



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

ESTIMACIÓN DE TASAS DE ASCENSO MAGMÁTICO Y EVALUACIÓN DE PROCESOS
MAGMÁTICOS A PARTIR DE BAHÍAS E INCLUSIONES DE FUNDIDO EN CRISTALES DE
CUARZO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE LA PRIMAVERA, JALISCO, MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

VICTOR MORALES GAONA

TUTOR:

DR. GIOVANNI SOSA CEBALLOS
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DRA. MARIE-NOELLE GUILBAUD
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

DR. GERARDO CARRASCO NÚÑEZ
CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ENERO DE 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Contenido

| | |
|---|-----|
| Agradecimientos..... | III |
| Resumen | IV |
| Abstract..... | V |
| Capítulo 1. Introducción | 1 |
| 1.1. Ubicación de la zona de estudio | 2 |
| 1.2. Planteamiento del problema | 4 |
| 1.3. Hipótesis | 5 |
| 1.4. Objetivos..... | 6 |
| 1.4.1 <i>Generales</i> | 6 |
| 1.4.2 <i>Particulares</i> | 6 |
| Capítulo 2. Marco conceptual | 7 |
| 2.1. Erupciones Volcánicas | 7 |
| 2.1.1. <i>Vulcanismo efusivo y explosivo</i> | 7 |
| 2.1.2. <i>Índice de explosividad</i> | 9 |
| 2.1.3. <i>Estilos eruptivos</i> | 10 |
| 2.2. Inclusiones de fundido (IFu) y bahías de fundido (BFu) | 15 |
| 2.2.1. <i>Inclusiones de fundido (IFu)</i> | 16 |
| 2.2.2 <i>Bahías de fundido (BFu)</i> | 20 |
| 2.2.3. <i>Modelados para difusión de volátiles en BFu</i> | 23 |
| Capítulo 3. Complejo Volcánico de la Caldera La Primavera (CVLP)..... | 31 |
| 3.1. Introducción..... | 31 |
| 3.2. Estudios Previos y Geología del CVLP | 32 |
| 3.2.1. <i>Tectónica regional</i> | 32 |
| 3.2.2. <i>Basamento</i> | 33 |
| 3.2.3. <i>Evolución Geológica</i> | 33 |
| 3.2.4. <i>Depósitos piroclásticos y lacustres post-caldera del CVLP</i> | 39 |
| 3.2.5. <i>Génesis de los magmas en el CVLP</i> | 42 |
| Capítulo 4. Materiales y métodos | 43 |
| 4.1 Sitios de muestreo..... | 43 |
| 4.2. Preparación de muestras | 44 |
| 4.2.1. <i>Trituración y lavado de pómez</i> | 44 |

| | |
|---|-----|
| 4.2.2. Separado de minerales con IFu y BFu y montado | 44 |
| 4.3. Técnicas analíticas para el estudio de IFu y BFu..... | 50 |
| 4.3.1. Microsonda electrónica EMPA | 50 |
| 4.3.2. Espectroscopía infrarroja FTIR | 54 |
| 4.4. EMBayment- Estimated Rates (EMBER) | 59 |
| 4.4.1. Parámetros del modelo y asunciones | 60 |
| Capítulo 5. Resultados..... | 63 |
| 5.1. Descripción petrográfica de IFu y BFu en cristales post-caldera | 63 |
| 5.1.1. IFu y BFu en cristales en la Pómez Gigante | 63 |
| 5.1.2. IFu y BFu en cristales en la unidad Planillas | 66 |
| 5.2. Composición geoquímica de roca total | 69 |
| 5.2.1. Elementos mayores | 69 |
| 5.2.2. Elementos Traza | 70 |
| 5.3. Composición geoquímica de IFu y vidrio de matriz (Mtz)..... | 73 |
| 5.4. Contenido de H ₂ O y CO ₂ en inclusiones de fundido | 77 |
| 5.5. Perfiles de concentración de H ₂ O en bahías de fundido..... | 80 |
| 5.6. Modelos empleando EMBER..... | 83 |
| Capítulo 6. Discusión | 87 |
| 6.1. Geoquímica del horizonte de Pómez Gigante (PG) y el depósito de caídas de Planillas (Pln) | 87 |
| 6.1.1. Cristalización Fraccionada..... | 91 |
| 6.1.3. Fusión parcial..... | 93 |
| 6.1.2. Mezcla de Magmas | 93 |
| 6.2. Condiciones barométricas de los reservorios magmáticos de PG y Planillas..... | 95 |
| 6.2.1. Fuga de agua | 96 |
| 6.2.2. Reservorio grande vs. multi-reservorio | 98 |
| 6.3. Tasas de ascenso magmático en erupciones hidromagmáticas y plinianas del CVLP..... | 100 |
| 6.3.1. Hidratación secundaria en BFu del horizonte de Pómez Gigante..... | 103 |
| 6.4. Comparación de tasas de ascenso en otras erupciones utilizando BFu como geospidómetros..... | 104 |
| Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones | 107 |
| 7.1. Conclusiones | 107 |
| 7.2. Recomendaciones..... | 109 |
| Referencias | 110 |

Agradecimientos

Expreso mi profundo agradecimiento a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la UNAM y al Instituto de Geofísica por permitirme cumplir una meta más en mi formación profesional.

Agradezco profundamente a mi asesor, el Dr. Giovanni Sosa Ceballos, por aceptarme como estudiante y por guiar este trabajo. Además, agradezco los conocimientos brindados, sus consejos y paciencia durante todo el proceso.

Mi gratitud a la Dra. Marie-Noelle Guilbaud y al Dr. Gerardo Carrasco Núñez por sus observaciones, consejos y seguimiento que tuvieron durante la realización de este trabajo. A la Dra. Berengere Mougél y al Dr. Peter Schaaf por sus comentarios, críticas, y sobre todo por su tiempo brindado para la revisión de la tesis.

Mi reconocimiento especial al Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán, por brindarme el acceso a sus laboratorios y equipos, para la realización de este proyecto. Además, agradezco al Dr. José Luis Macías, al Mtro. Felipe García, a la Dra. Noemi Salazar, a la Mtra. Gabriela Reyes, al Dr. Ernesto Aguilar, a la Dra. Sourisseau, a la Mtra. Tinoco Murillo, al Mtro. Mario Boijseauneau, a la Mtra. Johana Gómez y al Dr. Juan Daniel Pérez por contribuir con el desarrollo de mi investigación. Agradezco a todos los que me ayudaron con la proporción, preparación y análisis de las muestras, así como los comentarios de mejora.

Me gustaría agradecer al Dr. Aldo Ramos Rosique, por el conocimiento compartido, por sus consejos y constante aliento.

Agradezco a CONACYT por la beca otorgada durante mi estancia en el posgrado.

Finalmente, quiero reconocer el apoyo moral de mis padres, familiares y seres queridos. A Jazmín Sánchez, por su apoyo incondicional y comprensión durante mi tiempo en la maestría.

Resumen

Uno de los parámetros fundamentales que gobiernan la dinámica de las erupciones volcánicas explosivas es la tasa de ascenso magmático. Aunque existen diversos métodos con los que se pueden estimar tasas de descompresión magmática, aún sigue siendo un reto medir velocidades de ascenso para erupciones de naturaleza explosiva; sin embargo, en las últimas décadas se han implementado una nueva técnica que permiten modelar tasas de ascenso magmático, ajustándolas a perfiles de contenidos volátiles (H_2O , CO_2) en bahías de fundido (BFu) alojadas en fenocristales, es decir, la implementación de muestras petrológicas directas de una erupción como geospidómetros. Durante el ascenso magmático, la continua desgasificación del fundido se da por la difusión de especies volátiles (H_2O y CO_2) desde el interior de la bahía de fundido hacia afuera, resultando en un gradiente de concentración que depende del tiempo. La difusividad y la solubilidad del H_2O y CO_2 , permiten que, con la concentración restante de H_2O y CO_2 en la BFu, se puedan estimar tasas de descompresión magmática utilizando ecuaciones de difusión.

En este trabajo, se estudiaron erupciones silíceas asociadas a la actividad post-caldérica del Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP). Las muestras provienen de la erupción hidromagmática que dio origen al horizonte de Pómez Gigante (86.4 ka) y de la erupción pliniana que dio origen a un depósito piroclástico de caídas (~68.9-65 ka). Considerando resultados geoquímicos y trabajos previos, se cree que distintos procesos magmáticos intervienen en distintas etapas para la generación de los magmas post-caldera en el CVLP. A partir de la medición de volátiles (H_2O y CO_2) en inclusiones y bahías de fundido, se estimó que la profundidad del reservorio magmático de Pómez Gigante oscila entre 2.5 km a 4.5 km, con velocidades de ascenso magmático que van de 1.5 m/s a 6 m/s. Por su parte, los reservorios de Planillas se ubican aproximadamente desde 3 km a 8.6 km de profundidad, con velocidades estimadas que van desde 0.76 m/s a 6.8 m/s. Las velocidades de ascenso magmático estimadas para estas erupciones del CVLP no muestran diferencias significativas a pesar de su naturaleza. Además, se sitúan dentro de las estimaciones bajas asumidas en modelos de erupciones volcánicas, que van desde 0.1 m/s hasta 100 m/s. Un aspecto destacado es que, en algunos cristales provenientes del horizonte de Pómez Gigante, se encontraron bahías de fundido que no presentaban gradiente de concentración en H_2O . Esto se interpreta como una hidratación secundaria debido al ambiente en el que fueron depositadas las pómez. Por lo tanto, la medición de H_2O en bahías de fundido podría ser un método diagnóstico útil para identificar erupciones en ambientes subacuáticos.

Abstract

The fundamental parameter that rule the dynamics of explosive volcanic eruptions is the magmatic ascent rate. Although there are various methods to estimate magmatic decompression rates, it is still a challenge to measure ascent velocities of explosive eruptions. However, in recent decades a new technique has been implemented which allows modeling magmatic ascent rates, according to the volatile contents in melt embayments hosted in phenocrysts. In other words, petrological samples from an eruption can be used as geospidometers. During the magmatic rise, the continuous degassing of the melt is driven by the diffusion of volatile species (H_2O and CO_2) from the interior of a melt embayment towards the outside, resulting in a concentration gradient that depends on time, which allows to estimate magmatic decompression rates using diffusion equations.

In this work, silicic eruptions of post-caldera activity of the La Primavera Volcanic Complex (CVLP). The samples came from the hydromagmatic eruption that originated the Giant Pumice horizon (86.4 ka) and from the Plinian eruption that originated a pyroclastic deposit fall (~68.9-65 ka). Considering geochemical results and previous studies, it is believed that different magmatic processes intervene at various stages in the generation of post-caldera magmas in the CVLP. Based on the measurement of volatile concentration (H_2O and CO_2) in melt inclusions and melt embayments, the depth of the magmatic reservoir estimated for Giant Pumice vary between 2.5 km to 4.5 km, with magma ascent velocities goes from 1.5 m/s to 6 m/s. On their part, the Planillas reservoirs are located at depths ranging from approximately 3 km to 8.6 km, with estimated ascent velocities ranging from 0.76 m/s to 6.8 m/s. The Plinian eruption exhibits the greatest variation. The estimated magma ascent velocities for these CVLP eruptions do not show significant differences despite their nature. Furthermore, they fall within the low estimates assumed in volcanic eruption models, ranging from 0.1 m/s to 100 m/s. A noteworthy aspect is that in some crystals from the Giant Pumice horizon, there were melt embayments that did not exhibit a concentration gradient in H_2O . This is interpreted as secondary hydration due to the environment in which the pumice was deposited. Therefore, measuring H_2O in melt embayments could be a useful diagnostic method for identifying eruptions in underwater environments.

Capítulo 1. Introducción

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental con una gran diversidad de estructuras volcánicas y una gran variedad composicional que va; desde rocas basálticas hasta silícicas (p. ej., Gómez-Tuena et al., 2007). Dentro de dicho arco magmático, los centros de vulcanismo silícico son de un gran interés, ya que tienen implicaciones económicas (recursos energéticos y minerales) y presentan un riesgo volcánico (Ferriz y Mahood, 1986). El Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP) es un campo volcánico silícico del Cuaternario, que se ubica en la parte occidental de la FVTM (al poniente de la ciudad de Guadalajara); su formación ocurrió aproximadamente hace 95 mil años (Mahood, 1980). El centro volcánico se caracteriza por una estructura caldérica y consta de flujos de lava, una ignimbrita, domos de lava, sedimentos de lago intra-caldera, así como depósitos piroclásticos asociados (flujos y caídas piroclásticas) (Mahood, 1981a).

Los eventos post-caldera del CVLP produjeron depósitos relacionados con erupciones explosivas, como es el caso del horizonte de Pómez Gigante (PG) y los depósitos de caídas del volcán Planillas (Pln). Dichas erupciones produjeron pómez con fenocristales de cuarzo y sanidino, los cuales a su vez pueden contener inclusiones de fundido (IFu) y bahías de fundido (BFu). Las imperfecciones en estos cristales volcánicos pueden ser usadas para conocer las condiciones pre-eruptivas (IFu), y también ser utilizados como geospidómetros (BFu) para estimar velocidades de ascenso magmático en las erupciones riolíticas post-caldera del CVLP. En erupciones volcánicas explosivas, la tasa de ascenso magmático es uno de los parámetros más importantes para entender la dinámica de las erupciones volcánicas (Liu et al., 2007). Por ello, en este estudio se comparan las tasas de ascenso magmático de dos estilos eruptivos distintos pertenecientes a un centro de vulcanismo riolítico.

1.1. Ubicación de la zona de estudio

El Complejo Volcánico de la caldera de La Primavera (CVLP) está ubicado al oeste de Guadalajara, la capital del estado de Jalisco (Fig. 1.1) y una de las ciudades más grandes y pobladas de México. El CVLP es una caldera del Pleistoceno tardío con 11 km de diámetro (Mahood, 1980) y se encuentra cerca de la intersección de dos grandes provincias volcánicas del Cenozoico en México, la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Rossotti et al., 2002). Al CVLP también se le conoce como El Bosque de La Primavera o como La Sierra de La Primavera, caracterizada por sus colinas cubiertas de pinos y robles, profundas cañadas, manantiales y fumarolas de agua con vapor (Dye, 2012).

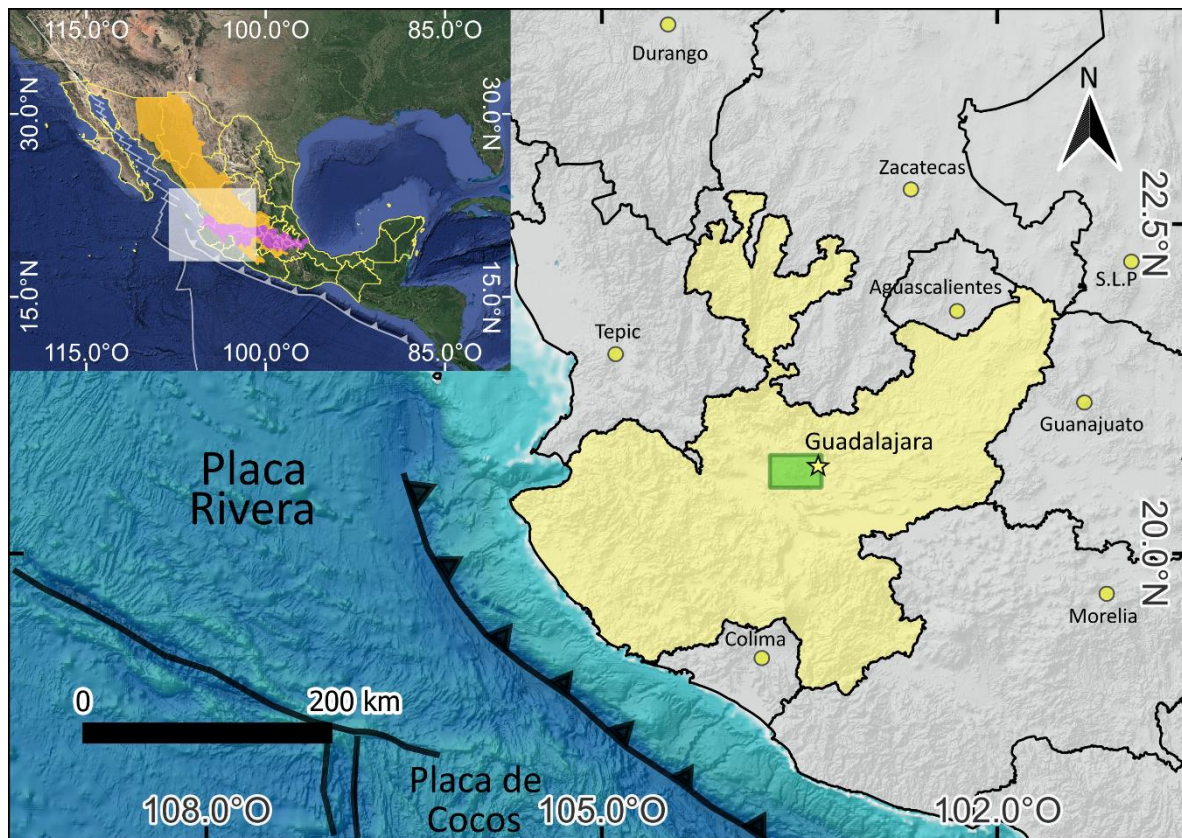


Fig. 1.1. Mapa superior: Ubicación de la zona de estudio entre las provincias volcánicas mexicanas, la SMO (área naranja) y la FVTM (área rosa). Mapa principal: Localización regional del Complejo Volcánico de La Primavera CVLP (recuadro verde) y de la ciudad de Guadalajara (estrella) en el estado de Jalisco, así como las ciudades capitales de estados colindantes.

Los depósitos estudiados en este trabajo se encuentran en distintas zonas del complejo, ya que la fuente y su distribución es distinta. La ubicación estratigráfica del horizonte de Pómez Gigante se

encuentra dentro de la sucesión de depósitos lacustres, por lo que su distribución se restringe dentro de las fallas anulares que formaron la caldera (Fig. 1.2). Los espesores de dicho horizonte varían entre 1.5 a 15 metros (Clough et al., 1981). Por otra parte, el estratovolcán Planillas (junto con San Miguel y Tajo), representa el vulcanismo extra-caldera; sus depósitos están asociados a actividad explosiva y efusiva. El volcán Planillas, dentro del complejo volcánico, representa la zona más elevada y se ubica al sur de la caldera (Fig. 1.2), aunque sus depósitos de caídas piroclásticas llegan al interior de la caldera, ubicándose estratigráficamente por encima de los depósitos lacustres y del horizonte de Pómez Gigante.

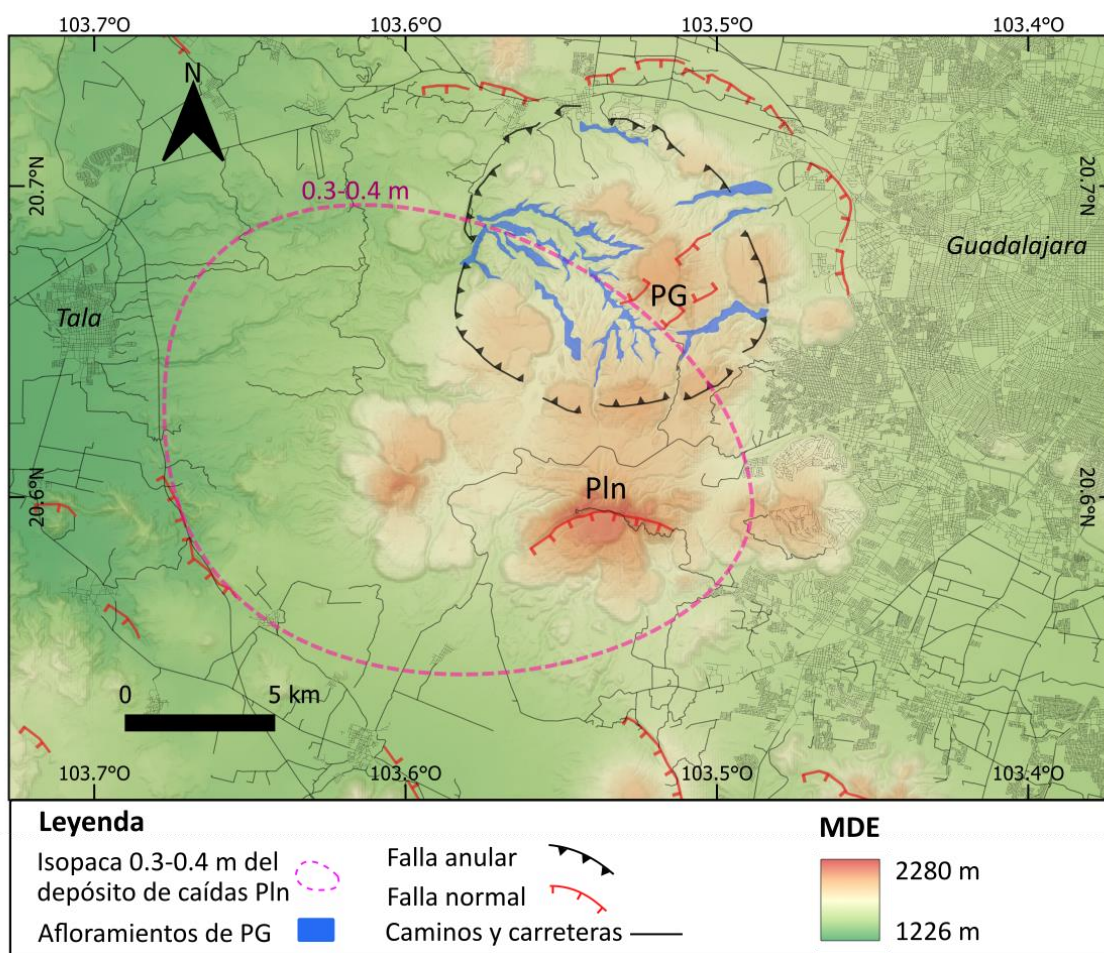


Fig. 1.2. Modelo digital de elevaciones del CVLP generado a partir de recursos del INEGI, el modelo corresponde a las cartas con clave F13D64 y F13D65. El horizonte de Pómez Gigante (PG) se encuentra distribuido dentro de las fallas anulares de la caldera (áreas azules) y el volcán Planillas (Pln) se ubica en la parte sur del complejo y representa las zonas más altas del área de estudio, su distribución aproximada se muestra con la isopaca de 0.3-0.4 metros (Sourisseau et al., 2020). Al este del complejo, se ubica la ciudad de Guadalajara.

1.2. Planteamiento del problema

Las tasas de ascenso magmático son un parámetro físico importante en el comportamiento dinámico de las erupciones volcánicas, su estimación es importante para comprender la naturaleza e intensidad de estas, así como para prevenir y gestionar los riesgos volcánicos y, por tanto, la protección de las poblaciones cercanas a los centros eruptivos. Hoy en día sigue siendo un reto medir las velocidades de ascenso magmático durante una erupción volcánica explosiva. Sin embargo, en los últimos años se han desarrollado nuevas técnicas que permiten estimar tasas de descompresión magmática por medio de bahías de fundido (Humphreys et al., 2008; Lloyd et al., 2014; Myers et al., 2018). Este trabajo se realizó con el fin de caracterizar y comparar las velocidades de ascenso magmático de dos distintos tipos de erupciones volcánicas en el Complejo Volcánico de La Primavera; la erupción subacuática que produjo el horizonte de Pómez Gigante y la erupción pliniana del volcán Planillas al sur de la caldera. Algunos autores como Mahood (1980), Clough et al. (1981), Tinoco-Murillo (2017) caracterizan a la erupción que produjo el depósito de Pómez Gigante como una erupción hidromagmática, y aunque se proponen diferentes modelos para explicar su formación, aún faltan estudios en este tipo de depósitos subacuáticos. Por ello se pretende evaluar las tasas de ascenso magmático y comparar las diferencias con una erupción de tipo pliniana que pertenece al volcán Planillas dentro del CVLP.

En este trabajo se optó por estudiar erupciones de distinta naturaleza (hidromagmática vs. pliniana), las cuales representan las unidades con mayor contenido de cristales del complejo, lo cual es indispensable para tener éxito de encontrar bahías de fundido. Pese a que otras unidades en el CVLP también contienen cristales y tendrían potencial para estimar sus tasas de descompresión magmática, también son erupciones plinianas, al igual que la de Planillas, pero con menor contenido de cristales, por lo que se decidió estudiar solo las erupciones que originaron el depósito de Pómez Gigante y al depósito de caídas proveniente del volcán Planillas.

1.3. Hipótesis

El estudio geoquímico de elementos mayores y de volátiles en inclusiones de fundido atrapadas en fenocristales permitirá interpretar las condiciones de presión y profundidad de las cámaras magmáticas que alimentaron las erupciones que dieron origen al horizonte de Pómez Gigante y a los depósitos piroclásticos del volcán Planillas. A su vez, el estudio de la geoquímica de bahías de fundido en fenocristales, combinado con un modelo matemático de difusión (segunda ley de Fick), permitirá estimar las velocidades de ascenso magmático, así como tasas de descompresión magmática. Estos son parámetros importantes para entender la dinámica de las erupciones.

Debido a su naturaleza eruptiva, el magma que llevó a la formación ambos depósitos debió haber tenido diferentes tasas de descompresión. Tanto las erupciones hidromagmáticas y plinianas son de tipo explosivo, por lo que sus magnitudes pueden ser equiparables en ciertas erupciones. Incluso existe la posibilidad que una erupción presente características de ambos tipos. Sin embargo, en el caso de la erupción hidromagmática que formó el horizonte de Pómez Gigante y la erupción pliniana que originó el depósito de caídas piroclásticas de Planillas, se esperaría que la erupción hidromagmática tenga tasas de ascenso más bajas. Esto se debe a que los bloques de Pómez Gigante, por su evidente tamaño, no experimentaron fragmentación tan alta en comparación con las pómez de tamaño lapilli del depósito de caídas proveniente del volcán Planillas.

1.4. Objetivos

1.4.1 Generales

- Estimar las tasas de descompresión magmática durante la erupción que formó el horizonte de Pómez Gigante y la erupción que formó los depósitos de caídas del volcán Planillas utilizando bahías de fundido como geospidómetros.
- Comparar tasas de ascenso magmático de dos erupciones silíceas de distinto estilo: hidromagmática vs. pliniana. Y determinar si hay diferencias significativas.

1.4.2. Particulares

- Determinar la cantidad de H₂O y CO₂ disueltos y la composición química de elementos mayores en inclusiones de fundido y bahías de fundido.
- Estimar la profundidad de los reservorios magmáticos antes del inicio de su descompresión.
- Modelar tasas de descompresión con *EMBER* (basado en la segunda ley de Fick de Georgeais et al., 2021) utilizando los datos obtenidos de las inclusiones de fundido y bahías de fundido.

Capítulo 2. Marco conceptual

2.1. Erupciones Volcánicas

2.1.1. *Vulcanismo efusivo y explosivo*

Para comprender y gestionar de manera efectiva los riesgos asociados a los volcanes, es conveniente distinguir entre la actividad volcánica efusiva (lava fluida) y la actividad explosiva (material piroclástico); por lo general, se reconocen como “miembros finales” de un continuo. La extrusión de domos de lavas silícicas, por ejemplo, a menudo va acompañada de explosiones (a veces lo suficientemente grandes como para demoler un edificio volcánico en crecimiento). Además, la actividad en un cráter puede cambiar de un estilo a otro durante el curso de un episodio eruptivo: por ejemplo, la erupción del Monte St. Helens que comenzó el 18 de mayo de 1980 fue principalmente de naturaleza explosiva, pero la erupción concluyó con la extrusión de domos (Gill, 2010).

Las propiedades que controlan la naturaleza efusiva y explosiva de un magma son la viscosidad y el contenido de volátiles (además del agua externa, no discutida aquí).

1) Viscosidad del magma: depende de la temperatura y del contenido de SiO_2 . El magma viscoso (o uno de alto límite elástico) es menos capaz de disipar las tensiones aplicadas mediante un flujo y, por lo tanto, es más probable que falle de una manera quebradiza y violenta. En particular, las burbujas de gas escapan con menos facilidad de la lava silícica viscosa que la lava basáltica.

2) Contenido de volátil del magma: es más probable que el magma rico en gas haga una erupción explosiva, porque se producirá una formación masiva de vesículas y una expansión a medida que se libere la presión de la carga litostática (Fig. 2.1).

El efecto de contenido de gas disuelto en un magma en ascenso es ilustrado en la Fig. 2.1. A profundidad, los gases se disolverán por completo en el fundido, pero en algún punto el magma ascendente cruzará un límite de saturación (“y” en Fig. 2.1a) y comenzarán a aparecer burbujas de una fase gaseosa separada. El continuo ascenso y descompresión por encima del “horizonte de exsolución” conducen a la expansión de burbujas existentes y a la formación de nuevas. Si se imagina que el conducto es una tubería de radio uniforme (Fig. 2.1.b), la expansión por el gas acelera el magma hacia arriba, la única dirección posible.

La actividad efusiva se ve favorecida por el calor, como en los fundidos de composición basáltica que tienen bajo contenido en volátiles disueltos. La aceleración hacia arriba debido a la expansión de la burbuja puede contribuir a la formación de fuentes de lava, como se ve en las erupciones de Hawái, pero aquí la actividad eruptiva no llega a ser altamente explosiva. La fluidez de la lava basáltica conduce a la formación de extensas mesetas de lava o de volcanes escudo. En el otro extremo, el magma más evolucionado, más frío, más viscoso (más alto en SiO_2), rico en gas, es más probable que estalle explosivamente. La efusión de tales magmas solo puede ocurrir si el ascenso es lo suficientemente lento (o se detiene) para permitir que el gas se escape a través de las paredes del conducto. Los volcanes propensos a erupciones explosivas a menudo forman estratovolcanes (entre otro tipo de volcanes como mares o calderas) que consisten en alternancia de lavas y capas piroclásticas (Gill, 2010).

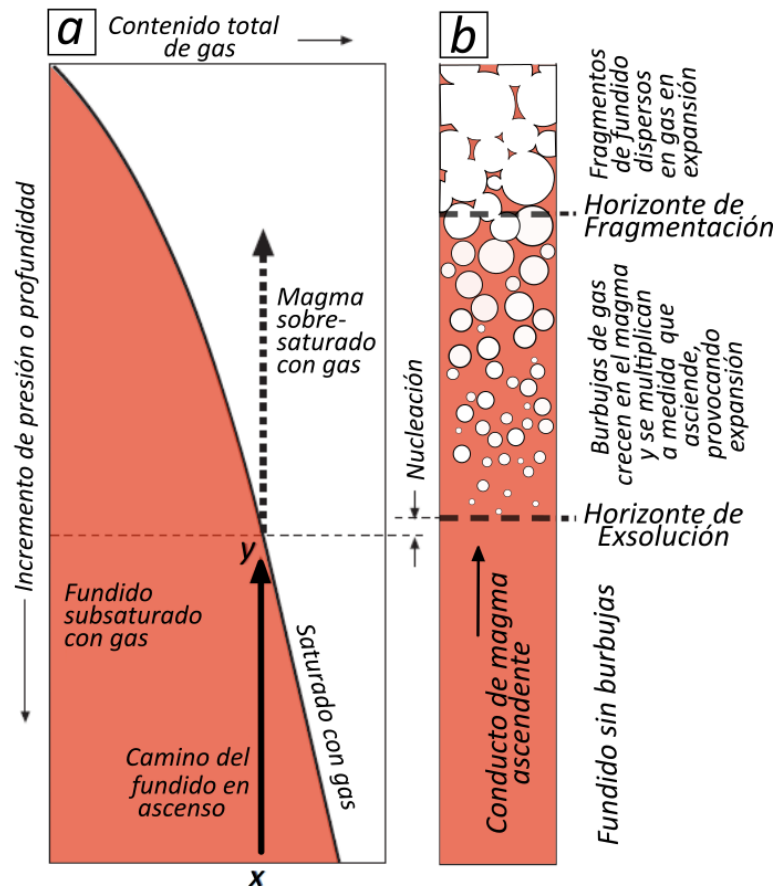


Fig. 2.1. a) Solubilidad del gas en un fundido silicatado en función de la presión; fundido con un contenido de gas disuelto de "x" (%) se satura con gas en "y". b) Ascenso del fundido en un conducto volcánico; por encima del horizonte de exsolución (más superficial que "y", ya que la nucleación de burbujas no es instantánea), la presencia de una fase gaseosa conduce a la expansión progresiva y, por lo tanto, a una aceleración ascendente, a medida que se libera la presión de carga durante el ascenso. El horizonte de fragmentación marca donde la espuma se transforma en espray (adaptada de Gill, 2010).

2.1.2. Índice de explosividad

Walker (1973) presenta una clasificación para definir las erupciones en cuanto a su nivel de explosividad, la cual está basada en la producción de material piroclástico y su dispersión desde el cráter. Con base en los depósitos piroclásticos, clasificó estilos eruptivos de origen magmático (hawaiano, estromboliano, vulcaniano, sub-pliniano, pliniano y ultrapliniano) y de origen hidromagmático (surtseyano y freatopliniano). No obstante, esta clasificación no consideraba otros parámetros importantes de la erupción, como el volumen, la altura de la columna eruptiva, entre otros. Así, Newhall y Self (1982) propusieron el Índice de Explosividad Volcánica (IEV), conocido como "Volcanic Explosivity Index" (VEI por sus siglas en inglés), que incorpora estos parámetros y otros para clasificar la magnitud de las erupciones volcánicas. (Fig. 2.2).

El IEV consta de una escala de valores del 0 al 8, donde cada incremento numérico implica un aumento exponencial en la explosividad con relación al valor previo (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

| ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV) | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--|-------------------|-----------------|-----------------|--------------------|------------------------------|-------------------|------------------|------------------|--------------|
| Descripción general | No explosiva | Baja | Moderada | Moderada a grande | Grande | ← Muy grande → | | | |
| Descripción cualitativa | ← Efusiva → | | ← Explosiva → | | ← Cataclástica Paroxísmica → | | | | |
| Tipo de erupción | ← Hawaiana → | | ← Vulcaniana → | | | ← Ultrapliniana → | | | |
| Duración (horas de erupción continua) | ← Estromboliana → | | ← Pliniana → | | | | | | |
| | ← < 1 → | | ← 1 - 6 → | | | ← > 12 → | | | |
| Volumen de tefra (m ³) | 10 ⁴ | 10 ⁶ | 10 ⁷ | 10 ⁸ | 10 ⁹ | 10 ¹⁰ | 10 ¹¹ | 10 ¹² | |
| Altura de la columna eruptiva (km) | <0.1 | 0.1-1 | 1-5 | 3-15 | 10-25 | ← > 25 → | | | |
| Inyección en la troposfera | Nula | Escasa | Moderada | ← Importante → | | | | | |
| Inyección en la estratosfera | No | No | No | Posible | Segura | ← Significativa → | | | |
| Ejemplos de erupciones | Kilauea | Estromboli | Unzen (1792) | Nevado Ruiz (1985) | M. Pelée (1902) | M.S.Helens (1980) | Krakatoa (1883) | Tambora (1815) | Toba (69 ka) |
| Erupciones del CVLP estudiadas en este trabajo | | | | | PG 86.4±5.1ka | ? | | | |
| | | | | | Planillas 68.9-60.1ka | ? | | | |

Fig. 2.2. Cuadro general del índice de Explosividad Volcánica de Newhall y Self (1982). En la última fila se agregan las erupciones del CVLP de interés en este trabajo (adaptado de Siebert et al., 2010).

2.1.3. Estilos eruptivos

Los volcanes varían ampliamente en sus estilos eruptivos y, de hecho, las características eruptivas pueden diferir entre una erupción y otra en el mismo volcán. Los vulcanólogos (p. ej., Walker, 1973; Newhall y Self, 1982) dividen las erupciones en una serie de categorías que reflejan los fenómenos físicos dominantes observados durante el curso de una erupción determinada. Este enfoque y los términos utilizados, como hawaiano y vulcaniano (usualmente escritos hoy en día sin mayúsculas iniciales), fueron introducidos por primera vez por el vulcanólogo italiano Giuseppe Mercalli en un libro publicado en 1907. A continuación, se revisan las categorías involucradas en este trabajo.

Erupciones Plinianas

Mientras que las erupciones hawaianas, estrombolianas y vulcanianas son nombrados en honor a islas volcánicas o volcanes individuales, las erupciones plinianas llevan el nombre de Plinio el Joven, quien documentó la erupción del volcán Vesubio en el año 79 dC, el cual proporciona la descripción más antigua que se conserva de dicho tipo de erupción (Gill, 2010).

Dentro de una columna eruptiva se pueden distinguir tres distintas regiones. (1) Una región de empuje de gas (jet), donde la mezcla de gas y partículas pierde rápidamente su impulso inicial por arrastre turbulento de aire en sus márgenes; (2) Una región convectiva, donde el aire atrapado se calienta y la densidad aparente es mejor que la de la atmosfera circundante; y (3) una región de paraguas, donde la mezcla, después de haber alcanzado la altura de flotabilidad neutral, continúa ascendiendo debido a su impulso hasta una altura máxima y se expande lateralmente bajo la influencia de los vientos predominantes. La parte superior de la región de empuje de gas generalmente no está a más de unos pocos kilómetros por encima del respiradero, mientras que la base de la región paraguas puede tener una altura del orden de decenas de kilómetros. La eficacia del arrastre en la mezcla y el intercambio térmico con los piroclastos es la clave fundamental para generar la flotabilidad necesaria para el ascenso de la columna volcánica a grandes alturas de la atmósfera. La energía térmica proporcionada por el magma es función de su velocidad de descarga (Cioni et al., 2015).

Las erupciones plinianas, al ser altamente explosivas, son características de magmas evolucionados (dacitas, riolitas, fonolitas) que poseen los contenidos más altos en volátiles. Se diferencian de las erupciones vulcanianas en que son erupciones sostenidas con columnas eruptivas más altas (>15

km), que producen volúmenes de pómez que, en las erupciones más grandes, representan la expulsión de algunos kilómetros cúbicos de magma (Gill, 2010).

Las velocidades de ascenso que se han estimado en erupciones plinianas como la de Mt. St. Helens (Humphreys et al., 2008), se estimaron velocidades de 37-64 m/s, utilizando BFu en cristales de plagioclasas.

Erupciones hidromagmáticas

Las erupciones volcánicas de tipo hidromagmáticas ocurren cuando el magma en ascenso interactúa de manera efectiva con agua externa, ya sea superficial o subterránea, lo que resulta en erupciones explosivas. Esta interacción se visualiza como de tipo combustible-refrigerante (magma-agua). Las principales condiciones que esta interacción debe cumplir con una determinada relación de masas entre el agua y el magma y una gran superficie de contacto, lo que requiere que el magma esté previamente vesiculado por sus propios volátiles (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

Sheridan y Wholetz (1981) investigaron esa relación de masas y llegaron a la conclusión de que la mayor eficiencia se observaba con relaciones de agua/magma de 1/3. (Fig. 2.3). Esta mayor eficacia significa que el magma es capaz de vaporizar toda la masa de agua sin que la consiguiente refrigeración le conduzca a una rápida solidificación. Al convertir la mayor masa de agua posible en vapor, se produce un incremento drástico en la presión de volátiles dentro del magma, lo que eventualmente conduce a su expulsión de manera explosiva.

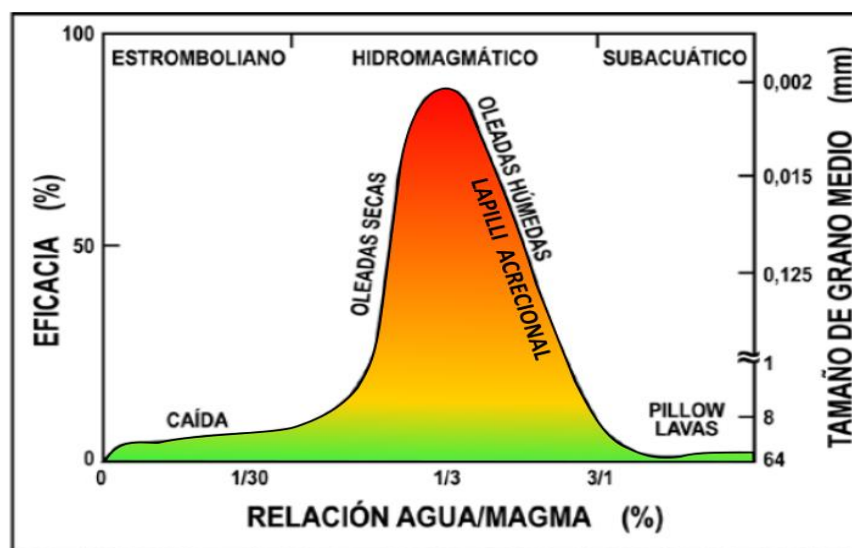


Fig. 2.3. Relación entre agua-magma, la eficiencia energética termo hidráulica y el tamaño de los fragmentos resultantes (adaptada de Wholetz y Sheridan, 1983).

Cuando estas relaciones (agua/magma) son bajas, el magma vaporiza toda el agua externa, sin embargo, este vapor apenas representa un aumento significativo en la presión de volátiles, lo que resulta en que la erupción se desarrolle de acuerdo con las propiedades fisicoquímicas intrínsecas del magma (por ejemplo, en un magma básico la erupción seguirá siendo estromboliana). Con relaciones altas, por ejemplo, cuando un magma surge en el fondo del mar a grandes profundidades, el volumen de agua es tan grande que es capaz de enfriar bruscamente al magma y la presión hidrostática impide que el vapor creado pueda expandirse fragmentando el magma, por lo que este desarrollará nuevamente los mecanismos eruptivos propios de su condición. Por ejemplo, en el caso de magmas básicos, las erupciones serán de naturaleza efusiva y darán lugar a la formación de lavas almohadilladas (pillow lavas en inglés) (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

El otro factor que determina la eficacia de la interacción es la superficie de contacto magma-agua. Este factor es crucial cuando la interacción se efectúa con aguas subterráneas en acuíferos profundos, ya que solo será efectiva si el magma está primariamente vesiculado por debajo del nivel freático. Las erupciones hidromagmáticas se caracterizan por columnas piroclásticas en forma de “ciprés” que marcan cada uno de los pulsos eruptivos de la interacción (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015). Asimismo, sus depósitos piroclásticos presentan granulometrías muy finas, lapilli acrecional y alto contenido en líticos.

Las erupciones hidromagmáticas ocurren tanto con magmas básicos (surtseyanas, freatoestrombolianas) como con magmas intermedios y ácidos (freatoplinianas, vulcanianas), pero el mayor contenido en volátiles en estos últimos, que conduce a una mayor vesiculación primaria, hace que su interacción se desarrolle con mayor superficie de contacto, lo que conduce a una mayor explosividad.

Para las erupciones hidromagmáticas de magmas básicos se suelen acuñar dos nombres, según la interacción del magma, sea con aguas subterráneas, en cuyo caso se denominan erupciones freatoestrombolianas, o con aguas superficiales, que se conocen como erupciones surtseyanas (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015). Este último nombre toma su denominación de una erupción submarina ocurrida en 1963 al sur de Islandia que terminó creando una nueva isla que se llamó Surtsey. En estas erupciones submarinas, la profundidad del suelo oceánico en la que el magma surge determina que la erupción adquiera un carácter efusivo, generando lavas almohadilladas, o explosivo, dando lugar a las erupciones surtseyanas. Esta profundidad se sitúa alrededor de los 100

m, por encima de la cual la presión hidrostática no inhibe la expansión de los volátiles y establece una relación de masas agua-magma cerca de los valores óptimos.

En erupciones hidromagmáticas como la de Oruanui en el volcán Taupo, Nueva Zelanda, Liu et al. (2007) estimó velocidades de ascenso que van de 0.04-0.35 m/s, empleando bahías de fundido (BFu) en cristales de cuarzos. Por su parte, Myers et al. (2018) estimó velocidades de 0.3-4.0 m/s, para la misma erupción. Dicha erupción se puede clasificar como: hidromagmática y ultraplíniana. Esto se debe a las características particulares de la erupción, donde hubo una interacción significativa entre el magma y el agua, lo que resultó en una erupción hidromagmática, así como una liberación masiva de cenizas y otros materiales volcánicos a la atmósfera, lo que la califica como una erupción ultraplíniana.

Erupciones subacuáticas

Comprender las erupciones explosivas subacuáticas resulta difícil por diversas razones, tales como la ausencia de erupciones previas de referencia (erupciones tipo o erupciones modelo), la complejidad de relacionar los depósitos piroclásticos submarinos con su origen, las características topográficas y el muestreo del fondo marino. No obstante, está claro que el entorno submarino ejerce un impacto profundo en la dinámica de la erupción y la dispersión piroclástica (p. ej., Kano et al., 1996; White et al., 2003). El proceso de exsolución y expansión del gas, que impulsa las erupciones explosivas magmáticas, se ve fuertemente influenciado por el aumento de la presión confinada, el cual está acompañado por un incremento de la profundidad dentro de la columna de agua. (Allen y McPhie, 2009).

La erupción y los procesos de dispersión que ocurren en entornos subaéreos son significativamente diferentes de aquellos que se producen bajo el agua. Estas diferencias se deben a que el agua posee una mayor capacidad térmica, viscosidad y densidad en comparación con el aire. Como resultado, la clasificación y la nomenclatura desarrollada para las erupciones subterráneas explosivas antes descritas (Walker, 1973) no pueden ser utilizadas para las erupciones explosivas submarinas.

