic clast rich» maar, Tihany East Maar, (Hungary). *Terra Nostra (International Maar Conference, Daun/Vulkaneifel)*, 383-390.
- Németh, K., Martin, U., & Harangi, S. (2001). Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 111-135. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00223-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00223-2)
- Nemeth, K., White, J., Reay, A., & Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160, 523-530. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-131>
- Nichols, C., & Graettinger, A. (2021). The influence of regional stress and structural control on the shape of maar craters. *Volcanica*, 4(1), 23-39. <https://doi.org/10.30909/vol.04.01.2339>
- Nick, V., Carlos, G. R. J., & Gabriel, R. D. (2004). *THE TRANSITION BETWEEN EFFUSIVE AND EXPLOSIVE VOLCANISM: RECENT EPISODES AT VOLCÁN DE COLIMA*. 24(2), 8.

- Nieto-Samaniego, Á. F., Ojeda-García, Á. C., Alaniz-Álvarez, S. A., & Xu, S. (2012). Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 411-425.
- Ofterdinger, U., MacDonald, A. M., Comte, J.-C., & Young, M. E. (2019). Groundwater in fractured bedrock environments: Managing catchment and subsurface resources – an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 479(1), 1-9. <https://doi.org/10.1144/SP479-2018-170>
- Ordóñez, E. (1906). *Les cratères d'explosion de Valle de Santiago [México]*. International Geological Congress, International.
- 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>
- Ort, M. H., Lefebvre, N. S., Neal, C. A., McConnell, V. S., & Wohletz, K. H. (2018). Linking the Ukinrek 1977 maar-eruption observations to the tephra deposits: New insights into maar depositional processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, 36-60. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.07.005>
- Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., & Israde-Alcántara, I. (2021). The Holocene record of Alberca de Tacámbaro, a tropical lake in western Mexico: Evidence of orbital and millennial-scale climatic variability. *Journal of Quaternary Science*, 36(4), 649-663. <https://doi.org/10.1002/jqs.3316>
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346-364.
- Ortega-Gutiérrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L. A., Reyes-Salas, M., & Macías-Romo, C. (2014). Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt. *Lithosphere*, 6(5), 335-360. <https://doi.org/10.1130/L317.1>
- Osuna Vallejo, V. (2012). *Reconstrucción paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Guanajuato*. http://bibliotecavirtual.dgb.umich.mx:8083/xmlui/handle/DGB_UMICH/5151
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications*. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Parfitt, E. A. (2004). A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1), 77-107. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.01.002>
- Parfitt, E. A., & Wilson, L. (1995). Explosive volcanic eruptions-IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 121(1), 226-232. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03523.x>
- Park, J., Byrne, R., Böhnelt, H., Molina Garza, R., & Conserva, M. (2010). Holocene climate change and human impact, central Mexico: A record based on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews*, 29, 618-632. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.017>
- Park, J.-J. (2005). Holocene Environmental Change and Human Impact in Hoya Rincon de Parangueo, Guanajuato, Mexico. *The Korean Journal of Ecology*, 28. <https://doi.org/10.5141/JEFB.2005.28.5.245>
- Parrot, J.-F. (2007). Tri-dimensional parameterisation: An automated treatment to study the evolution of volcanic cones. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 13(3), 247-257. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.2723>
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño Monroy, V., Tibaldi, A., & Vezzoli, L. (1991). Geologic Map of the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, Mexico, Geological Society of America. *Map and Chart Series MCH072, Scale 1:300,000, 1 Sheet*.

