

## Megaesferulitas en la Puna Austral

Emilce Bustos<sup>1\*</sup>, Walter Ariel Báez<sup>1</sup>, Lorenzo Bardelli<sup>1</sup>, Jocelyn McPhie<sup>2</sup>, Alfonso Sola<sup>1</sup>, Agustina Chiodi<sup>1</sup>, Valeria Simón<sup>1</sup>, Marcelo Amosio<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO, UNSa – CONICET). \*e-mail: emilcebustos@gmail.com

<sup>2</sup>School of Natural Sciences, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia

El vidrio volcánico se genera cuando el magma se enfría y solidifica rápidamente. Este material es inestable, entonces sufre procesos buscando su estabilidad que se denominan “desvitrificación”. Durante los eventos de desvitrificación a alta temperatura se forman minerales de cuarzo y feldespato constituyendo estructuras como esferulitas y litofisas con diámetros típicos de 0,1 y 2 centímetros. Durante los trabajos de campo en un *coulée* riolítico ubicado en la Puna Austral encontramos estructuras esferulíticas de ¡4 m de diámetro!. Las esferulitas de este tamaño se denominan “Megaesferulitas” y son poco comunes. Por este motivo, estudiamos las megaesferulitas de la Puna Austral para intentar entender cómo fueron formadas. Como primer paso, en este artículo, basado en Bustos et al. (2020), mostraremos el contexto en el cual se encuentran las megaesferulitas, el estudio de su estructura interna y finalmente presentaremos los modelos propuestos para explicar su formación.

### Contexto

La Puna Austral se ubica en el extremo sur de la Zona Volcánica Central (Figura 1) y abarca el sector occidental de las provincias de Salta y Catamarca. Para detalles del volcanismo en la Puna Austral consultá el artículo de [Guzmán y Montero \(2011, Temas B&GNOA, vol. 1, n°1\)](#). El volcanismo más joven de la Puna Austral, está representado por centros volcánicos de composición riolítica como el volcán Cueros de Purulla ([Berteá et al., 2021, Temas B&GNOA, vol. 11, n°2](#)) y el Complejo Volcánico Cerro Blanco. Asociados a la actividad del Complejo Volcánico Cerro Blanco se emplazaron domos y *coulées*. Un domo es un montículo, generalmente circular viéndolo en planta, que se genera por la erupción de lava viscosa. Un *coulée* es un domo que se emplaza en un plano inclinado, entonces el cuerpo de lava se alarga.

El vidrio volcánico se genera cuando el magma se sobreenfría y solidifica rápidamente, por lo tanto no tiene estructura cristalina. Este material es amorfo, en consecuencia inestable y para buscar volver a la estabilidad sufre diferentes procesos que tienden a desarrollar una estructura cristalina, que se