Allen y McPhie (2009) caracterizan una clase de depósito subacuático al que llaman neptuniano. Este se distingue por ser un depósito rico en lapilli de pómez no soldado y en algunos casos con depósitos de bloques de pómez gigante. Se reconoce que las facies piroclásticas neptunianas provienen de puntos de emisión subacuáticos por lo siguiente: (1) El lapilli de pómez neptuniana, al ser expulsada, emerge (gravedad específica <1) y la rápida saturación de agua permite que se incorpore dentro de las corrientes de densidad alimentadas por la erupción. (2) Los bloques de

pómez gigante son conocidos solamente en condiciones subacuáticas, debido a que la mayor viscosidad del agua reduce la sedimentación de los clastos y la velocidad de impacto, la conservación de estos clastos enormes y frágiles se ve favorecida (Fig. 2.4a).

Las erupciones neptunianas aún no tienen medidas de intensidad establecidas. En el caso de las erupciones explosivas subaéreas, la intensidad varía según la altura de la columna, lo que a su vez regula la dispersión y el tamaño de grano de los depósitos resultantes (Walker, 1973). En este caso, la proporción de los clastos de pómez gigante podrían correlacionarse con la intensidad, es decir, para erupciones de baja intensidad, se forman grandes volúmenes de pómez gigante (p. ej., la brecha Filakopi; Stewart y McPhie, 2004) (Fig. 2.4b). En erupciones de mayor intensidad, se producen depósitos dominados por lapilli de pómez (p. ej., sucesión del techo de Rosebery; McPhie y Allen, 2003)(Fig. 2.4c).

Los depósitos Filakopi, se caracterizan por facies de brecha lítica neptuniana con líticos medios y gruesos mal seleccionados, facies ricas en lapilli de pómez con fragmentos gruesos de pómez dispersos, débilmente gradada y facies de depósito de suspensión, domina por clastos de Pómez Gigante embebidas en una matriz de ceniza fina (Fig. 2.4b). Por su parte, los depósitos tipo Rosbery, se caracterizan por facies de brecha lítica, con líticos y pómez lapilli, facies dominada por ceniza, líticos y lapilli de pómez, también caracterizada por fiames de pómez y facies de depósito de suspensión, domina por ceniza fina y laminada (Fig. 2.4c) (Allen y McPhie, 2009).

Este estilo eruptivo (neptuniano) generalmente implica magmas silícicos, aunque el mismo estilo podría ser exhibido para cualquier composición del magma. Para la mayoría de los magmas silícicos, el agua (H₂O) es el volátil magmático dominante responsable de la vesiculación (Hervig et al., 1989). La liberación de la sobrepresión de vapor provocada por la desgasificación del magma vesicular genera un chorro (jet) de descompresión de gas que emerge justo sobre la abertura de la erupción, tal como ocurre en las erupciones explosivas subaéreas. En un entorno submarino, la altura del jet se ve restringida debido a la presión confinada ejercida por la columna de agua, lo que reduce la descompresión. Por ejemplo, las velocidades de salida en los cráteres eruptivos por debajo de una profundidad de agua de aproximadamente 200 metros son alrededor de la mitad a un tercio más bajas que las velocidades en las erupciones subaéreas (p. ej., Wilson et al., 1980; Kano et al., 1996).

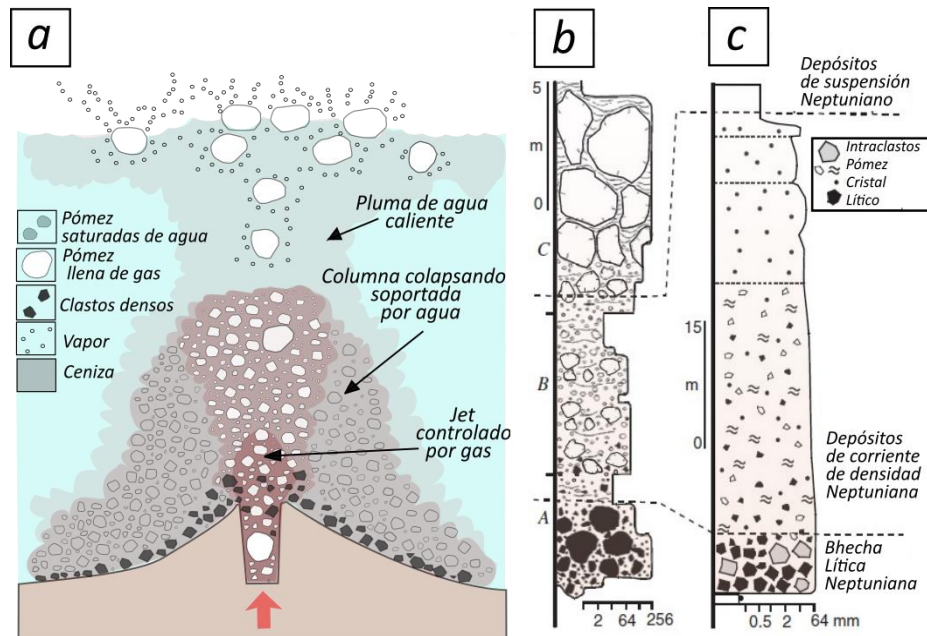


Fig. 2.4. Columna eruptiva neptuniana idealizada donde hay una clara relación entre procesos de erupción y sus productos. a) El Jet controlado por gas es rápidamente transformado a una columna colapsando, soportada por agua, lapilli y pómez saturada de agua. Los líticos son demasiado pesados y se depositan cerca del conducto, mientras que la ceniza y los clastos de pómez gigante se elevan en la pluma de agua caliente, para ser depositados posteriormente (Kano et al., 1996). b) Depósito Filakopi con facies de pómez gigante. c) Depósito de Rosbery, rica en lapilli de pómez (adaptada de Allen y McPhie, 2009).

2.2. Inclusiones de fundido (IFu) y bahías de fundido (BFu)

Las inclusiones de fundido, también conocidas como "melt inclusions" en inglés, representan una categoría especial dentro de las inclusiones fluidas (Roedder, 1984). Las *inclusiones fluidas* se refieren a pequeñas porciones de fluido atrapadas en un mineral durante la formación del cristal. Este fluido atrapado es considerado como un "fluido fósil" a partir del cual el mineral anfitrión precipitó. Una vez que se han formado, las inclusiones fluidas se comportan como sistemas termodinámicos cerrados y cambios de fase pueden tener lugar en su interior después de quedar atrapadas. Estos cambios se producen siempre y cuando se modifiquen las condiciones termodinámicas del cristal huésped. De esta manera, se pueden observar bajo el microscopio inclusiones monofásicas que alberguen una fase líquida (L), o gaseosa (V); o bien inclusiones multifásicas que contengan una fase líquida dominante y otra gaseosa (L+V); o una fase gaseosa dominante y otra líquida (V+L); e incluso otras pueden presentar una fase líquida, otra gaseosa y una sólida (L+V+S) (Van de Kerkhof y Hein, 2001).

Las inclusiones de fundido (en adelante referidas en esta tesis como IFu) se forman cuando un fundido silicatado queda atrapado en una micro cavidad de un cristal de origen ígneo en formación (Frezzotti, 2001). Estas IFu representan una fracción ínfima del fundido silicatado a partir del cual se originó el mineral que las alberga. Una vez que la inclusión está completamente formada y el cristal anfitrión ha cristalizado por completo, la IFu se enfría al ser expulsado el cristal a la superficie, convirtiéndose en vidrio.

Por otra parte, las bahías de fundido (BFu) son un tipo de IFu que en las últimas décadas han sido empleadas para modelar tasas de descompresión magmática de distintas erupciones basálticas y riolíticas (Liu et al., 2007; Newcombe et al., 2020).

En este capítulo se describen de manera general las IFu y BFu; características generales (mecanismos de atrapamiento, evolución post-atrapamiento, etc.), la arquitectura original del modelado de difusión de Liu et al. (2007) empleada en BFu y generalidades de las técnicas analíticas se utilizaron en este trabajo para el estudio de IFu y BFu.

2.2.1. Inclusiones de fundido (IFu)

Las IFu son pequeñas porciones de magma que quedan atrapadas en los minerales cuando se están formando, la composición química original del fundido no experimentará cambios a menos que el sistema sea alterado o perturbado, pues la inclusión se comporta como un sistema cerrado después de su formación (Frezzotti, 2001). Consisten principalmente de vidrio \pm una o más burbujas de gas \pm minerales hijos (término que hace referencia a las fases cristalinas que crecen dentro de una inclusión una vez formada). Frecuentemente, para caracterizar el contenido de las IFu, se emplean las letras G (vidrio), V (vapor) y S (sólido) en los textos, refiriéndose al vidrio, las fases gaseosas y los minerales hijos, respectivamente. Las fases presentes en IFu de un mismo cristal pueden variar, ya que pueden ser tanto monofásicas como multifásicas. Los minerales anfitriones más comúnmente utilizados para estudiar las IFu suelen ser el cuarzo, olivino, feldespatos o piroxenos.

Comúnmente, los tamaños de las IFu son de medidas micrométricas, hay menores a 10 μm y algunas llegan a tener más de 500 μm de longitud. Las formas de estas pueden variar desde redondeadas, con forma de cristal negativo (término utilizado para referirse a inclusiones que tiene una forma similar al cristal que los aloja), alargadas o irregulares. Las IFu con forma de cristal negativo tienen tal forma porque las paredes de la inclusión se reequilibran siguiendo preferentemente la forma del

crystal que las contiene. El reequilibrio puede ocurrir debido al calentamiento de estas IFu o porque se formaron previamente a otras IFu irregulares en el mismo mineral anfitrión (Frezzotti, 2001). La disposición de las inclusiones dentro de los cristales puede depender de diversos factores, como la distribución preferencial en un plano de la estructura cristalina o en los planos de debilidad y fractura. No obstante, también es posible que estén distribuidas de manera aleatoria. La distribución está fuertemente influenciada por los mecanismos de atrapamiento.

En la ejecución de un estudio, inicialmente se hace una descripción de los afloramientos donde se obtienen las muestra. Luego, se lleva a cabo un análisis petrográfico detallado de las rocas, minerales y de las IFu contenidas en estos. Para llevar a cabo este proceso, se requiere el uso de un microscopio petrográfico, ya que las IFu tienen dimensiones que apenas alcanzan unas pocas decenas de micras. Así se podrá detectar las IFu adecuadas (inclusiones primarias). Los criterios para identificar las inclusiones primarias son: estar dispersas en forma aleatoria, es decir, que no sean parte de una tendencia lineal que haga pensar que sean inclusiones secundarias o pseudosecundarias, también deben ser inclusiones monofásicas (únicamente rellenas de vidrio). Se descartan IFu que se ven afectadas por procesos posteriores al atrapamiento (p. ej. desvitrificación, fracturamiento).

Mecanismos de formación

Las IFu suelen quedar atrapadas en el interior de los cristales debido a irregularidades que se presentan durante el proceso de crecimiento. Roedder (1979) señala que los mecanismos más importantes mediante los cuales una inclusión puede quedar atrapada son:

a) Crecimiento repentino (crecimiento esqueletal o dendrítico). La inclusión puede quedar atrapada debido a la pérdida de volátiles, como resultado de la liberación súbita de presión durante una erupción (Fig. 2.5a). Conforme la temperatura desciende, un magma se puede sobresaturar de una fase dada si no nuclea, y cuando finalmente comienza la nucleación, origina un crecimiento rápido del cristal, hasta que el grado de sobresaturación es reducido.

b) Disolución parcial. Durante las primeras etapas de crecimiento, un cristal puede disolverse, dando como resultado pequeñas inclusiones que se distribuyen a lo largo de la superficie de disolución. (Fig. 2.5b).

c) Crecimiento entre dos núcleos en espiral (Fig. 2.5c). El crecimiento de dos cristales paralelos de la misma fase, los cuales se expanden y al hacer contacto se pueden formar las imperfecciones atrapando el fundido.

d) Crecimiento rápido en un hábito tabular. Se asemeja al crecimiento dendrítico, pero ocurre en minerales con formas tabulares, o por crecimiento en macla (Fig. 2.5d).

e) Por fracturamiento cristalino. El fracturamiento del cristal puede dar lugar a inclusiones, las cuales pueden ser secundarias o pseudo-secundarias, dependiendo de si el crecimiento del cristal estaba completo. En este escenario, los cristales pueden fracturarse debido a la acción de fluidos y ser "resellados", aunque no necesariamente con el mismo fluido con el que se formó inicialmente el cristal. (Fig. 2.5e).

f) Por inclusiones sólidas. Las fases sólidas (minerales) cercanas a los cristales en crecimiento quedan atrapadas como inclusiones, y estas inclusiones pueden o no contener fundido. Sin embargo, la presencia de la fase sólida indica que el fundido estaba saturado al menos en otra fase (Fig. 2.5f).

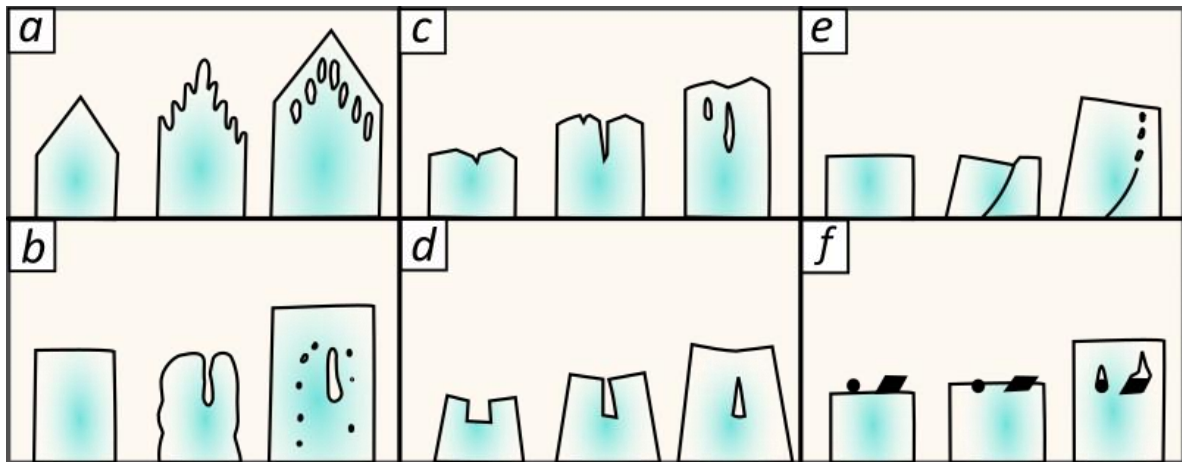


Fig. 2.5. Los seis mecanismos más comunes para el atrapamiento de IFu. a) Crecimiento rápido. b) Disolución parcial. c) IFu atrapadas entre crecimientos espirales individuales. d) Crecimiento sub-paralelo de cristales. e) Por fracturamiento cristalino. f) Por cristales atrapados como inclusiones sólidas (Roedder, 1984).

Un mecanismo adicional que podría atrapar inclusiones fluidas es la inmiscibilidad. Si esta inmiscibilidad ocurre durante el proceso de crecimiento, podría generar irregularidades en el cristal, dando como resultado el atrapamiento de fases inmiscibles. (Lowenstern, 1995).

Evolución de IFu post-atrapamiento

Previo a una erupción, los magmas podrían estar prácticamente fundidos, de modo que las fases tempranas de minerales (p. ej. olivino, topacio, feldespatos, cuarzo, etc.) pueden atrapar el fundido y formar IFu. En ocasiones, dichas IFu suelen tener una evolución post-atrapamiento, ya que durante el enfriamiento ocurren procesos como la cristalización y desvitrificación, pudiendo verse alteradas las fases presentes, así como su grado de relleno (Roedder, 1992; Frezzotti, 2001).

Se ha descubierto una correlación entre las fases presentes en una inclusión y su velocidad de enfriamiento. En tasas de enfriamiento lento, el fundido atrapado puede precipitar en las paredes de la inclusión fases cristalinas del mineral huésped o minerales hijos. Por otra parte, tasas de enfriamiento rápidas pueden formar IFu de prácticamente puro vidrio y contener una burbuja de gas bastante pequeña. La burbuja puede consistir esencialmente en vacío si la presión del fundido es baja. Sin embargo, en condiciones de alta presión, varias especies volátiles como el H₂O y el CO₂ pueden separarse en nuevas fases fluidas, formando un fluido gaseoso denso. (Roedder, 1979). Adicionalmente, el tamaño de las IFu tiene un impacto en las fases que están presentes en ellas. Por ejemplo, bajo tasas de enfriamiento moderadas, las IFu más grandes podrían contener una o varias burbujas, mientras que las inclusiones más pequeñas podrían consistir únicamente en material vítreo sin burbujas, todas ellas en un mismo cristal. (Fig. 2.6).

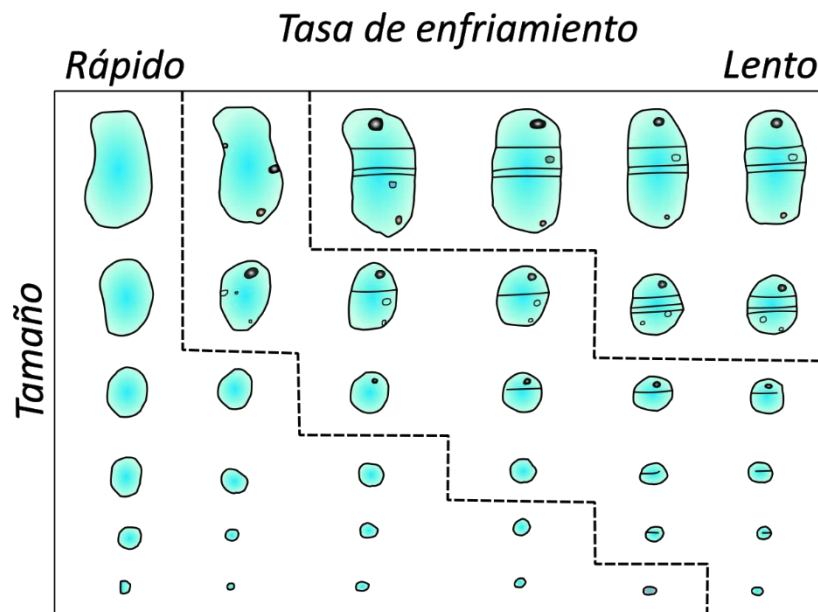


Fig. 2.6. Esquema que muestra los efectos de la velocidad de enfriamiento y tamaño sobre la nucleación y crecimiento de fases dentro de IFu en olivino (adaptado de Roedder, 1979).

Para la descripción petrográfica de IFu con burbujas (bifásicas: $G\pm V$), existen tablas de estimación visual (Fig. 2.7) que ayudan a tener una aproximación volumétrica del gas en el sistema. Este volumen es importante para estimar el grado de relleno de las IFu, es decir, la relación que hay entre el volumen del fundido y la suma de los volúmenes del fundido más el de la burbuja de gas (Grado de relleno = Vol_m/Vol_m+Vol_v).

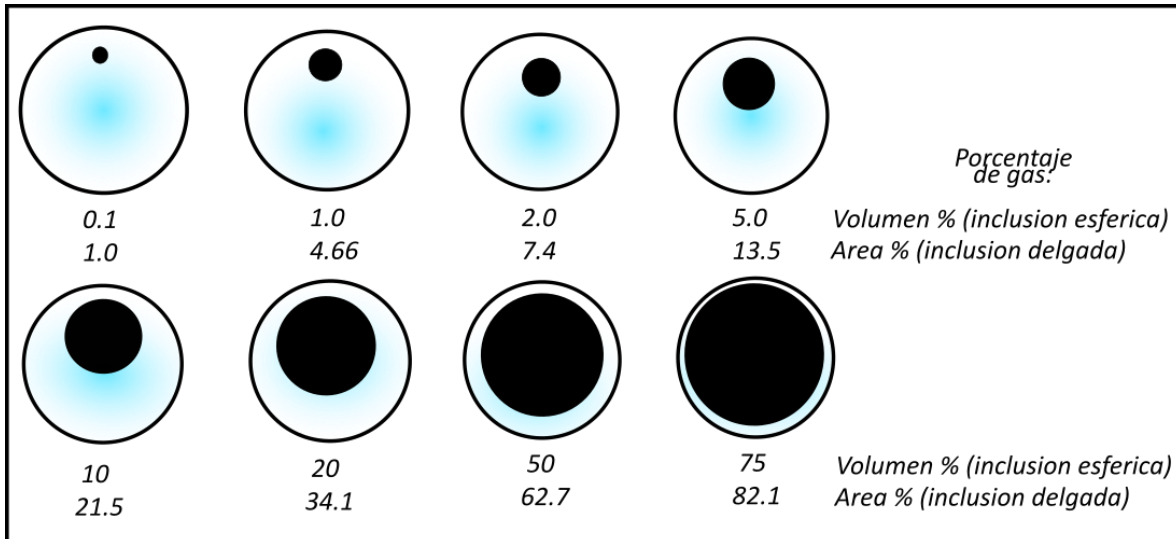


Fig. 2.7. Apariencia de IFu con distintos porcentajes de fase gaseosa (adaptada de Roedder, 1984). Las tablas se generaron con metodos planimetricos, pero solo son ideales para inclusiones regulares y su valor sería cualitativo, para un cálculo más preciso se utilizan técnicas como la microtermometría.

2.2.2 Bahías de fundido (BFu)

Además de las IFu, algunos cristales volcánicos pueden contener bahías de fundido (melt embayments, también conocidas como reentrants o pockets). Estas imperfecciones cristalinas conectan a la superficie del cristal con el magma (forman una salida o boca), y posteriormente con la matriz de la pómez circundante a través de una salida (Fig. 2.8). Debido a que los fenocristales son relativamente impermeables, la pérdida de volátiles desde el interior de las BFu se da por difusión a través del fundido silicatado hacia la boca (salida). Así, los gradientes de contenidos volátiles en BFu pueden ser usadas para estimar tasas de ascenso magmático antes de la fragmentación (Liu et al., 2007).

Las formas que muestran las BFu son variadas y algunas contienen burbujas. Liu et al. (2007) reconoce tres formas: BFu cilíndricas con diámetros aproximadamente constantes (Fig. 2.8a), BFu con forma de bulbos, el cual decrece su diámetro hacia la salida (Fig. 2.8b), y BFu con forma de reloj de arena (Fig. 2.8c). Incluso se pueden encontrar con algunas que tienen formas transicionales, donde la salida de la BFu es cilíndrica y al interior se expande (Fig. 2.8d).

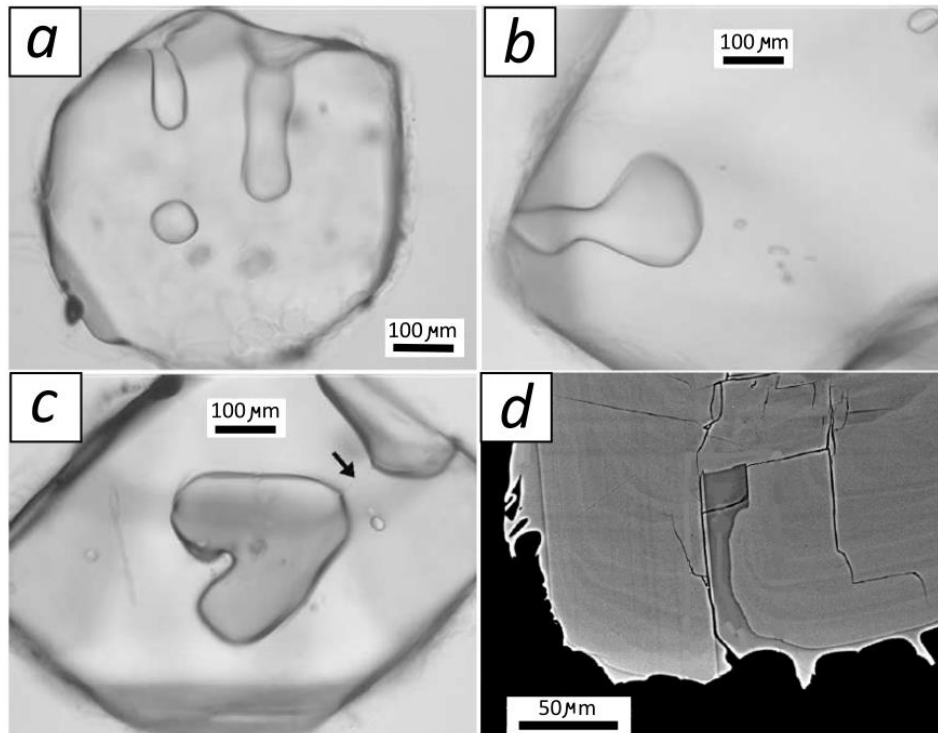


Fig. 2.8. BFu en distintos minerales y con distintas morfologías. a) BFu en cuarzo con forma regular o cilíndrica. b) BFu en cuarzo en forma de bulbo. c) BFu que se conecta al exterior del cristal a través de un tubo capilar (casi invisible) que se muestra con la flecha negra. (a-c): BFu en cristales de cuarzo de Oruanui, Myers et al., 2016). d) BFu alojada en plagioclasa, con forma transicional y con ligera curvatura (Humphreys et al., 2008).

Por otra parte, Ruefer et al. (2021) clasificaron las BFu alojadas en cuarzos (de distintas erupciones), en cinco categorías morfológicas: con geometría simple (regular/cilíndrica), forma de bulbo, curvadas o de gancho, con forma de reloj de arena y con geometrías complejas (Fig. 2.9a). Además, tomando en cuenta la fase gaseosa, se identifican distintas texturas con burbuja: totalmente vítreas o sin burbuja (BFu monofásicas), con intrusión de burbujas (es gradual) y con burbujas discretas (BFu bifásicas (G+V))(Fig. 2.9b).

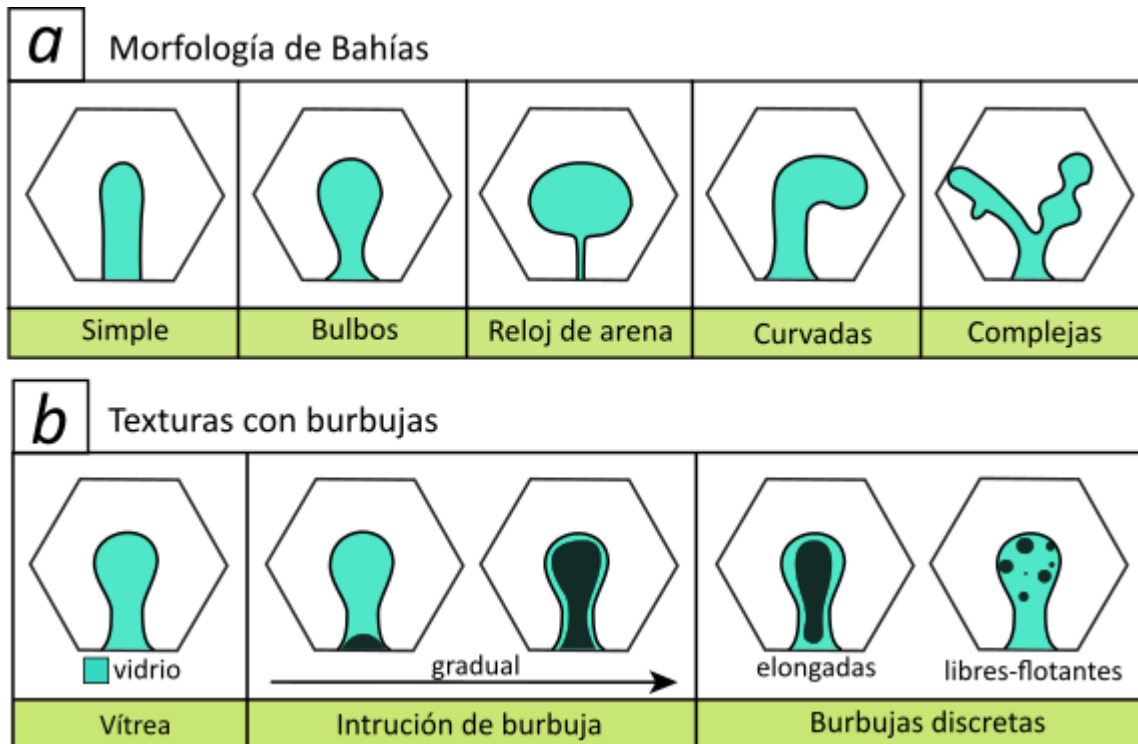


Fig. 2.9. Esquema simplificado de morfologías en BFu. a) morfologías comunes de bahías, b) texturas de BFu con burbujas idealizadas y sistema de nombres asociado (adaptado de Ruefer et al., 2021).

El proceso de formación de BFu es complejo. Barbee et al. (2020) estudió texturas de cuarzos en riolitas de la caldera Toba (Sumatra, Indonesia) (74 ka) y en su estudio identifican que las BFu se pueden formar por diversos procesos: (1) El cuarzo desarrolló morfologías irregulares durante crecimiento cristalino rápido e inestable, en los más altos grados de subenfriamiento y sobresaturación; (2) Por el relleno de cuarzo esquelético o dendrítico temprano, dejando cavidades rellenas y favoreciendo su desarrollo; o (3) porque incidentalmente, una superficie de cristal en disolución interceptó IFu preexistentes o áreas de alta densidad de defectos reticulares (por ejemplo, protuberancias o límites de sutura unitaria, planos de macla) causando una disolución preferencial, seguida de un nuevo crecimiento (Barbee et al., 2020).

La Fig. 2.10 muestra el desarrollo de IFu y BFu a partir de pequeños cristales de cuarzos dendríticos o con protuberancias esqueléticas iniciales, o bien por el sobrecrecimiento cristalino en grandes cristales poliédricos formando BFu. De cualquier modo, generalmente se reconocen procesos de cristalización desequilibrada que promovieron el desarrollo de BFu.

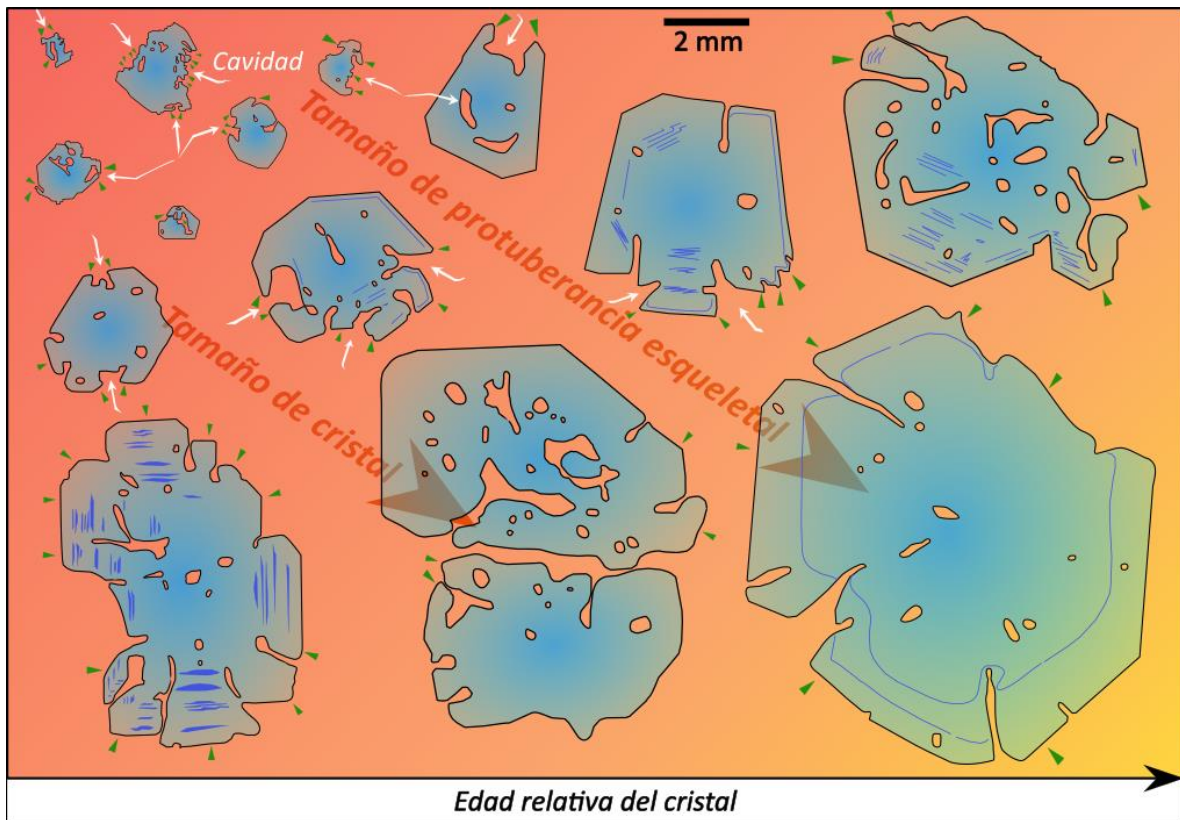


Fig. 2.10. Tamaño y forma de la protuberancia vs. tamaño del cristal de cuarzo. Las protuberancias se indican con flechas verdes. La hipótesis es que los cristales más grandes pudieron haber tenido morfologías similares a los cristales más pequeños antes en el tiempo y luego rellenos, o desarrollaron protuberancias esqueléticas y posteriormente se rellenan después de haber obtenido un tamaño de cristal más grande (adaptada de Barbee et al., 2020).

2.2.3. Modelados para difusión de volátiles en BFu

En las últimas décadas, se han desarrollado diversos modelos numéricos para la estimación de tasas de descompresión magmática (Tabla 2). El primero fue publicado por Liu et al. (2007), el cual fue desarrollado en FORTRAN 77; el código genera perfiles (dependientes del tiempo) de concentración de H_2O y CO_2 hasta que se alcanza la presión de fragmentación. En general, el modelo de difusión es aplicable a las BFu que se pueden aproximar a formas cilíndricas cuyas longitudes son mucho mayores que sus radios, de modo que la difusión ocurre principalmente a lo largo de la BFu. También se considera que la difusión perpendicular al eje del cilindro es despreciable (Liu et al., 2007; Humphreys et al., 2008). El modelo supone que el extremo exterior de cada BFu sufre una deshidratación instantánea (debido al crecimiento de burbujas en el horizonte de exsolución) y es acompañada con difusión de H_2O en 1D a lo largo de la BFu hacia su extremo abierto (boca), en el tiempo que se tarda en ascender al horizonte de fragmentación (Fig. 2.11).

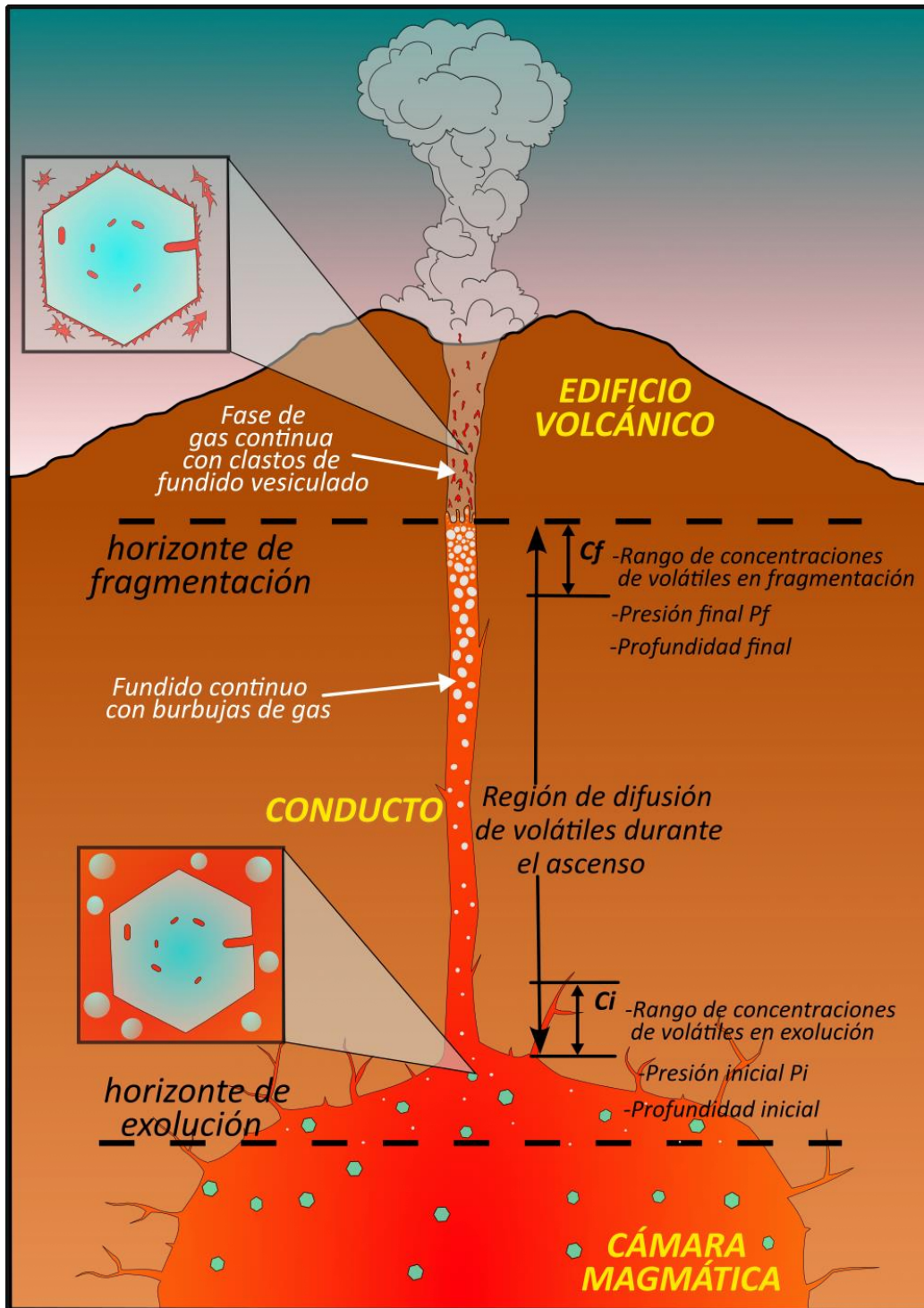


Fig. 2.11. Esquema que describe algunos de los procesos que ocurren durante las erupciones plinianas y las suposiciones hechas en el modelo. El magma saturado de H_2O asciende desde su región de almacenamiento en la cámara, que contiene $C_i\%$ en peso de H_2O disuelto. Durante el ascenso, el vapor de H_2O se disuelve del fundido externo en burbujas, el H_2O se difunde a lo largo de las BFu en el fundido externo. A medida que continúa el ascenso, la fracción de volumen de burbujas en el magma aumenta, hasta que se produce la fragmentación a $\sim 75\%$ en volumen de burbujas y $C_f\%$ en peso de H_2O . En la fragmentación, el fundido se enfría rápidamente hasta convertirse en vidrio, preservando los perfiles de concentración de H_2O en BFu (adaptado de Humphreys et al., 2008).

Definición del sistema

La difusión en estado no estacionario se estudia mediante la segunda ley de Fick. Esta ley es una ecuación diferencial parcial que describe cómo varía la concentración de una sustancia con respecto al tiempo y a la posición en un medio. La segunda ley de Fick se expresa matemáticamente de la siguiente forma para una dimensión espacial:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(C) \frac{\partial C}{\partial x} \right)$$

C = Concentración (% en peso)

D = Difusividad ($\mu\text{m}^2/\text{s}$)

x = distancia (μm)

t = tiempo (s)

La ecuación no puede resolverse de forma analítica (tradicional) y se resuelve a partir de modelos de elementos finitos de 1D usando software (Humphreys et al., 2008) (p. ej. COMSOL Multiphysics, Fortran, etc.). El modelo calcula la evolución de la concentración del H_2O con el tiempo, en un sistema semi-infinito, como una función de la distancia.

El desarrollo que se describe a continuación se obtiene a partir del primer estudio de BFu como geospidómetros de erupciones volcánicas (Liu et al., 2007): Para una BFu cilíndrica con longitud (l) (Fig. 2.12), el movimiento de H_2O y CO_2 se puede aproximar por difusión unidimensional.

Ecuaciones de difusión para H_2O y CO_2

Zhang et al. (1991) y Zhang y Behrens (2000) han expresado la difusión de agua en riolitas como:

$$\frac{\partial [\text{H}_2\text{O}_t]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{\text{H}_2\text{O}_m} \frac{\partial [\text{H}_2\text{O}_m]}{\partial x} \right) \dots \dots \dots (1)$$

Donde $[\text{H}_2\text{O}_t]$ y $[\text{H}_2\text{O}_m]$ son la fracción molar del total de agua disuelta H_2O_t y agua molecular H_2O_m respectivamente, y $D_{\text{H}_2\text{O}_m}$ es la difusividad de H_2O_m . La difusión del CO_2 es expresada como:

$$\frac{\partial \text{CO}_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_c \frac{\partial \text{CO}_2}{\partial x} \right) \dots \dots \dots (2)$$

Donde CO_2 es la concentración de CO_2 disuelta (ppm) y D_c es la difusividad del CO_2 .

Para resolver las ecuaciones (1) y (2), se necesitan condiciones iniciales (3a y 3c) y de frontera (3b y 3c):

$$t = 0, \quad 0 \leq x \leq 1, \quad \text{H}_2\text{O}^\circ \text{ y } \text{CO}_2^\circ \text{ uniformes} \dots \dots (3a)$$

$$t > 0, \text{ en } x = 0, H_2O_s \text{ y } CO_{2,s} \dots \dots \dots (3b)$$

$$dC/dx = 0 \text{ en } x = l \dots \dots \dots (3c)$$

Donde H_2O^o y CO_2^o son los contenidos iniciales, H_2O_s y $CO_{2,s}$ son las concentraciones en la salida, y la ecuación **(3c)** refleja que no hay flujo de volátiles al fondo de la BFu.

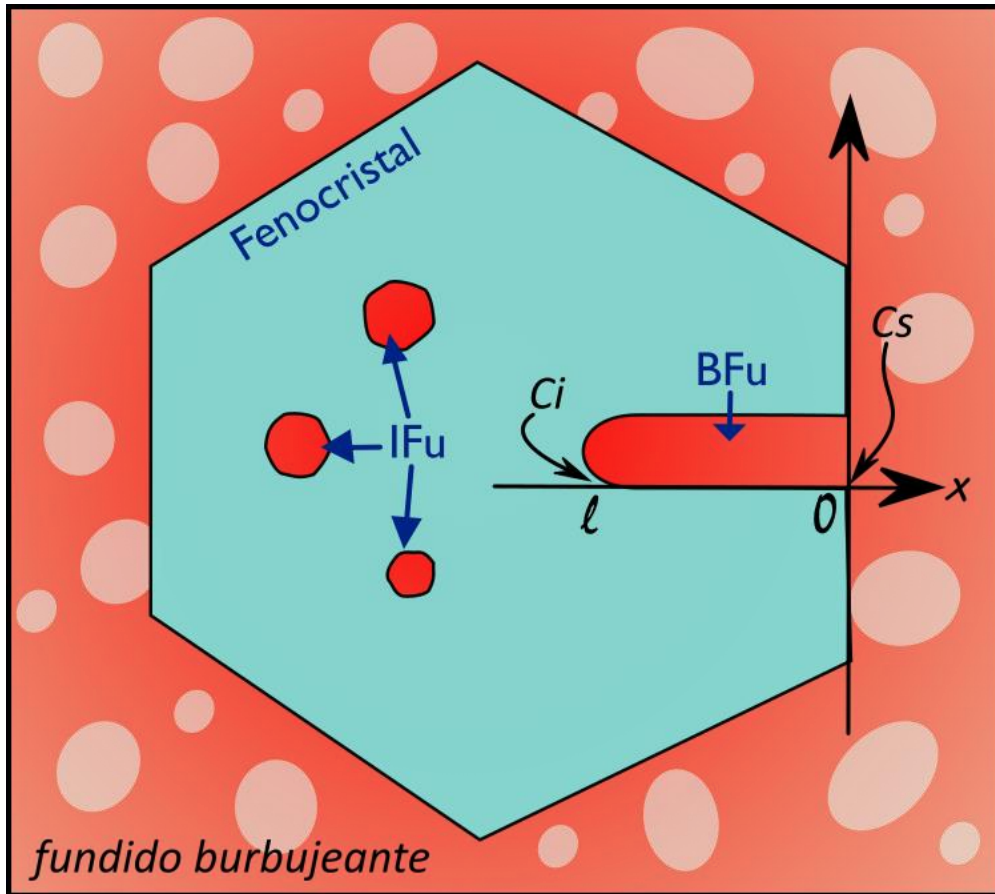
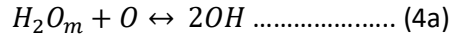


Fig. 2.12. Ilustración esquemática del modelo de una BFu cilíndrica sin burbujas en un fenocristal. La longitud total del BFu es "l". C_s es la concentración de volátiles (H_2O y CO_2) en el vidrio a la salida ($x=0$), donde la BFu se encuentra con el fundido burbujeante. C_i es la concentración de volátiles en la región más interna ($x=l$). La dimensión "y" (diámetro del bolsillo) se considera insignificante siempre que sea relativamente pequeña. En el tiempo cero ($t = 0$), cuando el magma llega al horizonte de exsolución, $C_i=C_s=C_0$ (H_2O y CO_2 iniciales) para "x" de 0 a l. Durante el ascenso ($t > 0$), se supone que C_s a diferentes presiones está en equilibrio con el gas, por lo que se pueden calcular el H_2O y el CO_2 dentro de la bolsa ($x>0$) (adaptada de Liu et al., 2007).

