



Boletín Brackebuschiano

Geociencias y Sociedad
Asociación Geológica Argentina
Septiembre 2021
Nº 5
ISSN 0328-2724

<http://geologica.org.ar>
prensageologicaaga@gmail.com

ESCRIBIENDO SOBRE GEOCIENCIAS
Los xenolitos en la Puna norte (Argentina).
¿Qué son y qué nos cuentan?

ESPACIO OTRAS ASOCIACIONES
Asociación Paleontológica Argentina

ESPACIO SEGEMAR

200 μm

Foto de tapa: Fotografía de un xenolito visto al microscopio. Foto de Guadalupe Maro.

El *Boletín Brackebuschiano Geociencias y Sociedad* es una publicación de divulgación y difusión de la Asociación Geológica Argentina (AGA).

secretaria@geologica.org.ar

prensageologicaAGA@gmail.com

Domicilio Maipú 645, 1er Piso

(C1006ACG) Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina

Responsables de la publicación:

Dra. Silvia I. Carrasquero

Dra. Gabriela Massaferrero

Lic. Silvia Chávez

Dr. Javier Elortegui Palacios

Srta. Alma Castillo Fortina

Comisión Directiva 2019-2021

Presidente Andrés Folguera

Vicepresidente Diego Kietzmann

Tesorera Graciela Marín

Secretaria Silvia Irene Carrasquero

Vocales titulares

Silvia Lagorio

Gabriela I. Massaferrero

Maísa Tunik

Silvia Chávez

Vocales suplentes

María Paula Iglesia Llanos

Diego Guido

Teresita Montenegro

Javier Elortegui Palacios

Órgano de Fiscalización

Titulares

Alberto C. Riccardi

Claudia Prezzi

Suplente

Vanesa Litvak



Twitter: @AsoGeoArg

Instagram: asociacion.geologica.argentina

Facebook: @geologicaargentina

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones vertidas en esta publicación por los autores de las notas.

ÍNDICE

ESPACIO AGA

[Curso de postgrado Sistemas fluviales: organización, evolución e importancia económica](#) 4

[Cuotas AGA 2021](#) 5

ESPACIO COMISIONES AGA

[ComTec: Curso Principios básicos de petrología estructural](#) 6

ESCRIBIENDO SOBRE GEOCIENCIAS 7

[Los xenolitos en la Puna Norte \(Argentina\) ¿Qué son y qué nos cuentan?](#)

ESPACIO OTRAS ASOCIACIONES

[Asociación Paleontológica Argentina](#) 16

[ESPACIO SEGEMAR](#) 22

Responsables del Boletín Brackebuschiano:

Silvia Irene Carrasquero (UNLP)

Gabriela Massaferrero (UNPSJB-IPGP-CONICET)

Javier Elortegui Palacios (IGM/UNJ)

Silvia Chávez (SEGEMAR)

Alma Castillos Fortina



ESCRIBIENDO SOBRE GEOCIENCIAS

Los xenolitos en la Puna Norte (Argentina)

¿Qué son y qué nos cuentan?

Guadalupe Maro
Investigadora Asistente
INECOA (CONICET-UNJu)
g.maro@conicet.gov.ar

Pablo Jorge Caffè
Investigador Independiente
INECOA (CONICET-UNJu)

Cynthia Betina Jofre
Becaria posdoctoral
INECOA (CONICET-UNJu)

Estudiar el interior de la Tierra es una tarea increíblemente compleja porque la presión y la temperatura aumentan con la profundidad debajo de la superficie haciendo imposible la recolección de muestras en forma directa. Los geólogos podemos alcanzar muestras profundas mediante la recuperación de testigos de roca, obtenidos a su vez por la perforación de pozos profundos. La ejecución de pozos profundos es rara por su alto costo, amén de que en ningún caso superan los 12 km de largo y muy frecuentemente son menores a 0,5 km, lo que en el mejor de los casos representa menos del 0,15 % del radio (espesor) promedio de la Tierra.