- Patrick, M. R., Harris, A. J., Ripepe, M., Dehn, J., Rothery, D. A., & Calvari, S. (2007). Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bulletin of volcanology*, 69(7), 769-784. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0107-0>
- Paulsen, T. S., & Wilson, T. J. (2010). New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, 482(1), 16-28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.08.025>
- Peacock, M. A. (1931). Classification of Igneous Rock Series. *The Journal of Geology*, 39(1), 54-67.
- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., & Giner-Robles, J. L. (2011). Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 65-72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.006>
- Pioli, L., Azzopardi, B. J., & Cashman, K. V. (2009). Controls on the explosivity of scoria cone eruptions: Magma segregation at conduit junctions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3), 407-415. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.07.014>
- Pirrung, M., BÜCHEL, G., Lorenz, V., & TREUTLER, H.-C. (2007). Post-eruptive development of the Ukinrek East Maar since its eruption in 1977 A.D. in the periglacial area of south-west Alaska. *Sedimentology*, 55, 305-334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00900.x>
- Plechov, P., Jon, B., Nikolai, N., Melekhova, E., Shcherbakov, V., & S., T. (2015). Petrology and Volatile Content of Magmas Erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012-13. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 307. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.08.011>
- Pope, E., Bird, D., Arnórsson, S., & Giroud, N. (2015). Hydrogeology of the Krafla geothermal system, northeast Iceland. *Geofluids*, 16. <https://doi.org/10.1111/gfl.12142>
- PORTER, S. C. (1972). Distribution, Morphology, and Size Frequency of Cinder Cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *GSA Bulletin*, 83(12), 3607-3612. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3607:DMASFO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3607:DMASFO]2.0.CO;2)
- Puente Solis, I. R. (2004). *Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión hoya La Cíntrona, Gto.* <https://repositorioinstitucional.uaslp.mx/xmlui/handle/i/2481>
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M. O., & Fisher, C. T. (2021). Rancho Seco monogenetic volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and lava flow emplacement based on LiDAR images. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 107169. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107169>
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Spicuzza, M. J., Valley, J., Moreno, G., & Salinas, S. (2016). Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chemical Geology*, 434. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.004>
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Valentine, G. A., Smith, E. I., Cortés, J. A., Kuentz, D., & Johnsen, R. (2015). Origin of chemical and isotopic heterogeneity in a mafic, monogenetic volcanic field: A case study of the Lunar Crater Volcanic Field, Nevada. *Chemical Geology*, 397, 76-93. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.01.004>
- Rebollo, L. (2018). *Hidrogeología. Tema 3 GICA DE LAS FORMACIONES ROCOSAS T3. CLASIFICACIÓN N HIDROGEOLÓGICA GICA DE LAS FORMACIONES ROCOSAS.* Universidad de Alcalá (España). Recuperado 10 de febrero de 2022, de <https://docplayer.es/58071516-Hidrogeologia-tema-3-gica-de-las-formaciones-rocosas-t3-clasificacion-n-hidrogeologica-gica-de-las-formaciones-rocosas-luis-f.html>
- Reyes, J. M., & Samaniego, Á. F. N. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(1), 33-50.
- REYNOLDS, P. (2015). *Monogenetic basaltic edifices: Their architecture, volcanology and importance in hydrocarbon basins* [Doctoral, Durham University]. <http://etheses.dur.ac.uk/11369/>