Especiación de H₂O en magmas riolíticos

Para resolver (1) y (2) también se necesitan la concentración del agua e información sobre la especiación del agua, además de las difusividades de los volátiles. A un valor dado de H₂O_t, la especiación de equilibrio de H₂O (es decir, los contenidos de H₂O_m y OH) (Stolper, 1982) se puede calcular usando las ecuaciones (4b) y (4c), y a partir de la constante de equilibrio (4d) para la reacción (4a) (Zhang, 1999):



$$[H_2O_t] = [H_2O_m] + 0.5[OH] \dots\dots\dots (4b)$$

$$[H_2O_m] + [OH] + [O] = 1 \dots\dots\dots (4c)$$

$$[OH]^2 / \{ [H_2O_m][O] \} = 6.53e^{-3100/T} \dots\dots\dots (4d)$$

Donde O es el oxígeno anhidro, los paréntesis cuadrados indican fracción molar, H₂O_t el total de H₂O disuelta (Zhang, 1999), y T es la temperatura en grados Kelvin.

Difusividad de H₂O y CO₂

La difusividad de H₂O_m (DH₂O_m en μm²/s) depende de la concentración de H₂O disuelta, T y P, y se expresa como en el trabajo de Zhang y Behrens (2000) para un fundido de composición riolítica:

$$D = D_{m,0} e^{-2.796P/T + \alpha[H_2O_t]} \dots\dots\dots (5a)$$

$$D_{m,0} = e^{14.08 - 13128/T} \dots\dots\dots (5b)$$

$$\alpha = -27.21 + 36892/T + 57.23P/T \dots\dots\dots (5c)$$

donde P es la presión en MPa. El valor de DH₂O_m depende en gran medida del contenido de H₂O_t. Para la difusividad de CO₂:

$$D_c(\mu m^2/s) = D_{c,0} e^{-2.569P/T + b[H_2O_t]} \dots\dots\dots (6a)$$

$$D_{c,0} = e^{14.627 - 17913/T} \dots\dots\dots (6b)$$

$$b = 35936/T + 27.42P/T \dots\dots\dots (6c)$$

DC es la difusividad del CO₂ y también depende del contenido de H₂O_t.

Concentración de H₂O y CO₂ a diferentes presiones

Durante el ascenso, el H₂O y el CO₂ disminuyen al disminuir la presión. A cada valor de presión (P), se supone que el H₂O_s y el CO_{2,s} están en equilibrio con el gas en las burbujas que están presentes en la masa fundida fuera del cristal y, por lo tanto, se pueden calcular utilizando el modelo de solubilidad de Liu et al. (2005) para fundidos riolíticos:

$$H_2O_s(\text{wt}\%) = (354.94P_w^{0.5} + 9.623P_w - 1.5223P_w^{1.5})/T + 0.0012439P_w^{1.5} + P_{CO_2}(-1.084 \times 10^{-4}P_w^{0.5} - 1.362 \times 10^{-5}P_w) \dots\dots\dots (7)$$

$$CO_{2,s}(\text{ppm}) = P_{CO_2}(5668 - 55.99P_w)/T + P_{CO_2}(0.4133P_w^{0.5} + 2.041 \times 10^{-3}P_w^{1.5})\dots\dots (8)$$

donde P_w es X_wP y P_{CO₂} es X_{CO₂}P, y P_w + P_{CO₂} = P. X_w y X_{CO₂} son las fracciones molares del H₂O y CO₂ en el fundido (Liu et al. 2005). Cuando el magma contiene gas preeruptivo (g₀), H₂O_s y CO_{2,s} a diferentes P se calculan sobre la base del balance de masa: H₂O⁰ + CO₂⁰ + g₀ = H₂O_s + CO_{2,s} + g con las ecuaciones (7) y (8). La ecuación (7) calcula el porcentaje en peso de H₂O_t. Para el uso de la ecuación de difusión (1), se usa la siguiente ecuación para transferir el porcentaje en peso a la fracción molar de la riolita:

$$[H_2O_t] = \frac{H_2O_t/18.015}{H_2O_t/18.015 + CO_2/440100 + (100 - H_2O_t - 0.0001CO_2)/32.49'}$$

donde 32,49' (g/mol) es el "peso de fórmula en gramos" efectivo para un fundido riolítico anhidro normalizado a un solo átomo de oxígeno, y el H₂O está en % en peso y el CO₂ en ppm.

Tiempo total de ascenso y ecuaciones de difusión en magmas riolíticos

El tiempo total de ascenso y, por tanto, de difusión (Σ t) se define como:

$$\Sigma t = (P_0 - P_f)/v$$

donde v es la velocidad de ascenso como disminución de la presión por unidad de tiempo, P₀ es la presión inicial a la que comienza la desgasificación y P_f es la presión en la superficie de fragmentación (se supone que es de 10 MPa). En las ecuaciones anteriores, se deben definir varios factores de entrada que incluyen: temperatura, longitud de la bolsa (l), concentraciones iniciales de volátiles (H₂O⁰ o CO₂⁰), presión inicial (P₀), contenido inicial de gas (g₀), velocidad de ascenso del

magma (v) y la presión de fragmentación (P_f). La tasa de ascenso del magma (v) es una variable independiente. La velocidad de ascenso aumentará en general con el tiempo y la proximidad a la superficie, especialmente cerca del nivel de fragmentación. Para los propósitos actuales, asumimos una tasa constante de descompresión, que se puede transferir a una tasa de ascenso variable si se conoce la densidad de la masa fundida burbujeante a lo largo del conducto. Para facilitar el cálculo, t y x se reemplazan por dos factores adimensionales: $t' = tD_{m,0} / l^2$ y $x' = x / l$. Después de normalizar y reemplazar $D_{H_2O,m}$ y D_c con las ecuaciones (5) y (6), las ecuaciones (1)-(2) y (3) se convierten en:

$$\frac{\partial[H_2O_t]}{\partial t'} = \frac{\partial}{\partial x'} \left(e^{-2.796P/T+a[H_2O_t]} \frac{\partial[H_2O_m]}{\partial x'} \right) \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\partial CO_2}{\partial t'} = \frac{DC,0}{Dm,0} \frac{\partial}{\partial x'} \left(e^{-2.569P/T+b[H_2O_t]} \frac{\partial CO_2}{\partial x'} \right) \dots\dots\dots (10)$$

$$t' = 0, \quad 0 \leq x' \leq 1, \quad H_2O^\circ \text{ y } CO_2^\circ, \text{ uniformes} \dots\dots\dots (11a)$$

$$t' > 0, \quad \text{en } x' = 0, \quad H_2O_s \text{ y } CO_{2,s} \dots\dots\dots (11b)$$

$$dC/dx' = 0 \text{ en } x' = 1 \dots\dots\dots (11c)$$

Las ecuaciones (7) y (11) se resuelven simultáneamente utilizando un método directo explícito (se puede solicitar el código FORTRAN 77 a Liu et al., 2007). Para una velocidad de ascenso determinada, el tiempo total de difusión se divide en pequeños pasos (Δt). Para cada Δt incremental, la presión se reduce instantáneamente a un valor más bajo, P_2 ($P_2 = P_1 - v\Delta t$). En P_2 , los nuevos valores de H_2O y $CO_{2,s}$ se calculan a partir de las ecuaciones (7) y (8). Para una duración total de Δt , los perfiles de concentración de H_2O y CO_2 se calculan utilizando las ecuaciones (9) y (10), las condiciones iniciales como las de la presión anterior (P_1) y los nuevos valores límite de H_2O_s y $CO_{2,s}$. Luego, P disminuye de nuevo y se repiten los pasos anteriores hasta que se alcanza $\sum t$. Al final del cálculo (después de la fragmentación del magma), se obtienen los perfiles de concentración de H_2O y CO_2 de $x = 0$ a l . Para cada tasa de ascenso, se obtienen perfiles para BFu con distintas longitudes. Al iniciar el código, se repite varias veces con distintas tasas de descompresión hasta encontrar el mejor ajuste con respecto a las mediciones del volátil a lo largo de la BFu.

Modelos y estimaciones realizadas a erupciones volcánicas

Además del modelo desarrollado por Liu et al. (2007), diversos modelos con algunos cambios y mejoras fueron desarrollados para distintas composiciones magmáticas (Tabla 1). Hoy en día se cuenta con un programa de código libre que trabaja con Matlab (*EMBER*), el cual permite la comparación entre erupciones de distintas composiciones (Georgeais et al., 2021).

Tabla 1. Trabajos previos que han empleado BFu como geospidómetros.

| Autores | Erupción | Arquitectura | Composición | Fases minerales | Técnicas Analíticas | Tasas de ascenso |
|--------------------------|----------------------------|---------------------|--------------------|------------------------|----------------------------|-------------------------|
| Liu et al. (2007) | Oruanui (26.5 ka) | <i>FORTRAN 77</i> | Riolítica | Qz | FTIR | 0.04-0.35 m/s |
| Humphreys et al. (2008) | St. Helens (1980) | <i>COMSOL</i> | Riolítica | Plg | EMPA SIMS | 37-64 m/s |
| Lloyd et al. (2014) | V. Fuego (1974) | n.d. | Basáltica | OI | NanoSIMS EMPA | 11-16.5 m/s, 8-21 m/s |
| Ferguson et al. (2016) | Kilauea (1500, 1650, 1959) | <i>MATLAB</i> | Basáltica | OI | NanoSIMS EMPA | 2-18 m/s y 2 m/s |
| Myers et al. (2018) | Bishop Tuff (0.767 Ma) | <i>MATLAB</i> | Riolítica | Qz | EMPA | 0.6-13 m/s |
| | Oruanui (26.5 ka) | | Riolítica | Qz | FTIR | 0.3-4.0 m/s |
| | Huckleberry Ridge (2.08Ma) | | Riolítica | Qz | LA-ICP-MS | 0.3-1.5 m/s |
| Moussallam et al. (2019) | Aoba | <i>RStudio</i> | Basáltica | OI | SIMS EMPA LA-ICP-MS | 4-75 m/s |
| Newcombe et al. (2020) | Seguam | <i>MATLAB</i> | Basáltica | OI | NanoSIMS EMPA | 0.74-4.8 m/s |

Capítulo 3. Complejo Volcánico de la Caldera La Primavera (CVLP)

3.1. Introducción

El Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP) comprende una caldera de composición silícica de edad Cuaternaria (Pleistoceno superior), ubicada en la parte occidental de la FVTM, y representa el único centro riolítico al oeste del arco (Fig. 3.1). El CVLP se compone de domos y coladas de lava, depósitos piroclásticos, como caídas, flujos y oleadas (surges), además de depósitos lacustres. Los productos volcánicos del complejo han sido identificados como comenditas, y existen dos categorías de unidades volcánicas: porfídicas y afíricas. Las unidades porfídicas contienen aproximadamente un 10 % o menos de fenocristales, los cuales incluyen: sanidino sódico > cuarzo >> ferrohendenbergita > fayalita > ilmenita. (Mahood, 1980). El diámetro de la estructura caldérica es de alrededor 11 km.

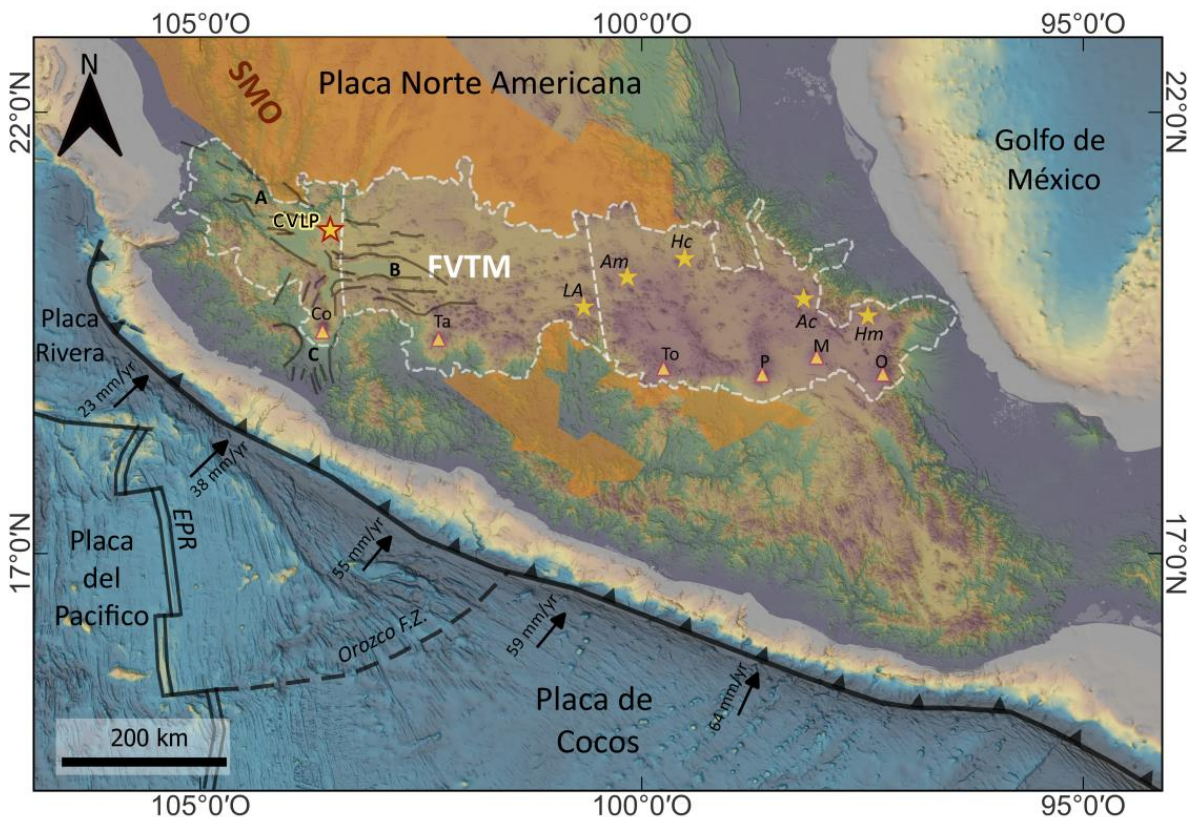


Fig. 3.1. Localización del CVLP y los principales centros riolíticos (estrellas) y de algunos estratovolcanes (triángulos) en la FVTM; Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP), Los Azufres (LA), Amealco (Am), Huichapan (Hc), Acapulco (Ac), Los Hornos (Hm), Colima (Co), Tancitaro (Ta), Nevado de Toluca (To), Popocatepetl (P), Malinche (M), Pico de Orizaba (O). A: Graben Tepic-Zacoalco; B: Graben de Chapala; C: Graben de Colima. Velocidades de placas subducidas tomadas de Ferrari et al. (2012).

3.2. Estudios Previos y Geología del CVLP

En el CVLP se han realizado diversos tipos de estudios. Sobre geología y geocronología (Mahood 1977, 1980, 1983; Demant y Vicent, 1978; Clough et al., 1981, 1982; Walker et al., 1981; Wright, 1981; Mahood y Drake, 1982; Wright, 1983; Tinoco-Murillo, 2017; Sourisseau et al., 2020), petrología y petrogénesis (Mahood 1981a, b; Mahood y Halliday, 1988; Michael, 1988; Miguel-Cruz, 2016; Morales-Gaona, 2019; Sourisseau et al., 2023), así como sus características y potencial geotérmico (Mahood et al., 1983; Villa Merlo et al., 1987; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992). También se han realizado estudios geofísicos y modelados (Urrutia-Fucugauchi et al., 1988; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992; Yokoyama y Mena, 1991; Verma et al., 2012; Bolós et al., 2019; Almaguer et al., 2020). Además, desde los años ochenta la CFE (Comisión Federal de Electricidad) realizó trabajos exploratorios y perforaciones que aportando información valiosa sobre estratigrafía superficial y la estructura del centro de la caldera. Durante los siguientes años se realizaron 13 pozos exploratorios en el área conocida como campo geotérmico Cerritos Colorados (Yokoyama y Mena, 1991).

En cuanto a estudios de IFu, los antecedentes que se tienen son de Miguel-Cruz (2016) y Morales-Gaona (2019) quienes estudiaron IFu en cristales de unidades sin-caldera y post-caldera, respectivamente. Con respecto a la unidad de Toba Tala, Miguel-Cruz (2016) concluye a partir de sus mediciones y experimentos que la profundidad de la cámara magmática para esta unidad se encuentra entre los 6-8 km de profundidad. Por otra parte, en inclusiones de Pómez Gigante y depósitos piroclásticos relacionados con el Domo Nejahuete y el volcán Planillas (unidades A y F en Sourisseau et al., 2020) se estimaron profundidades de 4-8 km, dichas profundidades no son correlacionadas directamente con los centros eruptivos que las formaron, simplemente se dan estimaciones para determinar la profundidad de cámaras magmáticas que pudieran servir como fuente de calor en el sistema geotérmico actual.

3.2.1. *Tectónica regional*

La localización del CVLP es singular debido a su ubicación en la intersección entre la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Sierra Madre Occidental (SMO) (Fig. 3.1), dos de las principales provincias volcánicas de México asociadas con procesos de subducción. Además, en esta porción occidental de la FVTM existen tres estructuras extensionales regionales (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992): el graben de Colima, con una tendencia N-S; el graben de Chapala, que se extiende

aproximadamente en dirección E-W; y el graben Tepic-Zacoalco con una orientación preferencial NW-SE, siendo este último el más extenso de todos. La convergencia de estas tres estructuras es conocida como una junta triple (Demant, 1981). El CVLP se encuentra ubicado aproximadamente a 50 km al norte del punto triple (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992).

3.2.2. Basamento

Hace más de 35 años, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) llevó a cabo perforaciones tanto dentro y fuera de la caldera con el objetivo de obtener información detallada sobre su basamento. Además, se han realizado estudios gravimétricos y sísmicos que han proporcionado información adicional sobre este basamento.

A partir de los resultados de levantamientos gravimétricos y perforaciones dentro de la caldera revelan que la profundidad a la que se extienden los materiales, que incluyen depósitos lacustres y la Toba Tala, dentro de la estructura, oscila entre 0.3 y 1 km. El basamento andesítico se encuentra cerca de 1 km de profundidad, y el basamento granítico tiene una profundidad de 3 km (Yokoyama y Mena, 1991). De manera general se puede decir que por debajo del CVLP hay: una capa de tobas líticas e ignimbritas, lavas andesíticas y riolíticas del Grupo Guadalajara (7.15-3.1 Ma; Gilbert et al., 1985; Moore et al., 1994), basamento de rocas basálticas y basalto-andesíticos correspondientes al grupo San Cristóbal (12.5 ± 0.6 Ma; Ferrari et al., 1999), por debajo se encuentran ignimbritas riolíticas, lavas andesíticas (51 ± 2.5 Ma; Ferrari et al., 1999), y basamento de rocas graníticas (77-79 Ma; Rosas-Elguera et al., 1997) pertenecientes al Bloque de Jalisco (Yokoyama y Mena, 1991).

3.2.3. Evolución Geológica

La actividad volcánica en el CVLP comienza con la emisión de lavas pre-caldera, las cuales han sido fechadas por Mahood y Drake (1982) con el método K-Ar, resultando en edades que van desde 145-100 ka. Posteriormente, hace aproximadamente 95 ka, se produjo una erupción explosiva (Toba Tala), la cual resultó en el colapso del techo de la cámara magmática y la formación de la caldera, ocasionando la formación de la depresión topográfica que fue rellenada de agua y sedimentos. El comienzo de la actividad post-caldera inicio con la extrusión de dos domos que emergieron del centro de la caldera, los cuales han sido relacionados con el horizonte de Pómez Gigante (Mahood, 1980, 1981a y 1981b). Seguidamente, surgieron dos arcos paralelos de domos con una dirección

NW-SE, uno de los cuales cruza la mitad de la caldera, mientras que el otro se encuentra en el límite noreste de la misma. Estos eventos tuvieron lugar aproximadamente entre 5 y 10 mil años después de la erupción de la Toba Tala (Mahood, 1980). A los 75 ka, un nuevo emplazamiento de domos surge en el límite sur de la estructura caldéica. Posteriormente, hay un levantamiento regional que terminó con el lago intra-caldera. Se postula que el levantamiento fue causado por el resurgimiento de una cámara magmática, lo que condujo a la formación del arco de lavas al sur (Mahood, 1980 y 1981a). Este arco, formado hace aproximadamente 69 ka, se encuentra al sur, más allá de los límites del antiguo lago. Su actividad culmina con el domo El Colli, cuya formación data de unos 30 ka (Fig. 3.2). En la actualidad, la caldera muestra diferentes manifestaciones de actividad hidrotermal. En esta sección se resumen las etapas eruptivas del CVLP, profundizando en aquellas que se relacionan las erupciones estudiadas en este trabajo.

Unidades pre-caldera

En el CVLP se han identificado flujos de lava antiguos que datan aproximadamente de hace 145,000 a 100,000 años (Mahood, 1981a). El evento eruptivo inicial vinculado al complejo implica la formación del Domo de Río Salado (RS), situado en la sección noroeste de la caldera y compuesto principalmente por riolitas porfídicas. Después, se generó un flujo afírico identificado como Cañón de las Flores (CF), seguido por la formación del domo porfídico de Mesa El León (LE), localizado hacia la parte más occidental de las unidades pre-caldera. Tanto el Domo Río Salado y el Cañón de las Flores, son superpuestas por la Toba Tala y por el domo Mesa El León (Mahood, 1980). Las lavas pre-caldera hacia el sur han sido menos estudiadas, debido al estar cubiertas por la Toba Tala y depósitos aluviales. Sin embargo, se han identificado texturas porfídicas y afíricas en estas lavas (Mahood, 1980).

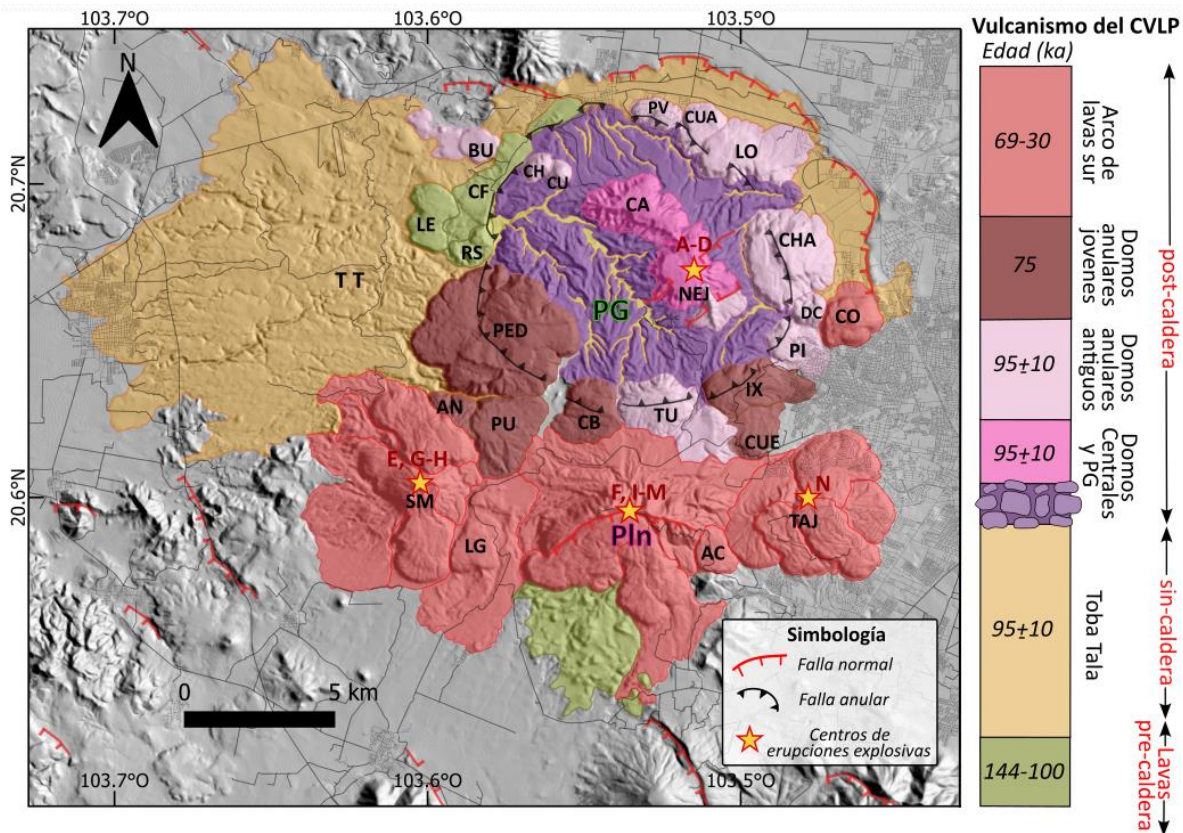


Fig. 3.2. Complejo Volcánico de la Caldera de La Primavera. Lavas: CF= Cañón de las Flores y LG= Llano Grande. Domos: AC= Arroyo Colorado, AN= Animas, BU= Burro, CA= Cerro Alto, CHA= Chapulin, CH= Chato, CO= Colli, CU= Cuate, CUA= Cuartilla, CUE= Cuesta, CB= Culebreado, DC= Dos Coyotes, TT= Toba Tala, IX= Ixtahuatontle, LE= Leon, LO= Lobera, OCB= Old Culebreado, PED= Pedernal, PI= Pilas, PG=Pómez Gigante, PV= Pilar de la Venta, PU=Puerta, RS= Río Salado y TU= Tule. Centro volcánico: NEJ: Nejahuete, Pln= Planillas, SM= San Miguel y TAJ: Tajo. Las estrellas amarillas representan los centros eruptivos de la actividad explosiva de la caldera, las letras rojas son las unidades piroclásticas según Sourisseau et al. (2020). Edades de la columna tomadas de Mahood y Drake (1982).

Unidad sin-caldera: Toba Tala

La formación piroclástica denominada Toba Tala (TT) constituye la faceta del CVLP que originó la estructura caldérica. La erupción liberó aproximadamente 20 km³ de material volcánico, agotando total o parcialmente la reserva de la cámara magmática. Este evento resultó en el colapso del techo de la cámara y la consiguiente cobertura de una superficie de alrededor 700 km². En el poblado de Tala, situado al oeste de la caldera, es destacada su exposición (Mahood, 1980). En general, la Toba Tala exhibe zonificación química, ya que en la base presenta características medianamente peralcalinas, mientras que en la cima muestra un carácter más metaluminoso (Mahood, 1981a).

Horizonte de Pómez Gigante (post-caldera)

Dentro de la estratigrafía del CVLP, la unidad más destacada es el horizonte de Pómez Gigante (de aquí en adelante referido en esta tesis como PG). Este horizonte está por encima de una capa delgada de pómez de tamaño más pequeño. Dependiendo de la ubicación dentro de la caldera, el espesor de la unidad varía entre 1.5 y 15 m. El tamaño promedio de los bloques de pómez es de alrededor de 1.3 m, aunque su rango abarca desde 0.2 m hasta poco menos de 6 m. Así mismo, las formas suelen ser superficies ovoides que presentan un grado bajo de redondez (Clough et al., 1981); pudiéndose observar también bloques con textura de corteza de pan (Fig. 3.3). Por otra parte, la matriz consiste en ceniza extremadamente fina de color blanco, que está laminada y adopta la forma del contorno de los bloques, sugiriendo que al depositarse los bloques estaban por debajo de una columna de agua. El descubrimiento de fósiles de diatomeas indica que el lago presentaba una profundidad relativamente baja (Clough et al., 1981). Los principales fenocristales en la PG (al igual que los domos centrales) son sanidino y cuarzo, aunque también puede tener otros minerales como piroxenos, fayalita y óxidos de Fe y Ti.

Es importante remarcar que las hay distintos tipos de erupciones que pueden generar depósitos de Pómez Gigante. Como se documentó en el capítulo 2, las erupciones neptunianas se caracterizan por ser explosivas, las cuales son controladas por volátiles magmáticos que se originan desde cráteres situados bajo el agua (profundidades de ~1300-200 m) (Allen y Mc Phie, 2009). Las facies piroclásticas neptunianas, desde la base hasta la cima, constan de brecha lítica, capas de lapilli de pómez (corrientes de densidad) y una capa de ceniza laminada o un horizonte de bloques de pómez gigante.

Por otra parte, las erupciones de domos subacuáticos también pueden producir bloques de pómez de gran tamaño. Resulta interesante señalar que estas pómez se desprenden de la superficie del domo durante la erupción. Debido a su ambiente y proceso de sedimentación similar al de un depósito de suspensión neptuniana, es posible confundirlas. La diferencia significativa radica que las facies neptunianas no dan origen a domos y constan principalmente en depósitos de corrientes de densidad neptunianas (~80% del volumen) (Allen y McPhie, 2009).

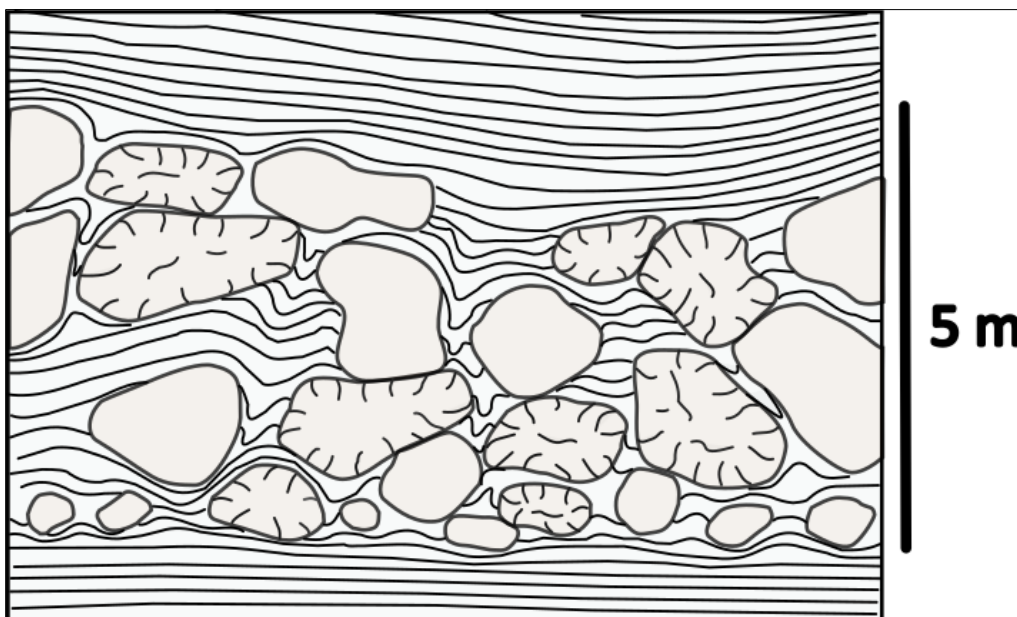


Fig. 3.3. Esquema de campo que muestra los sedimentos lacustres perturbados y contorsionados a lo largo de los bloques de pómez de la unidad PG. Algunos bloques muestran textura de corteza de pan en su superficie debido al enfriamiento súbito (tomada de Clough et al., 1981).

Se sabe que, en el CVLP, los bloques de PG al ser expulsados, flotaron en la superficie de todo el lago. Con el tiempo, sus vesículas se llenaron gradualmente de agua, volviéndose más densos, lo que permitió que los bloques se depositaran lentamente en el fondo del lago (Clough et al., 1981). En los trabajos de Mahood (1980) y Clough et al. (1982), se presentan modelos similares (aunque con algunas diferencias) para explicar la formación del depósito de PG. En estos modelos, se interpreta el horizonte de PG como una capa superficial de domos. Tinoco-Murillo (2017) propone un origen más complejo que involucra explosiones hidromagmáticas y no relaciona al depósito de PG como una costra de domo.

Domos centrales y anulares post-caldera

Posterior a la formación de la caldera y del depósito de PG (95 ± 10 ka) emergieron del fondo del lago dos domos centrales. El primero en hacer erupción fue el domo Nejahuete (domo central sur). Mahood (1981a,b) y Clough et al. (1981) proponen que el domo está directamente relacionado con el horizonte de PG, debido a que las rocas de ambas unidades cuentan con el mismo contenido de fenocristales (1 %) y se encuentran en el mismo nivel estratigráfico. Adicionalmente, la semejanza química entre la parte superior de la Toba Tala y Nejahuete (peralcalina a metaluminosa), sugiere que el domo (y posiblemente el horizonte de PG) pudo haber emergido de la misma fractura que la

Toba Tala (Mahood, 1980). El Cerro Alto es otro domo central, el cual se dispone al norte de Nejahuete, se distingue de este último y del horizonte de PG porque tiene mayor contenido de cristales (10 % de fenocristales). A pesar de que los fechamientos K-Ar de estas unidades son similares (Mahood y Drake, 1982), las relaciones estratigráficas y observaciones en campo, sugieren que Cerro Alto se emplazó poco después del horizonte de PG y Nejahuete (Tinoco-Murillo, 2017; Sourisseau et al., 2020).

Tras la actividad que formó los domos centrales, la sedimentación continuó dentro del lago. Posteriormente, surgen dos grupos alineados de domos porfídicos, los cuales se conocen como domos anulares antiguos. Uno de los alineamientos se encuentra en el centro, pues corta la mitad del lago y otro en el límite noreste del lago. Las unidades pertenecientes a estos domos tienen 10 % de fenocristales. Una vez concluida la formación de los domos anulares antiguos, se establece nuevamente un lago y después, surge un nuevo grupo de domos (domos anulares jóvenes de ~75 ka), el cual se dispone en forma de arco con dirección preferencial E-O y es ubicado en el margen sur del lago (domos anulares jóvenes). Este arco de domos exhibe tanto rocas porfídicas como afíricas. Fechamientos por K-Ar a este grupo de domos muestran edades de 83.6 a 68.9 ka, sugiriendo que se formaron a lo largo de un extenso período de tiempo. En total, representan cerca de 3 km³ de material volcánico (Mahood, 1980).

Erupción del Arco de Lavas Sur post-caldera

Posterior a la formación de los domos anulares jóvenes, se observa un fenómeno de levantamiento en la parte sur de la caldera. Este proceso tuvo inicio aproximadamente hace 69 ka y se atribuye al surgimiento de una cámara magmática que generó el arco de lavas del sur, lo que a su vez marcó el fin de la sedimentación lacustre dentro de la caldera (Mahood, 1980).

El arco de lavas al sur se ubica fuera de lo que era el lago y se estima que la erupción expulsó 7 km³ de lavas que dieron lugar a domos y flujos afíricos (Mahood, 1980). Por observaciones de campo se puede llegar a deducir que estos centros eruptivos se formaron de oeste a este, por lo que las lavas más jóvenes se encuentran en la parte oriental. Los domos y flujos que comprenden este arco son: Cerro San Miguel, Llano Grande, Las Planillas (Pln), Arroyo Colorado y Cerro El Tajo. Entre los eventos más recientes registrados en el CVLP se encuentran El Tajo y El Colli, cuyas edades se estiman entre 30 ka y 20 ka, este último se ubica en la parte oriental.

En la Fig. 3.4 se presentan las características generales del CVLP, señalando las principales estructuras volcánicas, su posición con respecto a los márgenes de la caldera, etapas evolutivas, edades y concentración de sílice.

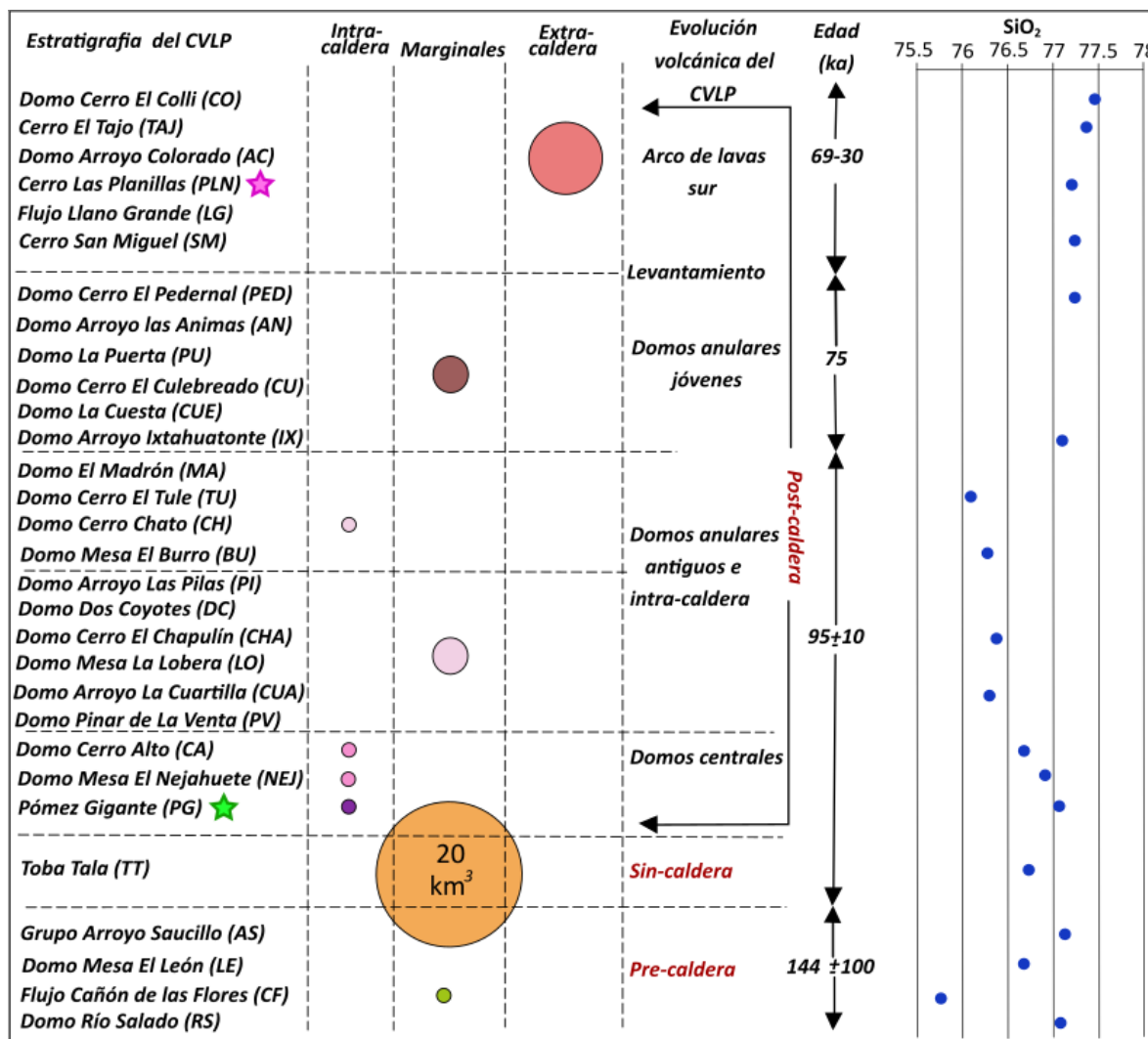


Fig. 3.4. Estratigrafía del CVLP y la relación con su edad, volumen de magma y contenido en sílice, datos tomados de Mahood (1981b). Unidades señaladas con estrellas se estudiaron en este trabajo. Colores para los círculos corresponden a los asignados en la Fig. 3.2 y su tamaño corresponde al volumen cualitativo del material piroclástico de cada unidad (Morales-Gaona, 2019).

3.2.4. Depósitos piroclásticos y lacustres post-caldera del CVLP

A lo largo de su historia, el CVLP ha experimentado erupciones explosivas que han generado grandes cantidades de materiales piroclásticos, incluyendo depósitos de caída de pómez e ignimbritas de gran volumen. Existen depósitos piroclásticos ricos en pómez que son abundantes tanto dentro como en los alrededores de la caldera. En promedio, la producción de material volcánico en el

complejo es de alrededor de 0.06 km^3 por siglo, lo cual es casi un orden de magnitud menor que la actividad de los volcanes riolíticos activos de Taupo y Okataina en Nueva Zelanda. Estos últimos se cuentan entre los volcanes riolíticos más productivos (Walker et al., 1981).

Relacionado con el CVLP se encuentran hasta 17 depósitos de caída de pómez riolítica de casi 30 m de espesor. Estos depósitos reflejan una larga sucesión de actividad explosiva. El estudio estratigráfico de estos depósitos no es sencillo, dado que mayormente están compuestos de pómez afírica o casi afírica, con una apariencia bastante uniforme y generalmente carecen de características distintivas (Walker et al., 1981).

Además de estos depósitos, se encuentran oleadas piroclásticas (*surge*) en varios niveles estratigráficos, que pueden estar intercaladas con depósitos de caída y capas delgadas de ignimbritas. Alrededor de 140 km^3 de material riolítico han entrado en erupción durante los últimos 100 ka, de los cuales 50 km^3 se han extendido más allá de la estructura caldérica (Walker et al., 1981).

Sourisseau et al. (2020), realizaron un trabajo estratigráfico y geocronológico ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) de los depósitos del vulcanismo explosivo post-caldera en CVLP y determinan que después del colapso del techo de la cámara magmática y formación de la caldera, el primer evento piroclástico ocurrió hace 86.4 ka con la erupción que emplazo el horizonte de PG, seguida por la ocurrencia de al menos catorce unidades piroclásticas (A-N) (Fig. 3.5).

La distribución de los depósitos, los líticos más grandes y las edades sugieren cuatro posibles fuentes para estas erupciones explosivas: la actividad intra-caldera se centró en Nejahuete (A-D) mientras que la actividad extra-caldera ocurrió en San Miguel (E, G y H), Planillas (F, I, J, K, L y M) y Tajo (N) centros volcánicos (Fig. 3.2 y 3.5).

| | Unidad | Edad | Depósito | Tamaño medio de clasto | Clasificación | Grupo Comp. | |
|-------|---------------|-------------------|-----------------------------|------------------------|---------------|-------------|--|
| 145 m | O | | dPDC | | | 1 | |
| 130 m | N | 44.7 - 26.8** ka | Caída | Lm | Bc | 2 | |
| | M | 44.7 ± 3.2 ka | Caída | Lm-Lg | Bc | | |
| 120 m | L | 57.6 ± 5.4 ka | Caída | Lf-Lm | Bc | | |
| | K | 59.1 ± 3.1 ka | Caída | Lm-Lg | Bc-Pc | | |
| 100 m | J | | Caída | Lf-Lm | Bc | | |
| 90 m | | 58.7 ± 1.4 ka | Caída | Lm | Bc | | |
| | H | 60.3 ± 0.8 ka | Caída | Lm | Bc | | |
| 80 m | G | 60.1 ± 4.0 ka | Caída | Lm-Lg | Bc-Pc | | |
| 70 m | F (Pln) | ★ 68.9 - 60.1 ka | Caída | Lm-Lf | Bc | | |
| 60 m | Lahar deposit | | | | | | |
| 50 m | E | 71.5 - 68.9** ka | Caída | Lm | Bc-Pc | 3 | |
| | D | 71.5 ± 3.0 ka | Caída | Lm | B | | |
| 40 m | C | 72.7 ± 2.1 ka | Caída, dPDC | Lf-Lm-Cg | Pc-Bc | | |
| | UL | | | | | | |
| 30 m | B2 | 78.2 ± 2.8 ka | Caída | Lf-Lm-Cg | Bc | | |
| | B1 | | | | | | |
| 20 m | ML2 | | | | | 4 | |
| | A2 | 86.4 - 82.8** ka | dPDC, Caída | Cg-Cm-Lf | Pc-Bc | | |
| | A1 | | | | | | |
| 10 m | ML1 | | | | | | |
| | PG | ★ 86.4 ± 5.1 ka | Sub-acuático | B-Lg | Bc | | |
| 0 m | TT | 96.7 - 95.2 ka ** | Erupción sin-caldera | | | | |

Fig. 3.5. Columna estratigráfica simplificada de depósitos piroclásticos post-caldera del CVLP. Muestra edad, tipo de depósitos, tamaño de clastos, clasificación y grupo composicional al que pertenecen (Sourisseau et al., 2023). Las abreviaturas son: ceniza gruesa (Cg), lapilli de grano fino (Lf), lapilli de grano medio (Lm), lapilli de grano grueso (Lg), Bloques (B), pobremente clasificado (Pc) y bien clasificado (Bc) (de Sohn y Chough, 1989); Depósitos piroclásticos post-caldera (A-N). Fechamientos de la Toba Tala y algunas unidades (**) de Mahood y Drake (1982) (adaptada de Sourisseau et al., 2020).