Nuestro planeta presenta una estructura interna que se divide en capas denominadas corteza continental y corteza oceánica, manto superior e inferior y núcleo externo e interno. Las rocas del manto superior y de la corteza profunda afloran muy raramente. Por ello, los geólogos y las geólogas han reconocido diversos métodos para poder explorar la naturaleza de la corteza y del manto a través de mecanismos indirectos provistos por ciencias como la Geofísica, la Geoquímica y la Petrología. Entre estos métodos existe el estudio de los xenolitos, fragmentos de roca que son transportados por los magmas a la superficie y que se encuentran incluidos en las rocas volcánicas. Los xenolitos son agregados de diversos minerales que no cristalizaron directamente por el enfriamiento del magma que los hospeda, sino que representan una porción de la litósfera (manto superior y corteza) incorporado a dicho magma. Es por ello por lo que estas inclusiones de rocas son ventanas al interior de la Tierra y permiten explorar las características del manto y la corteza en el momento de la erupción del magma y cómo éstas se han modificado en el tiempo geológico. Conocer la variación de la temperatura de formación y de la composición de las rocas con la profundidad, tanto en el espacio como en el tiempo, es esencial para la comprensión de muchos procesos geológicos.

Existen distintos tipos de xenolitos, casi tan variables como rocas existen en el planeta. El origen de estos fragmentos puede ser sedimentario, ígneo o metamórfico.

La preservación durante la travesía a superficie de aquellos xenolitos que provienen de las profundidades del manto o corteza inferior está asociada a un ascenso muy rápido de los magmas que los acarrean. Los xenolitos más profundos (llamados ultramáficos, por estar compuestos mayormente por minerales ricos en hierro y magnesio), suelen encontrarse en rocas de composición básica a ultrabásica (igualmente ricas en hierro y magnesio), mayormente de naturaleza alcalina. Estas rocas son el resultado del enfriamiento de magmas que, entre todas las diferentes composiciones, migran a gran velocidad desde su zona de formación, ubicada en las profundidades del manto terrestre.

Los xenolitos de la Puna Norte

La Puna es una provincia geológica que abarca el oeste de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca y se caracteriza por ser, junto con el Altiplano boliviano en el sur de Bolivia y la Puna de Atacama en el norte de Chile, una altiplanicie elevada por sobre los 3.700 msnm. Constituye la segunda altiplanicie de mayor magnitud del planeta luego de la del Tíbet. La Puna forma parte de los Andes Centrales (14°S – 27°S), región caracterizada por la subducción de la placa tectónica oceánica de Nazca por debajo de la placa tectónica continental Sudamericana y de acuerdo a sus características geológicas, ha sido dividida en dos regiones denominadas Puna Septentrional, Norte o Jujeña (22 - 24,5°S) y Puna Austral, Sur, o Saltocatarqueña (24,5 - 28°S) (Ramos 1999).

En los Andes Centrales, la subducción y la actividad volcánica asociada han estado vigentes durante 200 Ma. Sin embargo, durante el período comprendido entre el Mioceno medio y el Plioceno (12 - 4 Ma, aproximadamente), la Puna Norte fue el escenario de una intensa actividad volcánica que dio lugar a la formación de domos de composición intermedia a ácida en una etapa temprana (Caffe et al. 2002) y a erupciones explosivas caldéricas con una producción de inmensos volúmenes de material ignimbrítico ($11-15 \times 10^3 \text{ km}^3$; (Salisbury et al. 2011)), agrupados bajo el conocido nombre de **Complejo Volcánico Altiplano Puna** (de Silva 1989). Este magmatismo fue contemporáneo con la erupción de varios centros volcánicos monogenéticos que consisten hoy en conos de escorias con coladas de lavas asociadas (Maro y Caffe 2017).

Las rocas producidas durante este periodo de profuso y extendido volcanismo presentan xenolitos de diverso origen (**fig. 1**). En las rocas más pobres en sílice (andesitas basálticas) pueden encontrarse xenolitos ultramáficos y sedimentarios, recogidos por el magma a diferentes profundidades durante su trayecto a superficie a través de la corteza. Por otro lado, las rocas más ricas en sílice (lavas e ignimbritas dacíticas y riolíticas), portan fragmentos de rocas metamórficas y sedimentarias incorporadas al magma en sus reservorios o conductos de transporte más profundos.