- Riedel, C., Ernst, G., & Riley, M. (2003). Controls on the growth and geometry of pyroclastic constructs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 121-152. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00196-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00196-3)
- Rincón, R. T. (s. f.). *Estado de la Biodiversidad en Guanajuato Tomo I y II*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de [https://www.academia.edu/3653056/Estado de la Biodiversidad en Guanajuato Tomo I y II](https://www.academia.edu/3653056/Estado_de_la_Biodiversidad_en_Guanajuato_Tomo_I_y_II)
- Río Varela, P. del, Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ángeles-Moreno, E., Escalona-Alcázar, F. de J., Pilar-Martínez, A. del, Río Varela, P. del, Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ángeles-Moreno, E., Escalona-Alcázar, F. de J., & Pilar-Martínez, A. del. (2020). Geología y estructura de las sierras de Guanajuato y Codornices, Mesa Central, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(1). <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n1a071019>
- Romero, J., Palacios, O., & Escobar, B. (2017). Estimación de la sobreexplotación producida en el acuífero valle de Celaya (México). *Tecnología y Ciencias del Agua*, VIII, 127-138. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2017-04-08>
- Ross, P.-S., Carrasco Núñez, G., & Hayman, P. (2017). Felsic maar-diatreme volcanoes: A review. *Bulletin of Volcanology*, 79(2), 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1097-1>
- Ross, P. S., Delpit, S., Haller, M. J., Németh, K., & Corbella, H. (2011). Influence of the substrate on maar-diatreme volcanoes—an example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 253-271.
- Ross, P. S., & White, J. D. (2006). Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(1-2), 62-84.
- Ross, P.-S., White, J. D. L., Zimanowski, B., & Büttner, R. (2008). Multiphase flow above explosion sites in debris-filled volcanic vents: Insights from analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 104-112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.013>
- Ross, P.-S., White, J., Valentine, G., Taddeucci, J., Sonder, I., & Andrews, R. (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>
- Rowland, S. K., & Walker, G. P. (1990). Pahoehoe and aa in Hawaii: Volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, 52(8), 615-628. <https://doi.org/10.1007/BF00301212>
- Rowland, S. K., & Walker, G. P. L. (1987). Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bulletin of Volcanology*, 49(4), 631-641. <https://doi.org/10.1007/BF01079968>
- Salinas-Reyes, T., & Ortega-Guerrero, M. A. (2019). Elementos de tierras raras disueltos en agua subterránea y su relación con los sistemas flujo en rocas marinas y volcánicas del Centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(1), 125-145.
- Santamarta, J. (2013). *HIDROLOGÍA Y RECURSOS HÍDRICOS EN ISLAS Y TERRENOS VOLCÁNICOS*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4464.5608>
- Saucedo, R., Macías, J., Ocampo-Díaz, Y., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., Sánchez-Núñez, J., Layer, P., Torres-Hernández, J., & 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, SP446.11. <https://doi.org/10.1144/SP446.11>
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., & Macías, J. L. (2005). Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46(6), 1243-1282. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi015>
- Schulz, R., Bunnell, H., Gabriel, G., Pucher, R., Rolf, C., Wiederhold, H., & Wonik, T. (2005). Detailed investigation of preserved maar structures by combined geophysical surveys. *Bulletin of Volcanology*, 68(2), 95-106. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0424-8>

- Seib, N., Kley, J., & Büchel, G. (2013). Identification of maars and similar volcanic landforms in the West Eifel Volcanic Field through image processing of DTM data: Efficiency of different methods depending on preservation state. *International Journal of Earth Sciences*, *102*, 875-901. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0829-5>
- Self, S., Kienle, J., & Huot, J.-P. (1980). Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *7*(1), 39-65. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90019-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90019-0)
- Servicio Geológico Mexicano (2002). *Carta Geológico-Minera Aldama (F14-C53)*. Recuperado 10 de febrero de 2022, de http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/1417_F14-C53_GM.pdf
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1983). Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *17*, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90060-4)
- Sheridan, M. F., Wohletz, K. H., & Dehn, J. (1987). Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, *15*(4), 367-370. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<367:DOGSIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<367:DOGSIP>2.0.CO;2)
- Sheridan, M., & WOHLLETZ, K. (1981). Hydrovolcanic Explosions: The Systematics of Water-Pyroclast Equilibration. *Science (New York, N.Y.)*, *212*, 1387-1389. <https://doi.org/10.1126/science.212.4501.1387>
- Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M., Fuente, J., Hernández Jiménez, A., & Godínez, M. (2014, noviembre 13). *Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Paricutin region)*.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *130*(3), 197-226. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)
- Siebe, C., Schaaf, P., & Fucugauchi, J. (1999). Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central México. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, *111*, 1550-1562. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1550:MBEIAL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1550:MBEIAL>2.3.CO;2)
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S. (1999). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Smith, I. E. M., & Németh, K. (2017). Source to surface model of monogenetic volcanism: A critical review. *Geological Society, London, Special Publications*, *446*(1), 1-28. <https://doi.org/10.1144/SP446.14>
- Sohn, Y., & CHOUGH, S. (2006). 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>
- Sohn, Y. K., Cronin, S. J., Brenna, M., Smith, I. E. M., Németh, K., White, J. D. L., Murtagh, R. M., Jeon, Y. M., & Kwon, C. W. (2012). Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: A compound monogenetic volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. *GSA Bulletin*, *124*(3-4), 259-274. <https://doi.org/10.1130/B30447.1>
- Sohn, Y. K., & Park, K. H. (2005). Composite tuff ring/cone complexes in Jeju Island, Korea: Possible consequences of substrate collapse and vent migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *141*(1), 157-175. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.003>
- Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S., & Cabadas-Báez, H. (2015). Use of soils and palaeosols on volcanic materials to establish the duration of soil formation at different chronological scales. *Quaternary International*, *376*, 5-18.

