

## Transformaciones mineralógicas en ópalos de depósitos continentales silicificados del Paleógeno temprano de Patagonia central, Argentina

M. Sol Raigemborn<sup>1</sup>, Lucía E. Gómez Peral<sup>1</sup> y J. Marcelo Krause<sup>2</sup>

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), calle 1 N° 644, 1900, La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: [msol@cig.museo.unlp.edu.ar](mailto:msol@cig.museo.unlp.edu.ar)
2. CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana N° 140, 9100 Trelew, Argentina.

Los depósitos continentales de la parte superior del Grupo Río Chico (formaciones Las Flores y Koluel-Kaike), de edad paleógena temprana, afloran ampliamente en la porción centro-occidental de la cuenca del Golfo San Jorge (~46° LS). Éstos se disponen como una sucesión de ~ 80 m de potencia, de origen epiclástica-volcanoclástica integrada por areniscas muy finas a limolitas y tobas finas retrabajadas ricas en esmectita y minerales del grupo del caolín, parcialmente edafizada y silicificada (Krause *et al.*, 2010; Raigemborn *et al.*, 2014). Los tenores de SiO<sub>2</sub> en roca total para las formaciones Las Flores y Koluel-Kaike presentan respectivamente los siguientes rangos: 67–79% y 72–91%. Con el fin de reconocer las especies mineralógicas silíceas que conforman la silicificación antes mencionada, establecer diferentes estados en la evolución de las especies mineralógicas identificadas, e interpretar el origen de dicho proceso, se realizaron análisis sobre roca total de difracción de rayos-X (DRX) y microscopía electrónica de barrido (MEB) con microanálisis de energía dispersiva de rayos-X (EDAX).

En las muestras analizadas mediante DRX se reconocen a los polimorfos de la sílice por el desarrollo de una amplia banda entre los 19.5 y 24.5° 2θ, y un pico amplio a los 35.9° 2θ (Fig. 1). Dentro de este rango, se identifica la variedad de sílice amorfa (ópalo A) por generar una loma en el rango antes mencionado con su máxima intensidad a los 4.0 Å. El ópalo CT (cristobalita-tridimita) es reconocido por su máxima difracción a los 4.06-4.10 Å, donde pueden diferenciarse picos de tridimita y de cristobalita (4.11 y 4.05 Å, respectivamente). Por su parte, el ópalo C (cristobalita) posee su máxima intensidad de difracción entre los 4.02 y 4.05 Å.

Los análisis bajo MEB demuestran que el ópalo se presenta como vidrio volcánico, ya sea en forma de trizas vítreas (Fig. 1A) o de fragmentos pumíceos donde la textura tubular de estos últimos muestra una microtextura esponjosa de reemplazamiento pseudomórfico compuesta por arcillas y ópalo; como microesferas de ~1 μm de diámetro (Fig. 1A); como coberturas de poros formadas por delgados microcristales dentados que conforman placas intercrecidas (1–2 μm de ancho) (Fig. 1B y C); y como lepiesferas (esferas septadas) con un diámetro variable entre 1 y 10 μm., constituidas por finos microcristales dentados o de bordes lisos de ~1 μm de lado (Fig. 1C), con variable grado de evolución morfológica desde incipientes a bien desarrolladas. Los análisis geoquímicos confirman la composición silíceas de las microestructuras descriptas mostrando un alto pico de Si y uno menor de O, al mismo tiempo que muestran pequeñas concentraciones de Al y Fe en su estructura (Fig. 1). Esmectita y minerales del grupo del caolín (caolinita, halloysita e interestratificados de caolinita/esmectita) son los minerales de arcilla que acompañan a las variedades de sílice detalladas.

Los cambios texturales reconocidos a nano/micro-escala bajo MEB en los polimorfos de la sílice coinciden con diferentes estadios en la evolución del ópalo desde formas no cristalinas (ópalo A) a formas paracristalinas (ópalo CT y ópalo C). En este sentido, las trizas vítreas y los fragmentos de pómez constituyen los elementos silíceos más primitivos, conformados por ópalo A. Las microesferas, las coberturas de poros y las lepiesferas incipientes representan las formas más primitivas de ópalo CT, mientras que las lepiesferas bien formadas corresponden con formas más evolucionadas de ópalo CT, o incluso con ópalo C. En este sentido, los microcristales de bordes lisos del interior de las lepiesferas sugerirían mayor evolución del ópalo CT, o incluso podrían ser asimilados a la presencia de ópalo C.