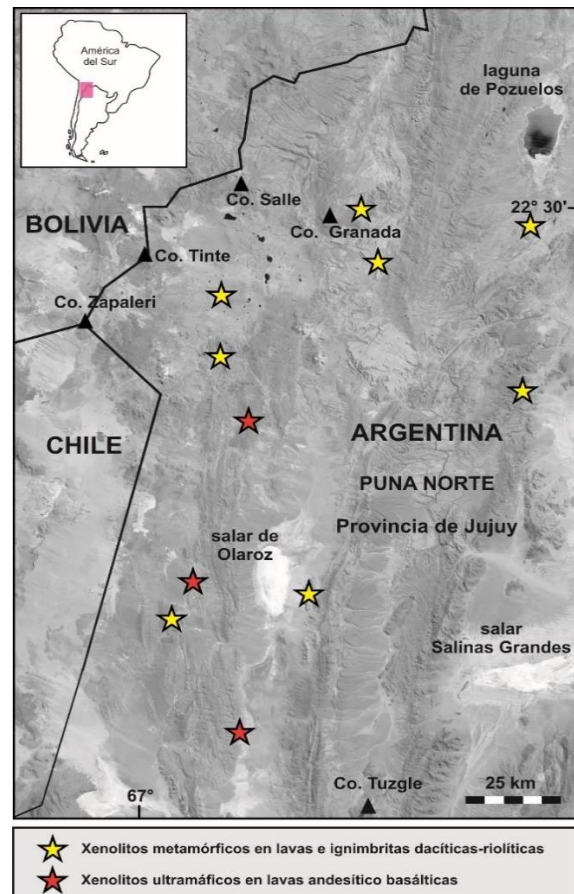


Figura 1. Mapa de localización de xenolitos ultramáficos y metamórficos de la Puna Norte.

Los conos de escoria de la Puna Norte son estructuras volcánicas simples que se distribuyen de manera aislada, formando agrupaciones dispersas con baja densidad de centros o formando campos volcánicos de pequeñas dimensiones (Maro y Caffè 2017). Algunas lavas levemente porfíricas y de composición andesítico-basáltica contienen xenolitos de color verde a negro, con formas angulosas y en su mayoría pequeños (1 mm a 4 cm) (**fig. 2**). No presentan plagioclasa y las asociaciones minerales (**fig. 3**) que los forman son clinopiroxeno y ortopiroxeno, con o sin olivino, espinelo rico en Cr e inclusiones de sulfuros ricos en Fe y Ni. Por su composición mineral (> 90 % de minerales oscuros ricos en hierro y magnesio) clasifican como xenolitos ultramáficos.

Los complejos volcánicos cenozoicos de carácter monogenético son mucho más abundantes, voluminosos y jóvenes en la Puna Sur (Risse et al. 2008). No obstante, el hallazgo de xenolitos ultramáficos en lavas ha sido registrado, hasta el momento sólo en Cordillera Oriental, muy cerca de la latitud límite entre la Puna Norte y Sur (Gioncada et al. 2006) y en la Puna Norte (Maro et al. 2016).



Figura 2. A) Fotografía de campo de las lavas andesítico-basálticas de la Puna Norte. **B)** Fotografía de un xenolito ígneo ultramáfico contenido en una lava andesítico-basáltica.

Los xenolitos ultramáficos pueden tener diversos orígenes: podrían ser fragmentos de rocas originadas a partir de la acumulación de minerales (cumulatos) separados de un magma basáltico durante su enfriamiento y cristalización; podrían ser parte de la roca fuente que no ha llegado a ser fundida durante la generación del magma basáltico; o podrían constituir porciones del manto superior/corteza inferior extraídas por el magma durante su ascenso a superficie desde su roca fuente más profunda.

Una manera de resolver el dilema de la génesis de los xenolitos es el análisis de la composición química de los minerales que los forman sumado a la aplicación de cálculos termo-barométricos, los cuales permiten conocer la temperatura y la presión (profundidad) del ambiente en el que los fragmentos de roca fueron secuestrados accidentalmente por el magma. En el caso de los xenolitos ultramáficos alojados en las lavas andesítico-basálticas de la Puna Norte, el menor contenido del elemento magnesio del olivino (Fosterita < 90%) y de los piroxenos respecto del esperado para minerales del manto (p.ej., Fosterita > 90%) y las máximas temperaturas cercanas a los 1000°C registradas por los cristales de piroxeno que componen los xenolitos, considerablemente menores a la temperatura potencial del manto en la región (1300°C según Maro et al. 2017), permiten en principio descartar un origen mantélico.