3.2.5. Génesis de los magmas en el CVLP

A partir de estudios sobre elementos mayores, traza, LREE (light rare earth elements), e isotopos en muestras de unidades piroclásticas post-caldera, Sourisseau et al. (2023) determinan cuatro grupos composicionales: el grupo 1 (bajos de LREE y Zr), relacionado con el domo Colli y la unidad O (depósito piroclástico relacionado a Colli); el grupo 2 (bajos LREE e intermedios de Zr), relacionado con los depósitos E-N (entre ellos la erupción de Pln, unidad F en Sourisseau et al., 2020); el grupo 3 vinculado a los depósitos B-D y grupo 4 (alto en LREE y Zr), relacionado con el horizonte de PG y el depósito A (Fig. 3.5). Para entender mejor la estructura interna del CVLP, Almaguer et al. (2020) realizan un modelo 3D implementando métodos geofísicos (gravimétricos y magnéticos), su estudio detectado que por debajo del CVLP hay más de una anomalía térmica, lo que interpretan como la existencia de al menos dos cámaras magmáticas. Sourisseau et al. (2023) interpretan estos resultados geofísicos y los relacionan a los grupos composicionales y su centro eruptivo. Correlacionan un reservorio intra-caldera con los grupos composicionales 3 y 4 (al este último pertenece PG), un reservorio al sur que dio origen a los volcanes San Miguel, Planillas y Tajo (grupo 2), y otro por debajo del domo Colli (grupo 1).

Sourisseau et al. (2023) proponen un modelo para explicar la génesis de los magmas riolíticos peralcalinos en el CVLP, este se resume en tres etapas: 1) La formación de masas cristalinas (*crystal mushes* en inglés) y fundidos residuales diferenciados en los reservorios del CVLP a partir de un fundido calco-alcalino relacionado con subducción modificado por un componente derivado del manto OIB (p. ej. un magma similar a la composición del cono Gachupín el cual es andesita basáltica y se ubica al este del CVLP). 2) La generación de magmas con distintas concentraciones de elementos traza (bajo en REE y ricos en REE) que se formaron a partir de la fusión parcial (FP) a distintos grados de al menos dos masas cristalinas, uno generado a partir del magma parental (es decir Gachupín) y el otro formado a partir del fundido residual obtenido a partir de la extensa cristalización fraccionada del magma parental. 3) La formación de magmas de composiciones intermedias (intermedio en REE) por la mezcla de los fundidos ricos y pobres en REE derivados de la FP de las masas cristalinas.

Capítulo 4. Materiales y métodos

4.1 Sitios de muestreo

El fragmento de Pómez Gigante (PG) utilizado en este estudio fue recolectado dentro de la estructura caldérica del CVLP por Tinoco-Murillo (2017), quien proporciona una descripción detallada del depósito (sección PZO en Tinoco-Murillo, 2017). En términos generales, el horizonte de PG se sitúa entre depósitos de oleadas piroclásticas y caídas en la parte inferior, y depósitos lacustres en la parte superior. El sitio de muestreo se ubica al suroeste del Domo Nejahuete. El horizonte de Pómez Gigante tiene un espesor aproximado de 8.5 metros, y se puede observar el contacto superior con los depósitos lacustres. Las pómez presentan diámetros que varían entre 0.2 y 1.2 metros, exhibiendo una superficie botroidal y una textura similar a la corteza de pan. Los bloques, que van desde angulares a sub-redondeados, se apoyan en una matriz masiva o laminada de ceniza fina. El contenido de cristales en dichos bloques es entre el 3 y 5%, las fases predominantes son sanidino > cuarzo >> ferro-hedenbergita > fayalita > ilmenita + titanomagnetita. Esta matriz muestra signos de deformación alrededor de los bloques de pómez, aunque, en algunos casos, se produce contacto directo entre estos bloques. En este afloramiento, aproximadamente el 80 % está compuesto por bloques en comparación con la matriz.

Las muestras de Planillas fueron recolectadas y proporcionadas por Sourisseau et al. (2020). Este depósito se extiende desde el centro eruptivo (Planillas) hacia el norte del complejo. En el lugar de muestreo, ubicado al noroeste del volcán Planillas (sección 21 en Sourisseau et al., 2020), se observa un depósito con un espesor aproximado de 5 metros. Este depósito está compuesto por caídas piroclásticas con estratificación difusa. Los fragmentos juveniles consisten en pómez de color blanco, variando en tamaño desde lapilli grueso hasta fino, con una base rica en líticos. El contenido de cristales en los fragmentos juveniles es de a aproximadamente 10%, las fases presentes son cuarzo > sanidino >> ferrohedenbergita > fayalita > ilmenita + titanomagnetita.

4.2. Preparación de muestras

4.2.1. Trituración y lavado de pómez

Las muestras procedentes de las erupciones del horizonte de PG y del volcán Pln fueron trituradas utilizando un mortero de ágata (Fig. 4.1a); el procedimiento se hace con pequeños fragmentos de pómez (2-3 cm de diámetro) para que el tamaño de las partículas sea lo más homogéneo. Posteriormente, las muestras se vertieron en vasos de precipitado, cada una con su respectiva clave y estas son decantadas con agua; en este proceso se eliminan las partículas más ligeras. Una vez separado el material más fino, las muestras se pusieron a secar en un horno a no más de 60 °C (Fig. 4.1b). Ya secas las muestras, se vertieron en bolsas con sus respectivas claves.



Fig. 4.1. a) Mortero para triturar pómez. b) Horno utilizado para el secado de las muestras después del proceso de decantación.

4.2.2. Separado de minerales con IFu y BFu y montado

Con ayuda de un microscopio estereoscópico (Fig. 4.2a) y unas pinzas de laboratorio, se separaron cristales de cuarzo, feldespato, y minerales máficos como piroxenos, olivinos y óxidos de Fe y Ti. Después de separar los minerales melanocráticos de los leucocráticos, los cristales de cuarzo y feldespato (Fig. 4.2b) fueron sumergidos en alcohol isopropílico para ser examinados con un microscopio petrográfico; los que tuvieron imperfecciones cristalinas, es decir IFu y BFu, fueron separados de los minerales sin dichas imperfecciones. Para montar los cristales con aparentes IFu y

BFu, se preparó resina epóxica (Hillquist con 70% de la parte A y con 30 % de la parte B) (Fig. 4.2c) en un recipiente, utilizando una báscula de precisión (Fig. 4.2d) para tener las proporciones correctas de cada parte de las resinas. Los cristales fueron acomodados sobre vidrio forrado por papel aluminio (con el nombre de la unidad a la que pertenecen) y fueron cubiertos totalmente con la mezcla de resina (Fig. 4.2e). Las muestras se dejaron secar por alrededor de 24 horas para ser manipuladas.

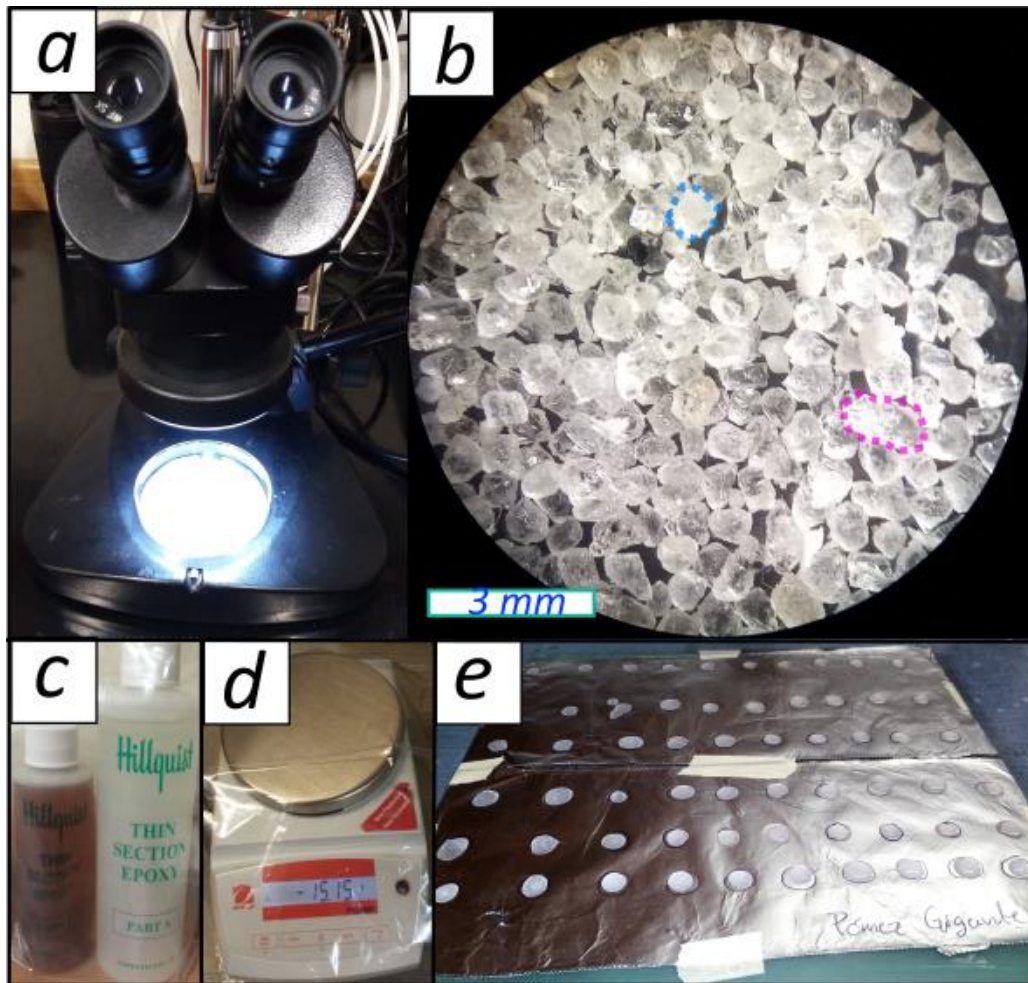


Fig. 4.2. a) Microscopio estereoscópico para separar cristales. b) Cristales de cuarzo (borde punteado en azul, cristales subredondeados a bipiramidales) y sanidino (borde punteado en rosa, cristales tabulares) separados. c) Resinas epóxicas utilizadas para encapsular cristales. d) Báscula para preparar la mezcla de resinas. e) Cristales montados en resina sobre vidrios cubiertos de aluminio.

Después de dejar secar las muestras, se procede a desbastar los ejemplares con el fin de exponer las IFu y BFu. Se utilizaron dos métodos distintos: el primero consistió en el uso de abrasivos en

polvo mezclados con agua, y el segundo utilizando hojas de lijas de agua. Los abrasivos empleados (de más grueso a más fino) fueron carburo de silicio de 400, 600 y 1,000 micras, para finalizar se usó alúmina blanca de 5 micrómetros. El carburo de silicio de 400 micras es utilizado para desbastar resina, al estar cerca del cristal huésped se utiliza el abrasivo de 600 micras. Durante el proceso, se utilizaba constantemente el microscopio petrográfico para determinar la proximidad de las IFu o BFu. Al encontrarse relativamente cerca a la imperfección se utilizó el abrasivo de 1,000 y cuando se llegaba por fin a la IFu o BFu, se cambiaba a alúmina blanca para terminar de exponer la muestra. Por otra parte, las lijas de agua que se utilizaron para el proceso (de más gruesa a más fina) fueron de 200, 400, 600, 800, 1,000 y 3,000. Las lijas, desde la de 200 hasta la de 600, se usaron para eliminar la resina que cubría el mineral. Una vez expuesto el cristal huésped, se empleó la lija de 800 para acercarse a las imperfecciones, seguida de la lija de 1000 para exponer el vidrio, y finalmente, la lija de 3000 para darle el toque final. Al comparar ambos métodos, podemos concluir que el proceso es mucho más eficiente utilizando las lijas de agua, ya que permiten un avance significativamente más rápido que el uso de abrasivos en polvo.

Durante el proceso de desbaste, se realizó la selección definitiva de las muestras, junto con su correspondiente descripción petrográfica. Al eliminar la resina que cubría el cristal, se obtuvo una mejor visión del contenido de este. Cabe mencionar que, para el correcto estudio de las BFu, estas deben de estar completamente en el plano horizontal, es decir que desde la salida al fondo de la BFu (pasando por todo su eje) se debe encontrar en el mismo plano horizontal. Como no todas las muestras que contenían BFu se encontraban en un plano horizontal, estas tenían que ser llevadas a la posición correcta (Fig. 4.3). Para ello, los cristales se desmontaban de la resina epóxica con ayuda de acetona y fueron montados en crystalbond (Fig. 4.4a). Este material nos permite calentarlo con una plancha térmica (Fig. 4.4b) de modo que se vuelva un material viscoso, así este material nos permite manipular el cristal para posicionarlo de tal manera que la BFu de interés quede en posición horizontal; para ello también se utilizó el microscopio petrográfico (Fig. 4.4c). Una vez teniendo nuestra BFu en la posición correcta, se desbastaba ambos lados de la muestra de tal forma que obtuviéramos hojuelas con caras paralelas a la BFu. Posteriormente, la hojuela del cristal (Fig. 4.4d), se desmonta una vez más para volver a montarla en resina epóxica y se prosiguió a desbastar hasta que quedo expuesta la muestra.

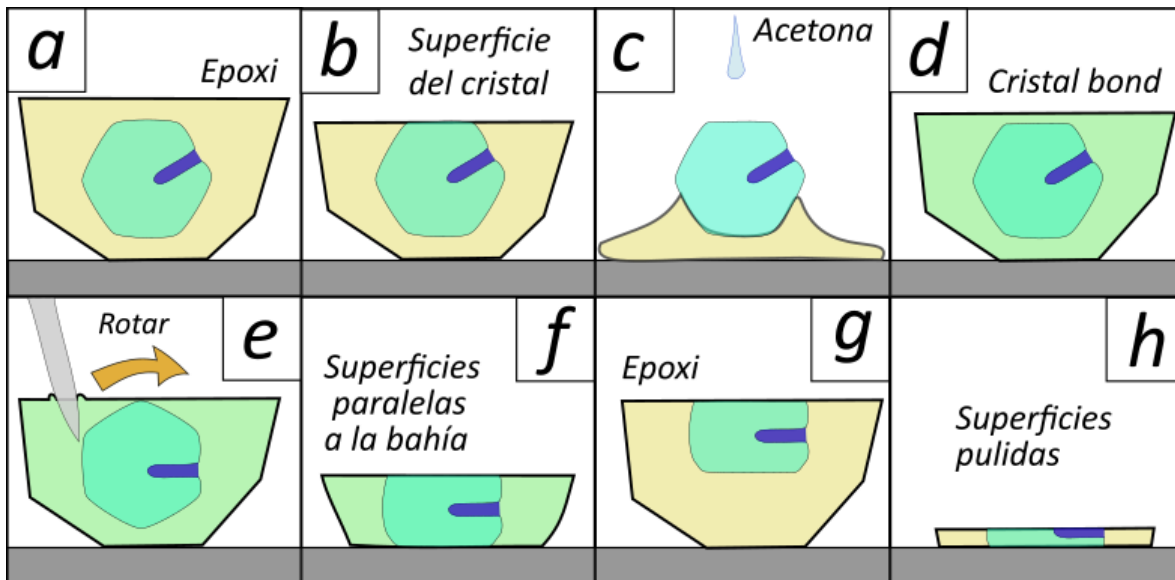


Fig. 4.3. Proceso de montaje y preparación de muestras. a) Cristal en resina epoxi; la BFu no se encuentra en la horizontal. b) Muestra desbastada hasta exponer una cara del cristal. c) Cristal desmontado con ayuda de acetona. d) Cristal montado en crystalbond. e) Rotación del cristal montado en Crystalbond. f) Cristal desbastado por ambos lados con caras paralelas a la BFu. g) Hojuela montada nuevamente en resina epóxica. h) Muestra con superficies pulidas de ambos lados.

A los cristales seleccionados, se les asignó clave dependiendo de la erupción a la que le pertenecen (PG y Pln) y a su contenido (IFu, BFu). El último paso para tener listas las muestra para el análisis, es el pulido, el cual se llevó a cabo con una pulidora Buehler (Fig. 4.4e), un paño de pulido y polvo de 1 micra. A todas las muestras se les dio un doble pulido para el análisis infrarrojo (FITR) y la microsonda electrónica (EMPA).



Fig. 4.4. a) Barra de crystalbond para montar cristales y llevar las BFu al plano horizontal. b) Plancha térmica utilizada para calentar crystalbond y poder manipular los cristales encapsulados. c) Microscopio petrográfico que se utilizó en el proceso de montaje y descripción de las IFu y BFu. d) Cristales seleccionados para el estudio. e) Pulidora BUEHLER utilizada para pulir las muestras.

En la Tabla 2 se presenta la lista de los cristales seleccionados para este estudio. La mayoría de los cristales seleccionados para este trabajo son cuarzos, ya que presentaban las mejores IFu y BFu, solamente en un cristal de feldespato se encontró una BFu para cada erupción. A cada uno de los cristales se les realizó una descripción petrográfica de las IFu y BFu que contenían dichos cristales.

Tabla 2. Cristales de PG y Pln seleccionados para descripción petrográfica y análisis químicos. * Muestras con EMPA y FTIR.

| Pómez Gigante | | Planillas | |
|-------------------------------|--------------|------------|--------------|
| Clave | Fase mineral | Clave | Fase mineral |
| Bahías de fundido | | | |
| PG-BFu01* | cuarzo | Pln-BFu01* | cuarzo |
| PG-BFu02* | cuarzo | Pln-BFu02* | feldespato |
| PG-BFu03* | feldespato | Pln-BFu03* | cuarzo |
| PG-BFu04* | cuarzo | Pln-BFu04* | cuarzo |
| PG-BFu05* | cuarzo | Pln-BFu5* | cuarzo |
| PG-BFu06 | cuarzo | Pln-BFu06* | cuarzo |
| PG-BFu07 | cuarzo | Pln-BFu07 | cuarzo |
| PG-BFu08 | cuarzo | Pln-BFu08 | cuarzo |
| PG-BFu09 | cuarzo | Pln-BFu09 | cuarzo |
| PG-BFu10 | cuarzo | Pln-BFu10 | cuarzo |
| PG-BFu11* | cuarzo | Pln-BFu11 | cuarzo |
| PG-BFu12 | cuarzo | Pln-BFu12 | cuarzo |
| PG-BFu13 | cuarzo | Pln-BFu13 | cuarzo |
| PG-BFu14 | cuarzo | Pln-BFu14 | cuarzo |
| PG-BFu15 | cuarzo | Pln-BFu15 | cuarzo |
| PG-BFu16 | cuarzo | Pln-BFu16 | cuarzo |
| Inclusiones de fundido | | | |
| PG-IFu01* | cuarzo | Pln-IFu01 | cuarzo |
| PG-IFu02* | cuarzo | Pln-IFu02* | cuarzo |
| PG-IFu03* | cuarzo | Pln-IFu03* | cuarzo |
| PG-IFu04* | cuarzo | Pln-IFu04* | cuarzo |
| PG-IFu05 | cuarzo | Pln-IFu05* | cuarzo |
| PG-IFu06* | cuarzo | Pln-IFu06* | cuarzo |

Además, se montaron cristales de minerales ferromagnesianos pertenecientes a Planillas para determinar la temperatura del magma utilizando la metodología de Giogio y Sack (1991) (ver 4.4.1).

4.3. Técnicas analíticas para el estudio de IFu y BFu

Las investigaciones sobre IFu requieren de estudios petrográficos detallados, para caracterizar distintos procesos magmáticos. Las técnicas analíticas que rutinariamente se utilizan para el estudio de IFu son divididos en cuatro clases, según Ihinger et al. (1994): técnicas de extracción de masa, técnicas de bombardeo de partículas energéticas (EMPA y SIMS), técnicas de espectroscopía vibratoria (FTIR y RAMAN) y microtermometría.

En cuanto al estudio de BFu, las técnicas analíticas que se han empleado en trabajos previos han sido EMPA (Humphreys et al., 2008; Lloyd et al., 2014; Ferguson et al., 2016; Myers et al., 2018; Moussallam et al., 2019; Newcombe et al., 2020), SIMS (Humphreys et al., 2008; Lloyd et al., 2014; Ferguson et al., 2016; Moussallam et al., 2019; Newcombe et al., 2020), FTIR (Liu et al., 2007; Myers et al., 2018; Myers et al., 2021), Raman (Myers, et al., 2021) y LA-ICP-MS (Myers et al., 2018; Moussallam et al., 2019).

4.3.1. Microsonda electrónica EMPA

La aplicación de microsonda electrónica en estudios de IFu brinda información acerca de la composición de elementos mayores del fundido, y en estudios avanzados, de elementos traza. Mediante un haz de electrones, áreas muy pequeñas pueden ser examinadas, las cuales pueden ser de hasta 20 μm de diámetro y con área menor a 320 μm^2 (King et al., 2002). Los elementos que se pueden analizar empleando esta técnica son los de número atómico mayor que 3 (a partir de berilio) hasta el uranio, con número atómico 92. No se pueden analizar litio o helio, y mucho menos aún, hidrogeno, implicando mayor dificultad en el análisis de minerales hidratados (Melgarejo et al., 2010). La limitación para medir elementos con números atómicos más bajos está relacionada a la interacción de los electrones con los átomos de la muestra, es decir, a medida que el número atómico disminuye, la interacción también disminuye, por lo tanto, se generan señales débiles que los detectores son incapaces de cuantificar o resulta en una detección débil o menos precisa.

Preparación de muestras: la superficie de la IFu debe estar expuesta y perfectamente pulida, además de limpia y seca, por último, debe ser recubierta por grafito u oro, el cual actúa como un material conductor.

Una vez preparada la muestra, es introducida a la cámara de la microsonda electrónica, esta debe ser purificada al vacío, y se localiza la zona de interés con el microscopio óptico. Se enfoca el haz de

electrones en el punto de interés y así se inicia el análisis. Durante el proceso de impacto electrónico, la muestra emite de manera constante diversas radiaciones X en todas las direcciones, cada una de las cuales posee una energía característica de un elemento específico. El detector realiza el recuento de los rayos X que detecta para cada elemento en un intervalo de tiempo determinado. Una vez que se ha cuantificado esta intensidad, la medición del elemento correspondiente se completa y se repite el proceso hasta que se analicen todos los elementos. La intensidad de una radiación X particular está determinada por la proporción del elemento respectivo presente en la muestra. Para calcular la cantidad del elemento, se contrasta la intensidad generada por el mineral con la que produce un patrón de composición previamente establecido y conocido (Melgarejo et al., 2010). La Fig. 4.5 muestra un esquema de los componentes principales de la microsonda electrónica.

Condiciones analíticas: EMPA

En el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la UNAM, se empleó una microsonda electrónica JOEL JXA-8230 (Fig. 4.6) para analizar los óxidos mayores en los vidrios riolíticos de las muestras de PG y Pln (IFu, BFu y el vidrio de matriz de pómez: Mtz). Para permitir la conducción, se aplicó una capa de grafito de aproximadamente 250 Å de grosor sobre las muestras. Se empleó un voltaje de aceleración de 15 kV, una corriente de rayo de 10 nA y un diámetro de haz de 10 µm para todos los análisis. Se calibró la sensibilidad analítica utilizando una serie de estándares, incluyendo Ti (rutilo), Ca (obsidiana), Fe (KE-12), Mn (granate-espesartina), K (obsidiana), Na (albita), Si (KE-12), Al (obsidiana) y Mg (A-99).

Antes de analizar los demás elementos, se midió el sodio (Na) durante 2 segundos para prevenir su pérdida y el aumento de sílice. Los otros elementos fueron medidos durante 10 segundos cada uno. Además de los vidrios (IFu, BFu y Mtz) se midieron óxidos de Fe-Ti para emplearlos como geotermómetros.

La incertidumbre para las muestras medidas en EMPA en porcentaje son de 0.27 en SiO₂, 0.6 en Al₂O₃, 0.32 en K₂O, 0.5 en Na₂O, 0.02 en CaO, 0.2 en FeO, 0.04 en TiO₂, 0.03 en MgO y 0.01 MnO.

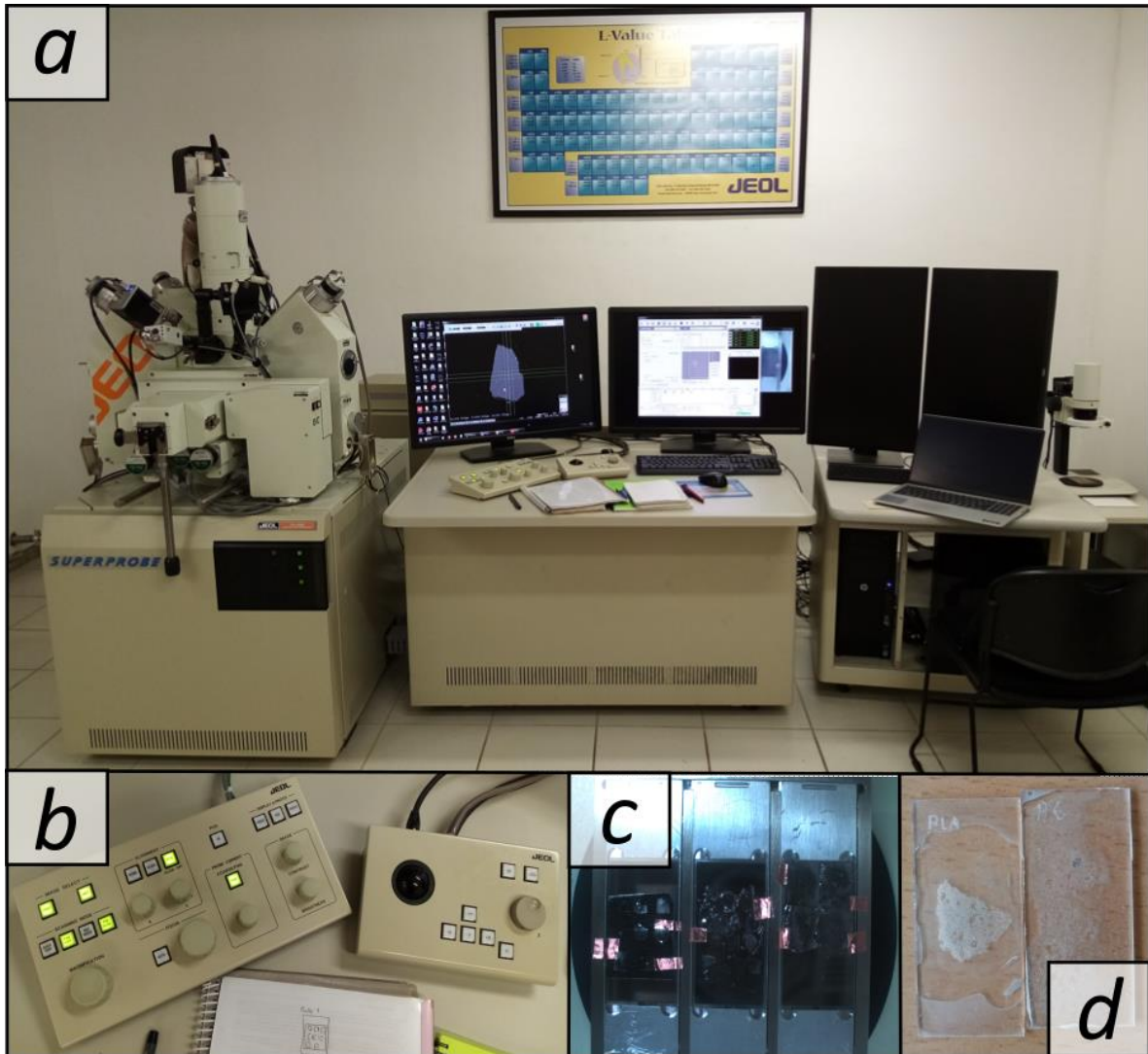


Fig. 4.6. a) Microsonda electrónica (EPMA) utilizada para el análisis de óxidos mayores en IFu, BFu, vidrio de matriz (Mtz) y minerales ferromagnesianos (óxidos de hierro y titanio). b) Controles de mando. c) Muestras montadas cubiertas con capa de grafito con cinta conductora. d) Láminas para medir vidrio de matriz de pómez.

4.3.2. Espectroscopía infrarroja FTIR

La microscopía infrarroja es la medida de la interacción de la radiación infrarroja con la materia por absorción, emisión o reflexión. El microanálisis con espectroscopía infrarroja (FTIR), es capaz de detectar especies volátiles en los fundidos, por ejemplo: H_2O , OH^- , CO_2 y CO_3^{2-} , asimismo otorga excelente sensibilidad analítica (aproximadamente 10 ppm), exactitud y precisión (<0.1 wt.%) (Devine et al., 1995). Usualmente, los análisis de muestras geológicas se llevan a cabo en modo de transmisión, cubriendo áreas que van de aproximadamente 1500 a 8000 μm^2 (King et al., 2002). En

este proceso, la radiación infrarroja (IR) atraviesa la muestra y luego es recogida por un detector. Un análisis de transmisión de FTIR provee una vasta señal para el detector, sin embargo, presenta algunas limitaciones, como la necesidad de que la muestra esté pulida en ambos lados (particularmente difícil para el análisis en IFu y BFu). Además, el límite de resolución espacial del instrumento requiere que las inclusiones analizadas tengan un diámetro superior a 10 micras. Otro aspecto para considerar es que los coeficientes de absorción molar para especies hidratadas (H_2O , OH^-) están en función de la composición global del vidrio. Por otro lado, el espesor de la muestra debe ser medido (Devine et al., 1995).

Para la implementación de esta técnica se acopla un microscopio con un detector a un espectrómetro, y la adquisición de los espectros se realiza con el sistema purgado (con gas seco N_2), con la finalidad de minimizar la interferencia del vapor de H_2O atmosférico y dióxido de carbono (King et al., 2002).

El proceso para obtener resultados es el siguiente: El haz proveniente de la fuente infrarroja atraviesa un divisor de haz que separa la luz en dos haces de igual intensidad. Uno de ellos se dirige hacia un espejo fijo, mientras que el segundo se dirige hacia un espejo móvil. Ambos espejos reflejan la luz de vuelta al divisor de haz, donde los dos haces se vuelven a combinar y se envían hacia la muestra. A causa de que uno de los espejos se desplaza de forma periódica a lo largo del eje del haz de luz, se produce interferencia constructiva o destructiva cuando los dos haces se vuelven a combinar en el divisor de haz, dependiendo de la posición instantánea del espejo móvil. Esto resulta en un haz de luz incidente con fluctuaciones regulares y una intensidad temporalmente dependiente $I_0(t)$, que se envía a la muestra (Fig. 4.7). En ausencia de una muestra en la trayectoria de la luz, el haz que alcanza el detector incorpora todas las longitudes de onda emitidas por la fuente. El detector registra la intensidad luminosa variable y la guarda en forma de un interferograma. El resultado deseado suele ser un espectro de intensidad en función de la frecuencia, obtenido mediante la transformada de Fourier temporal de la función $I(t)$ en el tiempo inverso o en el dominio de la frecuencia (Ihinger et al., 1994).

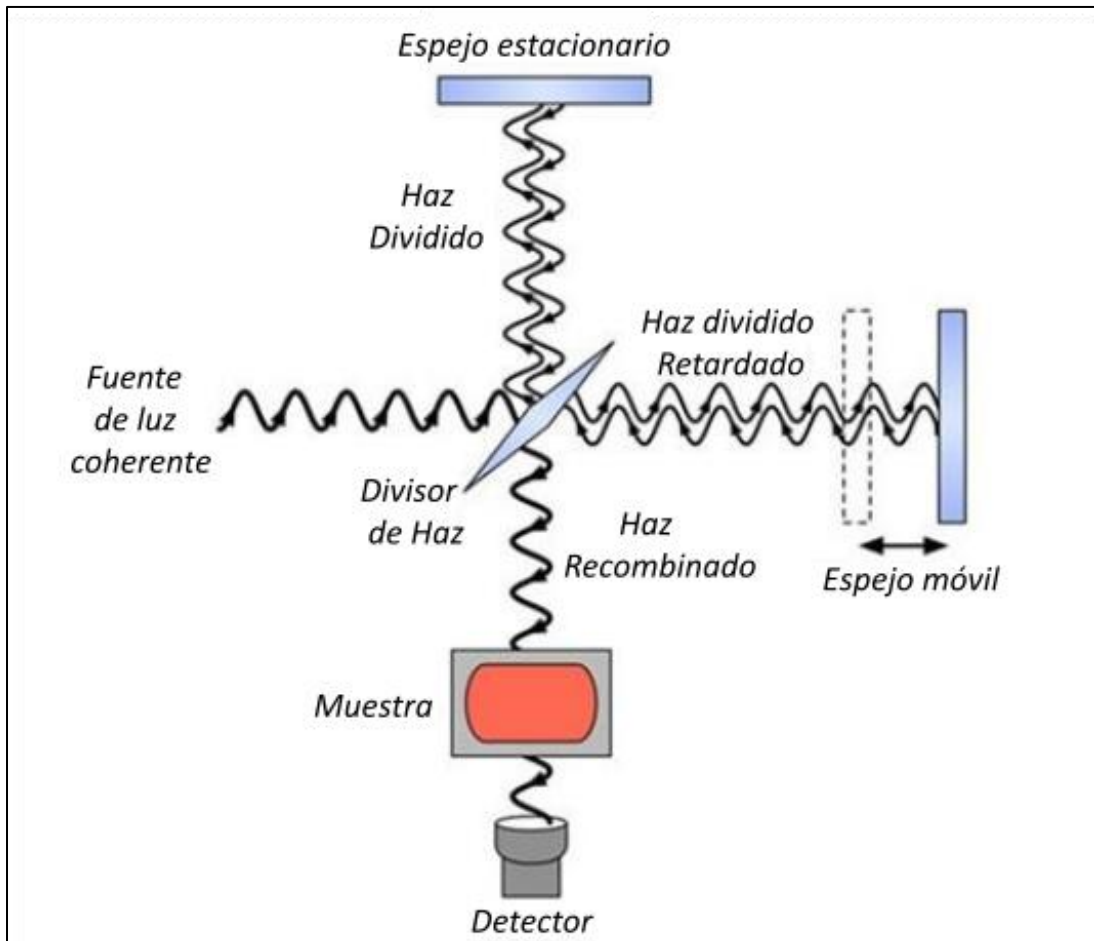


Fig. 4.7. Esquema que muestra cómo funciona la espectroscopía FTIR y sus principales componentes (Ihinger et al., 1994).

La duración del escaneo en el intervalo espectral depende del tiempo que demora el espejo móvil en completar un ciclo de desplazamiento, lo cual generalmente va de pocas décimas a centésimas de segundo. Durante un tiempo de análisis de varios minutos, son promediados cientos de ciclos, lo que permite una mejora importante en el factor de señal a ruido. Lo que significa que se pueden conseguir espectros de alta calidad en áreas de ejemplares pequeños con concentraciones de volátiles baja. Dichos espectros son almacenados automáticamente en la computadora, lo que facilita en gran medida las subsiguientes mediciones espectrales. Adicionalmente, la velocidad de escaneo constante asociada con el espejo móvil y la transformada de Fourier de tiempo subsiguiente, necesita una referencia de frecuencia absoluta, dada por un pequeño láser montado dentro del banco FTIR, lo que significa que las posiciones de los picos medidos son exactas (Ihinger et al., 1994). La elección de la fuente de luz, el divisor de haz y el detector en un análisis FTIR depende de la región espectral de interés. (es decir, de las especies que se pretenden cuantificar).

Condiciones analíticas: FTIR

En el laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la UNAM, se analizó el contenido de volátiles en las IFu y BFu empleando microespectroscopía infrarroja (FTIR: Fourier Transform Infrared Microspectrometry). Generalmente, para hacer los análisis es necesario que las IFu estén expuestas por ambos lados. Sin embargo, dado que los cuarzos son minerales anhidros, solo se expuso un lado de la inclusión y se utilizó la cara (un plano) del cristal para exponer el otro lado.

Se utilizaron espectros obtenidos por el método de transmisión con un microscopio FTIR NICOLET CONTINUUM, el cual estaba acoplado a un espectrómetro NICOLET iS50 FT-IR (Fig. 4.8). Para minimizar la interferencia del CO₂ atmosférico, el equipo fue purgado con nitrógeno líquido. Se utilizó un haz de luz infrarroja (IR) como fuente, con un divisor de haz XT/KBr. Cada espectro se obtuvo con una resolución de aproximadamente 4 cm⁻¹ en la región que va de la banda 4000 cm⁻¹ a la banda 650 cm⁻¹. Se realizaron 128 barridos o scans tanto para las muestras como para el espectro de referencia, y se utilizó una apertura de microscopio de 20x20 μm de diámetro. El software utilizado para procesar las mediciones de los espectros, la altura de los picos de cada volátil y los espesores de las muestras fue *OMNIC (Thermo Scientific™)*.

Previo a las mediciones, se procedió a limpiar los ejemplares con alcohol isopropílico para eliminar cualquier rastro del abrasivo utilizado en el pulido antes del análisis. Para examinar las IFu, se posicionó el mineral huésped sobre un cristal de KBr (bromuro de potasio), de manera que la inclusión quedara expuesta en la superficie superior del mineral y la cara opuesta solo mostrara el cristal. Posteriormente, ambos cristales se colocaron cuidadosamente en la platina del microscopio sin tocar ni dañar la muestra ni el vidrio con los dedos.

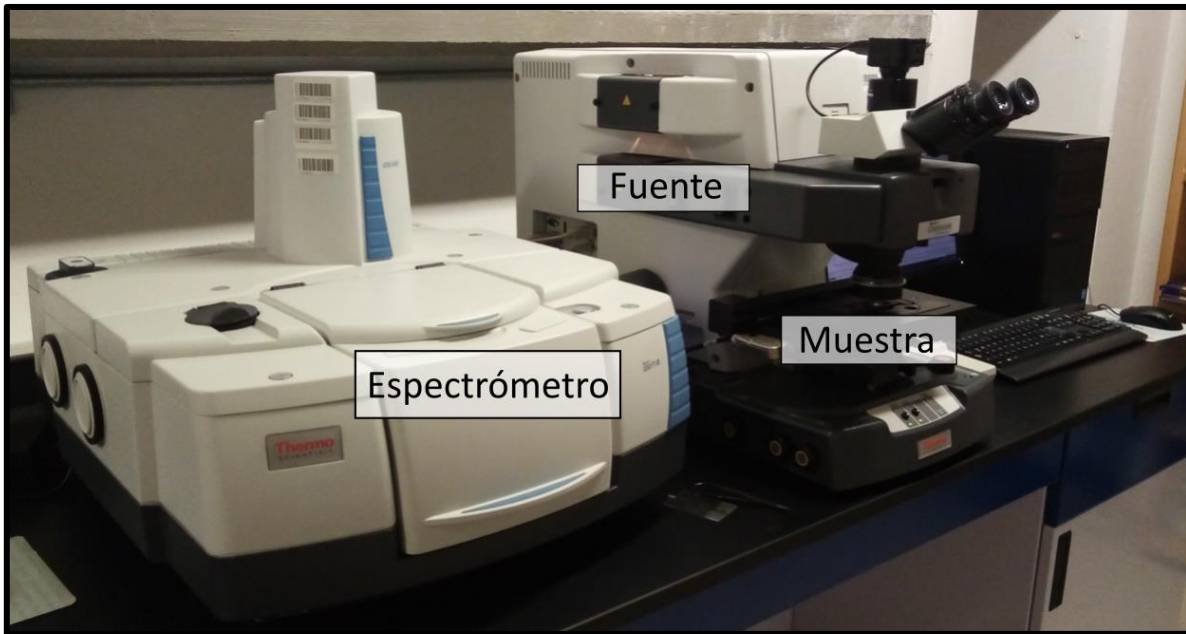


Fig. 4.8. Equipo utilizado para el análisis de volátiles en IFu y BFu en cristales de PG y Pln: Espectrómetro FTIR y microscopio acoplado.

Una vez montada la muestra en la platina, se ubica la IFu o BFu con el objetivo de menor aumento (10x), una vez encontrado el ejemplar, se procede al objetivo con el que se analizará la muestra (con un aumento de 15x) y se enfoca la superficie de la IFu o BFu. Seguidamente, con el condensador se enfoca el haz infrarrojo en la superficie de la muestra y se realiza el análisis. Automáticamente, el equipo mide el XT/KBr (estándar), debido a que al inicio de cada sesión o medición se ajusta un punto de fondo. Por último, con el software se obtuvieron los espectros para cada muestra, de los cuales se midió la absorbancia en los picos de H₂O y CO₂.

Para obtener la cantidad en porcentaje en peso (wt. %) para el agua, y la cantidad en partes por millón (ppm) para el dióxido de carbono, se emplea la ecuación de la ley de Lambert y Beer.

$$C = \frac{M \cdot A}{\rho \cdot d \cdot \epsilon} \dots\dots\dots (13)$$

Donde *C* es la concentración total del volátil en cuestión, *M* es el peso molecular del H₂O o del CO₂ en (g/mol), *A* es la absorbancia medida en el pico de cada volátil en (cm⁻¹), *ρ* es la densidad del vidrio en (g/L), *d* es el espesor de la muestra en cm y *ε* es el coeficiente de absorción molar en [L/(mol*cm)].

La densidad de 2,310 (g/L) ha sido calculada para vidrios riolíticos (Silver et al., 1990), por lo que fue la que se utilizó, el coeficiente de absorción molar utilizado para el agua y CO₂ fue de 63 [L/(mol*cm)] (Stolper, 1982) y 1214 [L/(mol*cm)] (Behrens et al, 2004), respectivamente.

La absorbancia para estimar el total de H₂O disuelta se midió en el pico situado en 3550 cm⁻¹. Los espesores de las muestras fueron variados dependiendo del tamaño de la IFu o BFu en cada cristal.

Se adquirieron espectros para todas las IFu presentes en cada cristal, sin embargo, se descartaron aquellos que presentaban ruido y no permitían la medición precisa de la cantidad de volátiles (H₂O). Los espectros de alta calidad se utilizaron para calcular las concentraciones que se incluyen en la Tabla 5. En la mayoría de las muestras, no fue posible medir exitosamente el CO₂, ya que en su respectiva parte de la banda los picos eran anormalmente altos y con ruido, o en algunos casos no se detectó ningún pico. Además, en los análisis de las IFu de la Toba Tala, tampoco se logró medir el CO₂ en muestras con un contenido elevado de sílice (Miguel-Cruz, 2016).

4.4. EMBayment- Estimated Rates (*EMBER*)

Los modelos de difusión a partir de los datos en BFu, se llevaron a cabo con ayuda de EMBayment- Estimated Rates (*EMBER*), una herramienta versátil que modela la difusión de elementos volátiles a lo largo de BFu; se trata de un programa que se ejecuta dentro de una interfaz gráfica de usuario (GUI) fácil de usar, el cual fue publicado por Georgeais et al. (2021).

Para ejecutar los modelos se requieren los siguientes factores y parámetros: concentración inicial de volátiles (H₂O⁰ en wt% y CO₂⁰ en ppm), temperatura del magma (T: constante y en °C), presión inicial (P₀ en MPa) (horizonte de exsolución), presión final (P_f en MPa) (horizonte de fragmentación) y contenido de gas (M en wt%).

Antes de modelar, es necesario preparar ocho archivos de entrada para cada BFu; un archivo de valores separados por comas, con las concentraciones de volátiles a lo largo de la BFu (mediciones analíticas) y la posición de estas con respecto a la salida de la BFu. Los siete archivos restantes son caminos de descompresión con distintos porcentajes de gas en el sistema (para M = 0, 0.1, 0.2, 0.4, 0.8, 1.6 y 3.2). Estos archivos son generados con *VolatileCalc* (Newman y Lowenstern, 2002), este es el formato con el que trabaja el programa para composiciones riolíticas.

El CO₂ medido en algunas BFu fue usado para generar los distintos archivos que representan los diferentes caminos de descompresión magmática y para las condiciones iniciales, sin embargo, no se modeló este volátil para estimar tasas de descompresión.

Se realizaron modelos de difusión probando distintas condiciones iniciales y de frontera, en la sección 5.6 se presentarán los resultados con menor error asociado (los de mejor ajuste).

4.4.1. Parámetros del modelo y asunciones

Para el cálculo de tasas de descompresión magmática se usó *EMBER*, el cual es un programa que calcula tasas de descompresión magmática a partir de perfiles de concentración de volátiles disueltos (H₂O, CO₂, S) a lo largo de la BFu; los magmas pueden ser basálticos o riolíticos (Georgeais et al., 2021). *EMBER* calcula todos los perfiles de difusión del modelo de los elementos volátiles siguiendo una búsqueda de cuadrícula (grid search) cuyo rango define el usuario. Los perfiles son calculados variando tres parámetros para cada loop (bucle) de cálculo: tasas de descompresión (dP/dt), contenido inicial de volátiles (C⁰) y contenido de gas presente (M). Otros factores de entrada como la temperatura, composición del fundido, presión inicial, presión final y especie volátil de interés son fijos para todos los cálculos.

Para aplicar este método y modelar tasas de descompresión en *EMBER* se deben asumir algunos parámetros:

La presión de fragmentación (P_f). Existen diversos criterios que permiten estimar presiones de fragmentación (Liu et al., 2007). Por ejemplo, Thomas et al. (1994) estudiaron la vesicularidad en el vidrio de matriz en clastos de pómez, estimando P_f de 10 a 30 MPa. Liu et al. (2007) y Georgeais et al. (2021), la determinan a partir de las concentraciones de volátiles en los bordes del cristal o en la salida de BFu y en vidrio de matriz en pómez. Para el presente trabajo, el factor (P_f) fue ajustado a partir de un rango estimado, dicho rango se determinó a partir de los contenidos de volátiles en la salida de las BFu, concentraciones en vidrio de matriz y la estimada por el programa *Conflow* (Mastin y Ghiorsio, 2000). Corriendo varios modelos con distintas presiones de fragmentación, se obtuvieron distintos resultados y se consideró la P_f que produjera el mínimo error. Se debe considerar distintas P_f en las BFu, ya que distintos fragmentos de pómez pueden ser creados en distintas profundidades.