- Sottili, G., Taddeucci, J., Palladino, D., Gaeta, M., Scarlato, P., & Guido, V. (2009). Subsurface dynamics and eruptive styles of maars in the Colli Albani Volcanic District, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL GEOTHERM RES*, 180, 189-202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.022>
- Sparks, R. S. J. (2003). Dynamics of magma degassing. *Geological Society, London, Special Publications*, 213(1), 5-22. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.213.01.02>
- Spera, F. (2000). *Physical Properties of Magmas*.
- Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G. F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F. M., Cai, Y., Langmuir, C. H., Martin-Del Pozzo, A. L., & Mesko, G. T. (2013). The Processes of Melt Differentiation in Arc Volcanic Rocks: Insights from OIB-type Arc Magmas in the Central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54(4), 665-701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs081>
- Stroncik, N., & Schmincke, H. (2002). Palagonite—A review. *International Journal of Earth Sciences*, 91. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., & Su, R. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152(3), 263-277. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00082-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00082-9)
- Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., & Martínez, M. C. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *GSA Bulletin*, 113(6), 693-703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO;2)
- Tapster, S., Condon, D., Naden, J., Noble, S., Petterson, M., Roberts, N., Saunders, A., & Smith, D. (2016). Rapid thermal rejuvenation of high-crystallinity magma linked to porphyry copper deposit formation; evidence from the Koloula Porphyry Prospect, Solomon Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 442. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.046>
- Unema, J. A., Ort, M. H., Larsen, J. F., Neal, C. A., & Schaefer, J. R. (2016). Water-magma interaction and plume processes in the 2008 Okmok eruption, Alaska. *GSA Bulletin*, 128(5-6), 792-806. <https://doi.org/10.1130/B31360.1>
- Ureta, G., Aguilera, F., Nemeth, K., Inostroza, M., González, C., Zimmer, M., & Menzies, A. (2020). Transition from small-volume ephemeral lava emission to explosive hydrovolcanism: The case of Cerro Tujile maar, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 104. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102885>
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., & Gonzalez, R. (2020). Features That Favor the Prediction of the Emplacement Location of Maar Volcanoes: A Case Study in the Central Andes, Northern Chile. *Geosciences*. <https://doi.org/10.3390/geosciences10120507>
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Kósik, S., González, R., Menzies, A., González, C., & James, D. (2021). Evolution of a magmatic to a phreatomagmatic volcanic system: The birth of a monogenetic volcanic field, Tilocálar volcanoes, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 414, 107243. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107243>
- Ureta, G., Németh, K., Aguilera, F., Zimmer, M., & Menzies, A. (2021). A window on mantle-derived magmas within the Central Andes: Eruption style transitions at Cerro Overo maar and La Albóndiga lava dome, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 83, 19. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01446-3>
- Uribe Cifuentes, Rosa Maria. (1992). "Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la zona norte del campo volcánico Michoacán-Guanajuato". (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/62913>
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Uribe-Cifuentes, R. M. (1999). Lower-Crustal Xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico. *International Geology Review*, 41(12), 1067-1081. <https://doi.org/10.1080/00206819909465192>
- Valentine, G. A. (2012). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: Evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 223-224, 47-63. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.012>