Entonces, los resultados indican que los xenolitos ultramáficos hallados serían fragmentos de cuerpos intrusivos formados por la cristalización de magmas basálticos, a los que denominamos **cumulatos**. Los resultados de la barometría indican que parte de los xenolitos fueron incorporados a alrededor de los 20 km de profundidad (0,5GPa), representando intrusivos de carácter ultramáfico localizados en la corteza media. Sin embargo, otro grupo evidencia una profundidad mayor de procedencia (a un máximo de aproximadamente 35 km (1GPa)). Mientras que los primeros tienen un origen en el interior de la corteza continental, estos últimos podrían provenir del límite corteza-manto litosférico, donde muchos magmas basálticos provenientes del manto astenosférico, más profundo, se estancan y cristalizan.

Los xenolitos ultramáficos estudiados se encuentran alojados en lavas asociadas a centros eruptivos geográficamente aislados y bastante dispersos (**fig. 1**). Esto evidencia que la presencia de rocas ultramáficas en la corteza media a inferior debajo de la Puna Norte podría no ser una característica local sino más bien un rasgo de carácter regional.

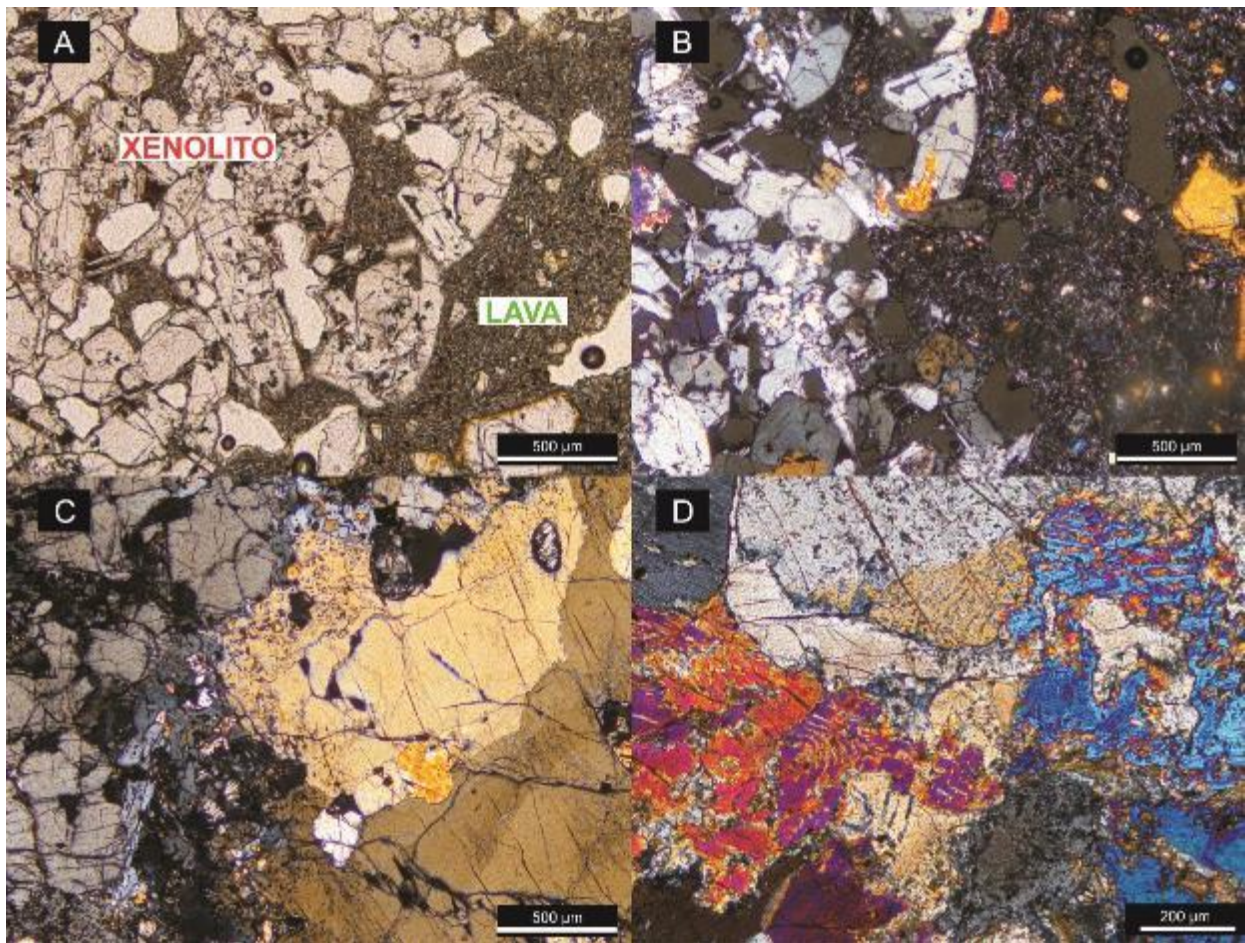


Figura 3. Fotografía de microscopio de xenolitos ígneos ultramáficos hallados en lavas andesítico-basálticas de la Puna Norte. **A)** y **B)** Xenolito de lavas máficas de la región de El Toro, con nicols paralelos y cruzados, respectivamente. Se observa la invasión de la pasta de la roca hospedante en el interior del xenolito, así como también el desarrollo de vesículas. **C)** Xenolito hallado en lavas de un centro máfico aledaño al salar de Cauchari. **D)** Xenolito hallado en lavas de uno de los centros que forman los Cerros Negros de Jama. En **C)** y **D)** se observan texturas típicas (simplectitas) desarrolladas en cristales de piroxeno que forman los xenolitos.