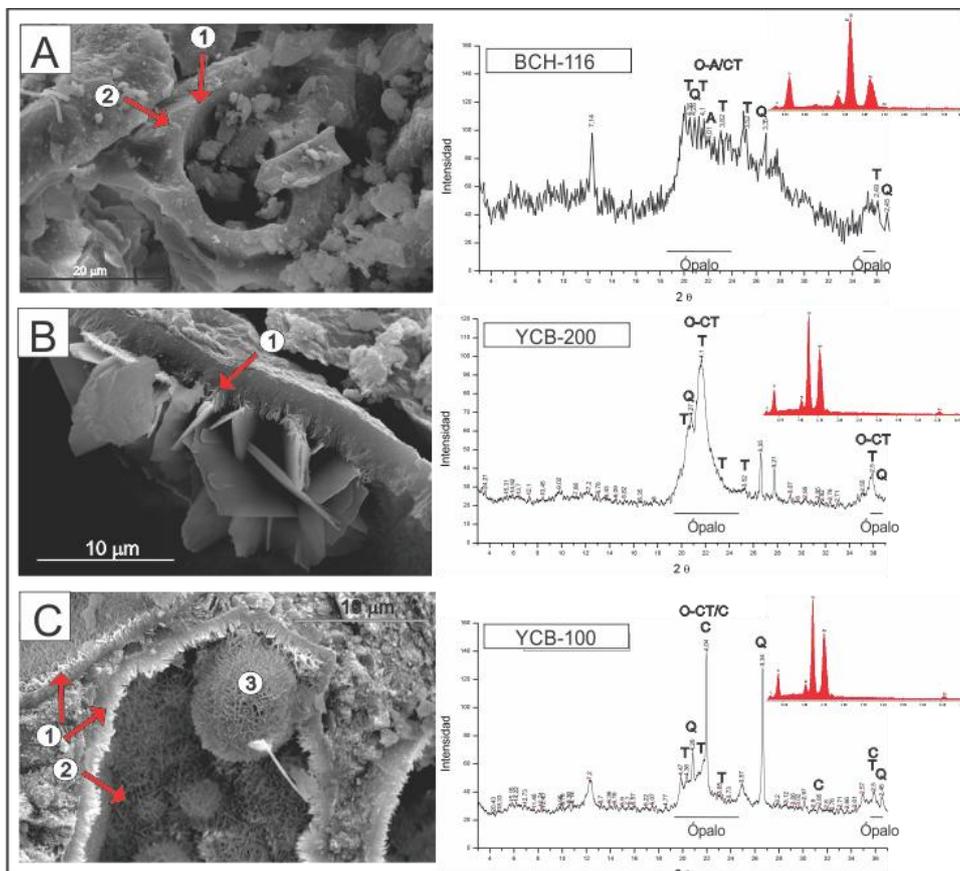
Finalmente, se observa un arreglo estratigráfico de las diferentes formas de ópalo, siendo más abundante el ópalo CT evolucionado o incluso el ópalo C en los niveles analizados más basales de la sucesión (Formación Las Flores), gradando hacia formas relativamente menos evolucionadas de ópalo CT en los niveles inferiores a medios de la Formación Koluel-Kaike, hasta finalmente terminar con formas más primitivas de ópalo CT y abundante ópalo A hacia el techo de esta última unidad.

Los datos aquí presentados constituyen una evidencia directa de la transformación del vidrio volcánico (ópalo A) a formas más evolucionadas de sílice como el ópalo CT e incluso hasta el ópalo C. Al mismo tiempo, la participación de Al y Fe identificada por geoquímica en el ópalo CT y C confirma su procedencia volcánica. Diferentes estadios en la evolución del ópalo también se manifiestan en los difractogramas por la coexistencia de material silíceo amorfo con ópalo CT y/u ópalo C, lo cual confirma que las transformaciones mineralógicas ocurren gradualmente. Si bien bajo MEB no se reconocieron formas asimilables a sílice biogénica, no se descarta

la posibilidad de que parte del ópalo A reconocido en los difractogramas corresponda a silicofitolitos, los cuales se han registrado en las dos unidades analizadas. Por último, la gradación estratigráfica general observada desde formas más evolucionadas (ópalo C y CT) en los niveles más antiguos, a formas más primitivas hacia los estratos más modernos (ópalo CT y A) constituyen una clara evidencia de la transformación diagenética temprana de la sílice dentro de la sucesión analizada.

De este modo se concluye que el principal origen de la silicificación de las unidades superiores del Grupo Río Chico radica en la disolución *in situ* del vidrio volcánico presente en la sucesión analizada, a partir de la cual la sílice migra por difusión química hacia los estratos adyacentes, rellenando las cavidades y silicificando las capas. Asimismo, la disolución del vidrio volcánico habría dado lugar a la formación de la esmectita y de los minerales del grupo del caolín que acompañan al material silíceo. Dicho evento tiene lugar en condiciones superficiales a subsuperficiales donde el vidrio volcánico es susceptible a disolverse rápidamente, relacionándose tanto con procesos pedogenéticos como con diagenéticos muy someros.

Este trabajo fue financiado por el PIP 00191 del CONICET y el PPID N005 de la UNLP.



**Figura 1.** Cambios mineralógicos y morfológicos ordenados de manera estratigráfica ascendente, mostrandolas microtexturas identificadas bajo MEB, la fase silíceica dominante según los patrones de DRX y la composición elemental según el patrón EDAX. (A y B) Formación Koluel Kaike; (C) Formación Las Flores. O-A/CT: ópalo A/CT; O-CT: ópalo CT; O-CT/C: ópalo CT/C; Q: cuarzo. A-1: Vidrio volcánico; 2: microesferas de sílice. B- 1: Rebordes de ópalo. C- 1: Rebordes; 2: lepiesferas incipientes; 3: lepiesferas desarrolladas.

Krause, M., Bellosi, E. y Raigemborn, M.S. (2010) Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia Eocene, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology*, **57**, 1721–1749.

Raigemborn, M.S., Gomez Peral, L., Krause, J.M. y Matheos, S.D. (2014) Controls on clay minerals assemblages in an Early Paleogene nonmarine succession: implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **52**, 1–23.