El contenido de gas inicial (M): No todos los modelos publicados toman en cuenta este parámetro. Liu et al. (2007), Ferguson et al. (2016) y Georgeais et al. (2021) encontraron que las tasas de

descompresión calculadas son particularmente sensibles a la variación de M_0 , específicamente para perfiles de difusión de H_2O y para magmas de composición basáltica. Tomando en cuenta lo anterior y por razones comparativas con otras erupciones (p. ej., Georgeais et al., 2021), se tomaron valores de M que van de 0 a 3.2 wt.%.

Las tasas de descompresión (dP/dt). La densidad de los magmas disminuye hacia la superficie de fragmentación como resultado del crecimiento de burbujas de gas, por lo que se necesitaran modelos que consideren el crecimiento de burbujas de gas. A pesar de ello, el método considera válido tomar en cuenta valores promedio, o tomar en cuenta rangos como el modelo de Georgeais et al. (2021), ya que en *EMBER* se permite que el usuario proponga los rangos de dP/dt , los cuales pueden ser tomados de la literatura. En este caso de estudio se dio un rango para todas las BFu de 0 a 1 MPa/s, tomando en cuenta los valores reportados en la literatura para magmas de composición similar (Myers et al., 2016; 2021).

La difusión ocurre en una dirección (D). Esto es aplicable solamente en BFu con forma cilíndrica o regular. Para BFu con formas más complejas se necesitan modelos que consideren difusión en otras direcciones. Sin embargo, Liu et al. (2007) considera que el método también puede ser aplicado a BFu con ligeras formas no uniformes y a algunas BFu con burbuja localizadas en la salida al fundido que engloba al cristal. Por lo que se considera que las BFu seleccionadas en este trabajo cumplen con los requisitos.

Temperaturas: Al momento del ascenso se asume una temperatura uniforme (constante), y estas normalmente son calculadas utilizando geotermómetros (temperatura de óxidos de Fe-Ti [Ghiorso y Sack, 1991]). Para determinar la temperatura que tenía el magma del horizonte de PG, se tomaron en cuenta las estimaciones hechas por Miguel-Cruz (2016) en IFu de Toba Tala (evento volcánico anterior a PG) y en los estudios de la génesis del horizonte de PG realizados por Tinoco-Murillo (2017), por lo que se determinó un rango que va de 700 a 800 °C, y tomando como una T definitiva de 750 °C para realizar los modelos.

Para estimar la temperatura en Pln, se analizaron óxidos de Fe-Ti en EMPA y se utilizaron como geotermómetros (ilmenitas y titanomagnetitas) empleando el método de Ghiorso y Sack (1991), de los cuales se consideró la temperatura promedio (736 °C).

El contenido de CO_2 : En magmas riolíticos peralcalinos, las concentraciones de CO_2 pueden variar desde menos de 10 ppm hasta alrededor de 300 ppm. Según Macdonald et al. (2021) este tipo de

magmas usualmente contiene concentraciones bajas (<150 ppm). En este trabajo el CO₂ fue considerado tomando en cuenta el contenido que se logró medir en el interior de las BFu, aunque no se modelaron gradientes de CO₂, los valores obtenidos se utilizaron para crear archivos con distintos caminos de descompresión.

Procesos post-fragmentación: La historia post-fragmentación de los clastos es importante, ya que un enfriamiento lento podría permitir la difusión de volátiles fuera de las BFu, resultando en datos engañosos de tasas de ascenso magmático. Hay dos circunstancias donde se considera que los clastos tienen un enfriamiento rápido; para clastos alzándose en una pluma pliniana, donde ocurre el enfriamiento rápido en contacto con el aire, y para clastos que ya sea que se eleven en una pluma o estén en flujos, donde ocurra la interacción agua-magma. Como las muestras provenientes de PG y Pln se enfriaron bajo estas circunstancias, se obvió este efecto de difusión post-eruptiva.

Otro punto para considerar es la hidratación secundaria dada por interacción con agua superficial; esto puede incrementar los contenidos de agua hacia la salida de la BFu (Liu et al., 2007). Debido a que la deposición del horizonte de PG se hizo bajo una columna de agua (lago calderico), se debe tener discreción con los datos presentados. En este caso, tres de las seis BFu analizadas (PG-BFu01, PG-BFu02 y PG-BFu03) no muestran un gradiente en el contenido de agua, por lo que dos de estas fueron descartadas para hacer los modelos (PG-BFu01 si fue tomada en cuenta para modelar). Las BFu restantes de PG se utilizaron para modelar tasas de ascenso magmático, ya que muestran contenidos regulares en el interior y hacia la salida un ligero decremento, por ello se minimiza el efecto de hidratación secundaria en estas BFu.

Capítulo 5. Resultados

5.1. Descripción petrográfica de IFu y BFu en cristales post-caldera

Los cristales de cuarzo y feldespato que se utilizaron para este estudio se eligieron conforme a las IFu y BFu que estos contenían. Por las razones discutidas en el capítulo 2.2, se seleccionaron los cristales que tuvieran IFu primarias y de un tamaño adecuado para su estudio ($>30\mu\text{m}$), así como BFu de forma regular (cilíndrica a semi valvular) y monofásicas (sin burbuja).

5.1.1. IFu y BFu en cristales en la Pómez Gigante

Los cristales seleccionados del horizonte de PG, por lo general, presentan una delgada capa superficial de vidrio y en tamaños van de 750 a 1,500 μm (Fig. 5.2a). Los cuarzos son subhedrales a euhedrales, algunos son bipiramidales, no presentan color (incoloros), y van traslúcidos a transparentes, son de brillo vítreo. Por su parte, los feldespatos son subhédricos, tabulares, incoloros y traslúcidos. En algunos cristales es posible apreciar el crucero y con bordes rotos en los que se distingue fractura irregular (Fig. 5.2b).

La Fig. 5.1 resume en porcentajes las fases y morfologías presentes en las IFu y BFu tomando en cuenta tanto los cristales de cuarzo y feldespatos correspondientes al horizonte de PG.

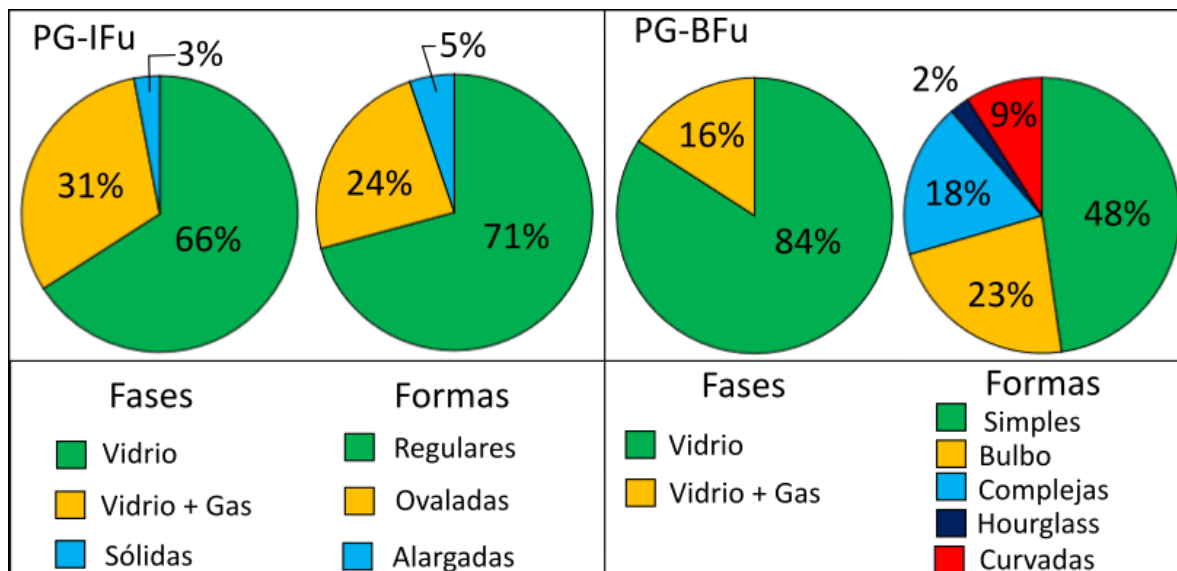


Fig. 5.1. Abundancia relativa de fases presentes y morfologías de IFu y BFu alojadas en fenocristales de Pómez Gigante.

La abundancia de IFu en cuarzos es moderada a alta (5 - 20 IFu por cristal), por lo general están más concentradas al centro del cristal que en los bordes. Las IFu tienen formas un poco variadas, la

mayoría (80%) son regulares, es decir tienen bordes redondeados (Fig. 5.2c) que tienden a formas de cristal negativo (ver capítulo 2.2) (Frezzotti, 2001), algunas son semi-rectangulares a ovaladas (17%) y otras pocas son alargadas (3%). Sus tamaños varían de 10 a 100 μm aproximadamente. En cuanto a las fases presentes, hay más IFu monofásicas (81 %) que bifásicas (16 %), siendo en estas últimas, el vidrio la fase predominante. Su grado de relleno varía entre menos del 0.1 a 1% en volumen (Fig. 5.2d), aunque algunas llegaban al 5%. También hay algunos cristales que contienen inclusiones sólidas (óxidos de Fe y Ti, representando el 3 %) (Fig. 5.2g). Por lo general, las IFu de menor tamaño son monofásicas (Roedder, 1984). Las IFu contenidas en estos cristales son de carácter primario, ya que se encuentran dispuestas en forma aleatoria y no se distingue algún patrón que indique IFu secundarias.

En cuanto a las BFu alojadas en los cuarzos, se distinguen varios tipos de formas. Entre las más comunes se encuentran las simples o las cilíndricas (43 %) (Fig. 5.2e), con formas de bulbos (27 %) (Fig. 5.2i) y también se distinguen algunas otras con formas más complejas (22 %), de las cuales hay algunas que parecieran ser dos BFu que pueden compartir la salida a la superficie (Fig. 5.2f y 5.2j), las demás son de formas curvadas (8%). La gran mayoría de estas son BFu rellenas solamente de vidrio (81%), aunque se distinguieron algunas pocas con burbujas en la entrada de la BFu (19%). El vidrio que rellena dichas imperfecciones del cristal es incoloro, al igual que el vidrio en las IFu. En cuanto al tamaño, se pudieron distinguir BFu de hasta 400 micras y tan pequeñas como 50 micras. Es normal encontrar cristales que contengan BFu de diferentes tamaños y diferentes formas. Para este estudio se seleccionaron BFu con formas cilíndricas y transicionales entre formas de cilindro y bulbos (Fig. 5.2i) y con tamaños mayores a 100 micras.

El contenido de las IFu es mayor que en los cuarzos (10 a 30 por cristal) y contienen IFu grandes y aisladas (primarias) e IFu alineadas de menor tamaño (posiblemente secundarias). Las IFu contenidas en los feldespatos son desde cuadrangulares (forma de cristal negativo o regulares, aproximadamente 46 %) a rectangulares u ovaladas (43 %) y las menos abundantes son alargadas (11 %). La mayoría son IFu bifásicas (71 %), pero también hay IFu que contienen más de una burbuja. Los tamaños de las IFu más grandes están en un rango de entre 150-25 μm y las más pequeñas pueden ser menores a 10 μm . En cuanto a BFu podemos encontrar simples (71 %), curvadas (15 %) (Fig. 5.2b) y en forma de reloj de arena (14%). El vidrio es incoloro y por lo general es más complicado de distinguirlas dentro de los feldespatos. El número de BFu en los feldespatos es mucho menor al contenido en los cuarzos.

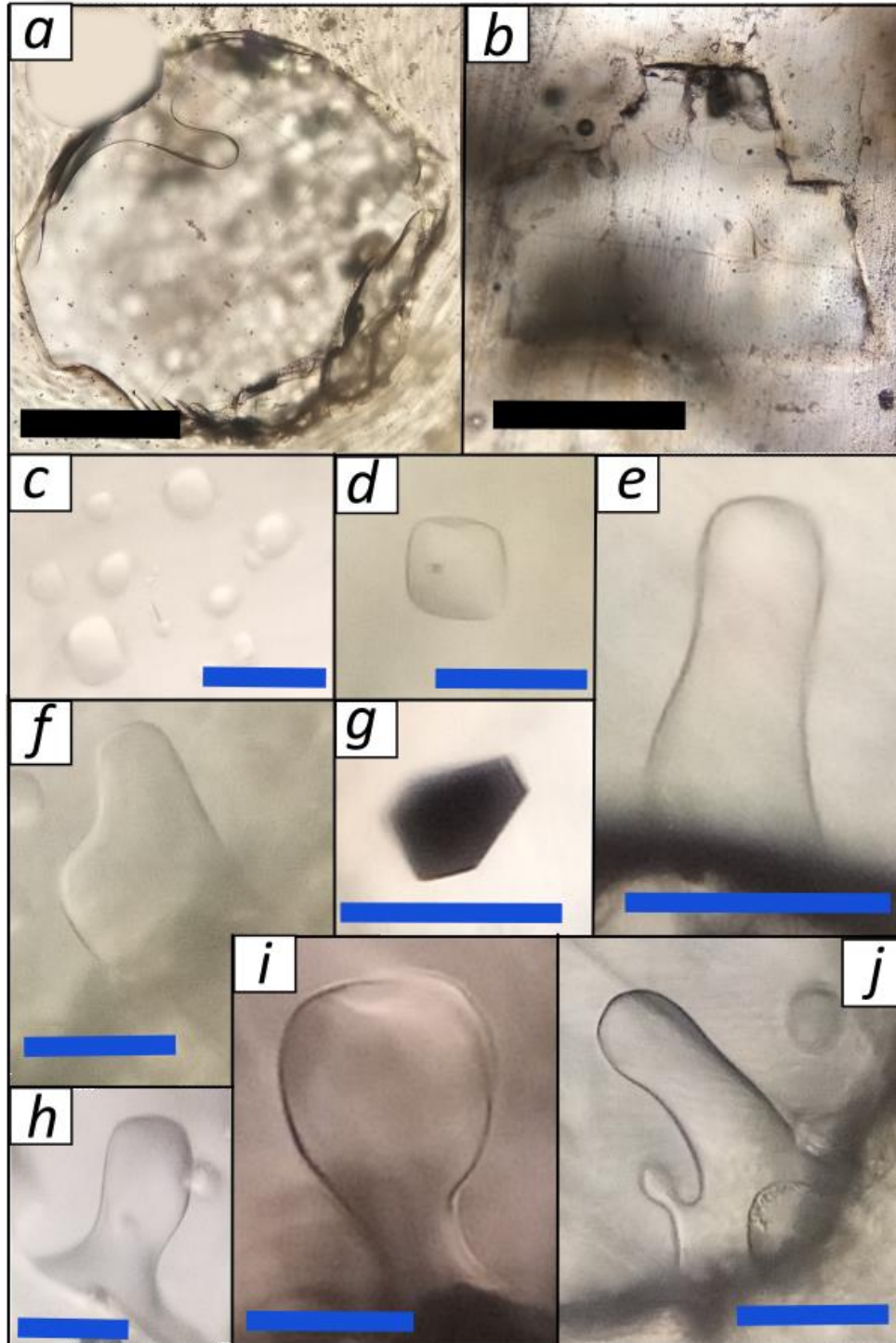


Fig. 5.2. IFu y BFu alojadas en fenocristales de Pómez Gigante. a) Cristal de cuarzo con BFu. b) cristal de feldespato con BFu (lado superior derecho). c) grupo de IFu monofásicas (G:glass), con formas subredondeados con tendencia a cristal negativo. d) IFu bifásica, e) BFu cilíndrica o simple. f) BFu con forma icompleja. g) Cristal atrapado como inclusión sólida. h) BFu con forma simple a balbular. i) BFu con forma balbular. j) BFu con formas simples que se conectan a la salida (compleja) (barras negras: 500 micras; barras azules: 100 micras).

5.1.2. IFu y BFu en cristales en la unidad Planillas

Las pómez provenientes del volcán Planillas contienen cristales de cuarzo y de feldespato. Dichos minerales presentan tamaños que van entre 800 a 2,000 μm y generalmente presentan superficies con textura un tanto rugosa e irregular (Fig. 5.4a). En el caso de los cristales de cuarzo, la gran mayoría presentan formas euhédricas y subhédricas, y en algunos casos son de forma bipiramidal, pero con sus márgenes ligeramente redondeados, sin embargo, otros no presentan sus caras bien desarrolladas (anhédricos). La transparencia va desde translúcida a casi transparente (en algunos casos), no presentan color y su de brillo se caracteriza por ser vítreo. Los pocos cristales de feldespato en esta erupción que contenían IFu Y BFu son principalmente subhedrales, tabulares, incoloros y transparentes, también es común distinguir planos de crucero.

La Fig. 5.3 sintetiza las fases y morfologías presentes en IFu y BFu, donde se suman las características de estas imperfecciones cristalinas tanto en cristales de cuarzo y feldespatos correspondientes al depósito de caídas de Pln.

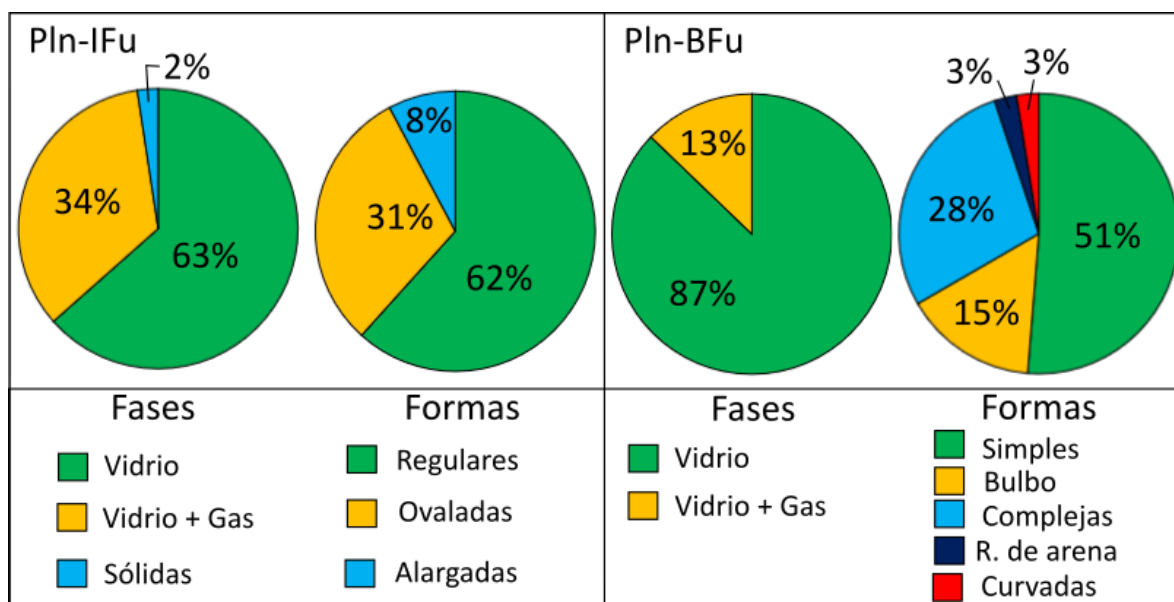


Fig. 5.3. Abundancia relativa de fases presentes y morfologías de IFu y BFu alojadas en fenocristales de Planillas.

Las IFu en cuarzos, se concentran preferencialmente al centro y su contenido ronda aproximadamente desde 3 a 15 IFu en cada cristal. En cuanto a tamaño, las IFu más grandes van de 300 a 150 μm , las más pequeñas de 10 μm , sin embargo, los tamaños habituales abarcan entre 50 a 20 μm . En su gran mayoría, las IFu son monofásicas (72 %), es decir, solamente contienen vidrio (Fig. 5.4c), no obstante, también hay bifásicas (27 %) (Fig. 5.4d) y en menor proporción algunas

inclusiones sólidas (1 %) (Fig. 5.4f). En cuanto a las formas se hay ovaladas (29 %) (Fig. 5.4g), alargadas (5 %), y las más abundantes son redondeadas que tienden a formas de cristal negativo (cuantificadas como regulares, abundancia de 66 %) (Fig. 5.4c). Las IFu alojadas en estos cristales son de carácter primario debido a su configuración aleatoria dentro de los minerales. Todas las IFu encontradas son incoloras.

Los cuarzos pertenecientes a las erupciones del volcán Planillas se pueden encontrar mayor número de BFu en comparación con los del horizonte de PG (en general, de 10 cristales en PG, uno contiene BFu y en Pln, del mismo número de cristales en 2 se encuentran BFu). Sus morfologías varían entre simples o cilíndricas (50 %) (Fig. 5.4e y 5.4h-i), con formas complejas (28 %), destacando algunas que parecieran ser dos BFu compartiendo la misma salida y bifurcándose hacia sus partes más profundas, en forma de bulbo (16 %) (Fig. 5.4j), curvadas (3 %) y de reloj de arena (3 %). En cuanto a fases presentes, la gran mayoría son monofásicas (88%), las cuales están rellenas completamente de vidrio incoloro. En estos cristales se pueden encontrar BFu de hasta 500 micras de longitud, aunque la mayoría abarca entre 300 a 100 micras y también hay menores a 50 micras.

Los feldespatos, al igual que en PG, contienen mayor número de IFu que en cuarzo (10 a más de 20 por cristal). En estos las IFu son de formas regulares que tienden a formas cristal negativo (42 %), rectangulares (cuantificadas como ovaladas, con 36%) y alargadas (21%). La gran mayoría de estas son bifásicas (aproximadamente 64%), siendo el vidrio la fase dominante. También se distinguieron algunas inclusiones sólidas (9 %), donde el cristal atrapado pudiera ser piroxeno o rutilo (Fig. 5.4b). Los cristales de feldespato en esta unidad contienen menor cantidad de BFu que los cuarzos y presentan formas simples (57%), en bulbos (14%) y complejas (29 %). De igual manera, las pocas BFu que se vieron en estos cristales son completamente vítreas (86 %), aunque se encontraron algunas con burbuja a la salida (14 %) en las de formas complejas.

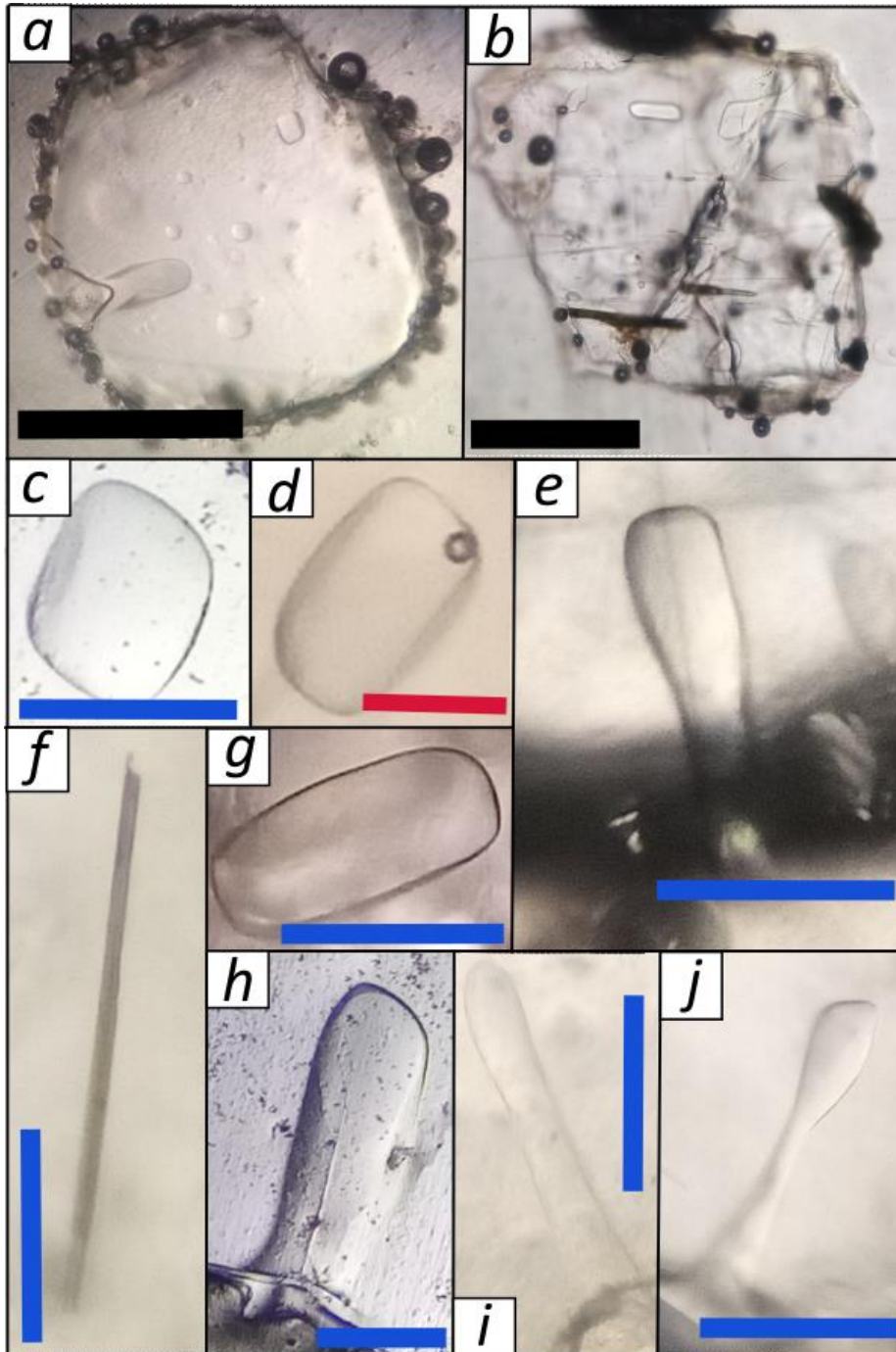


Fig. 5.4. IFu y BFu alojadas en fenocristales de Planillas. a) cristal de cuarzo con BFu simple. b) cristal de feldespato con BFu doblada. c) IFu monofásica con forma subredondeada. d) IFu bifásica con forma rectangular y bordes redondeados. e) BFu con forma simple a bulbo. f) inclusión sólida de cristal alargado. g) IFu monofásica ovalada a alargada. h) BFu simple. i) BFu monofásica y simple de gran longitud. j) BFu con forma de bulbo alargado (barras negras: 500 micras; barras azules: 100 micras; barra roja: 50 micras).

5.2. Composición geoquímica de roca total

Se presentan los datos geoquímicos de roca total (RT) previamente publicados por Morales-Gaona (2019) correspondientes a PG y Pln, con el propósito de compararlos con los resultados de IFu y los de la matriz vítrea de pómez (Mtz). Además de dichas muestras (PG y Pln), Morales-Gaona (2019) llevó a cabo un análisis de los depósitos piroclásticos relacionados con el domo central de Nejahuete, que se utilizan para la construcción de áreas representativas de unidades post-caldera.

5.2.1. Elementos mayores

Los datos de composición química referentes a las pómez del horizonte de PG y del depósito piroclástico de caídas de Pln se presentan en la Tabla 3, los valores de los principales óxidos mayores son presentados en porcentaje en peso (wt.%).

Tabla 3. Geoquímica de roca total: Concentraciones de óxidos mayores en porcentaje en peso (wt.%) del horizonte de Pómez Gigante (PG-RT) y del depósito de caídas de Planillas (Pln-RT) (tomado de Morales-Gaona, 2019).

| Clave | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO* | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Tot |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|
| PG-RT | 74.61 | 0.144 | 11.37 | 1.82 | 0.049 | 0.02 | 0.22 | 4.04 | 4.54 | 0.01 | 3.22 | 100.24 |
| Pln-RT | 72.86 | 0.074 | 11.88 | 1.44 | 0.037 | 0.02 | 0.21 | 3.49 | 4.24 | 0.02 | 5.07 | 99.50 |

En este trabajo, se dibujan áreas con código de color que simbolizan eventos pre-caldera, sin-caldera y post-caldera en diagrama TAS (Na₂O+K₂O vs. SiO₂) (Fig. 5.5). Para construir estas áreas, se emplearon datos publicados por distintos autores que han estudiado el CVLP. Por ejemplo, se utilizaron los datos de Miguel-Cruz (2016) para delimitar la unidad sin-caldera, los resultados publicados por Mahood (1977, 1981a y 1981b), que corresponden desde las unidades pre-caldera hasta las post-caldera. Asimismo, se recopilaron datos de otros autores, como Cruz-Lara (2015), Gómez-Álvarez (2015), Ávila-Ortiz (2018), Tinoco-Murillo (2017), Morales-Gaona (2019) y Sourisseau et al. (2023), que representan resultados de lavas y depósitos post-caldera. Todos los valores están recalculados en una base anhidra. Estos datos también se utilizaron con fines comparativos en los diagramas posteriores. En resumen, se emplearon datos de diversas fuentes para construir un diagrama TAS que permitió visualizar los eventos ocurridos en el CVLP y compararlos con otros estudios realizados en la zona.

Las composiciones de PG y Pln se grafican en el campo de las riolitas, en el límite de las series alcalinas (PG) y sub-alcalinas (Pln) (Fig. 5.5).

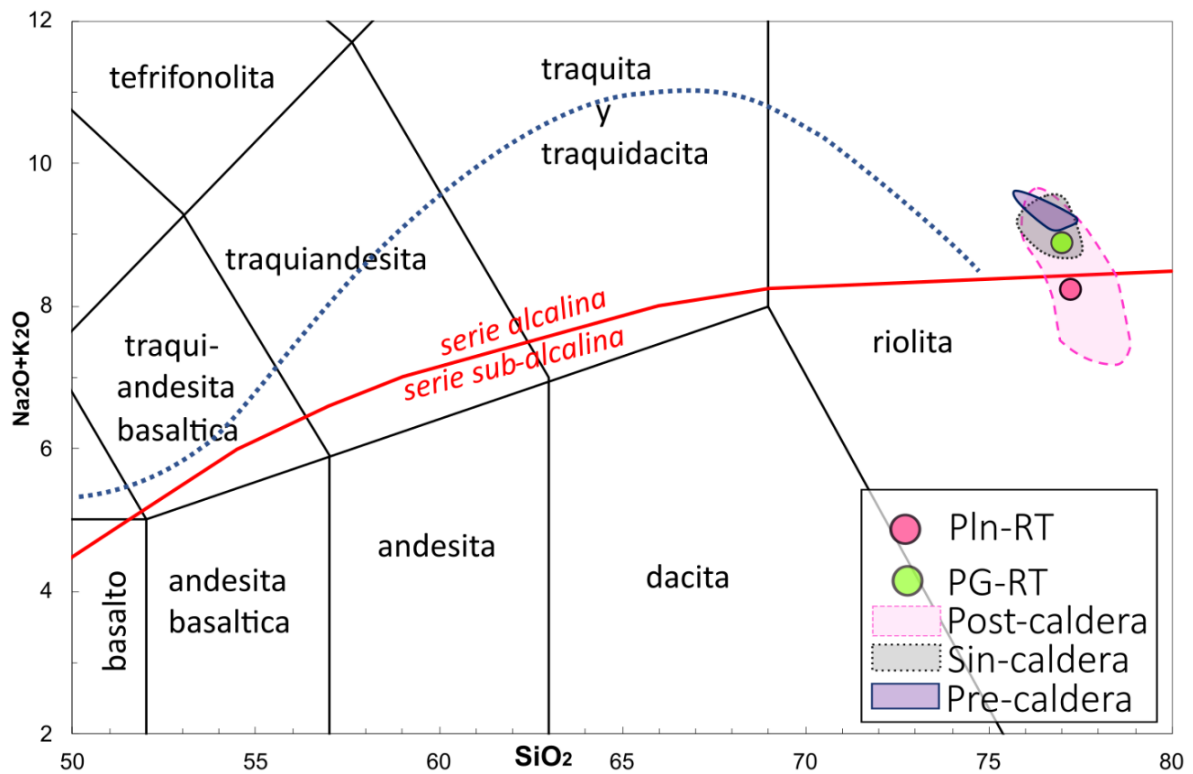


Fig. 5.5. Clasificación de las rocas del CVLP con diagrama TAS (total de álcalis vs. sílice. Los círculos indican las muestras de Morales-Gaona (2019) que son referentes a las mismas erupciones estudiadas en este trabajo. Para construir los áreas pre, sin y post-caldera se utilizaron datos aportados por: Mahood (1977, 1981a y 1981b), Cruz-Lara (2015), Gómez-Álvarez (2015), Miguel-Cruz (2016), Tinoco-Murillo (2017), Ávila-Ortiz (2018), Morales-Gaona (2019), Sourisseau et al. (2023). Límite entre rocas alcalinas y sub-alcalinas (según la clasificación de Miyashiro, 1978). Por su parte, la línea punteada muestra la trayectoria teórica para la cristalización fraccionada de rocas peralcalinas, según Chen (2013).

5.2.2. Elementos Traza

Para comprender de mejor manera la evolución geoquímica de los magmas que dieron origen a las distintas unidades post-caldera, entre ellas PG y Pln, se presentan datos obtenidos por Morales-Gaona (2019) sobre análisis de elementos traza de dichas unidades.

Tabla 4. Geoquímica de roca total: Concentraciones de elementos traza en partes por millón (ppm) del horizonte de Pómez Gigante (PG-RT) y del depósito de caídas de Planillas (Pln-RT) (tomado de Morales-Gaona, 2019).

| Clave | Cs | Rb | Ba | Th | U | Nb | Ta | La | Ce | Pb | Pr | Sr | Nd |
|--------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|
| PG-RT | 2.5 | 127 | 16 | 16.4 | 5.4 | 36.3 | 3.07 | 78.4 | 160 | 9 | 16.9 | 2 | 59.6 |
| Pln-RT | 3.1 | 149 | 7 | 16.2 | 6.45 | 37.9 | 3.53 | 34.8 | 78.2 | 14 | 8.92 | 2 | 33.8 |
| Clave | Zr | Hf | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Yb | Y | Lu | |
| PG-RT | 536 | 11.3 | 11.2 | 0.13 | 9.68 | 1.57 | 9.23 | 1.8 | 5.28 | 5.49 | 51.9 | 0.871 | |
| Pln-RT | 297 | 8.8 | 8.5 | 0.07 | 8.33 | 1.48 | 9.49 | 1.87 | 5.51 | 5.74 | 56.6 | 0.887 | |

Los datos referentes de PG y Pln (Morales -Gaona, 2019), son normalizados con respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y se presentan en un diagrama multielemental (Fig. 5.6). Tal como en los elementos mayores, los valores de PG y Pln se grafican con áreas de color construidas a partir de los datos publicados por los autores que han estudiado las rocas de las diferentes etapas evolutivas del CVLP.

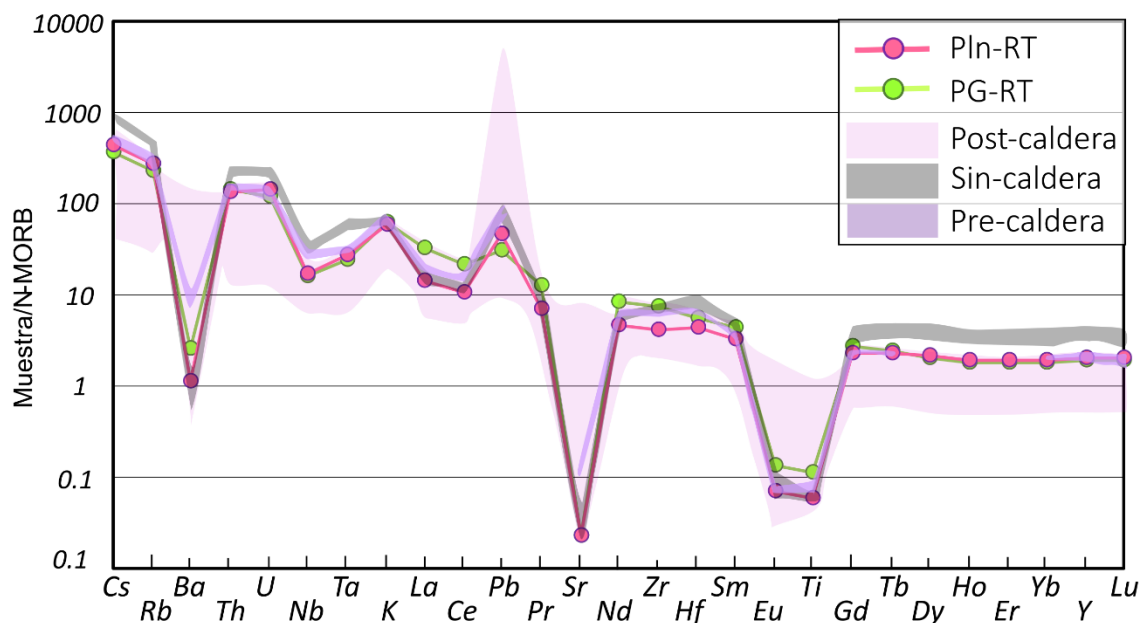


Fig. 5.6. Diagrama tipo spider normalizado con respecto a NMORB (Sun y McDonough, 1989). Líneas de colores con puntos representan la composición de las muestras de referencia (Morales-Gaona, 2019) para las erupciones de PG y Pln. Áreas de colores pre, sin y post-caldera: Mahood (1977, 1981a y 1981b); Cruz-Lara (2015); Gómez-Álvarez (2015); Miguel-Cruz (2016); Tinoco-Murillo (2017); Ávila-Ortiz (2018); Morales-Gaona (2019); Sourisseau et al. (2023).

La pómez correspondientes al depósito de PG tienen un contenido de bario (Ba) de 16 ppm; mientras que las muestras correspondientes a los depósitos de Pln revelan concentraciones de Ba más bajas (7 ppm). Esta misma pómez de caídas (Pln), si son comparadas con las concentraciones en PG, muestran un ligero enriquecimiento en Pb, y empobrecimiento en elementos como La, Ce, Pr, Sr, Nd, Zr, Sm, Eu y Ti (Tabla 4 y Fig. 5.6).

Generalmente, la mayoría de las muestras del CVLP presentan anomalías negativas en Ba, Sr, Eu y Ti, incluyendo las de este trabajo. Sin embargo, también se pueden distinguir algunas anomalías positivas de K y Pb, aunque no están muy bien desarrolladas, sobre todo en este último elemento (Fig. 5.6).

Los patrones de tierras raras (REE) (Fig. 5.7) muestran que todas las rocas del CVLP tienen un comportamiento similar. Las unidades post-caldera presentan valores con mayor variación, en comparación con unidades pre-caldera y sin-caldera. En la región de los elementos más incompatibles (La-Sm) se distingue un empobrecimiento de las muestras de Pln con respecto a las del horizonte PG. En cuanto a los elementos menos incompatibles, las pómez de ambas erupciones presentan una composición muy similar (Dy-Lu).

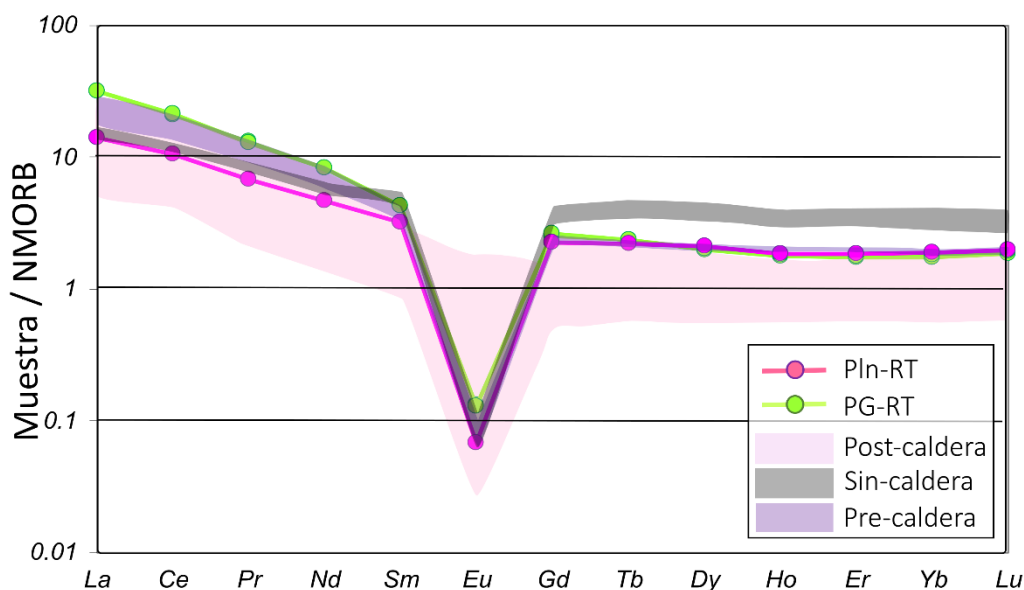


Fig. 5.7. Diagramas de distribución de elementos de tierras raras (REE: rare earth elements) normalizados con respecto a NMORB (Sun y McDonough, 1989). Líneas de colores con puntos representan la composición de las muestras de referencia (Morales-Gaona, 2019) para las erupciones de PG y Pln. Áreas de colores pre, sin y post-caldera: Mahood (1977, 1981a y 1981b); Cruz-Lara (2015); Gómez-Álvarez (2015); Miguel-Cruz (2016); Tinoco-Murillo (2017); Ávila-Ortiz (2018); Morales-Gaona (2019); Sourisseau et al. (2023).

Para ver de mejor manera la anomalía en Eu, las muestras se grafican en un diagrama $[La/Sm]_N$ vs. Eu/Eu^* (Fig. 5.8), donde se puede ver que las muestras de PG tiene una mayor concentración en la relación Eu/Eu^* (3.4) y de $[La/Sm]_N$ (7.4) con respecto a Pln ($Eu/Eu^*=2.8$ y $[La/Sm]_N=4.3$). Ambas muestras caen en el espacio que abarcan las unidades post-caldera.

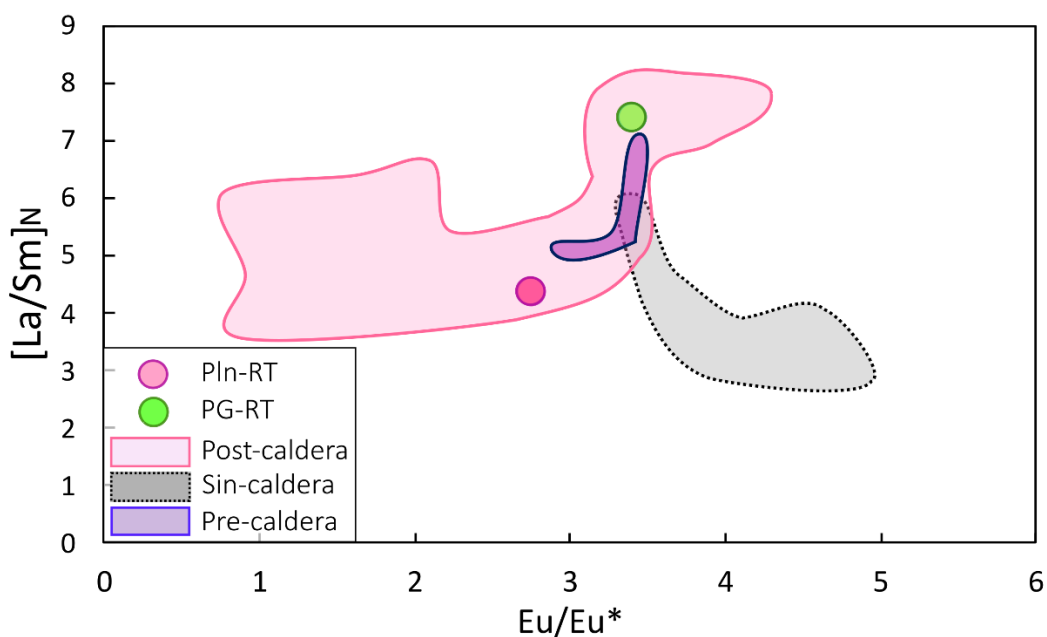


Fig. 5.8. Diagrama $[La/Sm]_N$ vs. Eu/Eu^* . Los puntos muestran las relaciones de las muestras de referencia (Morales-Gaona, 2019) para las erupciones de PG y Pln. Áreas de colores pre, sin y post-caldera: Mahood (1977, 1981a y 1981b); Cruz-Lara (2015); Gómez-Álvarez (2015); Miguel-Cruz (2016); Tinoco-Murillo (2017); Ávila-Ortiz (2018); Morales-Gaona (2019); Sourisseau et al. (2023).

En resumen, la composición química de los análisis de roca total de Pómez Gigante y Planillas es muy similar, especialmente en cuanto a los elementos mayores. Sin embargo, se observan mayores diferencias en elementos traza, como los LREE (light rare earth elements), ya que PG presenta concentraciones más elevadas en comparación con Pln.

5.3. Composición geoquímica de IFu y vidrio de matriz (Mtz)

Así como los análisis de roca total (RT), los datos obtenidos de los análisis con microsonda electrónica (EMPA) en IFu y en vidrio de matriz de pómez (Mtz) se presentan mediante diagramas TAS (Fig. 5.9), dichos resultados también son presentados con las regiones representativas de eventos pre-caldera, sin-caldera y post-caldera.