El volumen de volcanitas máficas expuestas en superficie es pequeño, pero las rocas más ricas en sílice (dacitas-riolitas como lavas e ignimbritas), mucho más voluminosas, representan magmas derivados de la evolución (por

cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de corteza) de los magmas máficos generados en el manto (Kay et al. 2010). Considerando esto último y la evidencia de la formación de cumulos ultramáficos en la corteza, puede interpretarse que el desarrollo de magmas mantélicos en la Puna Norte habría sido mucho más voluminoso que lo que expresan sus afloramientos.

Xenolitos metamórficos

Los xenolitos metamórficos pueden corresponder a fragmentos de la corteza extraídos por los magmas durante su ascenso, porciones sólidas remanentes de la fusión parcial de una roca de caja asociada a un intrusivo, o fragmentos de la roca de caja que forman la pared de una cámara magmática y que son transportadas en el magma hasta su emplazamiento final (intrusión somera o erupción en superficie).

En la Puna Norte, algunas unidades de dacitas y riolitas del Mioceno Medio (*e. g.* Jofré et al. 2021) así como varios volcanes compuestos e ignimbritas de edad Mioceno Superior (*e. g.* Caffè y Coira 1995), presentan una gran variedad de xenolitos metamórficos (**fig. 4**), que a su vez presentan diversos grados de reacción con el magma que los incluyó. Las litologías halladas comprenden fundamentalmente metapelitas (rocas metamórficas de protolito sedimentario), siendo otras rocas, como las metabasitas (rocas metamórficas de protolito ígneo), extremadamente raras.