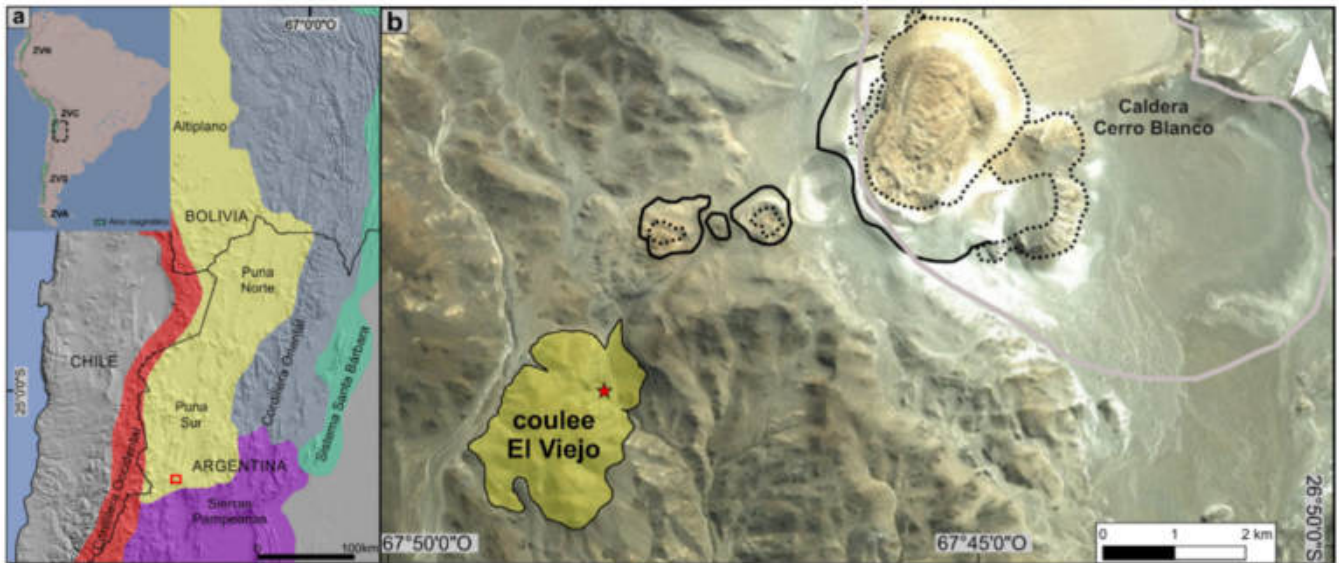


Figura 1. a) DEM sombreado que muestra la distribución de las provincias geológicas. El área en estudio está ubicada en la Puna Sur y está marcada con un rectángulo rojo. En la parte superior izquierda, se muestra la ubicación de la Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (ZVA). b) Detalle del área de estudio que muestra la ubicación del *coulée* El Viejo y la distribución espacial de otros domos relacionados con el Complejo Volcánico Cerro Blanco (Báez et al., 2017). La línea gris marca la extensión de la Caldera Cerro Blanco. La estrella roja indica la ubicación de las megaesferulitas.

denominan colectivamente “desvitrificación”. Los domos y *coulées* de composición ácida (i.e. riolítica) se caracterizan por una amplia diversidad textural dentro de las cuales se incluyen texturas de desvitrificación como las esferulitas y litofisas. Las esferulitas son agregados radiales de cristales aciculares en fundidos superenfriados y viscosos (Keith y Padden, 1963). Las litofisas son esferulitas con, generalmente, una o varias cavidades concéntricas (Iddings, 1887). El rango típico de tamaño de las esferulitas se extiende desde microscópico a pocos cm de diámetro (e.g., Keith y Padden, 1963). Las esferulitas de grandes dimensiones, llamadas megaesferulitas, son raras. Algunos ejemplos se encuentran en Estados Unidos y México (e.g., Stirling, 1969; Smith et al., 2001). En la Puna Austral se encuentra uno de los ejemplos más espectaculares del mundo de megaesferulitas ubicadas en el *coulée* El Viejo del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Figura 1).

El *coulée* El Viejo cubre un área de aproximadamente 8 km<sup>2</sup>, un espesor promedio de 80 m y un volumen mínimo de 0,5 km<sup>3</sup> (Figura 2). Tiene una forma alargada N-S casi elíptica y está constituido por 4 facies: brecha, facies coherente masiva, coherente foliada y coherente de obsidiana (Figura 2). Las facies de brechas están en la parte superior del *coulée* y están constituidas por lavas riolíticas fragmentadas. Por debajo se ubica la facies coherente masiva y consiste en lavas no fragmentadas. La facies foliada se encuentra hacia la base del *coulée* y está formada por bandas de vidrio volcánico y otras microcristalinas. La facies coherente de obsidiana está contenida dentro de las facies coherentes foliadas y está constituida por vidrio riolítico negro masivo (obsidiana) con escaso contenido de cristales. Dentro de la facies coherente de obsidiana se encontraron las megaesferulitas, en el lado Este del *coulée*, cerca de la base (Figuras 1, 2 y 3).