Las IFu provenientes del horizonte de Pómez Gigante (PG-IFu), revelan concentraciones de SiO₂ que van de 76.8 a 77.92 wt.% (en base anhidra). A su vez, el álcalis muestra un rango desde 8.8 a 9.7 wt.%. Por otro lado, el vidrio de la matriz de la Pómez Gigante (PG-Mtz) presenta variaciones en SiO₂ que van desde 76.56 a 77.6 wt.% (prácticamente igual a PG-IFu) y en álcalis va desde 8.5 a 9.4 wt.%.

En cristales del depósito de caída piroclástica del volcán Planillas (Pln-IFu), las IFu muestran un rango en SiO₂ que va desde 76.7 al 78.1 wt.%, mientras que en álcalis sus rangos van de 8.32 a 9.06 wt.% (Fig. 5.9). Por su parte, el vidrio de la matriz de las pómez de Planillas (Pln-Mtz), presenta concentraciones de SiO₂ que varían entre el 76.8 al 78.2 wt.%, y de 7.8 a 9.33 wt.% en concentraciones de álcalis.

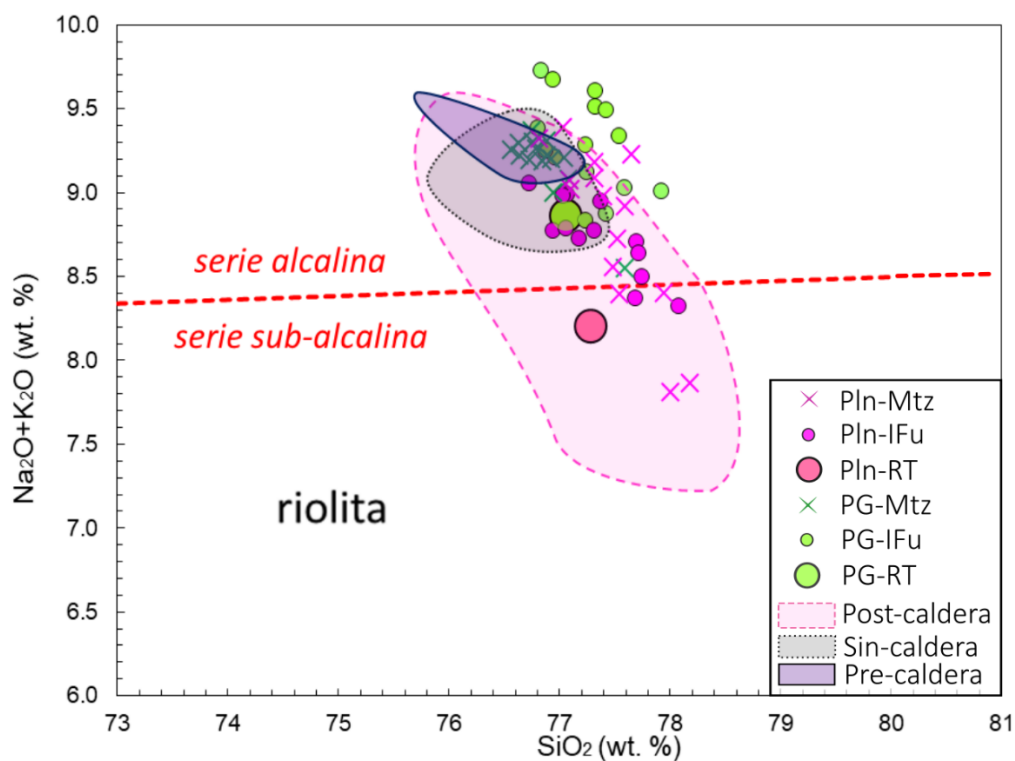


Fig. 5.9. Diagramas TAS de la geoquímica IFu (círculos con relleno) y vidrio de matriz (cruces). Se grafican áreas con código de color que simbolizan la geoquímica de RT del CVLP (Mahood 1977, 1981a y 1981b; Cruz-Lara, 2015; Gómez-Álvarez, 2015; Miguel-Cruz, 2016; Tinoco-Murillo, 2017; Ávila-Ortiz, 2018; Morales-Gaona, 2019; Sourisseau et al., 2023).

Prácticamente las IFu muestran una composición química bastante similar a las mediciones del vidrio de matriz (Mtz), aunque en el caso de PG, las IFu tienen mayor contenido de álcalis que el vidrio de matriz.

Los datos obtenidos de IFu, Mtz y RT, igualmente se grafican en diagramas A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943). Las muestras de PG caen en el campo peralcalino, mientras que para Pln se dispersan en los tres campos (Fig. 5.10).

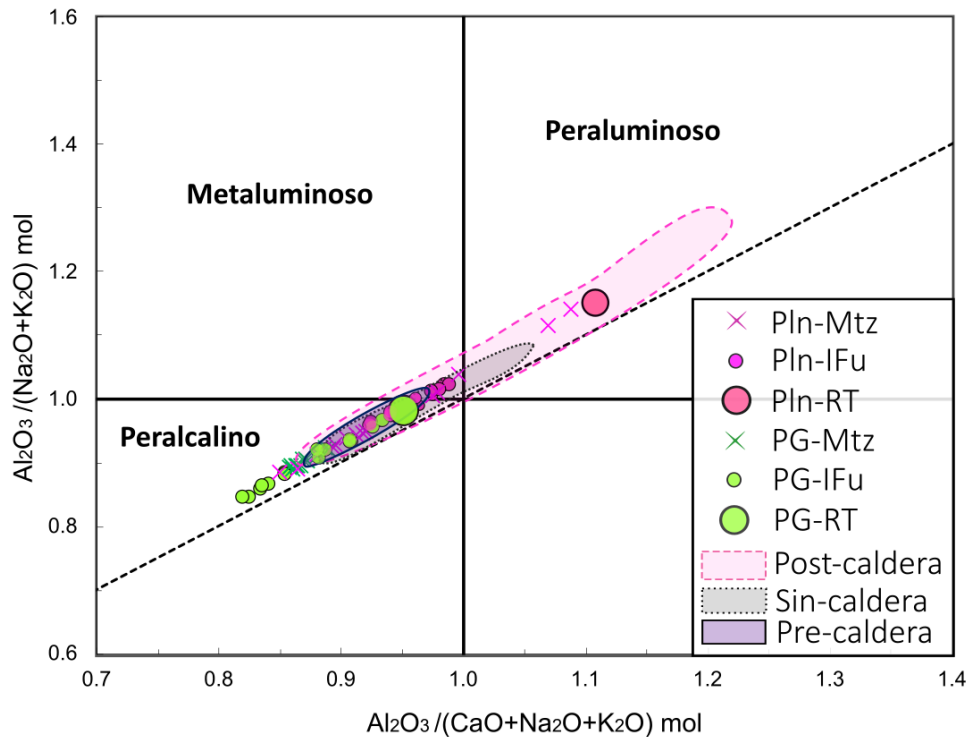


Fig. 5.10. Diagramas $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1943). Se comparan las IFu (círculos con relleno), pómez (círculos grandes), vidrio de matriz (cruces), y roca total (círculos grandes) (tomados de Morales-Gaona, 2019) con la geoquímica publicada del CVLP (áreas con código de color: Mahood 1977, 1981a y 1981b; Cruz-Lara, 2015; Gómez-Álvarez, 2015; Miguel-Cruz, 2016; Tinoco-Murillo, 2017; Ávila-Ortiz, 2018; Morales-Gaona, 2019, Sourisseau et al., 2023).

Los resultados también se grafican en diagramas binarios de elementos mayores vs. sílice. En general se distingue un ligero incremento de sílice de PG a Pln. En IFu, Pln presenta la mayor concentración (78.07 wt.% > 77.92 wt.%). En el caso de vidrio de matriz también es mayor en Pln (76.81 a 78.18 wt.%) que en PG (76.56 a 77.59 wt.%), así como la de RT. En cuanto a aluminio, las muestras de Pln tienen una mayor concentración (Fig. 5.11a). En general se distinguen tendencia con pendiente positiva en todas las muestras, siendo la de RT la más pronunciada. Por otra parte, en el calcio no se ven pendientes claras (Fig. 5.11b), aunque para las muestras de PG son ligeramente más altas. Las muestras de Pln muestran una mayor variación para este elemento. En el caso de sodio y potasio, las muestras de PG son más altas en concentraciones que las de Pln, dando como

tendencia una pendiente negativa (Fig. 5.11c y 5.11d). Sin embargo, las muestras de Planillas (IFu y Mtz) muestran una mayor variación.

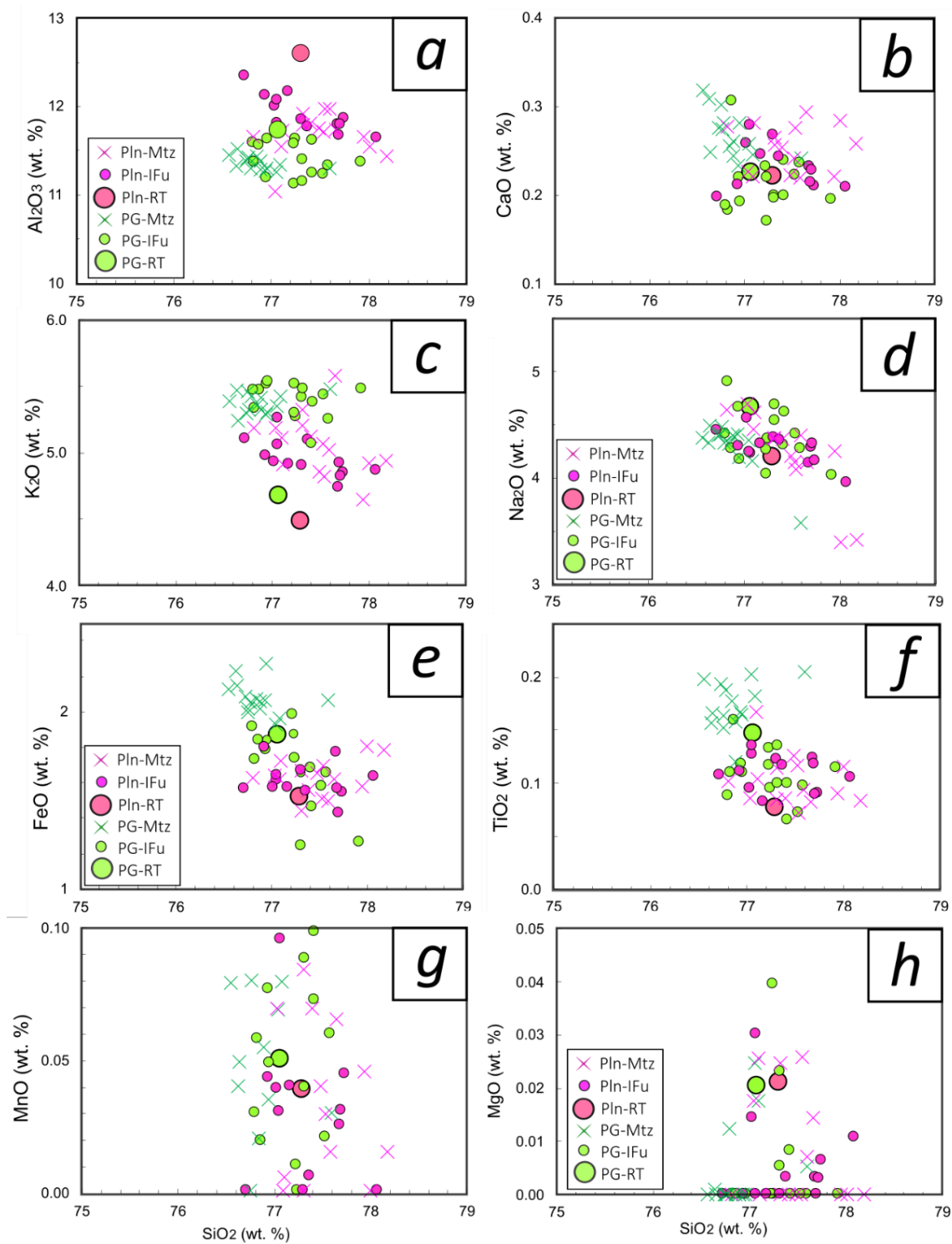


Fig. 5.11. Diagramas Harker para Pómez Gigante y Planillas. Se comparan las IFu (círculos pequeños) y pómez (círculos grandes) y con el vidrio de matriz de las pómez (cruces de color).

En hierro (Fig. 5.11e) se observa claramente la tendencia de una pendiente negativa, siendo las muestras de PG las que tienen los contenidos más altos, sobre todo en el vidrio de Mtz y en la RT, ya que para IFu hay mediciones de PG que muestran contenidos más bajos (presentan mayor variación con respecto a Pln). Para el óxido de titanio (Fig. 5.11f), las concentraciones también son mayores en PG, sin embargo, al igual que el hierro, la tendencia en IFu no es muy clara. En el caso del manganeso (Fig. 5.11g) y magnesio (Fig. 5.11h), las tendencias son mucho menos claras, sin embargo, se podría decir de forma muy general que el manganeso es mayor en PG (sobre todo en promedios de IFu y Mtz, así como su valor en RT). Por su parte, el magnesio es ligeramente mayor en Pln tomando en cuenta solo la RT y las mediciones en vidrio de Mtz, ya que en IFu las concentraciones más altas son para PG.

5.4. Contenido de H₂O y CO₂ en inclusiones de fundido

En la Tabla 5 se muestran los contenidos de agua y dióxido de carbono para las IFu en cristales del horizonte de PG y del depósito de caídas de Pln.

Tabla 5. Concentración de volátiles en IFu para el horizonte de Pómez Gigante y Planillas. CO₂ no fue detectado en todas las muestras debido a que no presentaban pico en su banda característica.

| Muestra | Espesor(micras) | Espesor(cm) | Absorbancia H ₂ O | Concentración H ₂ O (%) | Concentración CO ₂ (ppm) |
|--------------|-----------------|-------------|------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| PG-IFu01-1E | 16.6 | 0.00166 | 0.417 | 3.109 | 197 |
| PG-IFu01-2E | 10 | 0.001 | 0.278 | 3.441 | - |
| PG-IFu01-3E | 12.4 | 0.00124 | 0.356 | 3.554 | - |
| PG-IFu01-4E | 10 | 0.001 | 0.308 | 3.813 | - |
| PG-IFu01-5E | 16.2 | 0.00162 | 0.482 | 3.683 | - |
| PG-IFu02-1E | 18.8 | 0.00188 | 0.504 | 3.318 | - |
| PG-IFu02-2E | 24.6 | 0.00246 | 0.734 | 3.693 | - |
| PG-IFu03-1E | 12.6 | 0.00126 | 0.387 | 3.802 | - |
| PG-IFu03-2E | 22.6 | 0.00226 | 0.544 | 2.980 | 40 |
| PG-IFu03-3E | 22.6 | 0.00226 | 0.723 | 3.960 | 138 |
| PG-IFu04 | 18.4 | 0.00184 | 0.483 | 3.250 | - |
| PG-IFu06 | 9 | 0.0009 | 0.267 | 3.672 | - |
| Pln-IFu02-1E | 18.8 | 0.00188 | 0.82 | 5.399 | - |
| Pln-IFu02-2E | 11.8 | 0.00118 | 0.533 | 5.591 | - |
| Pln-IFu02-3E | 18 | 0.0018 | 0.754 | 5.185 | - |
| Pln-IFu02-4E | 9.8 | 0.00098 | 0.417 | 5.267 | - |
| Pln-IFu02-5E | 14 | 0.0014 | 0.609 | 5.385 | 157 |
| Pln-IFu03-1E | 13 | 0.0013 | 0.679 | 6.465 | - |

| | | | | | |
|--------------|------|---------|-------|-------|-----|
| Pln-IFu03-2E | 11.4 | 0.00114 | 0.516 | 5.603 | 250 |
| Pln-IFu03-3E | 10.8 | 0.00108 | 0.454 | 5.204 | - |
| Pln-IFu04-1E | 18 | 0.0018 | 0.797 | 5.481 | 270 |
| Pln-IFu04-2E | 14.8 | 0.00148 | 0.674 | 5.637 | - |
| Pln-IFu04-3E | 11.8 | 0.00118 | 0.601 | 6.305 | - |
| Pln-IFu05-1E | 12.4 | 0.00124 | 0.6 | 5.990 | - |
| Pln-IFu06-1E | 14.2 | 0.00142 | 0.646 | 5.631 | - |

Los resultados del contenido de agua en las IFu (PG-IFu y Pln-IFu) se graficaron en diagramas binarios de H₂O vs. SiO₂ y H₂O vs. K₂O (Fig. 5.12), los cuales son comparados con los datos provenientes de las IFu contenidas en cristales de Toba Tala (tomadas de Miguel-Cruz, 2016), esto se hace con fines comparativos y al ser la erupción previa a PG. En Pómez Gigante, las IFu (PG-IFu) presentan una media de 3.53 wt. % en concentraciones de agua, mientras que su rango esta entre 2.97 wt. % a 3.96 wt. %. Por otra parte, en cristales pertenecientes a Planillas (Pln-IFu), las IFu muestran un promedio de 5.53 wt. % en agua, y a su vez, una variación entre el 5.18 a 6.46 wt.%. Es claro que las IFu en Pln registran mayor cantidad de agua que las presentes en el depósito de PG.

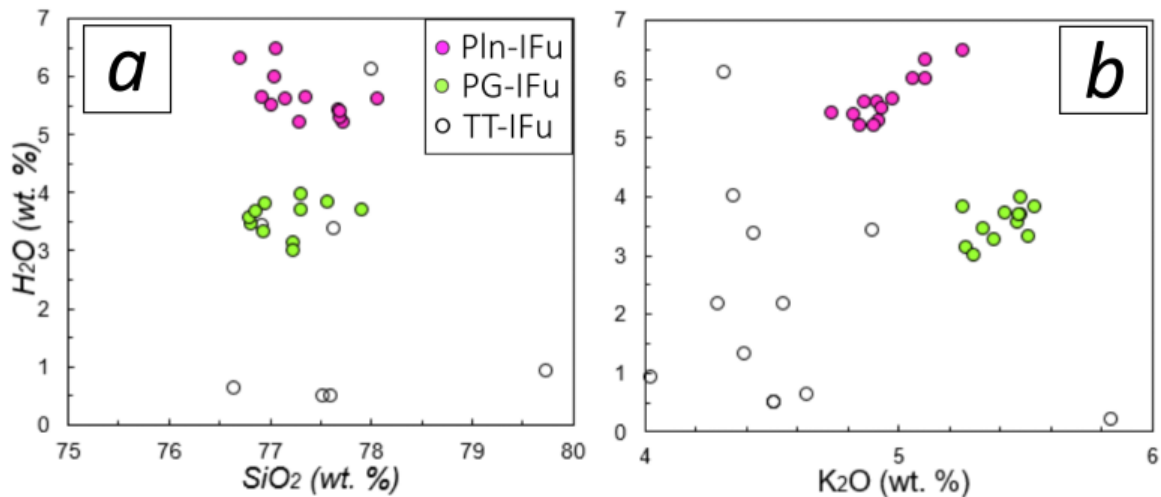


Fig. 5.12. Diagramas binarios. a) H₂O vs. SiO₂. b) H₂O vs. K₂O. IFu en Pómez Gigante (círculos verdes) y Planillas (círculos rosas), también se incorporan valores de IFu en Toba Tala (círculos incoloros) publicados por Miguel-Cruz (2016).

Para hacer el cálculo de presiones de atrapamiento en las IFu, se utilizó la herramienta *VolatileCalc* (Newman y Lowenstern, 2002), la cual requiere que se proporcione la composición del magma, la

cantidad de volátiles (H_2O en % y CO_2 en ppm), así como la temperatura ($^{\circ}C$) del magma en cuestión. El modelo VolatileCalc se utiliza para calcular las presiones de saturación en fundidos silicatados, considerando concentraciones de H_2O y CO_2 disueltos. Además, este programa realiza cálculos de caminos de descompresión en sistemas tanto abiertos como cerrados. También genera curvas de solubilidad isobárica, isoplética (con composición de vapor constante) y polibárica (para miembros finales). Adicionalmente, el programa estima las fugacidades de vapores (H_2O y CO_2) a temperaturas magmáticas. En este estudio, además de obtener presiones para las IFu de este estudio (PG y Pln), también se calcularon para las IFu contenidas en cristales del evento sin-caldera (Miguel-Cruz, 2016). Los valores obtenidos son presentados en diagramas de presión contra óxido de silicio y óxido de potasio (Fig. 5.13).

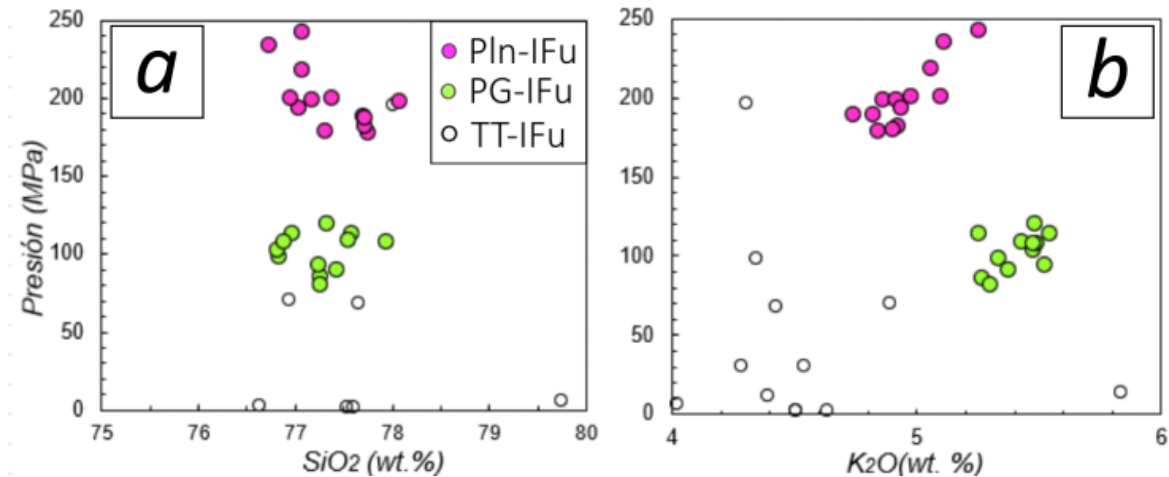


Fig. 5.13. Diagramas binarios. a) Presión vs. SiO_2 y b) Presión vs. K_2O . IFu en Pómez Gigante (círculos verdes) y Planillas (círculos rosas), también se incluyen datos de lavas sin-caldera (Toba Tala: círculos incoloros) tomados de Miguel-Cruz (2016). La presión fue calculada usando VolatileCalc.

Las IFu alojadas en cristales de la unidad sin-caldera, muestran un amplio rango de presiones, las cuales van desde 2 a 195 MPa (promedio 39.04 MPa), generalmente más bajo que en PG y Pln. Las presiones registradas por las IFu de Pómez Gigante (PG-IFu) van de 80 a 120.5 MPa, por otro lado, las IFu de Planillas (Pln-IFu) dan presiones que varían de 178.9 a 234.7 MPa, por lo que se infiere que los magmas que produjeron las erupciones de Pln se encontraban a mayor profundidad. Además, las gráficas de la Fig. 5.12 y 5.13 muestran que las IFu en el horizonte de PG y Pln contienen concentraciones similares de sílice, así mismo, las IFu en PG tienen mayor cantidad de potasio con respecto a Pln. En cuanto a estos dos óxidos mayores, Toba Tala presenta la mayor variación en concentración.

5.5. Perfiles de concentración de H₂O en bahías de fundido

Después de hacer la descripción petrográfica y la preparación de las BFu, se realizaron mediciones en transectos que van del interior/fondo a la salida/boca (superficie del cristal). El número de puntos en cada BFu depende de su tamaño y de la calidad del pulido.

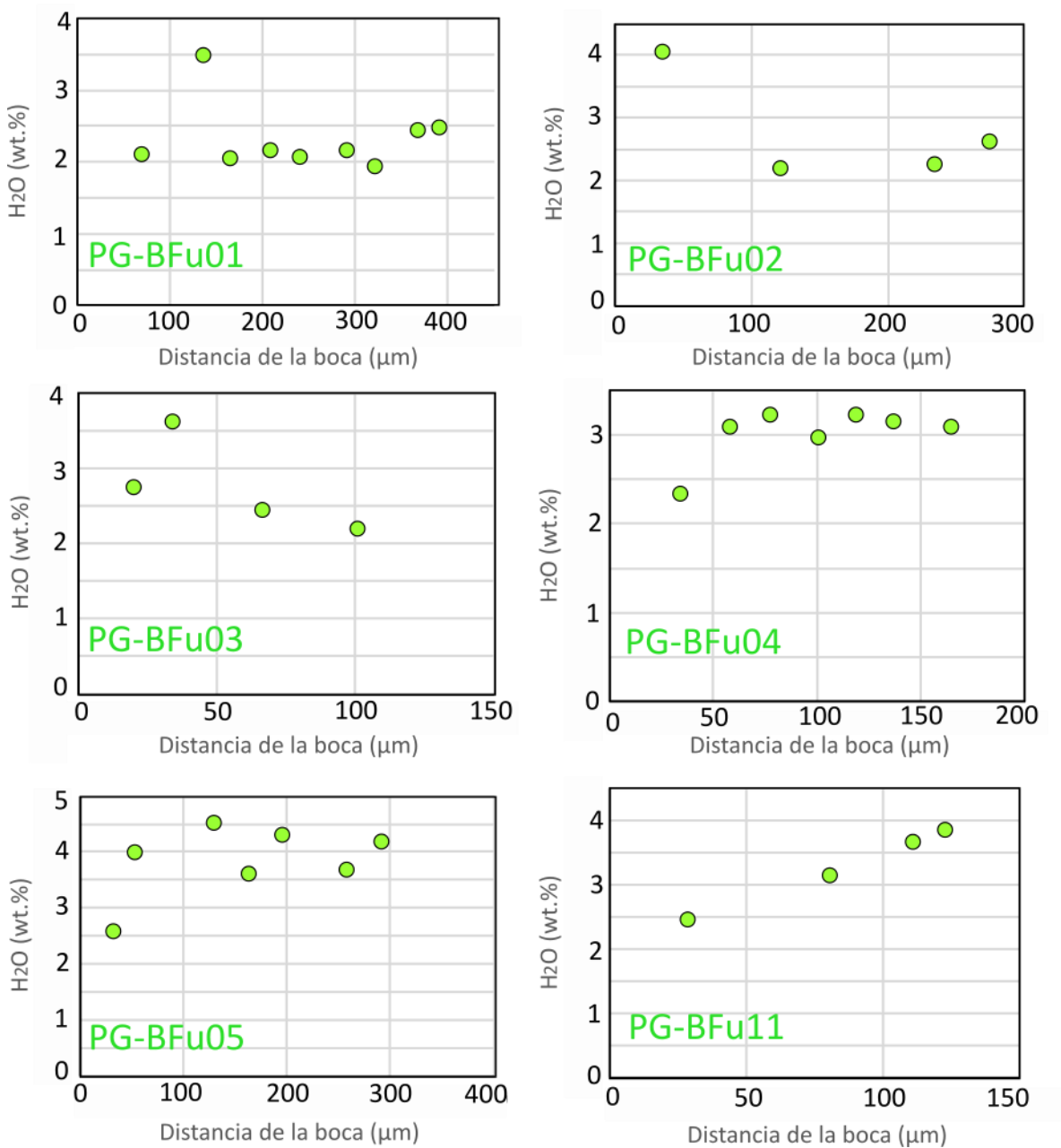


Fig. 5.14. Perfiles de concentración de H₂O en BFu de Pómez Gigante. Los análisis puntuales fueron tomados con FTIR.

Se midieron seis perfiles para BFu en cuarzos del horizonte de PG (PG-BFu) (Fig. 5.14). Las BFu medidas varían en longitudes de 119 a 428 micrómetros, las concentraciones de agua en el interior varían aproximadamente de 2.4 a 4.2 wt.%.

Las concentraciones de agua en el interior de las BFu (PG-BFu) son similares o ligeramente más bajas que las encontradas en IFu (PG-IFu). Además, se pudo notar que para dos BFu hay ligeros aumentos hacia la salida de la BFu (PG-BFu02 y PG-BFu03), una más presenta una concentración anómalamente alta en la salida y tres parecen tener un decremento en agua hacia la salida. Por lo tanto, se utilizaron cuatro BFu para modelarlas y estimar tasas de descompresión. Se descartaron PG-BFu02 y PG-BFu03 porque al estar hidratadas a la salida de la BFu y tener una concentración de H₂O más alta, resulta en presiones de fragmentación más altas y, en consecuencia, tiempos de ascenso más cortos de lo que realmente fueron.

Para Pln también se midieron seis BFu (Pln-BFu) las cuales muestran un decremento en la concentración de agua hacia la salida de las BFu (Fig. 5.15). En longitud varían de 172 a 533 micrómetros, y sus concentraciones de agua en el interior de las BFu varían en 2.7 a 4.7 wt.%. En general, las concentraciones en el interior de las BFu son menores a las registradas en las IFu de la misma erupción (Pln).

Al igual que en las IFu, en las BFu de Pómez Gigante y Planillas (PG-BFu y Pln-BFu) hubo medidas anómalas de CO₂ o con ruido en esa sección, sin embargo, en algunos espectros se pudieron determinar concentraciones de CO₂ en el interior de las BFu. Estas varían de 100 a 250 ppm y fueron tomadas en cuenta para generar archivos de caminos de descompresión (distintos M) y en las condiciones iniciales para modelar tasas de descompresión magmática usando únicamente H₂O.

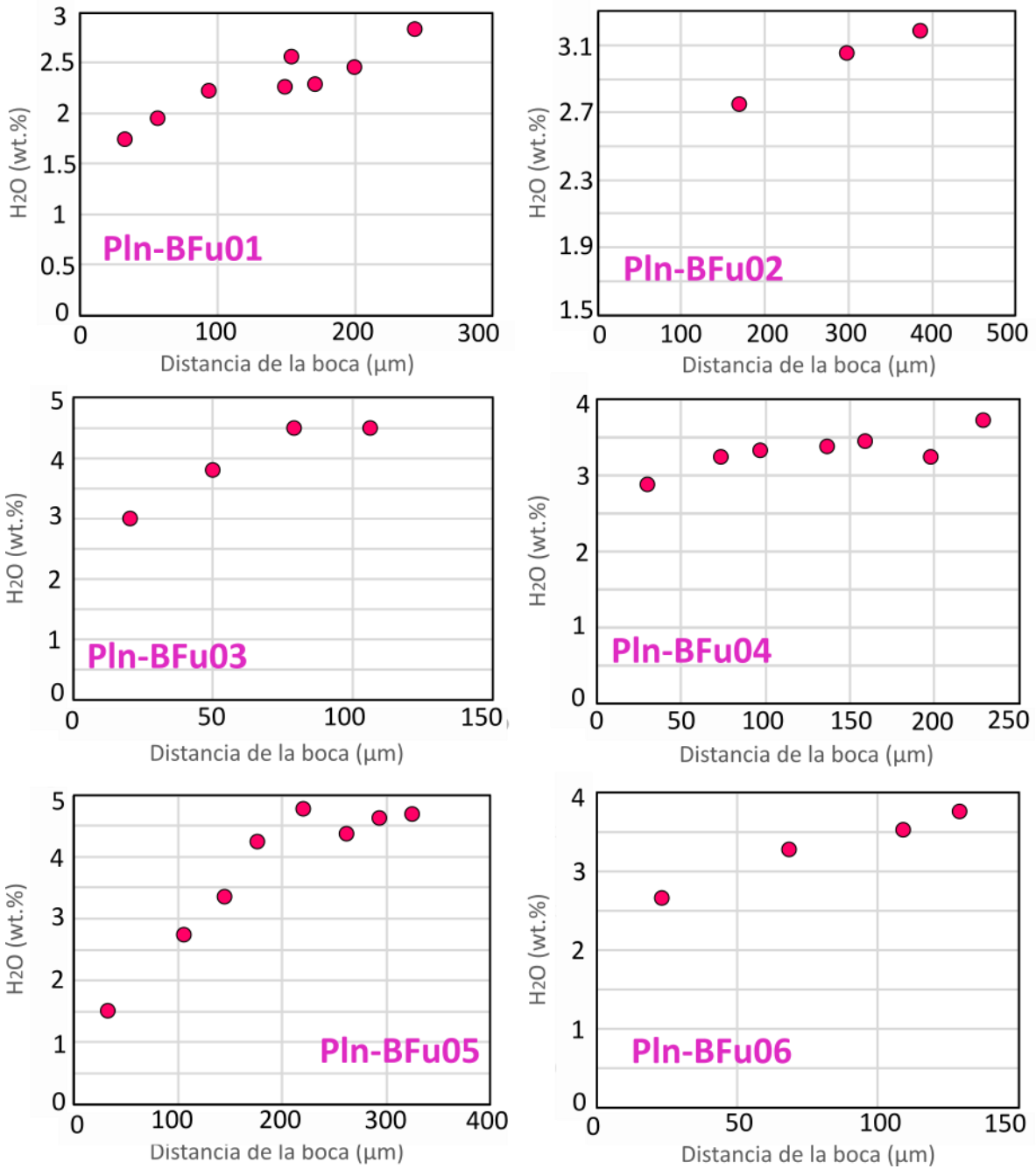


Fig. 5.15. Perfiles de concentración de H₂O en BFu alojadas en cristales de Planillas. Mediciones puntuales realizadas con FTIR.

5.6. Modelos empleando *EMBER*

Se pudieron modelar tasas de descompresión magmática a partir de BFu pertenecientes a las erupciones post-caldera del complejo volcánico del CVLP: cuatro para el horizonte de PG (PG- BFu) y seis para el volcán Pln (Pln- BFu).

Las condiciones iniciales, parámetros de la erupción y tasas de descompresión calculadas se presentan a continuación (Tabla 6).

Tabla 6. Condiciones iniciales, parámetros para modelar y tasas de descompresión calculadas en BFu alojadas en cristales de Pómez Gigante (PG- BFu) y Planillas (Pln- BFu).

| Clave BFu | Long. (μm) | H ₂ O ⁰ (%) | CO ₂ ⁰ (ppm) | T (°C) | p ⁰ (MPa) | p ^f (MPa) | M (%) | dP/dt (MPa/s) | Least error | Vel. (m/s) |
|-----------|------------|-----------------------------------|------------------------------------|--------|----------------------|----------------------|-------|---------------|-------------|------------|
| PG-BFu01 | 428 | 2.4 | 220 | 750 | 65.2 | 20 | 0.2 | 0.041 | 1.769 | 2.222 |
| PG-BFu04 | 184 | 3.2 | 170 | 750 | 80.6 | 18 | 0.4 | 0.102 | 0.293 | 3.783 |
| PG-BFu05 | 321 | 4 | 160 | 750 | 113.9 | 18 | 0.2 | 0.163 | 1.061 | 6.050 |
| PG-BFu11 | 200 | 4 | 100 | 750 | 105.6 | 20 | 0 | 0.041 | 0.257 | 1.515 |
| Pln-BFu01 | 257 | 2.7 | 250 | 736.3 | 74.2 | 15 | 0.2 | 0.021 | 0.227 | 0.759 |
| Pln-BFu02 | 533 | 3.1 | 250 | 736.3 | 91.6 | 12 | 0.4 | 0.021 | 0.196 | 0.759 |
| Pln-BFu03 | 138 | 4.5 | 200 | 736.3 | 139.5 | 20 | 0.1 | 0.184 | 0.25 | 6.806 |
| Pln-BFu04 | 250 | 3.72 | 250 | 736.3 | 111.9 | 20 | 3.2 | 0.082 | 0.439 | 3.027 |
| Pln-BFu05 | 356 | 4.7 | 180 | 736.3 | 146 | 18 | 0.1 | 0.021 | 2.412 | 0.760 |
| Pln-BFu06 | 172 | 3.75 | 170 | 736.3 | 102.4 | 20 | 0.8 | 0.143 | 0.231 | 5.294 |

Las concentraciones iniciales en PG con mejor ajuste son las que se encuentran en el interior de las BFu; el H₂O inicial varía de 2.4 a 4.2 wt.% y de CO₂ va de 100 a 220 ppm dependiendo la BFu. La temperatura para modelar es de 750 °C. Las presiones fueron calculadas con *VolatileCalc* y además en la presión de fragmentación también se usó *Conflow* (Mastin y Ghiorso, 2000) para tener un rango e ir ajustando este parámetro hasta encontrar la curva con menor error asociado. *Conflow* es un modelo numérico visual, interactivo y de código abierto que calcula el flujo en estado estacionario de magma y gas en conductos eruptivos verticales y que contiene utilidades de fácil uso para determinar rápidamente propiedades físicas, termodinámicas y de transporte de fundidos silicatados, gases y mezclas de fundido-volátiles-cristal (Mastin y Ghiorso, 2000). Para utilizar *Conflow* se requiere proporcionar la composición del magma en wt.% de óxidos mayores, temperatura (C°), presiones de almacenamiento, profundidad (m), porcentaje de cristales en el magma, fases minerales dominantes, además del diámetro del conducto volcánico.

Las tasas de descompresión en PG van de 0.04 a 0.16 MPa/s (Fig. 5.16). Para la BFu que no muestra un notorio decremento de agua hacia la salida (PG-BFu01), se estimó una descompresión de 0.04-0.06 MPa/s, lo que equivaldría a velocidades de 1.5 a 2.22 m/s. En la muestra PG-BFu04 se estima una tasa de descompresión de 0.102 MPa/s, es decir, 3.78 m/s. En PG-BFu05 la tasa de descompresión magmática resultante es de 0.16 MPa/s, con velocidades de 6.05 m/s y en PG-BFu11 con las tasas más bajas, las cuales son de 0.04 MPa/s, equivalente a velocidades de 1.51 m/s. Estas tasas de ascenso calculadas en BFu alojadas en cristales de PG dan un rango de tiempo de ascenso que varía de 10.64 a 35 minutos aproximadamente, resultando en un promedio de 17.02 minutos. Los errores asociados según los cálculos hechos por *EMBER* van de 0.25 a 1.769 en unidades adimensionales.

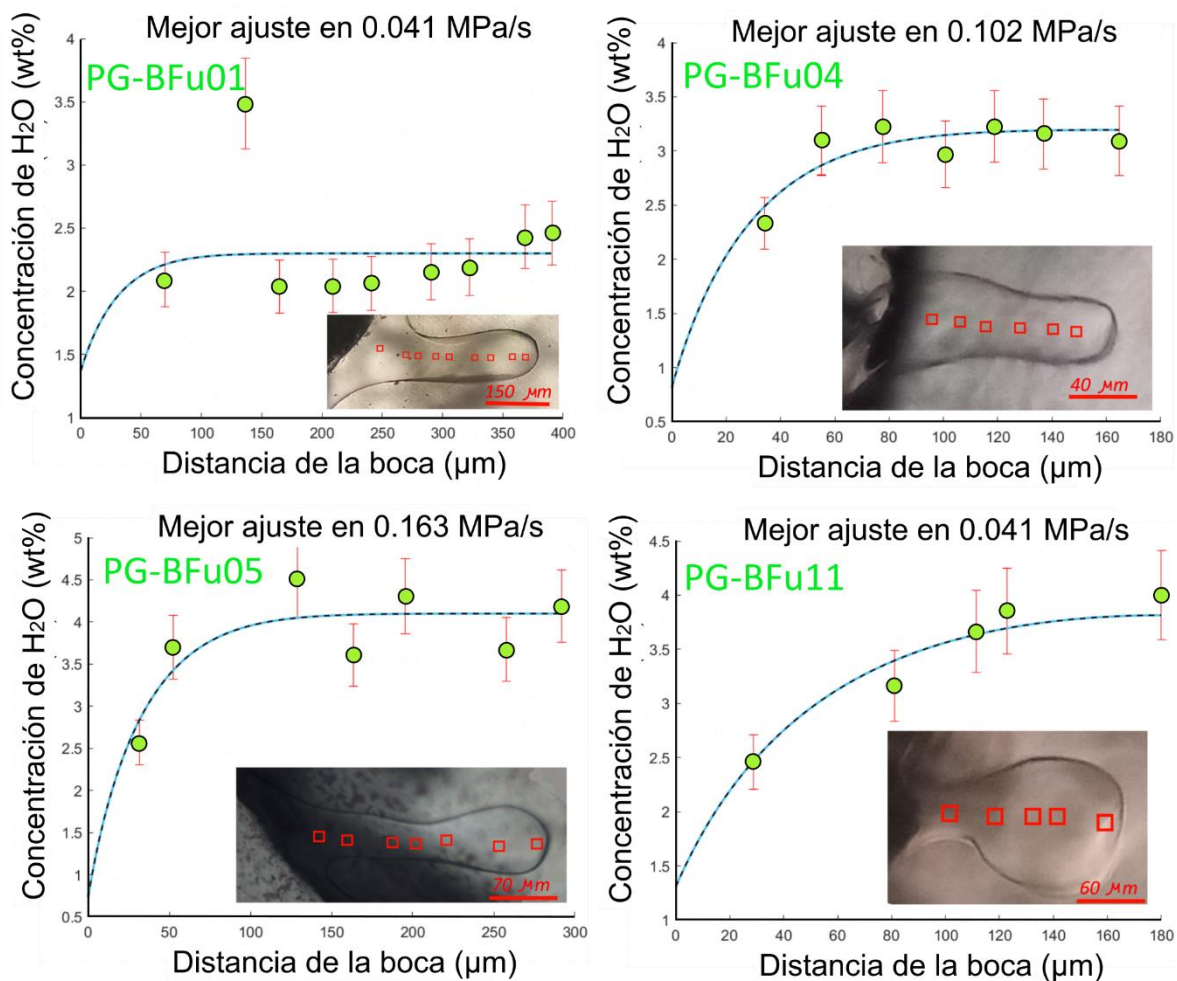


Fig. 5.16. Perfiles de descompresión magmática en BFu alojadas en cristales de Pómez Gigante. Los modelos que se presentan son los que tuvieron mejor ajuste (línea azul) y mínimo error asociado (línea punteada). Los análisis puntuales con FTIR se representan en la microfotografía en un cuadro rojo y en el perfil se grafican como un círculo verde.

Las concentraciones iniciales de Pln (al igual que para el depósito de PG) tienen menor error con las condiciones encontradas en el interior de las BFu; el H₂O inicial varía de 2.7 a 4.7 wt.% y en cuanto a CO₂ va de 170 a 250 ppm dependiendo la BFu. La temperatura estimada y usada para esta erupción fue de 736.3 °C. Las presiones fueron calculadas con *VolatileCalc* (Newman y Lowenstern, 2002) y *Conflow* (Mastin y Ghiorso, 2000) (igual que en PG). Las tasas de descompresión para Pln van de 0.02 a 0.18 MPa/s (Fig. 5.17).

Para Pln-BFu01 y Pln-BFu02 se estiman tasas de descompresión de 0.02 MPa/s lo que equivaldría a velocidades de 0.76 m/s. En la muestra Pln-BFu03 se estima una tasa de descompresión de 0.18 MPa/s, es decir, 6.8 m/s. En Pln-BFu04 la tasa de descompresión resultante es de 0.08 MPa/s, con velocidades de 3.02 m/s. Para Pln-BFu05 la tasa obtenida es de 0.02 MPa/s, con velocidades de 0.76 m/s y en Pln-BFu06 con tasas de 0.14 MPa/s, equivalente a velocidades de 5.29 m/s. Estos resultados en BFu alojados en cristales de Pln proporcionan tiempos de ascenso magmático que van de 9.60 a 104.01 minutos aproximadamente y con un promedio de 42.14 minutos. Los errores asociados van de 0.2 a 2.4 unidades adimensionales.