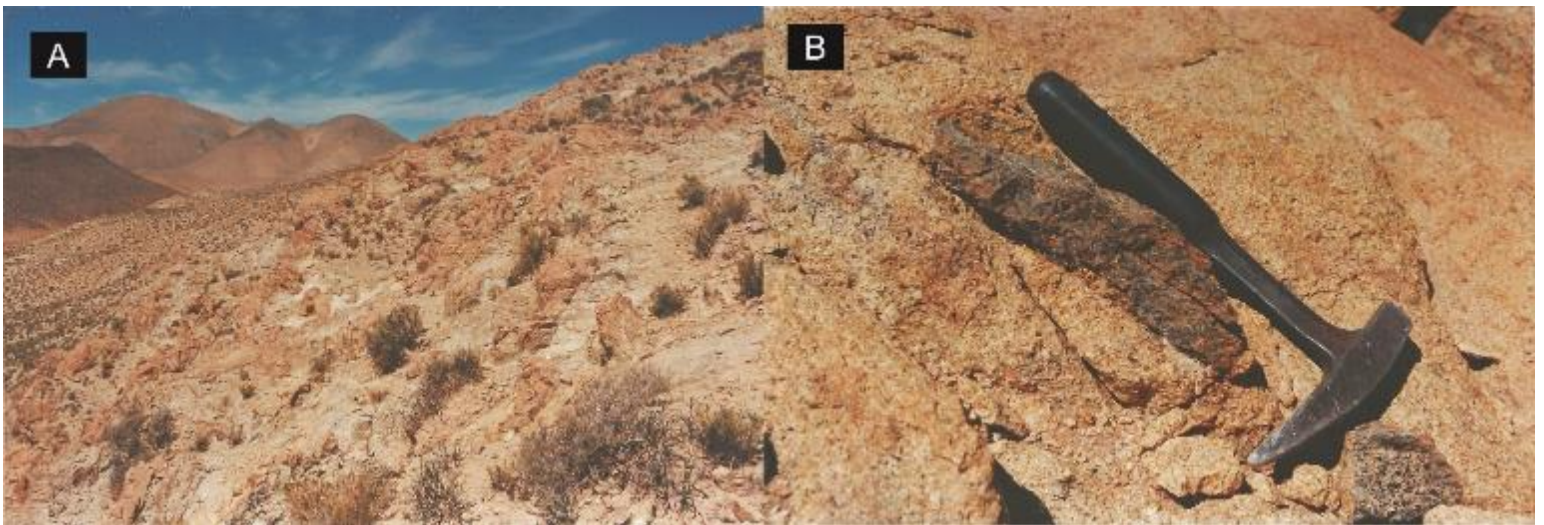


Figura 4. A) Fotografía de campo de las lavas dacíticas de la Puna Norte, cerro Huayra Huasi. **B)** Fotografía de un xenolito metamórfico contenido en una lava dacítica, cerro Huayra Huasi.

Los xenolitos metapelíticos hallados se agrupan en dos tipos diferentes (Tipo I y Tipo II) de acuerdo con si presentan o no modificaciones en la textura metamórfica original y, en consecuencia, la interpretación de los mismos es muy diferente. Los xenolitos Tipo I (**fig. 5A**) preservan sus características originales, semejantes a las de rocas metamórficas que afloran en provincias geológicas ubicadas más al sur (Puna Sur y Sierras Pampeanas). Presentan forma alargada a sigmoidal, buen desarrollo de foliación y tamaños muy variables, entre pocos centímetros hasta casi 1 metro de largo. Consisten en esquistos y gneises biotítico-sillimaníticos, sillimanítico-cordieríticos y sillimanítico-granatíferos. En principio, estas variedades representan la probable heterogeneidad litológica del basamento cristalino de la región. Asimismo, la ausencia de muscovita (mica blanca) y la abundancia de sillimanita (un silicato de aluminio) en su composición mineral, así como la presencia de otros minerales diagnósticos (granate, cordierita), son indicadoras de condiciones de metamorfismo de grado medio a alto, con temperaturas cercanas o superiores a los 600°C.

Por otra parte, los xenolitos Tipo II (**fig. 5B a D**) son muy aluminosos y pobres en sílice (*e. g.* Caffè et al. 2012), generalmente de menor tamaño (milimétricos a 15 cm) y con fuertes modificaciones texturales, como pérdida de foliación y/o distribución zonal de las asociaciones minerales (núcleo del xenolito rico en minerales aluminosos y parte más externa rica en biotita). Los minerales que predominantemente componen el núcleo (corindón, espinelo, sillimanita, mullita, cordierita, ilmenita) son muy ricos en aluminio, magnesio, hierro y, a veces, titanio. Estos son acompañados por feldespato potásico de alta temperatura (sanidina) y plagioclasa, a la vez que exhiben la ausencia de cuarzo, un mineral común en los xenolitos del Tipo I. Por todo este conjunto de características, este tipo de xenolitos ha sido interpretado como el producto de la transformación textural y mineralógica de rocas metamórficas (similares a las que forman los xenolitos Tipo I) o incluso sedimentarias (ver más abajo) por el aumento de la temperatura (pirometamorfismo) al ser incluidos dentro del magma por un tiempo más o menos prolongado.