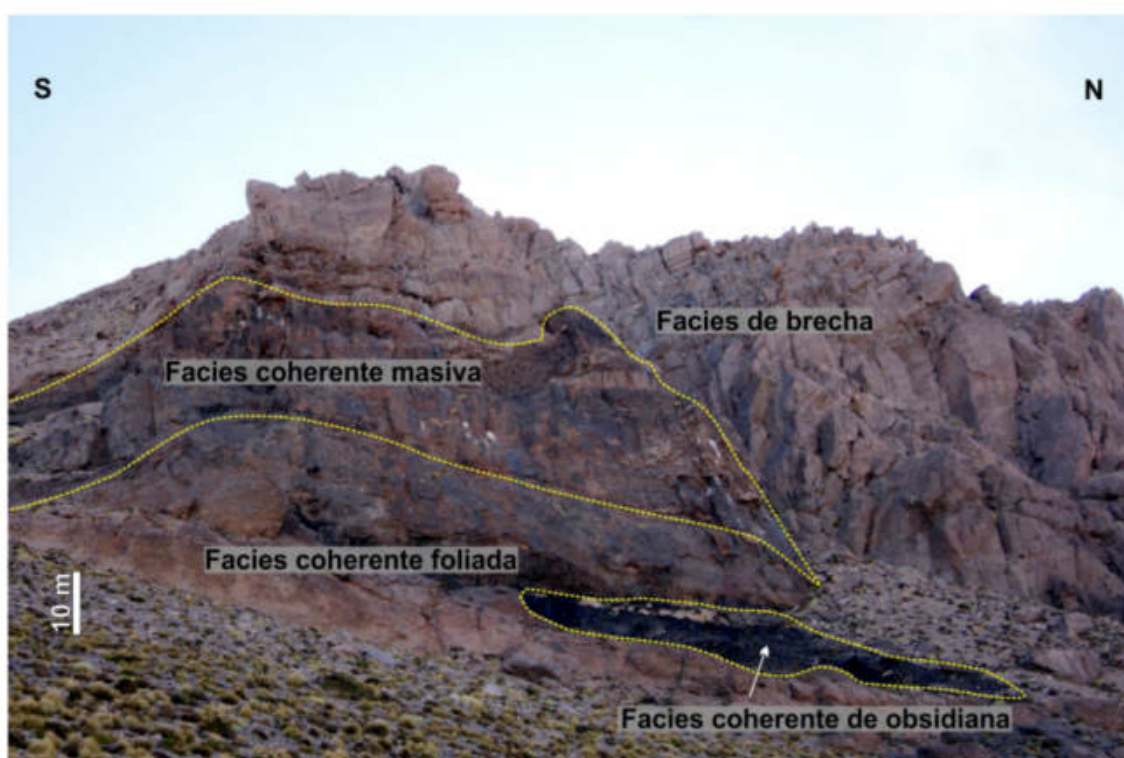


Figura 2. Vista del flanco Este del coulée El Viejo mostrando las facies principales.

### Estructura interna de las megaesferulitas

La estructura interna de las megaesferulitas es muy compleja (Figura 4). Se componen de “conos de crecimiento” que irradian desde un solo punto y que están separados por un “área de intercono” definida como el espacio entre dos conos de crecimiento contiguos (Figura 4). Los conos de crecimiento son blanquecinos y en vista transversal, muestran un borde oscuro. Los dominios interconales son más oscuros que los conos de crecimiento y están dominados por litofisas. Los contactos entre las megaesferulitas y la obsidiana son netos e irregulares. Algunos conos de crecimiento forman protuberancias redondeadas en el contacto con la facies coherente de obsidiana que rodean la megaesferulita (Figura 4).

Para estudiar en más detalle las estructuras internas de las megaesferulitas, se analizaron cortes delgados con el microscopio petrográfico. Todas las texturas que se describen a continuación son resultado de la desvitrificación, el conjunto de procesos por los cuales el vidrio tiende a formar una estructura cristalina para volver al equilibrio. Observando de cerca los conos de crecimiento, se aprecian parches de textura micropoiquilítica, la cual consiste en cuarzo con cristales muy pequeños de feldespato (Figura 5a). Las secciones perpendiculares a los ejes de los conos de crecimiento muestran que su centro también está compuesto de textura micropoiquilítica (Figura 5b). En el límite del cono de crecimiento, se encuentran fibras de feldespato de potasio dispuestas en ángulo perpendicular con respecto al borde (Figura 5b). Los análisis realizados con microscopio electrónico de barrido identificaron óxidos





Figura 3. Megaesferulitas de aproximadamente 4 m de diámetro. Los márgenes están marcados con una línea punteada amarilla.

de hierro y manganeso de grano muy fino, feldspatos y cuarzo en la zona de los conos de crecimiento. Los espacios interconales están ocupados por litofisas, presentan textura micropoiquilítica y contienen abundantes óxidos de hierro (Figura 5c, d). Las litofisas son casi esféricas y algunas tienen múltiples cavidades en forma de hoz (Figura 5d). En los espacios comprendidos entre las litofacias se observan bandas de diferente color, que se generan por diferente cantidad de óxidos de hierro (Figura 5d). Los análisis realizados con el microscopio electrónico de barrido muestran que las áreas interconales están compuestas de cuarzo, feldespato de potasio y óxidos de hierro, manganeso y niobio.

También se realizaron análisis geoquímicos. Se observaron pequeñas diferencias en la concentración de elementos químicos traza (aquellos que se encuentran en bajas concentraciones) entre las facies coherentes foliadas y las facies coherentes de obsidiana, por lo que concluimos que representan dos magmas con composiciones ligeramente diferentes. Con los datos geoquímicos se calcularon las temperaturas de fundido en las facies coherentes foliadas entre 720 y 732 °C, y se determinaron valores similares para las facies coherentes de obsidiana y las megaesferulitas. Estas estimaciones de