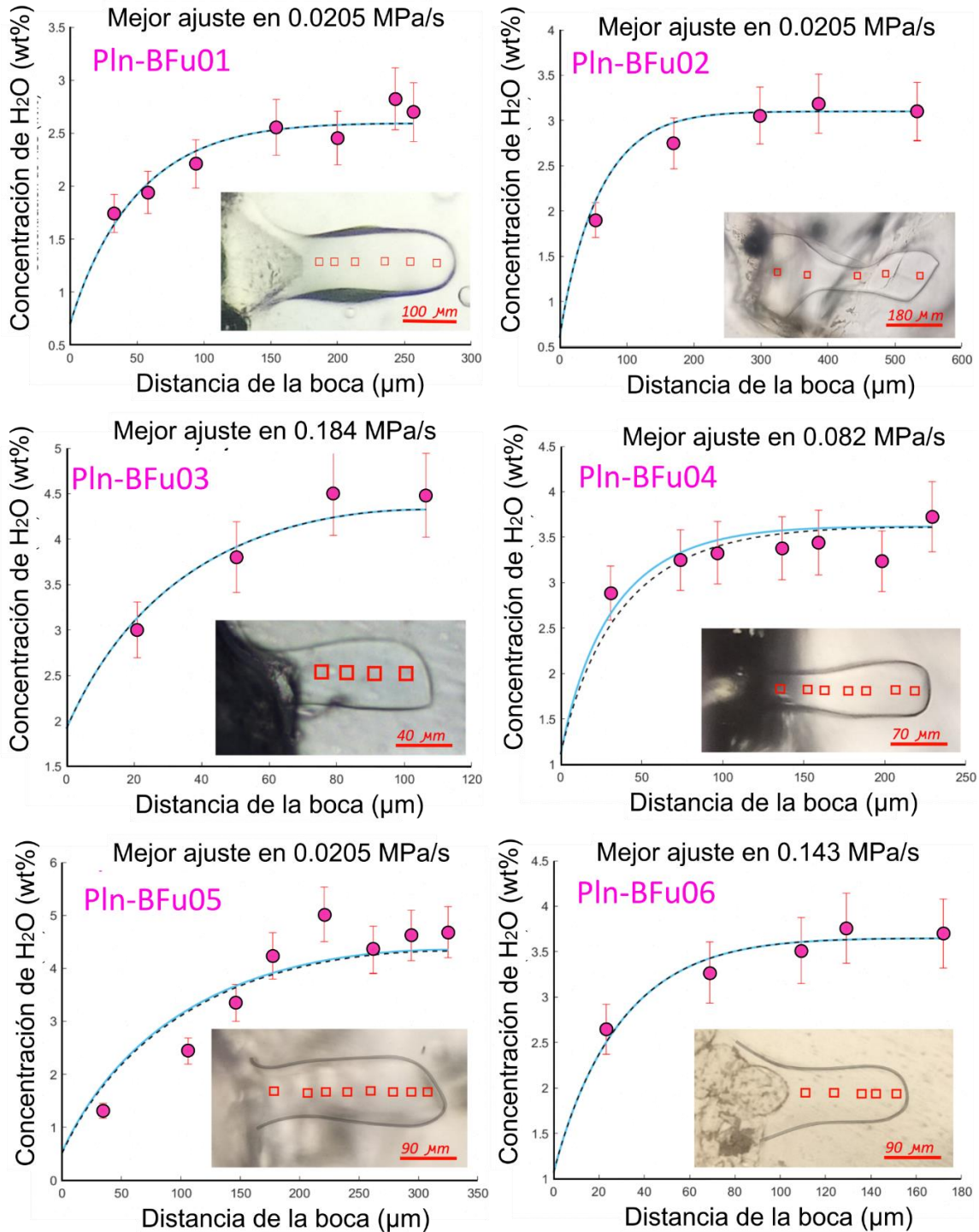


Fig. 5.17. Perfiles de descompresión magmática en BFu alojadas en cristales de Planillas. Los modelos que se presentan son los que tuvieron mejor ajuste y mínimo error asociado. Línea azul, representa el mejor ajuste para el H₂O y la línea punteada representa el mejor ajuste con error acumulado. Los análisis puntuales con FTIR se representan en la microfotografía en un cuadro rojo y en el perfil se grafican como un rosa.

Capítulo 6. Discusión

Este trabajo pretende conocer las condiciones pre-eruptivas y tasas de ascenso magmático de dos erupciones distintas en un mismo centro de vulcanismo silícico (CVLP). Es importante caracterizar este tipo de erupciones para una mejor comprensión sobre la dinámica de estos estilos eruptivos (hidromagmático y pliniana) y para aportar datos que ayuden a evaluar el riesgo volcánico que conlleva su cercanía a la zona metropolitana de Guadalajara. Por lo tanto, se estudiaron IFu y BFu en fenocristales de cuarzo de la erupción hidromagmática que dio origen al horizonte de Pómez Gigante (PG) y de la erupción de tipo pliniana que produjo un depósito de caídas piroclásticas provenientes del volcán Planillas (Pln).

Para estimar las tasas de descompresión magmática utilizando BFu como geoespidómetros, es necesario conocer condiciones iniciales y de frontera, las cuales podemos obtener a partir de la geoquímica de vidrios alojados en IFu y BFu, así como del vidrio de matriz (Mtz) y de roca total (RT).

Debido a que los eventos que dieron origen al depósito de PG y los depósitos de caídas de Pln son post-caldera, es importante conocer la evolución geoquímica posterior a la formación de la caldera, ya que cambios en su composición y contenido de volátiles, pueden modificar propiedades de los magmas y, por lo tanto, influir en su movimiento a la superficie. Además de identificar procesos magmáticos que hayan desencadenado las erupciones.

6.1. Geoquímica del horizonte de Pómez Gigante (PG) y el depósito de caídas de Planillas (Pln)

Los datos publicados en trabajos previos (Mahood, 1977, 1981a y 1981b; Cruz-Lara, 2015; Gómez-Álvarez, 2015; Miguel-Cruz, 2017; Tinoco-Murillo, 2017; Ávila-Ortiz, 2018; Morales-Gaona, 2019; Sourisseau et al., 2023) y los resultados en esta tesis muestran que todas las rocas del CVLP se clasifican como riolitas, y que su composición química está cerca de la transición entre rocas alcalinas y sub-alcalinas. Las muestras del CVLP tienen un contenido de SiO₂ mayor al 75% en peso (en base anhidra), lo que las define como riolitas de alto contenido en sílice. En álcalis (Na₂O+K₂O), se observa que las rocas pre y sin-caldera presentan valores más elevados en comparación con la mayoría de las rocas post-caldera.

En el diagrama TAS (Fig. 6.1a), se observa una posible tendencia negativa entre PG. Esta tendencia se evidenció mediante un ajuste de mínimos cuadrados, utilizando datos de MI y Mtz por separado, así como en conjunto (incluyendo la roca total). En todos los cálculos, se obtuvieron tendencias negativas (-0.6 en IFu, -0.8 en Mtz y -0.7 con IFu, Mtz y RT). Además, es importante destacar que la incertidumbre en los resultados de EMPA para el sílice es del 0.27 %. Como resultado, se concluye que, si bien existe un aumento en el contenido de sílice, este es mínimamente significativo.

Las IFu, vidrio de matriz (Mtz) y roca total (RT) en PG se grafican en el campo de riolitas alcalinas, al igual que las muestras pre y sin-caldera. En Pln, la mayoría de los datos en IFu y Mtz también se grafican como riolitas alcalinas, sin embargo, la geoquímica de RT y algunas mediciones en Mtz e IFu entran en el campo de riolitas sub-alcalinas (posiblemente por cristalización de sanidino).

Los magmas del CVLP han sido reportados como riolitas medianamente peralcalinas a metaluminosas (Mahood, 1981; Clough et al., 1982) y algunos productos post-caldera como peraluminosas (Sourisseau et al., 2023). Además, en la parte occidental de la FVTM se han documentado otros magmas peralcalinos, como la ignimbrita Guadalajara (3.3 Ma) y el Volcán las Navajas (Mahood et al., 1985). Los magmas peralcalinos son aquellos que tienen una relación (álcalis/aluminio) >1 y se caracterizan por distintivos piroxenos sódicos de color verde como augerina-augita y/o anfíboles sódicos como riebekita (Gill, 2010), además de feldespato alcalino, cuarzo, fayalita, ilmenita, magnetita, aegnigmatita, y biotita (Macdonald et al., 2021). Aunque en el CVLP no se reporta augerina-augita, se ha reportado ferrohedenbergita y la mayoría de las fases distinguidas por Macdonald et al. (2021). La mineralogía identificada en las unidades porfíricas son: sanidino, cuarzo, ferrohedenbergita, fayalita y titanio magnetita (Mahood, 1981b). En el CVLP, el olivino y el clinopiroxeno son excesivamente ricos en hierro (54.4-66.64 wt.% en fayalita y 29.6-31.19 wt.% en ferrohedenbergita), a menudo contienen más manganeso que magnesio (3.31-3.79 wt.% de Mn y 0.15-0.38 wt.% de Mg en fayalita; 1.28-1.56 wt.% de Mn y 0.28-0.75 wt.% de Mg en ferrohedenbergita), y el clinopiroxeno es una ferrohedenbergita con solo cantidades moderadas de sodio (0.48–1.07 wt.%) (Mahood, 1981b y Miguel-Cruz, 2016).

La presencia de sanidino y cuarzo en un magma peralcalino depende de la composición del magma y de las condiciones de cristalización; en rocas del CVLP son las fases dominantes. En las pómez del horizonte de PG la cantidad de cristales es de 1 a 5 %, donde la fase que predomina es el sanidino, mientras que, en Pln, la cantidad aproximada de cristales es de 11 % (Sourisseau et al., 2020), en este caso la fase dominante es cuarzo.

Para apreciar la peralcalinidad de las muestras, su composición se grafica en diagramas de Índice de Peralcalinidad (P.I.) vs. sílice (Fig. 6.1b). El diagrama presenta (al igual que en diagramas TAS) una tendencia con pendiente negativa; se aprecia que prácticamente todas las rocas que se clasifican como alcalinas en diagramas TAS, entran en el campo de rocas peralcalinas. Por lo que, tanto la muestra de roca total (PG-RT) y vidrios (PG-IFu y PG-Mtz) de PG se clasifican como peralcalinos. En Pln se da el mismo efecto que se aprecia en el diagrama TAS. La muestra de roca total (Pln-RT) y algunos vidrios de matriz (Pln-Mtz) salen del campo peralcalino, pero la mayoría de las IFu (Pln-IFu) se clasifican como peralcalinos.

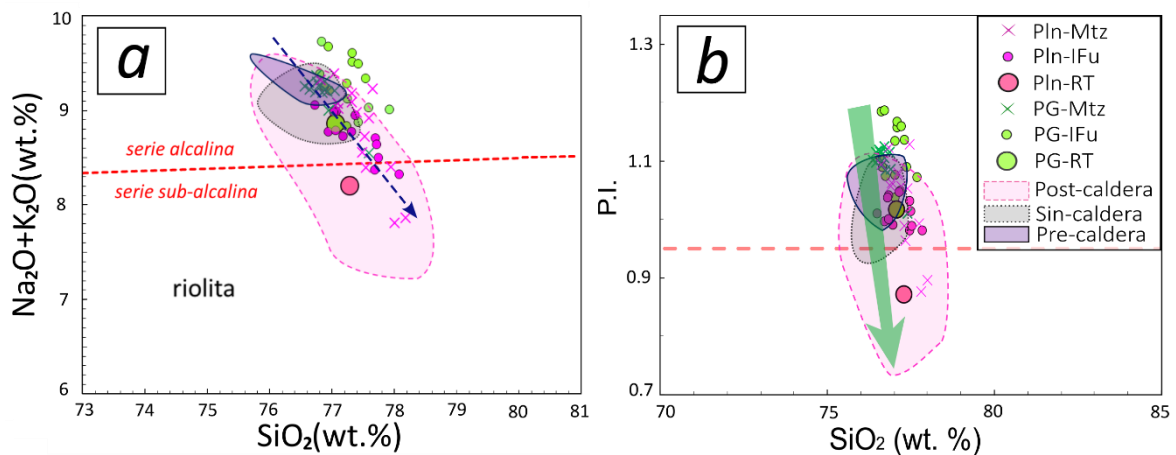


Fig. 6.1. Tendencia de evolución magmática post-caldera en el CVLP. a) Detalle de diagrama TAS en composiciones riolíticas, PG es alcalina, mientras que Pln se ubica entre la serie alcalina y sub-alcalina. La flecha azul representa la pérdida de alcalinidad por la posible cristalización de sanidino. b) Diagrama de Índice de Peralcalinidad vs. Sílice, la flecha verde representa la disminución de peralcalinidad de PG a Pln (límite desde 0.95 por los posibles errores analíticos).

La “alcalinidad” puede ser cuantificada comparando el total de contenido alcalino de una roca volcánica con su contenido de Al_2O_3 en proporción molar. Por ello, se representaron los análisis en diagramas A/NK vs. A/CNK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O molar vs. $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ molar) de Shand (1943) (Fig. 6.2a). Los vidrios en IFu y en Mtz de pómez que pertenecen a PG (PG-IFu y PG-Mtz) se grafican en el campo peralcalino, sin embargo, la roca total (PG-RT) y algunas IFu (PG-IFu) se encuentran cerca del límite peralcalino-metaluminoso (una IFu se ubica en dicho límite).

En el caso de Pln (estratigráficamente superior), se observa que las IFu (Pln-IFu) y el vidrio de matriz (Pln-Mtz) se dispersan en los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso. Por otra parte, la

composición de su roca encajonante (Pln-RT) cae en el campo peraluminoso, mostrando así mayor rango composicional que PG (Fig. 6.2a).

Además, las rocas del CVLP que se clasifican como peralcalinas (pre y sin-caldera con algunas post-caldera) fueron graficadas en un diagrama para rocas silíceas peralcalinas (traquitas y riolitas) (Fig. 6.2b). Todas estas muestras se clasifican como riolitas comendíticas, incluyendo las rocas de PG y Pln (a pesar de que no todas las muestras de Pln son peralcalinas, se graficaron en la Fig. 6.2b con fines comparativos).

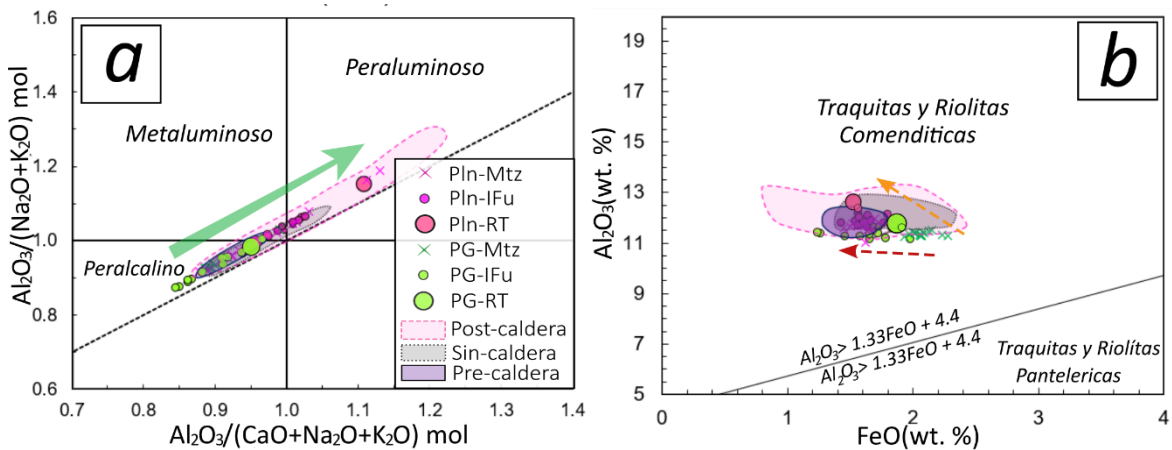


Fig. 6.2. Tendencia de evolución magmática post-caldera en el CVLP. a) Diagramas ANK/ACNK (Shand, 1943), composiciones pre-caldera, sin-caldera y PG entran en el campo peralcalino, composiciones de Pln se dispersan en los tres campos. Flecha verde muestra la pérdida de peralcalinidad y transición al campo peraluminoso. b) Diagrama para Traquitas y Riolitas en rocas comendíticas y panteleríticas (Macdonald, 1974), PG al igual que las rocas peralcalinas del CVLP son comenditas, a pesar de que no todas las muestras de Pln son peralcalinas, se graficaron con fines comparativos. Flecha discontinua naranja muestra aumento de aluminio de PG a Pln y flecha discontinua roja la pérdida de hierro de PG a Pln.

Además, algunos elementos que podrían indicar peralcalinidad son el Zr, Rb y Hf (Clough et al., 1982). Revisando la geoquímica de roca total (RT) en PG y Pln, muestran ligeras variaciones en elementos traza y en elementos de tierra raras (REE). El Zr y Hf son más altos en PG (536 y 11.3 ppm) que en Pln (297 y 8.8 ppm), aunque en Rb es más alto en Pln que en PG (Tabla 4). Otros elementos como La, Ce, Nd, Eu y Ti, también presenta concentraciones ligeramente más altas en PG con respecto a Pln. La anomalía de europio es mayor en PG que en Pln (Fig. 5.8), por lo que se puede concluir que PG es más rica en LREE (light rare earth elements) (Fig. 5.7). Por otra parte, se puede ver un patrón casi plano en los HREE (heavy rare earth elements) para ambas erupciones, así como para todas las muestras del CVLP en general (Fig.5.7).

Sabiendo que es complejo conocer la evolución geoquímica post-caldera, es importante conocer la influencia de procesos magmáticos que pudieron controlar los ligeros cambios químicos que se observan, y comprender mejor el sistema magmático en el que se formaron estos magmas. Por ello, al solamente contar con análisis de vidrios de las erupciones estudiadas en este trabajo (PG y Pln), se toman los resultados publicados en trabajos previos, para vislumbrar de mejor manera los procesos que pudieran detonar las erupciones post-caldera y de interés en este trabajo.

6.1.1. *Cristalización Fraccionada*

En la mayoría de los estudios recientes sobre sistemas peralcalinos, modelos geoquímicos han establecido la cristalización fraccionada (CF) como el mecanismo que controla la transición de basaltos a traquitas/riolitas (set de rocas peralcalinas) (Macdonald et al., 2021).

En el caso del CVLP, la CF pudo haber sido importante para la generación de los magmas silíceos peralcalinos pre-caldera y sin-caldera, los cuales han sido documentados como comenditas riolíticas. Estas rocas comendíticas podrían representar el *peralkaline silicic endpoint* de estos magmas (término usado para referirse a composiciones finales que alcanzan distintos linajes magmáticos de los centros peralcalinos) (Macdonald et al., 2021). Como ya se expuso anteriormente (capítulo 3.2.5), Sourisseau et al. (2023) plantean un modelo de tres etapas para explicar la génesis de magmas peralcalinos en el CVLP, en el cual determino cuatro grupos composicionales. Se plantea que la primera etapa implica la generación de al menos dos masas cristalinas (*crystal mushes*), uno a partir de la cristalización fraccionada de un magma parental de composición similar al cono del Gachupín (andesita basáltica), y el otro a partir de la cristalización del fundido residual altamente diferenciado. Por lo que constata que fue un proceso importante para generar los magmas iniciales del CVLP, pero no como un proceso importante en etapas posteriores.

Tomando en cuenta que la primera manifestación volcánica post-caldera formo el horizonte de PG, y que tiene características medianamente peralcalinas (P.I.=1-1.15 en PG-IFu); se esperaría que posterior a la formación de PG, la CF debería permitir que el fundido residual siguiera el *liquid line of descent* de sistemas peralcalinos y, por lo tanto, su composición debería evolucionar a magmas panteleríticos (otro *peralkaline silicic endpoint*). Esto implicaría un aumento en Fe y pérdida de Al, además de un incremento en el índice de peralcalinidad (P.I.), lo cual no ocurre de PG a Pln (PG-RT=1.02>Pln-RT=0.87) (Fig. 6.1b).

Si el magma de Pln (Arco de lavas sur) hubiera evolucionado por CF a partir del mismo magma o reservorio que produjo el horizonte PG, la cristalización de ferrohedenbergita, fayalita e ilmenita podrían explicar la disminución de Fe, Ti y Mn (Fig. 6.3a), sin embargo, no hay un claro decremento de Ca (Fig. 6.3b). Por su parte, de PG a Pln hay una disminución de Na y K (Fig. 6.3c), el cual pudiera relacionarse con la cristalización de sanidino, pero, por otro lado, no explicaría el enriquecimiento de Al y Si (Fig. 6.3d).

Como ya se ha documentado, la CF juega un papel importante para la generación de magmas peralcalinos, pero en la evolución post-caldera del CVLP, otros procesos magmáticos debieron haber interactuado para explicar las ligeras variaciones en elementos mayores y las variaciones más marcadas en elementos traza en los productos post-caldera.

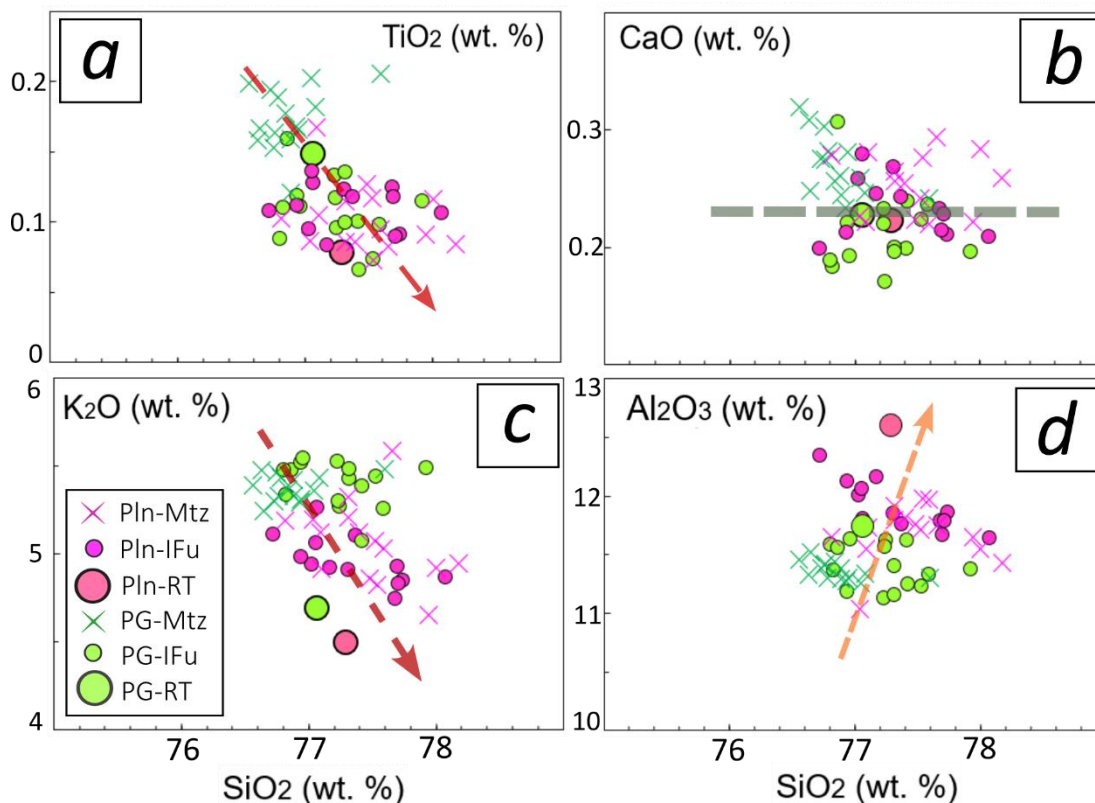


Fig. 6.3. Diagramas Harker de elementos mayores. a) TiO_2 vs. SiO_2 : La flecha roja discontinua indica la perdida de titanio por la posible cristalización de minerales ferromagnesianos, en especial óxidos de hierro y titanio. b) CaO vs. SiO_2 : La línea discontinua gris muestra que no es clara una tendencia de pérdida o ganancia por la cristalización de ferrohedenbergita. c) K_2O vs. SiO_2 : La flecha discontinua roja muestra el decremento general entre PG y Pln por la cristalización de feldespato. D) Al_2O_3 vs. SiO_2 : La línea naranja discontinua muestra el aumento general de aluminio de PG a Pln, lo cual no se podría explicar por cristalización de feldespato.

6.1.3. Fusión parcial

La asimilación de la corteza ha sido discutida como un mecanismo de diferenciación (p. ej., Macdonald et al., 2021). En algunos centros volcánicos se ha propuesto este proceso para generar riolitas peralcalinas junto con cristalización fraccionada. Çubukçu et al. (2012) realizaron simulaciones geoquímicas mostrando que el fraccionamiento prolongado de cristales dominado por feldespato, clinopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti con asimilación de la corteza produciría riolitas peralcalinas pre-caldera a partir de mugearitas pre-caldera y riolitas post-caldera a partir de basaltos post-caldera en el volcán Mt. Nemrut, Turquía.

La fusión parcial progresiva de una fuente regional no podría producir las tendencias observadas en las lavas post-caldera (Mahood, 1981b). Durante el inicio de la fusión parcial, se espera la formación de magmas con niveles relativamente elevados de Si, Rb, y Cs, y bajos de Fe, Mg, y Ti. Con el transcurso de la fusión, se espera que los magmas subsecuentes contengan mayores concentraciones de componentes ferromagnesianos en comparación con los fundidos iniciales. En el CVLP no se cumple el incremento de componentes ferromagnesianos, tampoco desde las muestras de PG a Pln (Fig. 5.11e,f).

Por su parte, Sourisseau et al. (2023), plantean una etapa intermedia (etapa 2) donde distintos grados de fusión parcial en masas cristalinas (*crystal mushes*) de distinta composición (rico en REE y pobres en REE), produjeron magmas que dieron origen a la variedad composicional en REE (rare earth elements) que hay en las rocas post-caldera del CVLP. En el caso de PG (grupo composicional 4 en Sourisseau et al., 2023) corresponden a magmas con altos contenidos en LREE y Zr, mientras que las rocas de Pln pertenece al grupo composicional con concentraciones bajas en LREE y concentraciones intermedia en Zr (grupo 2) (Fig. 5.6, 5.7, 5.8). Además, la relación $[Lm/Sm]_N$ en PG (7.46) es mayor que en Pln (4.31) (Fig. 6.4).

6.1.2. Mezcla de Magmas

La mezcla de magmas ha sido un proceso reconocido en la mayoría de los sistemas silíceos peralcalinos (Macdonald et al., 2021), habiéndose registrado, entre otros, Menengai, Kenia (Leat et al., 1984), SW Cerdeña, Italia (Morra et al., 1994), Pantelleria, Italia (Ferla y Meli, 2006), Gedemsa, Etiopía (Peccerillo et al., 2003) y Olkaria, Kenia (Macdonald et al., 2008). En el Complejo Calderico de Aocolco (localizado en la parte oriental de la FVTM) se reporta una posible mezcla entre magmas peralcalinos y calco alcalinos (Sosa-Ceballos et al., 2018). En el sector occidental de la FVTM,

Mahood et al. (1985) describen a la Ignimbrita Guadalajara, como el producto de la erupción simultánea de dos magmas comendíticos de composición ligeramente distinta.

En el caso del CVLP, Sourisseau et al. (2023) proponen, en la etapa final (3) de su modelo, que la mezcla de los fundidos magmáticos (rico en REE y pobre en REE) formarían la variedad composicional de LREE y Zr en los magmas del CVLP. Al usar una gráfica $[La/Sm]_N$ vs. $[La]_N$, se observa que PG (PG-RT) cae dentro el grupo 4, su composición es de un fundido rico-REE el cual no muestra tendencias de mezcla con fundidos bajos en REE. Por otra parte, las muestras de Pln (grupo2: bajo-REE e intermedio Zr) se formaron a partir de fundidos que sufrieron mayor grado de fusión parcial (en comparación a los de PG), y a su vez se dio la mezcla de magmas (ricos en REE y pobres en REE). La muestra de Pln (Pln-RT) revela que su composición es 90% del fundido rico en REE y 10% de fundido bajo en REE. Los grupos composicionales 1 y 3, también muestran tendencias de mezcla (Fig. 6.4). Además de lo anterior, Sourisseau et al. (2023) con imágenes SEM, reportan texturas de pómez bandeada (pómez blanca con pómez gris clara) en los fragmentos juveniles del grupo composicional 2, al cual pertenecen San Miguel, Planillas y el Tajo.

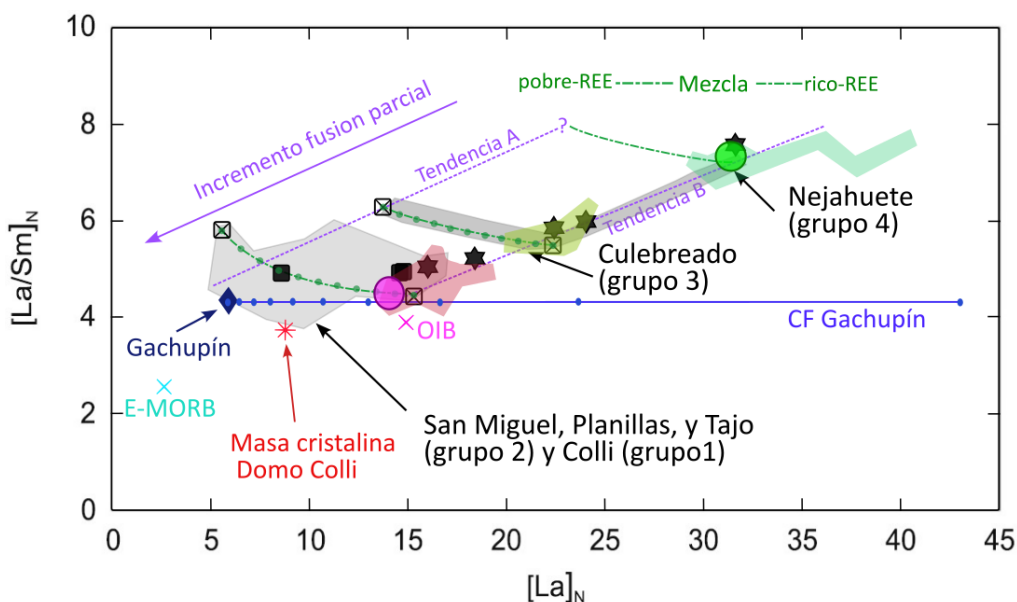


Fig. 6.4. Diagrama $[La/Sm]_N$ vs. $[La]_N$ de RT para PG (círculo verde) y Pln (círculo rosa) y productos post-caldera en el CVLP. Línea azul representa la cristalización fraccionada (CF) desde un magma parental de composición similar a la del cono Gachupín (puntos representan aumentos de 10). Las líneas de mezcla (en verde) se grafican entre los miembros finales representados por lavas de Tajo para el grupo 2 y por lavas del culebreado para el grupo 3 (pobre-REE y rico-REE), cada punto representa proporciones que van de 10 en 10. Las tendencias A y B, representan la tendencia de fusión parcial de fundidos pobres y ricos en REE respectivamente. Las áreas de color representan las concentraciones de los fragmentos juveniles de los distintos grupos composicionales y los cuadros y estrellas con relleno negro representan muestras de lavas de los distintos grupos composicionales (adaptado de Sourisseau et al., 2023).

En conclusión, desde poco después de la formación de la caldera (TT a PG) hasta la formación de los Arcos de Lavas Sur (Pln), hay pérdida de peralcalinidad. Estos cambios son difíciles de explicar solamente a partir de CF y AC, y tomando en cuenta que el magma que formó PG evolucionó hasta llegar a la composición de Pln. Sin embargo, como propone el modelo genético de Sourisseau et al. (2023), hay una gran posibilidad que una vez formados los magmas peralcalinos riolíticos, procesos magmáticos como cristalización fraccionada, fusión parcial y mezcla de magmas interactúen entre sí, generando masas cristalinas y fundidos altamente diferenciados, que dieron origen a la variedad composicional (en REE) que se ve únicamente en concentraciones de elementos traza.

6.2. Condiciones barométricas de los reservorios magmáticos de PG y Planillas

Los resultados obtenidos a partir de las IFu y las BFu alojadas en cuarzo, muestran distintas condiciones de almacenamiento (profundidades) para los reservorios magmáticos de la PG y Pln. En el caso de la PG las concentraciones de H₂O de las IFu (~3 a 4 wt.%) son ligeramente más altas que las concentraciones de H₂O encontradas al interior (fondo) de las BFu (2.4 a 4 wt.%). El CO₂ solo pudo ser medido en algunas IFu y BFu, con concentraciones que van de 40 a 220 ppm. De manera general se ve que los contenidos de volátiles en estos defectos cristalinos (IFu y BFu) interceptan en un rango (Fig. 6.5a) y, por lo tanto, las presiones y profundidades calculadas son similares. En Pln el contenido de agua en el interior de las BFu (2.7-4.7 wt.%) es claramente menor al encontrado en las IFu (5.2 – 6.5 wt.%), de hecho, el rango de concentraciones no se intercepta (Fig. 6.5b). El CO₂, al igual que en PG, solo fue posible medir en algunas IFu (máximo de 270 ppm) y BFu (170-250 ppm). La mayoría de las BFu en Pln parecen haberse reequilibrado a concentraciones más bajas de H₂O en comparación con IFu. Dicho reequilibrio implica la presencia de un período inicial de ascenso más lento, probablemente como resultado del movimiento del magma desde un reservorio magmático profundo hacia un sistema de conductos en desarrollo u otro reservorio menos profundo, antes del ascenso final del magma a la superficie (Myers et al., 2018).

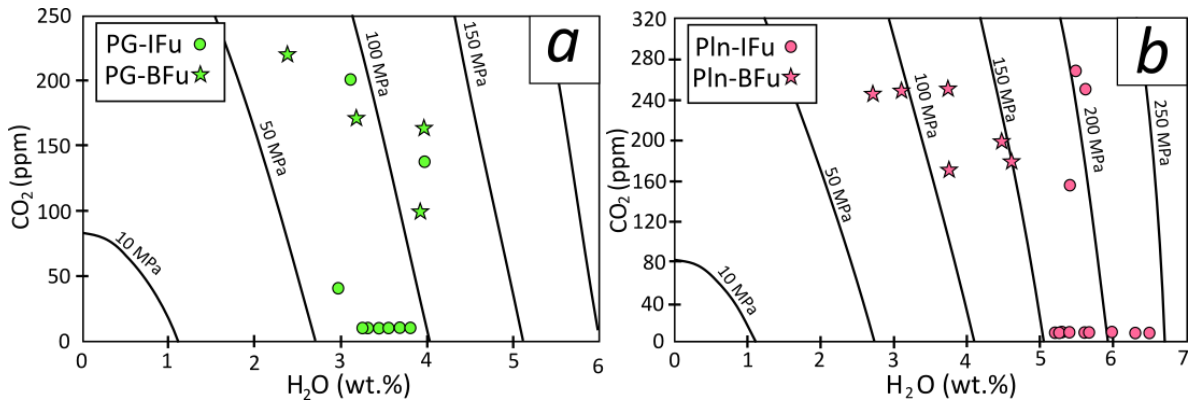


Fig. 6.5. a) Diagrama H₂O vs. CO₂ con isobaras para Pómez Gigante, las presiones en IFu y BFu entran en un rango aproximado de 65 a 120 MPa . b) Diagrama H₂O vs. CO₂ con isobaras de Planillas, las presiones encontradas en IFu son mayores a las obtenidas en BFu.

Los rangos de presión obtenidos a partir de la medición de volátiles disueltos en IFu y BFu, se pueden explicar por algunas razones, fuga de agua o reservorios magmáticos complejos (gran cámara magmática vs. multi-reservorio).

6.2.1. Fuga de agua

Algunas IFu medidas en cuarzo provenientes de las pómez de caída de Pln, resultaban en concentraciones de H₂O anómalamente bajas (2.4-4.5wt.%) con respecto a la mayoría (5.2-6.5wt.%), lo que implicaría que esos fundidos quedaron atrapados a muy bajas presiones, o que el agua se haya fugado de la IFu. La causa de que esas IFu (4 de 17) contengan menos agua que la mayoría (Fig. 6.6b), podría ser por la pérdida de agua (H₂O) debido a la difusión a través del cristal, por lo que se descartaron sus mediciones y no se presentan en las gráficas de presión (Fig. 6.6d). A pesar de descartar estas IFu con concentraciones anómalamente bajas, el rango de presiones estimado para Pln sigue siendo más amplio que el de PG (Fig. 6.6c, d).

En los diagramas H₂O vs. K₂O, las tendencias observadas en IFu de PG, muestran una pendiente positiva, lo cual podría deberse a que en el momento que quedaron atrapados esos magmas, no se consumían estos componentes. No obstante, para el momento que se formaron las BFu, se ve una disminución de K₂O y H₂O, lo cual podría explicarse por la exsolución de volátiles, disminuyendo así la cantidad de H₂O disuelto. La pérdida de K₂O pudo deberse a una breve etapa de cristalización que consumía ese componente o a un mayor grado de fusión parcial, el cual habría disminuido su concentración. Respecto al aumento de K₂O desde el interior hasta la salida de las BFu, una explicación factible podría ser el enriquecimiento de dicho elemento en el fundido durante la

pérdida de H₂O, a que haya ocurrido un proceso de cristalización secundaria hacia la salida (Fig. 6.6a y 6.6c).

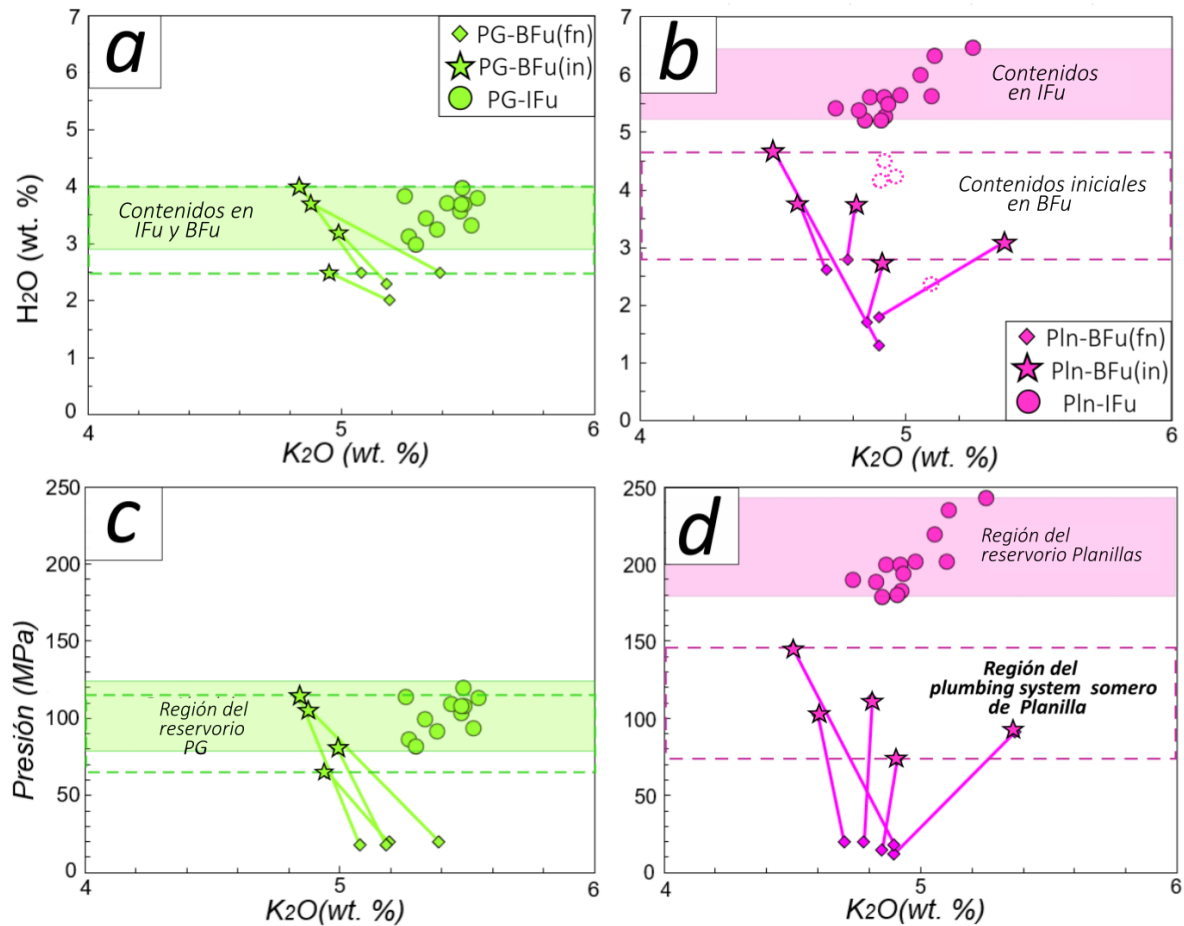


Fig. 6.6. a) Diagrama agua vs. potasio de Pómez Gigante. b) Diagrama agua vs. potasio de Planillas, mostrando IFu descartadas (contorno con guiones) para el cálculo de presiones. c) Diagrama presión vs. potasio de Pómez Gigante. d) Diagrama presión vs. potasio de Planillas. En cada diagrama se grafica los valores de IFu y BFu, desde su interior (in) hasta su salida(fn), unido por una línea de color.

En Pln se observa una tendencia similar en IFu (pendiente positiva), lo que también podría deberse a que las fases que cristalizaban no consumían estos componentes. Sin embargo, la concentración en K₂O del interior de las BFu es más variable que el contenido de dicho óxido en las IFu. En este caso, procesos como mezcla o fusión parcial pudieran ser más claros, sobre todo porque los contenidos en el interior de las BFu llegan a ser menores y mayores a sus IFu. A pesar de esto, las concentraciones de K₂O en la salida de estas mismas BFu vuelven a estrecharse en un rango más

limitado, lo que se traduce en líneas de evolución con pendientes positivas y negativas (en algunos casos la pendiente es muy pronunciada, lo que implica un cambio mínimo en sus concentraciones) (Fig. 6.6b y 6.6d).

6.2.2. Reservorio grande vs. multi-reservorio

Se han propuesto distintas configuraciones para el sistema magmático que alimenta el vulcanismo peralcalino. En el volcán Furnas, Islas Azores, Portugal (Jeffery et al., 2016) y en la caldera Cinque Denti, Italia (Liszewska et al., 2018) se han presentado modelos con grandes cámaras magmáticas zonificadas, y con regiones de masas cristalinas (*crystal mush*). En Pantelaria, Italia (Neave, 2020) y en el volcán Changbaishan-Tianchi, límite entre China y Corea del Norte (Hammond et al., 2020) se proponen *plumbing systems* con reservorios a distintas profundidades, los cuales se pueden ir solapando o interconectando.

En el CVLP, Mahood (1980) y Miguel-Cruz (2016) interpretaron el reservorio magmático de Toba Tala (sin-caldera), como una gran cámara magmática zonificada. Por otra parte, Almaguer et al. (2020) determinan que por debajo del CVLP, hay un sistema magmático que ubica dos reservorios principales (uno ubicado por debajo de las fallas anulares al sur, y otro por debajo del Arco de lavas al sur). Adicionalmente, Sourisseau et al. (2023) proponen la ubicación de una tercera cámara magmática por debajo de Colli. A partir de ello, y tomando en cuenta los datos obtenidos en este estudio (sobre todo el rango de presiones determinadas en IFu y BFu de Pln), se podrían tener dos posibles configuraciones del reservorio post-calderico: una gran cámara magmática o un sistema multi-reservorio.

Escenario de una Gran Cámara Magmática Post-caldera: La erupción volcánica, que expulsó aproximadamente 20 km³ de magma, dando origen a la unidad sin-caldera (~95 ka), provocó el colapso del techo de la cámara magmática, dejando un reservorio magmático relativamente más pequeño. Con el tiempo, el magma residual del reservorio (de la misma composición que la última porción de Toba Tala), evoluciono ligeramente y alimentaría las erupciones post-caldera (depósito de PG, domos centrales y los domos anulares antiguos y jóvenes). Aunque no se descartan pequeñas inyecciones de magmas más profundos entre los 95 ka y 80 ka, aproximadamente a los 75 ka la cámara debió tener un gran aporte de nuevo magma, ya que un levantamiento topográfico termino con el lago intra-caldera. Mahood (1981b) propuso que el reservorio magmático original sufrió expansión debido a dicho aporte de magma, el cual desencadenaría el vulcanismo extra-caldera (San Miguel, Pln y el Tajo). Sin embargo, los magmas que formaron el Arco de lavas al sur están

alineados con una falla regional, por lo que es más factible que el magma se alojó en reservorios alternos. Además, la variación de presiones registradas en IFu y BFu de Pln (179-235 MPa en IFu y 75-140 MPa en BFu) es difícil de explicar con una sola cámara magmática, y es más probable que la variación se deba a que las IFu y BFu atraparan fundidos de distintos reservorios.

Escenario de un multi-reservorio Post-caldera: Después del evento sin-caldera, el colapso del techo provocaría fracturamiento de la roca encajonante a distintos niveles corticales del basamento. Esto permitiría el ascenso del magma, quedando dispuesto en múltiples reservorios magmáticos a distintas profundidades y con posible interconexión entre ellos. Dichos reservorios alimentaron los eventos eruptivos posteriores, que con el tiempo presentarían ligeros cambios químicos en elementos mayores (perdiendo peralcalinidad), pero con una diferencia más marcada en LREE (light rare earth elements) (Sourisseau et al., 2023). En tal escenario, la recarga de un gran volumen de magma también pudiera explicar el levantamiento topográfico que estaría relacionado con el Arco de lavas sur (~75 ka), además de proporcionar la energía térmica necesaria para fundir en mayor grado las masas cristalinas (*crystal mushes*) propuestas por Sourisseau et al. (2023). Con lo anterior, el amplio rango de presiones registradas para Pln, se podría explicar con el acarreo de cristales desde una cámara magmática profunda (~ 6.6-8.6 km) a un reservorio somero (~3-5.2 km) previo a la erupción. Además, Myers et al. (2018), también propone sistemas multi-reservorios en las erupciones de Bishop Tuff (0.77 Ma), Oruanui (25.4 ka) y Huckleberry Ridge Tuff (2.08 Ma). La mayor concentración de volátiles que encontraron en IFu, las relacionan a un reservorio magmático profundo, mientras que las concentraciones más bajas en BFu, las interpretan como fundidos de reservorios más someros (en camino a la superficie).

En resumen, a partir de las presiones calculadas en PG (Fig. 6.6c) y Pln (Fig. 6.6d), y las distintas cámaras magmáticas propuestas por Almaguer et al. (2020) y Sourisseau et al. (2023), se sugiere la existencia de un sistema de múltiples reservorios. El reservorio intra-caldera relacionado con PG se encontraba a profundidades que van aproximadamente de 2.5 km a 4.5 km. En cambio, el reservorio ubicado al sur del complejo, asociado con Pln, puede interpretarse como un sistema multinivel, en el que las IFu se formaron aproximadamente a 6.6-8.6 km de profundidad, mientras que las BFu capturaron fundidos en reservorios más someros (alrededor de 3-5.2 km).