- Valentine, G. A., & Connor, C. B. (2015). Chapter 23—Basaltic Volcanic Fields. In H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 423-439). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00023-7>
- 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., Krier, D. J., Perry, F. V., & Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1), 57-80. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.11.003>
- Valentine, G. A., Krier, D., Perry, F. V., & Heiken, G. (2005). Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology*, 33(8), 629-632. <https://doi.org/10.1130/G21459AR.1>
- Valentine, G. A., & Krogh, K. E. C. (2006). Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center – The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3), 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.031>
- Valentine, G. A., & Perry, F. V. (2007). Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1), 201-216. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.029>
- Valentine, G. A., Perry, F. V., Krier, D., Keating, G. N., Kelley, R. E., & Cogbill, A. H. (2006). Small-volume basaltic volcanoes: Eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *GSA Bulletin*, 118(11-12), 1313-1330. <https://doi.org/10.1130/B25956.1>
- Valentine, G. A., & Van Wyk De Vries, B. (2014). Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). *Bulletin of Volcanology*, 76, 807. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0807-9>
- Valentine, G. A., & White, J. D. L. (2012). 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., Graettinger, A. H., & Sonder, I. (2017). Updates to Concepts on Phreatomagmatic Maar-Diatremes and Their Pyroclastic Deposits. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2017.00068>
- Valentine, G., & Cortés, J. (2013). Time and space variations in magmatic and phreatomagmatic eruptive processes at Easy Chair (Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, USA). *Bulletin of Volcanology*, 75, 752. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0752-z>
- Valentine, G., Graettinger, A., Macorps, E., Ross, P.-S., White, J., 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. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>
- Valentine, G., & Keating, G. (2007). Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.). *Bulletin of Volcanology*, 70, 105-113. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0123-8>
- Valentine, G., Sottili, G., Palladino, D., & Taddeucci, J. (2015). Tephra ring interpretation in light of evolving maar-diatreme concepts: Stracciacappa maar (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.010>
- Van Eaton, A. R., & Wilson, C. J. N. (2013). The nature, origins and distribution of ash aggregates in a large-scale wet eruption deposit: Oruanui, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 250, 129-154. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.016>
- van Otterloo, J., Cas, R. A. F., & Sheard, M. J. (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(8), 737. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0737-y>
- Verma, S. P., & Hasenaka, T. (2004). Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.43>
- Villanueva-Martínez, M., e Iglesias-López, A (1984). Pozos y acuíferos técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo, Talleres gráficos IBERGESA.
- Villanueva, C. C. (1992). Relación entre las aguas superficiales y las subterráneas en una cuenca. *Ingeniería hidráulica en México (1985)*, 7(1 (enero-abril de 1992)), 56-63.
- Walker, G. P. L. (1967). Thickness and Viscosity of Etnean Lavas. *Nature*, 213(5075), 484-485. <https://doi.org/10.1038/213484a0>
- Walker, G. P. L. (1971a). Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits. *The Journal of Geology*, 79(6), 696-714.
- Walker, G. P. L. (1971b). Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits. *The Journal of Geology*, 79(6), 696-714. <https://doi.org/10.1086/627699>
- Walker, G. P. L. (1973). Explosive volcanic eruptions—A new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431-446. <https://doi.org/10.1007/BF01840108>
- Walker, G. P. L. (1984). Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3), 281-296. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90044-1)
- Walker, G. P. L., Huntingdon, A. T., Sanders, A. T., & Dinsdale, J. L. (1973). Lengths of Lava Flows [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274(1238), 107-118.
- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- White, J. D. L., & Ross, P.-S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- White, J. D. L., & Valentine, G. A. (2016). Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. *Geosphere*, 12(5), 1478-1488. <https://doi.org/10.1130/GES01337.1>
- Wohletz, K. (1998). *Chapter 7 Pyroclastic surges and compressible two-phase flow*. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(01\)80008-5](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(01)80008-5)
- Wohletz, K. (2002). Water/magma interaction: Some theory and experiments on peperite formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 19-35. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00280-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00280-3)
- Wohletz, K. H. (s. f.). *Water/Magma Interaction: Physical Considerations for the Deep Submarine Environment*. 25.
- Wohletz, K. H. (1983a). *Chemical and textural surface features of pyroclasts from hydrovolcanic eruption sequences* (LA-UR-83-250; CONF-830409-1). Los Alamos National Lab. (LANL), Los Alamos, NM (United States). <https://www.osti.gov/biblio/6092570-chemical-textural-surface-features-pyroclasts-from-hydrovolcanic-eruption-sequences>
- Wohletz, K. H. (1983b). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1), 31-63. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90061-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90061-6)
- Wohletz, K. H. (1986). Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 245-264. <https://doi.org/10.1007/BF01081754>
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy* (Vol. 432). Berkeley: University of California Press.