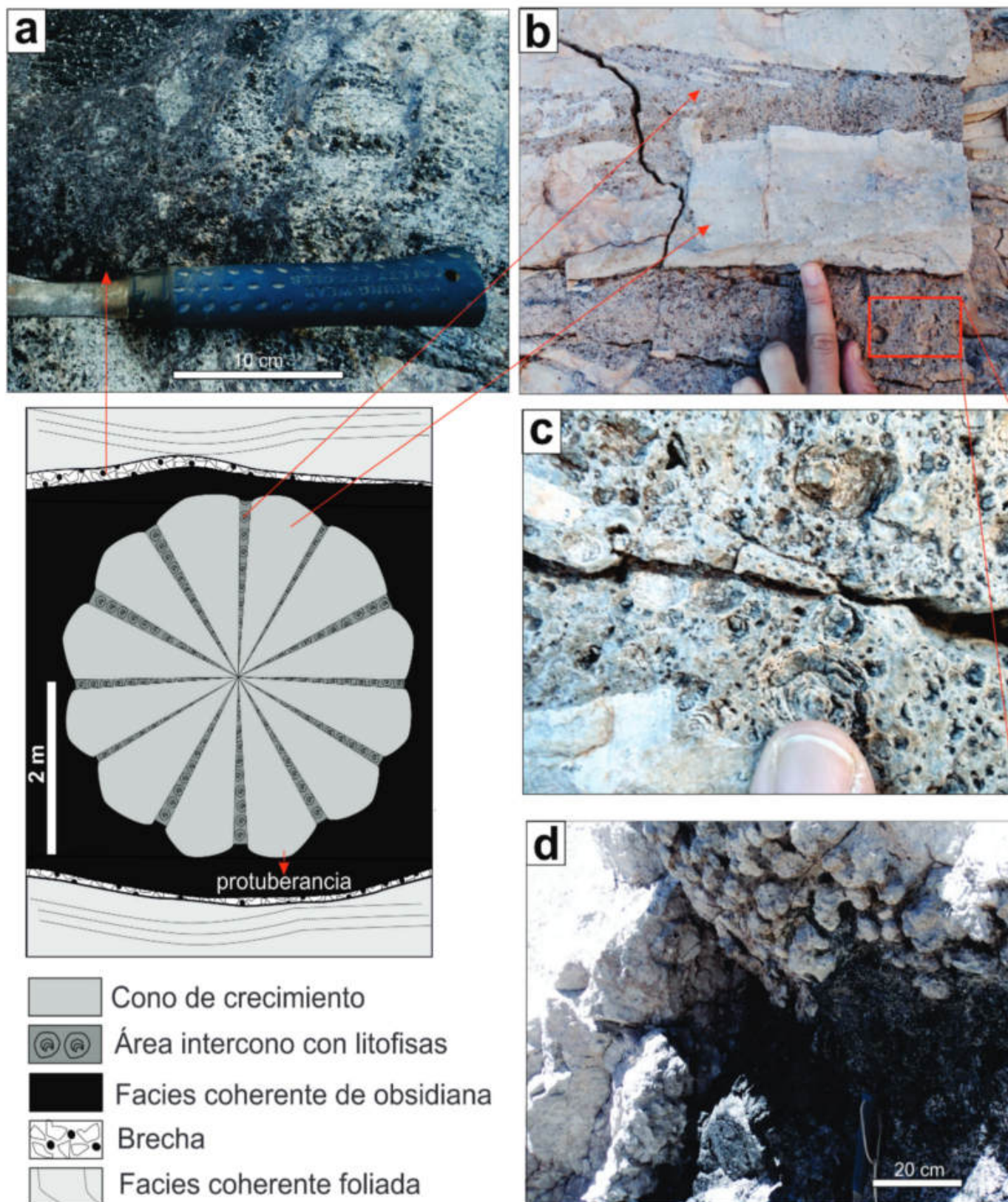


Figura 4. Esquema que muestra las principales características de las megaesferulitas y su ubicación dentro de la facies coherente de obsidiana. Las fotos muestran: a) una brecha en el contacto de la obsidiana y la facies coherente foliada. b) Vista paralela al eje de los conos de crecimiento en una megaesferulita. Las bandas blancas son los conos de crecimiento y las bandas grises son áreas interconales. c) Litofisas en las áreas interconales. d) Contacto entre facies coherente de obsidiana y una megaesferulita. La parte superior de los conos de crecimiento constituyen protuberancias redondeadas y con relieve positivo.