6.3. Tasas de ascenso magmático en erupciones hidromagmáticas y plinianas del CVLP

El horizonte de PG (grupo composicional 4 en Sourisseau et al., 2023) se forma casi posteriormente a la formación de la caldera (Toba Tala) y del lago intra-calderico. El volumen de magma extruido que formo Toba Tala es de 20 km³ según Mahood (1980) y de 23 km³ según Wright (1981), además se ha estimado la ubicación de la cámara magmática con profundidades de 6 a 8 km a partir de estudio de IFu (Miguel-Cruz, 2016). Estudios en el horizonte de PG realizados por Mahood (1980) y Clought et al. (1981) concluyen que el depósito es formado por el desprendimiento de una cubierta pumítica del domo sur central Nejahuete, el cual emitió una pómez subacuática de composición riolítica en el lago originando el depósito de PG. Después, siguió un periodo (20 ka) de sedimentación fluvio-lacustre hasta el inicio de la resurgencia de la caldera y formación del Arco de lavas sur (San Miguel, Planillas y El Tajo) ocurrida entre 75 y 60 ka. Tinoco-Murillo (2017) con base en sus estudios cartográficos y estratigráficos, más datación ²³⁰U/Th en zircones, propone que el inicio de la erupción de la PG fue hace 89.8 ka (86.4 ka en Sourisseau et al., 2020), el cual empezó con una serie de explosiones hidromagmáticas que dispersaron oleadas piroclásticas basales en todas direcciones y de acuerdo con la distribución de los depósitos, el sitio más probable de inicio de la erupción se encuentra al sureste del Domo Nejahuete.

Los tiempos de ascenso basados en las tasas de descompresión estimadas, varían desde 10.6 a 35 minutos, con un promedio de 17 minutos y con velocidades de ascenso promedio de 3.4 m/s. Los modelos dan una tasa de descompresión (dP/dt) promedio de 0.09 MPa/s, y un rango de 0.04 a 0.16 MPa/s.

El volcán Planillas (grupo composicional 2 en Sourisseau et al., 2023) es uno de los centros eruptivos extra-caldera en el CVLP que han producido parte de los depósitos piroclásticos post-caldera. La erupción que se modeló en este estudio (Pln), además de ser de estilo pliniana, es el depósito que tiene mayor porcentaje de cristales (~11 %) en todo el registro estratigráfico. La actividad explosiva en Planillas comenzó entre 68.9 y 60.1 ka, con una pequeña columna eruptiva que luego se intensificó formando una columna estable, la cual se dispersó al norte formando espesos depósitos de caída ligeramente estratificados (Sourisseau et al., 2020).

A partir de los datos obtenidos aquí, el tiempo de ascenso promedio estimado en esta erupción es de 42 minutos, el tiempo mínimo es de 9.6 minutos, mientras que el tiempo máximo registrado es de 104 minutos (1.7 horas). La velocidad de ascenso promedio es de 2.9 m/s (menor a la registrada

en PG). La tasa de descompresión promedio es de 0.078 MPa/s (menor que PG), y varía desde 0.02 a 0.18 MPa/s.

Las tasas de descompresión calculadas en estas erupciones dan, en promedio, valores más altos en Pómez Gigante ($PG=0.091$ MPa/s $>$ $Pln=0.078$ MPa/s), sin embargo, son tasas de descompresión que no muestran grandes diferencias, lo que sugiere la necesidad de una hipótesis que pueda explicar cómo los bloques de Pómez Gigante pudieron conservar su gran tamaño y, al mismo tiempo, mantener velocidades similares a la erupción pliniana. Por su parte, en Pln se registra el valor más alto en una BFu ($Pln-BFu03=0.18$ MPa/s $>$ $PG-BFu05=0.16$ MPa/s), y también se observan los valores más bajos, los cuales se presentan en tres BFu de esta erupción ($Pln-BFu01$, $Pln-BFu02$, $Pln-BFu05 = 0.0205$ MPa/s $<$ $PG-BFu11 = 0.041$ MPa/s), lo que indica que esta erupción presenta la mayor variación en dP/dt . Estos resultados podrían ser atribuidos a cambios en las propiedades del magma o del conducto durante la erupción pliniana. No obstante, con la cantidad de datos presentados (cuatro para PG y seis para Pln) y al solaparse los valores de ascenso magmático, se necesita una mayor cantidad de datos y estimaciones para determinar si la naturaleza de las erupciones es determinante para influir en las velocidades de ascenso magmático.

En la sección 6.2 se asume un escenario multi-reservorio debido a la existencia de una gran falla al sur del CVLP, al amplio rango de concentraciones de H₂O en IFu para Pln y por las conclusiones a las que llegan Almaguer et al. (2020) y Sourisseau et al. (2023). En la Fig. 6.7 se muestran un esquema que ilustra las condiciones iniciales y de ascenso magmático en las erupciones de PG y Pln tomando en cuenta un sistema multi-reservorio y las masas cristalinas (*crystal mushes*) con sus respectivos fundidos residuales propuestos por Sourisseau et al. (2023).

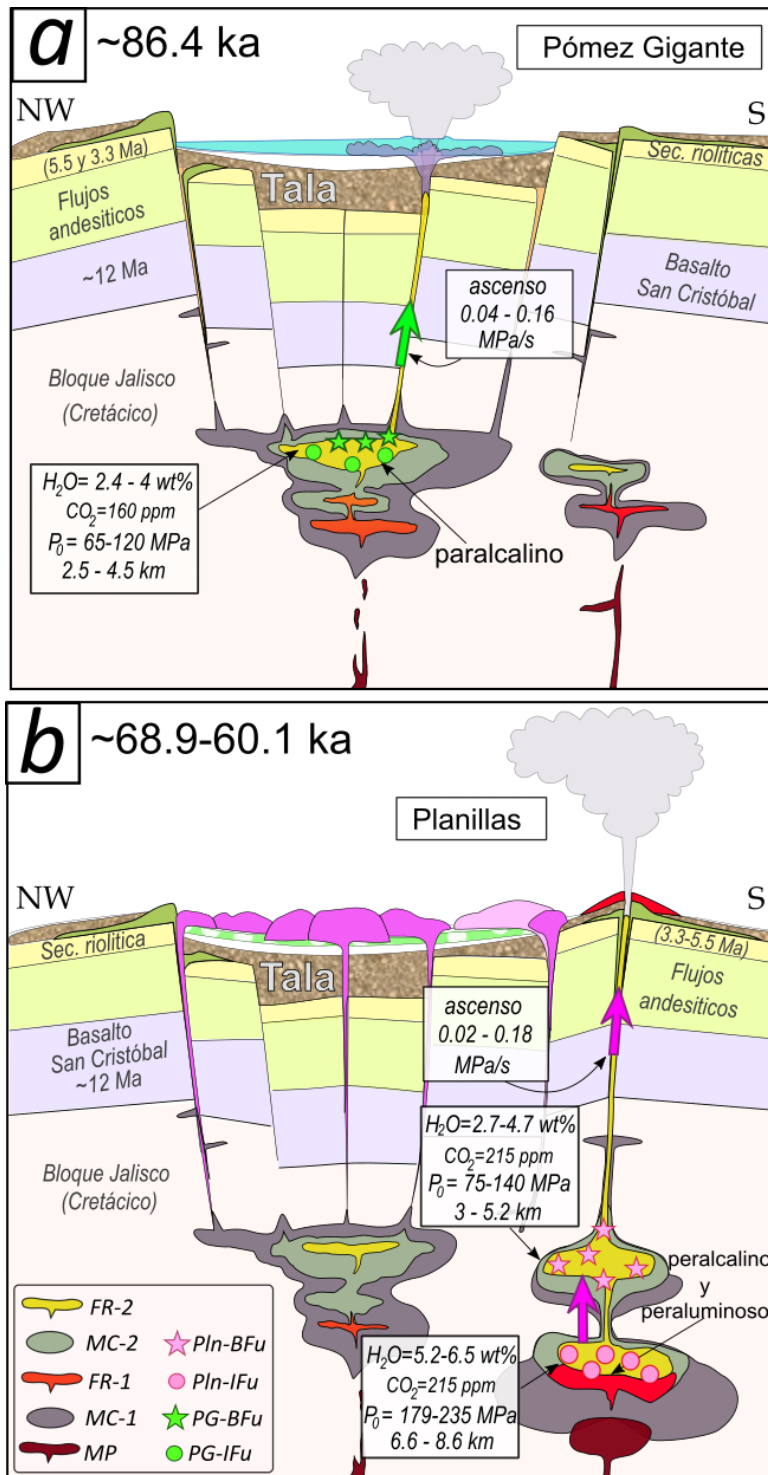


Fig. 6.7. Modelos esquemáticos multi-reservorio post-caldera con magmas parentales (MP), masas cristalinas (MC-1 y MC-2) y fundidos residuales (FR-1 y FR-2) bajo el CVLP (no a escala). a) Erupción hidromagmática del horizonte de Pómez Gigante a partir de un magma rico en REE (FR-2). b) Erupción pliniana de Planillas desde el ascenso de magma que permite un mayor grado de fusión parcial y la mezcla de un magma pobre en REE (FR-1) con otro rico en REE (FR-2) dentro de un sistema multi-reservorio. Valores calculados a partir de IFu (círculos) y BFu (estrellas), datos de CO_2 equivalen a promedios.

Considerando el modelo genético de tres etapas para la formación de magmas peralcalinos post-caldera (Sourisseau et al., 2023). Previo a la formación de los magmas de PG y Pln, se da la formación de masas cristalinas (*crystal mushes*) a partir de un magma parental de composición andesítico-basáltica (similar a el cono Gachupín), el cual sufre cristalización fraccionada, dando origen así a masas cristalinas pobres en REE (MC-1) y sus fundidos residuales altamente diferenciados (FR-1). Posteriormente, a partir de la cristalización de este fundido residual (FR-1) se forma una segunda masa cristalina más rica en REE (MC-2). Los magmas que generaron el depósito de PG, se originaron a partir de bajos grados de fusión parcial de la masa cristalina rica en REE (MC-2), formando así un fundido rico en REE (FR-2), a profundidades entre 2.5 km y 4.5 km (Fig. 6.7a). Por su parte, el reservorio que alojó los magmas relacionados con el Arco de lavas al Sur y, en consecuencia, las lavas y productos piroclásticos de Planillas, evolucionaron desde un cámara magmática profunda (aproximadamente de 6.6-8.6km), en la que las masas cristalinas (MC-1 y MC-2) sufrieron un mayor grado de fusión parcial (posiblemente por la inyección de magma más profundo), generando fundidos ricos (FR-2) y pobres (FR-1) en elementos de tierras raras, los cuales pudieron experimentar procesos de mezcla en reservorios más someros (aproximadamente 3-5.2 km) durante su ascenso hacia la superficie (Fig. 6.7b).

6.3.1. Hidratación secundaria en BFu del horizonte de Pómez Gigante

Aunque para la erupción de PG se modelaron BFu con gradiente hacia la boca(salida), es importante tomar en cuenta el efecto que pueda generar el agua superficial (hidratación secundaria), ya que puede aumentar los contenidos de H₂O (especialmente H₂O_m) en las BFu hacia la salida. Se ha reconocido que la hidratación depende de la temperatura y humedad (Friedman y Long, 1976; Anovitz et al., 1999, 2006) y a su vez el aumento de H₂O_m conduce a una temperatura de transición vítrea artificialmente más baja (Liu et al., 2007).

En obsidianas arqueológicas con edades de ~33 ka (que han estado en contacto con fluidos calientes) se les ha atribuido una hidratación que puede afectar los bordes desde 15 hasta 30 micras en profundidad del vidrio (Friedman y Smith, 1960). Liu et al. (2007) estima un rango de 30 micras para el caso de Oruanui, Taupo, Nueva Zelanda (26.5 ka). En el CVLP, el horizonte de PG estuvo al menos 20 ka en un ambiente subacuático, en ese periodo la hidratación pudo ser intensa.

En este trabajo, dos BFu en PG muestran un ligero enriquecimiento hacia la salida (PG-BFu02 y PG-BFu03) (Fig. 5.14), por lo tanto, no fueron usadas para modelar. Otra BFu no tiene un gradiente claro

(PG-BFu11), sin embargo, sí se usó para modelar tasas de descompresión (no resultó con la dP/dt magmática más alta). Por lo que solamente en la mitad de las BFu de PG presentan un gradiente claro hacia la salida. Aun así, los datos obtenidos en esta BFu para PG deben tratarse con precaución y tomar en cuenta que pudieran estar “artificialmente” elevados por hidratación. En futuros estudios se podrían medir contenidos de agua en BFu provenientes de erupciones hidromagmáticas y/o subacuáticas para poder evaluar mejor el efecto de segunda hidratación y determinar si la técnica pudiera servir como diagnóstico de este tipo de erupciones.

6.4. Comparación de tasas de ascenso en otras erupciones utilizando BFu como geospidómetros

Revisando las velocidades de ascenso magmático estimadas a partir de BFu en otras erupciones, las tasas de descompresión magmática (dP/dt) obtenidas de PG (0.041 MPa/s–0.163 MPa/s) y Pln (0.0205 MPa/s–0.184 MPa/s) se comparan con las publicadas en erupciones de composiciones silícicas; Oruanui (Taupo) con tasas de 0.001 a 0.07 MPa/s, Huckleberry Ridge Tuff (Yellowstone) con tasas de 0.008 a 0.11 MPa/s, y Bishop Tuff (Long Valley) con tasas de 0.016 a 0.35 MPa/s (Myers et al., 2018). También son comparables con erupciones basálticas, por ejemplo, la dP/dt magmática de 0.02 a 0.13 MPa/s en Seguam, Alaska (Newcombe et al., 2020).

Georgeais et al. (2021) presentan un recalcu de las tasas de descompresión magmática (dP/dt) de varias erupciones, incluyendo las de 1985 en el Monte St. Helens (Humphreys et al., 2008), la de 1974 en el Volcán de Fuego (Lloyd et al., 2014), las de 1500, 1650 y 1959 en Kilauea (Ferguson et al., 2016), las ocurridas hace 27 ka en Taupo, hace 767 ka en Long Valley y hace 2 Ma en Yellowstone (Myers et al., 2018), la erupción de 2017-2018 en Ambae/Aoba (Moussalamm et al., 2019), la ocurrida a finales de la Edad del Bronce (Minoica) en Santorini (Myers et al., 2021) y la de diciembre de 2018 en Ambrym (Moussalamm et al., 2021). Además de evaluar la calidad de *EMBER*, su objetivo fue proponer un protocolo uniforme para poder comparar dP/dt en distintas erupciones. El protocolo implica usar las condiciones iniciales obtenidas de las concentraciones en BF (no en IFu), la presencia de gas inicial en el sistema (desde 0-3.2 wt.%) y las mismas fórmulas para los coeficientes de difusión en los cálculos.

Los resultados que se obtuvieron para PG y Pln (siguiendo el protocolo propuesto) y los recalculados por Georgeais et al. (2021) son graficados en un diagrama de tasas de descompresión magmática

versus magnitud (Fig. 6.8). Aunque no se conoce con exactitud los valores de las magnitudes de las erupciones hidromagmática de PG y pliniana de Pln, se da un posible rango a partir del volumen de material expedido (Mahood, 1980; Tinoco-Murillo, 2017; Sourisseau et al., 2020). Se puede distinguir que las erupciones de PG y Pln se encuentran en el mismo rango que las supererupciones silícicas estudiadas por Myers et al. (2018) y son equiparables a dos de las erupciones en Kilauea (1500 y 1959)(Ferguson et al., 2016). Además, los valores más altos para PG y Pln (círculos grandes en Fig. 6.8) son comparables con los valores más bajos en la erupción pliniana y silícica de Mt. St. Helens (Humphreys et al., 2008), la erupción basáltica sub-pliniana en Fuego (Lloyd et al., 2014), la erupción basáltica de tipo hawaiana de Ambrym (Moussallam et al., 2021) y la erupción basáltica de tipo pliniana de Ambae (Moussallam et al., 2019). La razón por la cual las tasas de descompresión más altas de PG y Pln son comparables con las tasas más bajas de erupciones basálticas podría deberse a la influencia de varios factores. Entre estos, se incluye la posible disminución de la temperatura en los magmas basálticos durante la erupción, lo que podría provocar un aumento en la viscosidad y, por consiguiente, una mayor resistencia al ascenso. En contraste, los magmas riolíticos (PG y Pln) podrían haber experimentado un ascenso más rápido debido al incremento de presión en el conducto, posiblemente ocasionado por la exsolución de volátiles disueltos en el magma. Sin embargo, estas observaciones constituyen meras suposiciones, y se requeriría la recopilación de más datos para poder modelar erupciones de diversas composiciones y comprender más a fondo la interacción de los factores que controlan el ascenso de los magmas durante las erupciones.

También cabe resaltar que ninguna de las erupciones presentadas, es considerada exclusivamente freatomagmática, por lo que no se podría hacer una evaluación precisa entre los estilos eruptivos pliniana y freatomagmático, no obstante, la erupción de Oruanui en Taupo, presenta algunas características freatomagmáticas (Liu et al., 2007), y se observa que es comparable con la erupción hidromagmática de PG del CVLP, sin embargo, Oruanui presenta estimaciones más bajas si se compara con las tasas de descompresión magmática de las supererupciones ultraplinianas de Huckleberry Ridge Tuff en Yellowstone, Bishop Tuff, en Long Valley y Minoica en Santorini.

Una observación interesante que se ha señalado en estudios previos (Ferguson et al., 2016; Moussallam et al., 2019) es que las erupciones de magmas máficos presentan una correlación positiva entre sus magnitudes y las tasas de descompresión más altas estimadas (Fig. 6.8). Sin embargo, Georgeais et al. (2021) recopiló datos de erupciones que abarcan desde basálticas hasta riolíticas y no encontraron tal correlación para las composiciones más silícicas. Los datos

obtenidos en este estudio respaldan la ausencia de dicha correlación. Esto podría deberse a múltiples factores, considerando que las erupciones pueden experimentar cambios a lo largo del proceso. Por lo tanto, se necesitarían más estudios para comprender este fenómeno en mayor detalle.

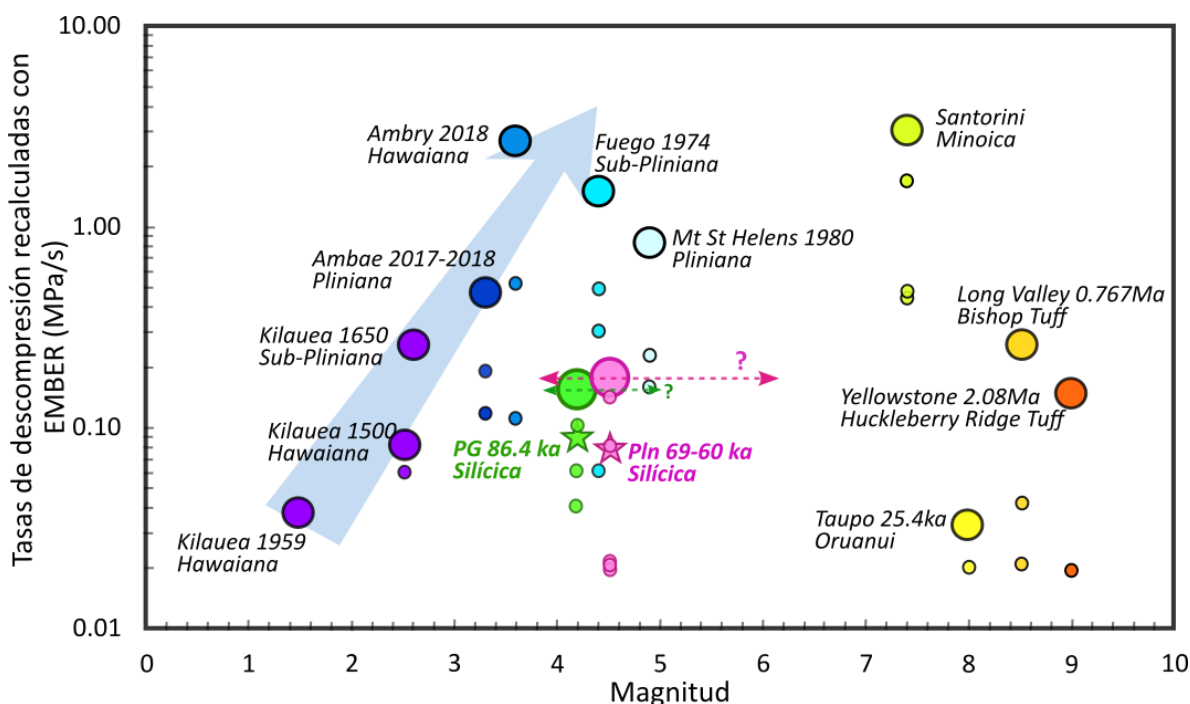


Fig. 6.8. Compilación de tasas de descompresión recalculadas con EMBER en función de su magnitud. El tamaño mayor de los círculos indica las tasas de descompresión más altas estimadas para cada erupción. Las muestras del horizonte de Pómez Gigante (PG: en verde) y del depósito de caídas de Planillas (Pln: en rosa) incluyen el valor promedio (estrellas) y rango de incertidumbre (flechas punteadas con signo de interrogación). Flecha azul representa la correlación entre las tasas de ascenso máximas calculadas y la magnitud en erupciones de composición basáltica (adaptada de Georgeais et al., 2021).

En cuanto a las velocidades de ascenso magmático, algunos modelos numéricos han propuesto velocidades de 0.7 a 30 m/s para el ascenso de magmas de composición riolítica en erupciones plinianas (Myers et al., 2018). Teniendo en cuenta lo anterior, las velocidades estimadas para el horizonte de PG y Pln intersecan o están de acuerdo con los valores mínimos propuestos (PG: 1.5 – 6.05 m/s y Pln: 0.76 – 6.8 m/s). Otros modelos plantean tasas de ascenso que van de 0.1 a 100 m/s (p. ej. Woods, 1995; Slezin, 2003), lo que permite también la comparación con las tasas más bajas propuestas.

Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones

7.1. Conclusiones

- Las muestras del depósito hidromagmático de PG (RT, Mtz e IFu) presentan composiciones de riolitas alcalinas, clasificadas como peralcalinas y a su vez como comenditas. Por su parte, las muestras provenientes de la erupción pliniana de Pln muestran una composición transicional entre riolitas alcalinas y sub-alcalinas, clasificadas desde peralcalinas a peraluminosas.
- El magma que originó el horizonte de PG presenta concentraciones más altas en LREE (light rare earth elements), mientras que los magmas que dieron origen a Pln muestran concentraciones más bajas en estos elementos. Por lo tanto, un proceso importante en la evolución geoquímica post-caldera del CVLP fue la fusión parcial. Una masa cristalina (*crystal mush*) experimentó un bajo grado de fusión parcial, dando origen al magma de PG. Por su parte, el magma de Planillas se formó a partir de un mayor grado de fusión parcial de masas cristalinas y de la subsecuente mezcla entre fundidos ricos en REE y pobres en REE.
- El sistema magmático post-caldera se considera un sistema multi-reservorio debido a la variabilidad en las concentraciones de H₂O y las presiones de atrapamiento. En PG, las concentraciones de H₂O oscilan entre 3-4% en IFu y entre 2.4-4.2% en BFu, lo que se traduce en presiones aproximadas de 65.2-120.5 MPa y profundidades de 2.5-4.5 km. En el caso de Planillas, las concentraciones de H₂O varían entre 5.2-6.4% en IFu y entre 2.7-4.7% en BFu, lo que pudiera interpretarse como dos reservorios magmáticos, el más profundo con presiones que van de 178.9 a 234.7 MPa y profundidades de 6.6 a 8.6 km, y el más somero con presiones de 74.2 a 139.5 MPa y profundidades aproximadas de 3 a 5.2 km.
- Las tasas de ascenso magmático calculadas a partir de BFu del horizonte de PG van de 1.5-6 m/s, mientras que para Pln, van de 0.76-6.8 m/s. Por lo que la erupción pliniana, es la que tiene un rango más amplio en velocidades. Sin embargo, en promedio, las tasas de descompresión magmática para la erupción hidromagmática (PG: 0.09 MPa/s) son mayores que las de la erupción de tipo pliniana (Pln: 0.08 MPa/s). A pesar de ello, los valores para ambas erupciones se traslapan y no hay grandes diferencias.

- La erupción pliniana de Planillas exhibe el valor más alto en ascenso magmático; no obstante, no es significativamente superior al de Pómez Gigante. Por lo tanto, se requieren investigaciones futuras que puedan explicar cómo la erupción de Pómez Gigante dio lugar a la formación de grandes bloques, ya que estos no experimentaron un grado tan alto de fragmentación en comparación con las pómez de Planillas, pero mostraron tasas de ascenso muy similares.
- Las tasas de ascenso de las erupciones post-caldera del CVLP (PG y Pln), son comparables con aquellas supererupciones riolíticas como la de Oruanui (2.6 m/s), Huckleberry Ridge Tuff (4 m/s) y Bishop Tuff (13 m/s). Además, las velocidades de ascenso magmático de las erupciones de PG y Pln se encuentran dentro de los rangos bajos propuestos por distintos modelos de erupciones volcánicas (0.1-100 m/s).
- Aproximadamente la mitad de las BFu alojadas en cristales de PG, no presentan un descenso en concentración de H₂O hacia la salida (gradiente), lo que podría indicar que estas BFu experimentaron hidratación secundaria debido al entorno en el cual fueron depositadas. Por lo tanto, la medición de H₂O en BFu pertenecientes a erupciones hidromagmáticas podría ser un buen método diagnóstico para identificar este tipo de erupciones.

7.2. Recomendaciones

- Realizar estudios de IFu en cristales de todas las etapas evolutivas posibles del CVLP, con el fin de vislumbrar de mejor manera la evolución geoquímica entre cada episodio eruptivo en el complejo.
- De las mismas unidades que se puedan obtener IFu y estén relacionadas con erupciones explosivas, buscar y preparar el mayor número de BFu posible para estimar tasas de ascenso magmático.
- Preparar un mayor número de BFu procedentes del horizonte de PG para determinar si la medición de H₂O en estas imperfecciones cristalinas pueden servir como indicadores diagnósticos de erupciones hidromagmáticas. Para este trabajo, se tuvo que proceder con las pocas muestras que se tenían listas para el análisis, debido a la necesidad de respetar el calendario asignado de los equipos analíticos (FTIR y EMPA) y cumplir con los plazos del programa de posgrado. Además, el procesamiento de las muestras es tardado y complejo, ya que implica ajustar las BFu en el plano horizontal y en el proceso de desbaste, tener cuidado de evitar la fractura de las muestras para prevenir la pérdida de vidrio.
- Estimar tasas de ascenso magmático de diversas erupciones plinianas e hidromagmáticas para reconocer si el agua subterránea puede tener una influencia sobre las tasas de ascenso magmático en erupciones hidromagmáticas.
- Realizar análisis de contenidos de elementos traza en IFu y BFu para obtener más información que pueda ayudar a comprender mejor los procesos magmáticos que controlaron el vulcanismo post-caldera del CVLP y poder refinar el modelo propuesto por Sourisseau et al. (2023).

Referencias

- Alatorre-Zamora, M.A., Campos-Enriquez, J.O., 1992. La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofis. Int.* 31 (4), 371-382.
- Allen, S. R., McPhie, J., 2009. Products of neptunian eruptions. *Geol. Soc. Am.* 37 (7), 639-642.
- Almaguer, J., Lopez-Loera, H., Macias, J.L., Saucedo, R., Yutis, V., Guevara, R., 2020. Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 393, 106556.
- Anovitz, L.M., Elam, J.M., Riciputi, L.R., Cole, D.R., 1999. The failure of obsidian hydration dating: Sources, implications, and new directions. *J. Archaeol. Sci.* 26, 735– 752.
- Anovitz, L.M., Elam, J.M., Riciputi, L.R., Cole, D.R., 2006. The effect of changes in relative humidity on the hydration rate of Pachuca obsidian. *J. Non Cryst. Solids* 352, 5652– 5662.
- Ávila Ortiz, N.A.H., 2018. Edad y génesis del Domo “El Chapulín”, Caldera de La Primavera, Jalisco, México. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Barbee, O., Chesner, C., Deering, C., 2020. Quartz crystals in Toba Rhyolites show textures symptomatic of rapid crystallization. *Am. Mineral.* 105, 194-226.
- Behrens, H., Tamic, N., Holtz, F., 2004. Determination of the molar absorption coefficient for the infrared absorption band of CO₂ in rhyolitic glasses. *Am. Mineral.* 89, 301–306.
- Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J.L., Sosa-Ceballos, G., Garcia-Tenorio, F., Albor, M., 2019. Geophysical imaging of fluid circulation and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 369, 238-249.
- Chen, X.W., 2013. Petrography and Geochemistry Indication of Crystallization Differentiation and Magma Mixing Process of the Tianchi Volcano, Changbaishan, (M.S. Dissertation). Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing.
- Cioni, R., Pistolesi, M., Rosi, M., 2015. Plinian and Subplinian Eruptions. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, Second Edition. Elsevier, Amsterdam, 519-535.
- Clough, B.J., Wright, J.V., Walker, G.P.L., 1981. An unusual bed of giant pumice in Mexico. *Nature* 289, 49-50.
- Clough, B.J., Wright, J.V., Walker, G.P.L., 1982. Morphology and dimensions of the Young comendite lavas of La Primavera volcano, Mexico. *Geol. Mag.* 119, 477-485.

- Cruz-Lara A.U., 2015. Evolución del Domo San Miguel, Campo Volcánico La Primavera, Jalisco, México. Estudio de Estratigrafía y Geoquímica. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro.
- Çubukçu, H. E., Ulusoy, I., Ayudar, E., Ersoy, O., Sen, E., Gourgaud, A., y Guillou, H., 2012. Mt. Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 209-210, 33-60.
- Demant, A., Vincent, P.M., 1978. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra la Primavera, Jalisco. *Discusion. Foro* 218-222.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámico del vulcanismo del Eje Neovolcánico. *Rev. Instituto de Geol.* 5, 217-222.
- Devine, J.D., Gardner, J.E., Brank, H.P., Layne, G.D., Rutherford, M.J., 1995. Comparison of microanalytical methods for estimating H₂O contents of silicic volcanic glasses. *Am. Mineral.* 80, 319-328.
- Dye, B., 2012. La apasionante geología del área de protección de flora y fauna La Primavera. Proyecto del: Área de Protección de Flora y Fauna La Primavera. Centro creativo 1-39.
- Ferguson, D.J., Gonnermann, H.M., Ruprecht, P., Plank, T., Hauri, E.H., Houghton, B.F., Swanson, D.A., 2016. Magma decompression rates during explosive eruptions of Kīlauea volcano, Hawaii, recorded by melt embayments. *Bull. Volcanol.* 78 (10), 71.
- Ferla, P., Meli, C., 2006. Evidence of magma mixing in the Daly Gap of alkaline suites: a case study from the enclaves of Pantelleria (Italy). *J. Petrol.* 47, 1467–1507.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 1999. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. In: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M. (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society America Special Paper* 334.
- 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, 122-149.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1986. Volcanismo riolítico en el eje Neovolcánico Mexicano: *Geofis. Inter.* 25-1, 117-156.
- Frezzotti, M.L., 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. *Lithos* 55, 273-299.
- Friedman, I., Smith, R.L., 1960. A new dating method using obsidian. Part 1 The development of the method. *Am. Antiquity* 25, 476-522.
- Friedman, I., Long, W., 1976. Hydration rate of obsidian. *Science* 191, 347–352.

- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes a practical guide*. Wiley-BlackWell.
- Gilbert, C.M., Charmichael, I.S.E., Mahood, G.A., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofis. Int.* 24 (1), 169-191.
- Georgeais, G., Koga, K.T., Moussallam, Y., Rose-Koga, E.F., 2021. Magma decompression rate calculations with EMBER: A user-friendly software to model diffusion of H₂O, CO₂, and S in Melt Embayments. *Geochem., Geophys, Geosyst.* 22, 1-20.
- Gómez-Álvarez F., 2015. *Análisis Petrológico de los Domos Tajo y Colli e Implicaciones en el Potencial Geotérmico del Complejo Volcánico La Primavera (CVLP)*, Jalisco. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 485-510.
- Gómez-Tuena, A., Orosco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am.* 422, 129-181.
- Hammond, J.O.S., Wu, J.P., Ri, K.S., Wei, W., Yu, J.N., Oppenheimer, C., 2020. Distribution of partial melt beneath Changbaishan/Paektu volcano, China/Democratic People's Republic of Korea. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 21, e2019GC008461.
- Hervig, R.L., Dunbar, N., Westrich, H.R., Kyle, P.R., 1989. Pre-eruptive water contents of rhyolitic magmas as determined by ion microprobe analyses of melt inclusions in phenocrysts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 293–302.
- Humphreys, M., Menand, T., Blundy, J.D., Klimm, K., 2008. Magma ascent rates in explosive eruptions: constraints from H₂O diffusion in melt inclusions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 25–40.
- Ihinger, P.D., Hervin, R.L., Mc Millan, P.F., 1994. Analytical Methods for Volatiles in Glasses: *Mineral. Soc. Am.* 30, 67-122.
- Jeffery, A.J., Gertisser, R., O'Driscoll, B., Pacheco, J.M., Whitley, S., Pimentel, A., Self, S., 2016. Temporal evolution of a post-caldera, mildly peralkaline magmatic system: Furnas volcano, SãoMiguel, Azores. *Contrib. Mineral. Petrol.* 171, 42.
- Kano, K., Yamamoto, T., Ono, K., 1996. Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima Pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagishima Bay, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 71, 187-206.
- King, P.L., Venneman, T.W., Holloway, J.R., Hervig, R.L., Lowenstern, J.B., Forneris., J.F., 2002. Analytical techniques for volatiles: A case study using intermediate (andesitic) glasses: *Am. Mineral.* 87, 1077-1089.

- Leat, P.T., Macdonald, R., Smith, R.L., 1984. Geochemical evolution of the trachytic caldera volcano Menengai, Kenya. *J. Geophys. Res.* 89, 8571–8592.
- Liszewska, K.M., White, J.C., Macdonald, R., Bagiński, B., 2018. Compositional and thermodynamic variability in a stratified magma chamber: evidence from the green tuff ignimbrite (Pantelleria, Italy). *J. Petrol.* 59, 2245–2272.
- Liu, Y., Zhang, Y.X., Behrens, H., 2005. Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O-CO₂ solubility in rhyolitic melt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 143, 219–235.
- Liu, Y., Anderson, A.T., Wilson, C.J.N., 2007. Melt pockets in phenocrysts and decompression rates of silicic magmas before fragmentation. *J. Geophys. Res.* 112 (B6), 1-12.
- Lowenstern, J.B., 1995. Applications of silicate melt inclusions to the study of magmatic volatiles. In: J.F.H. Thompson (ed). *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineral. Assoc. Canada Short Course 23, 71-99.
- Lloyd, A.S., Ruprecht, P., Hauri, E.H., Rose, W., Gonnermann, H.M., Plank, T., 2014. NanoSIMS results from olivine-hosted melt embayments: magma ascent rate during explosive basaltic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 283, 1–18.
- Maciel-Flores, R., Rosas-Elguera, J., 1992. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México. *Geofis. Inter.* 31 (4), 359-370.
- Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bull. Vulcanol.* 38, 498-516.
- Macdonald, R., Belkin, H.E., Fitton, J.G., Rogers, N.W., Nejbort, K., Tindle, A.G., Marshall, A.S., 2008. The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile-melt interactions in the genesis of a young basalt-peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.* 49, 1515–1547.
- Macdonald, R., White, J.C., Belkin, H.E., 2021. Peralkaline silicic extrusive rocks: magma genesis, evolution, plumbing systems and eruption. *Comptes Rendus*, 353 (S2), 7-59.
- Mahood, G.A., 1977. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 1 (2), 177-190.
- Mahood, G.A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center-Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8 (2-4), 199-230.
- Mahood, G.A., 1981a. A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86 (B11), 10137-10152.

- Mahood, G.A., 1981b. Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77 (2), 129-149.
- Mahood, G.A., Drake, R.E., 1982. K-Ar dating Young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93 (12), 1232-1241.
- Mahood, G.A., 1983. A discussion of <<The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a Compound Intraplinian Ignimbrite from a Major Late Quaternary Mexican Eruption> by J.V. Wright. *Bull. Volcanol.* 46-2.
- Mahood, G.A., Truesdell, A.H., Templos, L.A., 1983. A reconnaissance geochemical study of la Primavera geothermal area, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16, 247-261.
- Mahood, G.A., Gilbert, C.M., Carmichael, I.S.E., 1985. Peralkaline and metaluminous Mixed-Liquid Ignimbrites of the Guadalajara Region, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 259-271.
- Mahood, G.A., Halliday, A.N., 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.* 100, 183-191.
- Mastin, L.G., Ghiorso, M.S., 2000. A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits. *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.* 00-209, 56.
- McPhie, J., Allen, R.L., 2003. Submarine, silicic, syn-eruptive pyroclastic units in the Mount Read Volcanics, western Tasmania: Influence of vent setting and proximity on lithofacies characteristics, in White, J., et al., eds., *Explosive subaqueous volcanism*. *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph.* 140, 245–258.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., Llovet, X., 2010. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación y explotación minera. *Boletín de la Soc. Geol. Mex.* 62 (1), 1-23.
- Miguel-Cruz, A., 2016. Estudio de inclusiones de vidrio en cristales de la Toba Tala, Sierra de La Primavera, Jalisco, México. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- Morales-Gaona, V., 2019. Estudio de inclusiones de fundido en cristales de unidades post-caldera en la sierra de La Primavera, Jalisco, México. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106 (3), 383-394.
- Morra, V., Secchi, F.A., Assorgia, A., 1994. Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chem. Geol.* 118, 109–142.

- Moussallam, Y., Rose-Koga, E. F., Koga, K. T., Médard, E., Bani, P., Devidal, J.-L., Tari, D., 2019. Fast ascent rate during the 2017–2018 Plinian eruption of Ambae (Aoba) volcano: A petrological investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 174(11), 90.
- Moussallam, Y., Médard, E., Georgeais, G., Rose-Koga, E.F., Koga, K.T., Pelletier, B., 2021. How to turn off a lava lake? A petrological investigation of the 2018 intra-caldera and submarine eruptions of Ambrym volcano. *Bull. Volcanol.* 83.
- Myers M.L., Wallace P.J., Wilson C.J.N., Morter B.K., Swallow E.J., 2016. Prolonged ascent and episodic venting of discrete magma batches at the onset of the Huckleberry Ridge supereruption, Yellowstone. *Earth Planet Sci. Lett.* 451, 285–297.
- Myers, M.L., Wallace, P.J., Wilson, C.J., Watkins, J.M., Liu, Y., 2018. Ascent rates of rhyolitic magma at the onset of three caldera-forming eruptions. *Am. Mineral.* 103 (6), 952-965.
- Myers, M.L., Druitt, T.H., Schiavi, F., Gurioli, L., Flaherty, T., 2021. Evolution of magma decompression and discharge during a Plinian event (Late Bronze-Age eruption, Santorini) from multiple eruption-intensity proxies. *Bull. Volcanol.* 83 (3), 18.
- Neave, D.A., 2020. Chemical variability in peralkaline magmas and magma reservoirs: insights from the Khaggiar lava flow, Pantelleria, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 175:39.
- Newcombe, M.E., Plank, T., Barth, A., Asimow, P.D., Hauri, E., 2020. Water-in-olivine magma ascent chronometry: Every crystal is a clock. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 398, 106872.
- Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical vulcanism. *J. Geophys. Res. (Ocean & Atmospheres)* 87, 1231-1238.
- Newman, S., Lowenstern, J.B., 2002. VOLATILECALC: a silicate melt-H₂O-CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computer Geosciences* 28, 597-604.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., and Wu, T.W., 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical, and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian rift. *J. Petrol.* 44, 2002–2032.
- Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez-González, A., 2015. ¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 23(1), 24.
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bull. Mineral.* 102, 487-510.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy. *Mineral. Soc. Am.* 12, 644.
- Roedder, E., 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 5-20.

- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M.L., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *Int. Geol. Rev.* 39 (2), 125–140.
- Rossotti, A., Ferrari, L., Martínez, M.L., Elguera, J.R., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Rev. Mexic. Cien. Geol.* 19 (1), 1–15.
- Ruefer, A.C., Befus, K.S., Thompson, J.O., Andrews, B.J., 2021. Implications of Multiple Disequilibrium Textures in Quartz-Hosted Embayments. *Front. Earth Sci.* 9:742895.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*: John Wiley & Sons, New York.
- Sheridan, M.F., Wholetz, K.H., 1981. Hydrovolcanic explosions: The systematics of water-pyroclast equilibration. *Science* 212, 1387-1389.
- Siebert, I., Simkin, Ty Kimberly, P., 2010. *Volcanoes of the world. Thir edition*. Ed. University of California Press, 568.
- Silver, L.A., Ihinger, P.D., Stolper, E., 1990. The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 104, 142-162.
- Slezin, Y. B., 2003. The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122, 7-50.
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology* 36 (5), 837–855.
- Sorby, H.C., 1958. On the microscopic structures of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *J. Geol. Soc. Lond.* 14, 453–500.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M.E., Pérez-Orozco, J.D., 2018. The Aocolco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation whit the Aocolco geothermal system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 358, 288-306.
- Sourisseau, D., Macías, J.L., García Tenorio, F., Avellán, D.R., Saucedo Girón, R., Bernal, J.P., 2020. New Insights into the Stratigraphy and ²³⁰Th/U Geochronology of the Post-Caldera Explosive Volcanism of La Primavera Caldera, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.* 103, 102747.
- Sourisseau, D., Arce, J.L., Macías, J.L., Sosa-Ceballos, G., García Tenorio, F., Avellán, D.R., Saucedo Girón, R., Sánchez-Nuñez, J.M., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2023. Genesis and evolution of the post-caldera pyroclastic rhyolites from La Primavera caldera, Jalisco, Mexico: A crystal mush perspective. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 442, 107911.

- Stewart, A.L., McPhie, J., 2004. An Upper Pliocene coarse pumice breccia generated by a shallow submarine explosive eruption, Milos, Greece. *Bull. Volcanol.* 66 (1), 15-28.
- Stolper, E., 1982. Water in Silicate Glasses: An Infrared Spectroscopic Study: *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 1-17.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J(eds) *Magmatism in the Oceanic Basins.* *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 42 (1), 313-345.
- Thomas, N., Jaupart, C., Vergnolle, S., 1994. On the vesicularity of pumice. *J. Geophys. Res.* 99, 15, 633–15,644.
- Tinoco-Murillo, Z.S., 2017. Génesis y mecanismos de emplazamiento de la pómez gigante de la Caldera de La Primavera, Jalisco. Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Ramirez-Negrctc, A., Vcncgas-Salgado, S., Sfinchez-Rcyes, S., Delgado-Granados, H., Campos-Enriquez, J.O., Morfin-Zentcno, D.J., 1988. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de La Primavera, Jalisco. *Geofis. Int.* 27, 395-414.
- Van de Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, 27-47.
- Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero- Martínez, F.J., 2012. Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Int. Geol. Rev.* 54 (7), 833–843.
- Villa, M. S. J., Chacon, F. M., Medina, O. G., 1987. Utilización de la relación atómica Na/K para identificar zonas de mayor actividad hidrotermal en el campo geotérmico de La Primavera, Jal. Informe interino C.F.E. (Inédito).
- Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruption – a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62, 431-446.
- Walker, G.P.L., Wright, J.V., Clough, B.J., Booth, B., 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico. *Geol. Rundsch.* 70 (3), 1100-1118.
- White, J.D.L., Smellie, J.L., and Clague, D.A., 2003. Introduction: A deductive outline and topical overview of subaqueous explosive volcanism. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 140, 1-23.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J., Walker, G.P.L., 1980. Explosive volcanic eruptions—IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Royal Astron. Soc. Geophys. J.* 63, 117–148.7.

- Wholetz, K.H. Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosion II: Evolution of basaltic tuff rings and cones. *Am. J. Sci.* 283, 385-413.
- Woods, W., 1995. The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Rev. Geophys.* 33, 495-530.
- Wright, J.V., 1981. The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a Compound Intraplinian ignimbrite from a Major Late Quaternary Mexican Eruption. *Bull. Volcanol.* 44(2), 189- 213.
- Wright, J. V., 1983. Reply to A Discussion of the Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a Compound Intraplinian Ignimbrite from a Major Late Quaternary Mexican Eruption>> by G.A. Mahood. *Bull Volcanol.* 46-2.
- Yokoyama, I., Mena, M., 1991. Structure of a La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 47, 183-193.
- Zhang, Y.X., Stolper, E.M., Wasserburg, G.J., 1991. Diffusion of water in rhyolitic glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 55, 441– 456.
- Zhang, Y.X., 1999. H₂O in rhyolitic glasses and melts: Measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Rev. Geophys.* 37, 493–516.
- Zhang, Y.X., Behrens, H., 2000. H₂O diffusion in rhyolitic melts and glasses. *Chem. Geol.* 169, 243– 262.