- Wohletz, K., & Krinsley, D. (1982). *Scanning Electron Microscopy of Basaltic Hydromagmatic Ash*. Los Alamos Scientific Laboratory.
- Wohletz, K., Orsi, G., & de Vita, S. (1995). Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical, and granulometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67(4), 263-290. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00002-C](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00002-C)
- Wohletz, K., & Sheridan, M. (1979). A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 180. <https://doi.org/10.1130/SPE180-p177>
- Wohletz, K., & Sheridan, M. (1983). Hydrovolcanic explosions II Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.5.385>
- Wohletz, K., Sheridan, M., & Brown, W. (1989). Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*, 94, 15703-15722. <https://doi.org/10.1029/JB094iB11p15703>
- Wohletz, K., Zimanowski, B., & Büttner, R. (2013). Magma–water interactions. En R. M. C. Lopes, S. A. Fagents, & T. K. P. Gregg (Eds.), *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (pp. 230-257). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139021562.011>
- Wood, C. (1979). Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10th.
- Wood, C. (1980). *Morphometric analysis of cinder cone degradation*. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90101-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90101-8)
- Wood, C. A. (1972). *Reconnaissance geology and geophysics of the Pinacate craters, Sonora, Mexico*. <https://repository.arizona.edu/handle/10150/566362>
- Wood, C. A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3), 387-413. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90040-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90040-2)
- Wylie, J. J., Helfrich, K. R., Dade, B., Lister, J. R., & Salzig, J. F. (1999). Flow localization in fissure eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 60(6), 432-440. <https://doi.org/10.1007/s004450050243>
- Zaczek-Pedroza, K., Troll, V. R., Deegan, F. M., Meade, F. C., Burchardt, S., Carracedo, J. C., ... & Barker, A. K. (2014, May). Origin and significance of the 2011 El Hierro xeno-pumice. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 14391).
- Zimanowski, B., & Büttner, R. (2002). Dynamic mingling of magma and liquefied sediments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL GEOTHERM RES*, 114, 37-44. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00281-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00281-5)
- Zimanowski, B., Büttner, R., & Lorenz, V. (1997). Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bulletin of Volcanology*, 58(6), 491-495. <https://doi.org/10.1007/s004450050157>
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., & Lorenz, V. (1991). Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48(3), 341-358. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(91\)90050-A](https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90050-A)
- Zimanowski, B., & Wohletz, K. H. (2000). Physics of phreatomagmatism; Part 1: Explosion physics. *Terra Nostra*, 6, 515-523.

ANEXOS

La presente tesis de maestría cuenta con cuatro documentos anexos: A, B, C y D, y los cuales podrán ser consultados y descargados en el siguiente enlace:

ANEXOS A, B Y C:

<https://www.dropbox.com/s/tl3nvw6i5t6g2b/ANEXOS%20A%20B%20C.xlsx?dl=0>

ANEXO D:

<https://www.dropbox.com/s/tl3nvw6i5t6g2b/ANEXOS%20A%20B%20C.xlsx?dl=0>