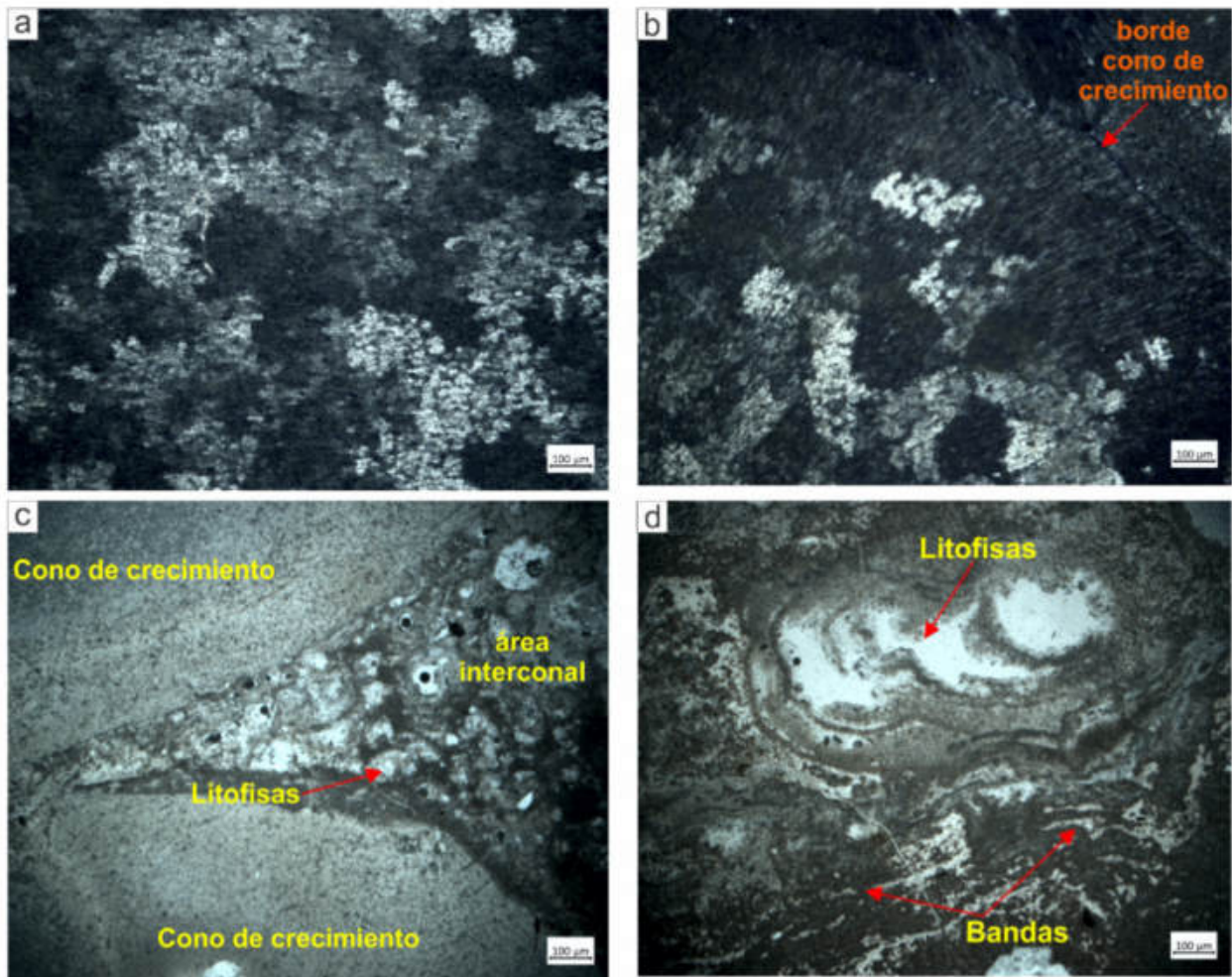


Figura 5. Texturas de desvitrificación de las megaesferulitas vistas en el microscopio petrográfico. a) Cono de crecimiento mostrando parches de cuarzo micropoiquilítico intercrecidos con feldespato potásico. b) Cono de crecimiento en el contacto con la obsidiana. La textura micropoiquilítica se presenta en el centro y las fibras de feldespato están dispuestas perpendiculares al borde. c) Cono de crecimiento y zona interconal. Las áreas de intercono tienen litofisas. d) Bandas y litofisas en el área interconal. Todas las fotografías se tomaron con nicoles cruzados.

temperatura se utilizaron para calcular la cantidad máxima de agua pre-eruptiva, obteniendo un valor de 4% en peso de  $H_2O$ . La temperatura de transición del vidrio ( $T_g$ ) es una temperatura intermedia entre el estado fundido y el estado rígido del material. Se calculó la  $T_g$ , obteniéndose valores de 678 °C y 568 °C para las facies coherentes de obsidiana utilizando un contenido de agua entre 0,2 y 1% en peso (este valor de agua se determinó por otra metodología llamada FTIR, *Fourier Transform infrared spectroscopy*, que no se muestra en este artículo).

### Modelo de formación de las megaesferulitas

Las esferulitas generalmente son de tamaño pequeño, entonces cuando estas estructuras toman tamaños del orden del metro de diámetro surge el interrogante de conocer qué condiciones operaron en el sistema permitiendo el crecimiento inusual de estas estructuras.



Los análisis petrográficos y geoquímicos indican dos magmas riolíticos ligeramente diferentes, uno que forma el volumen principal del *coulée* (facies coherente foliada) y otro que constituye la facies coherente de obsidiana. La riolita que formó las facies coherentes foliadas tuvo un mayor contenido de agua post-eruptiva (0,81 a 1,12% en peso de H<sub>2</sub>O) con respecto a la obsidiana (0,20 a 0,95% en peso de H<sub>2</sub>O), aunque las dos riolitas tenían temperaturas similares. Teniendo en cuenta estas diferencias se proponen dos modelos para la formación de las megaesferulitas en el *coulée* El Viejo (Figura 6).

Una opción es que las facies coherentes de obsidiana eran composicionalmente distintas que las facies coherentes foliadas que forman la mayor parte del *coulée*. La otra opción es que luego de la erupción y el emplazamiento de las facies coherentes foliadas, una intrusión separada formó la facies coherente de obsidiana, en una etapa en la que el *coulée* se había enfriado parcialmente. La brecha en el contacto entre la facies coherente de obsidiana y la facies coherente foliada (Figura 4) podría ser el producto de la tensión de los esfuerzos a lo largo de los márgenes de la lente de obsidiana durante su emplazamiento.

Las megaesferulitas se ubican en la facies coherente de obsidiana, lo que implica que las propiedades físicas de la obsidiana y las circunstancias de su emplazamiento promovieron la formación de las megaesferulitas. Inferimos que las megaesferulitas se formaron por encima de la T<sub>g</sub> y son el producto de la cristalización primaria porque son muy grandes (la difusión es más rápida por encima de la T<sub>g</sub>; e.g., Lofgren, 1971, Clay et al., 2013). También cabe destacar que se encuentran en vidrio que no está alterado y tiene relativamente poco contenido de agua. Por otro lado, las litofisas se ubican dentro de las áreas interconales de las megaesferulitas y la formación de las cavidades dentro de estas estructuras requiere que las temperaturas estén por encima de la T<sub>g</sub> (Breitkreuz, 2013). La posición de la lente de obsidiana en la base del *coulée* puede haber jugado un papel crítico en el mantenimiento de la temperatura por encima de la T<sub>g</sub> el tiempo suficiente para permitir la cristalización de las megaesferulitas. Además, hay indicios que permiten suponer que los sitios potenciales de nucleación habrían sido pocos. En efecto, la obsidiana muestra pocos microlitos (cristales muy pequeños) y vesículas (burbujas), el tipo de lugares en que las estructuras podrían haber empezado a formarse. Esto habría favorecido el crecimiento de unas pocas esferulitas muy grandes en lugar de esferulitas más abundantes y pequeñas (Breitkreuz, 2013).

Con respecto al rol de la hidratación, no creemos que ésta haya sido importante para producir el gran tamaño de las megaesferulitas. La solubilidad del agua en el vidrio es baja a las temperaturas de cristalización inicial, y por otra parte, los contenidos de agua tan bajos que encontramos en la obsidiana es probable que se hayan incorporado después, durante el enfriamiento.

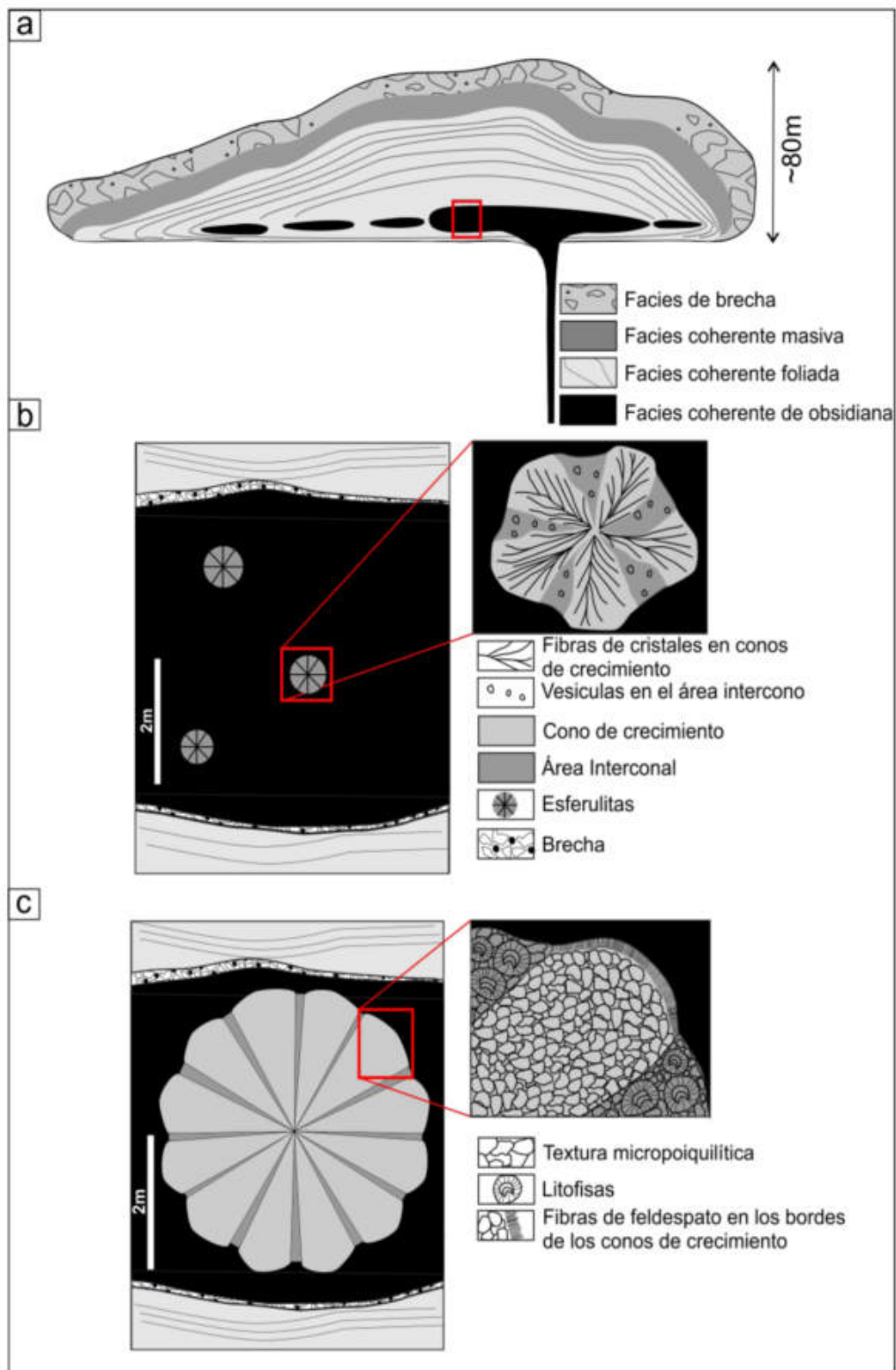


Figura 6. Modelo esquemático del coulée El Viejo, la lente de obsidiana y la formación de megaesferulita. a) La lente de obsidiana se encuentra en la base del coulée El Viejo. La lente de obsidiana podría haber sido un dominio composicionalmente distinto dentro de las facies coherente foliada, o bien emplazado como una intrusión posterior. Se desconoce la posición del alimentador y su extensión completa. El rectángulo rojo marca el área de las figuras b) y c). b) Crecimiento inicial de esferulitas en la obsidiana. En esta etapa, los conos de crecimiento estaban hechos de fibras cristalinas dispuestas en abanico. c) En una etapa posterior, se han formado megaesferulitas y las fibras en abanico han sido reemplazadas por textura micropoiquilitica. Los volátiles concentrados en las áreas interconales se expandieron para formar vesículas sobre las cuales se nuclearon las litofisas.



La formación de las megaesferulitas comenzó en los escasos sitios de nucleación ubicados en las facies coherentes de obsidiana (Figura 6b). Recordemos que los conos de crecimiento en las megaesferulitas de El Viejo consisten en una textura micropoiquilítica en lugar de haces de fibras cristalinas. Lofgren (1971) identificó tres etapas en la modificación de la textura de la obsidiana relacionadas con la cristalización a alta temperatura a través de experimentos: etapas vítrea, esferulítica y micropoiquilítica. La textura micropoiquilítica es una etapa de cristalización más avanzada en la que las esferulitas son reemplazadas por cuarzo micropoiquilítico. Los conos de crecimiento con textura micropoiquilítica representan una etapa más avanzada en la cristalización (Figura 6c) que los conos de crecimiento en las megaesferulitas Silver Cliff descritas por Smith et al. (2001). Al estar cerca de la base del *coulée*, la obsidiana habría estado bien aislada, permitiendo que la temperatura se mantuviera alta y promoviendo la etapa final de cristalización micropoiquilítica. En los conos de crecimiento de El Viejo, el cuarzo micropoiquilítico encierra vestigios de fibras de feldespatos alcalinos que probablemente formaron originalmente las esferulitas.

Las áreas interconales en las megaesferulitas de El Viejo están compuestas por litofisas y textura micropoiquilítica. Recordemos que el vidrio original habría tenido la composición del magma, incluyendo también componentes volátiles como agua y dióxido de carbono. La cristalización de fases anhidras (principalmente feldespatos y cuarzo) durante la desvitrificación en los conos de crecimiento de megaesferulita habría generado una concentración de volátiles (Friedman y Long, 1984; Watkins et al., 2009). Estos volátiles habrían sido expulsados a los espacios interconales, formando los huecos en las litofisas.

Lofgren (1971) estimó una tasa de crecimiento de esferulitas de 10 a 100  $\mu\text{m}$  por día, una tasa confirmada por experimentos de otros autores (Castro et al., 2008; Befus et al., 2015). Usando estas tasas de crecimiento, las megaesferulitas en el *coulée* El Viejo se habrían generado en  $\sim 55$  años (considerando un radio de 2 m). Las esferulitas encontradas en el *coulée* El Viejo son el resultado de  $\sim 55$  años de cristalización, durante los cuales la temperatura se habría mantenido por encima de la  $T_g$  que permitió tasas de difusión elevadas. El enfriamiento lento fue una consecuencia de que las lentes de obsidiana están ubicadas en la base del *coulée*. Este factor, junto con la escasez de sitios de nucleación de obsidiana, provocó que las esferulitas alcanzaran un tamaño extremo.

### En síntesis...

Las megaesferulitas del *coulée* El Viejo se ubican en la facies coherente de obsidiana y comprenden conos de crecimiento bien definidos que consisten en cuarzo micropoiquilítico y feldespatos separados por áreas interconales compuestas por litofisas.

Con nuestros estudios, inferimos que las megaesferulitas son el producto de la cristalización primaria (por encima de la  $T_g$ ) con pocos sitios de nucleación. La cristalización de esferulitas depende de la difusión, que es más rápida por encima de la  $T_g$  (Lofgren, 1971, Clay et al., 2013). La presencia de litofisas en las áreas interconales también implica temperaturas de cristalización por encima de la  $T_g$  (Breitkreuz, 2013). Como la obsidiana carece de vesículas y microlitos, y tiene bajo contenido de cristales, concluimos que los sitios de nucleación de las esferulitas eran escasos. La obsidiana tiene <1% en peso de agua, por lo tanto, el tamaño excepcional de las megaesferulitas no está relacionado con la hidratación previa de la obsidiana.

La posición de la lente de obsidiana en la base del *coulée* fue importante para permitir que la temperatura se mantuviera por encima de la  $T_g$  durante más de 50 años, un período lo suficientemente largo para la cristalización de megaesferulitas. Estas condiciones también favorecieron que se alcance un estado avanzado de cristalización formándose la textura micropoiquilitica. La cristalización de cuarzo anhidro y feldespato en los conos de crecimiento, hizo que el agua fluyera hacia las áreas interconales, formándose las litofisas.

---

## REFERENCIAS Y LITERATURA RECOMENDADA

---

BÁEZ W, A CHIODI, E BUSTOS, M ARNOSIO, JG VIRAMONTE, G GIORDANO, B ALFARO. 2017. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la caldera del Cerro Blanco, Puna Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 74(2): 84-99.

BEFUS KS, J WATKINS, JE GARDNER, D RICHARD, KM BEFUS, NR MILLER, DB DINGWELL. 2015. Spherulites as in-situ recorders of thermal history in lava flows. Geology, 43(7): 647-650.

BERTEA E, W BÁEZ, E BUSTOS, R FILIPOVICH, L BARDELLI, M ARNOSIO, A VILLAGRÁN, C SOMMER, B ALFARO, A CHIODI. 2021. Historia eruptiva del volcán Cueros de Purulla, Puna Austral. Temas de Biología y Geología del NOA, 11 (2): 10-18.

BREITKREUZ C. 2013. Spherulites and lithophysae—200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks. Bulletin of Volcanology, 75(4): 705.

BUSTOS E, WA BÁEZ, L BARDELLI, J McPHIE, A SOLA, A CHIODI, V SIMON, M ARNOSIO. 2020. Genesis of megaspherulites in El Viejo Rhyolitic Coulee (Pleistocene), Southern Puna, Argentina. Bulletin of Volcanology, 82: 1-16.

CASTRO JM, P BECK, H TUFFEN, AR NICHOLS, DB DINGWELL, MC MARTIN. 2008. Timescales of spherulite crystallization in obsidian inferred from water concentration profiles. American Mineralogist, 93(11-12): 1816-1822.

CLAY PL, B O'DRISCOLL, R GERTISSER, H BUSEMANN, SC SHERLOCK, SP KELLEY. 2013. Textural characterization, major and volatile element quantification and Ar–Ar systematics of spherulites in the Rocche Rosse obsidian flow, Lipari, Aeolian Islands: a temperature continuum growth model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 165(2): 373-395.



FRIEDMAN I, W LONG. 1984. Volcanic glasses, their origins and alteration processes. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 67(1-3): 127-133.

GUZMÁN S, C MONTERO. 2011. Los volcanes de la Puna Austral. *Temas de Biología y Geología del NOA*, 1 (1): 32-39.

IDDINGS JP. 1887. The nature and origin of lithophysae and the lamination of acid lavas. *American Journal of Science*, 33: 36-45.

KEITH HD, FJ PADDEN Jr. 1963. A phenomenological theory of spherulitic crystallization. *Journal of Applied Physics*, 34(8): 2409-2421.

LOFGREN G. 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76(23): 5635-5648.

SMITH RK, RL TREMALLO, GE LOFGREN. 2001. Growth of megaspherulites in a rhyolitic vitrophyre. *American Mineralogist*, 86(5-6): 589-600.

STIRLING MW. 1969. Solving the mystery of Mexico's great stone spheres. *National Geographic*, 136, (2): 295-300.

WATKINS J, M MANGA, C HUBER, M MARTIN. 2009. Diffusion-controlled spherulite growth in obsidian inferred from H<sub>2</sub>O concentration profiles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157: 163-172.