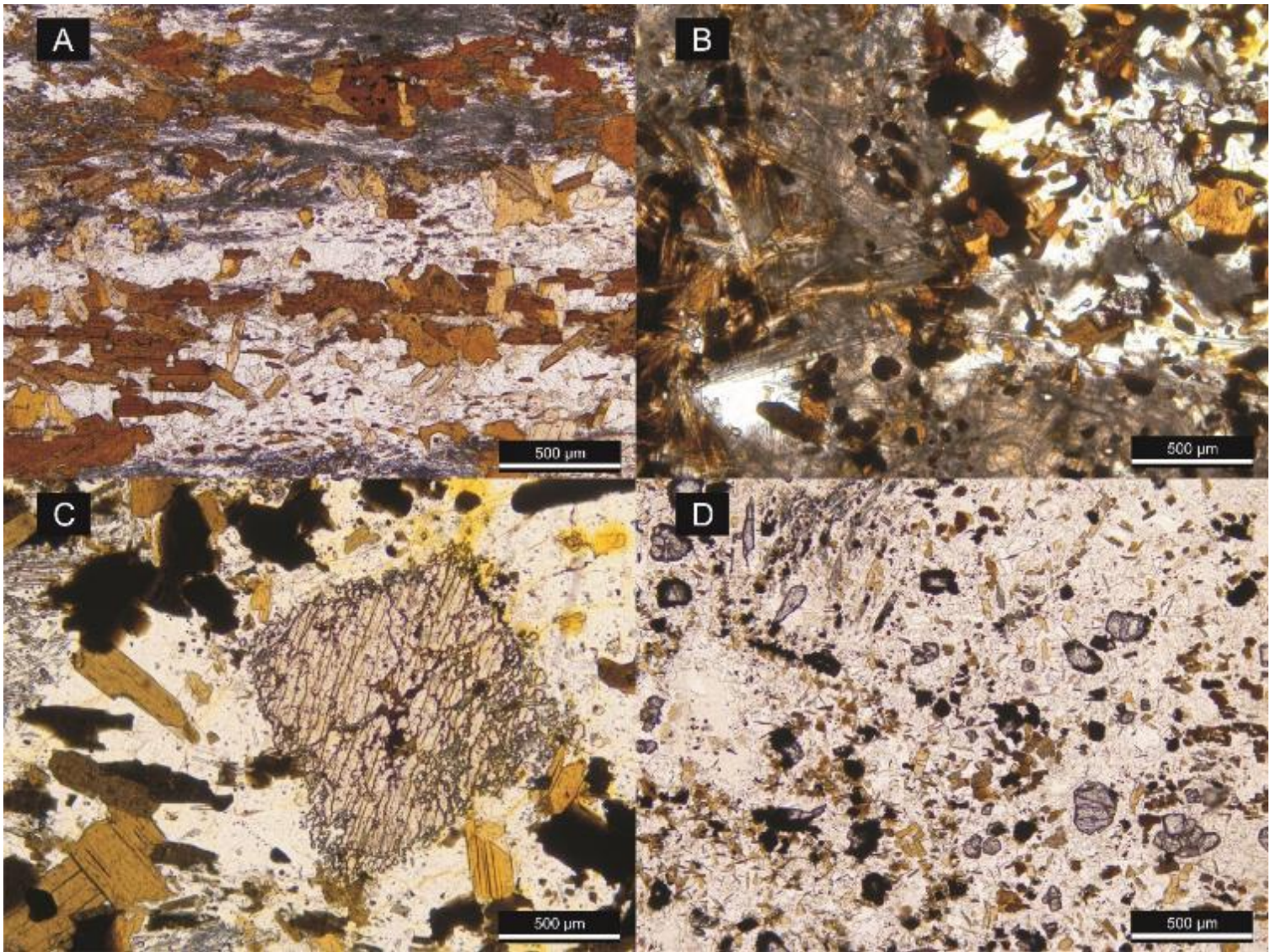


Figura 5. A) Fotografía de microscopio de un xenolito metamórfico Tipo I, clasificado como un gneiss biotítico-sillimanítico. **B)** Fotografía de microscopio de un xenolito metamórfico Tipo II, formado por cristales de plagioclasa, biotita, sanidina y agregados radiales de corindón y sillimanita. **C)** Fotografía de microscopio de un xenolito metamórfico Tipo II. Sección basal de un cristal de mullita con inclusiones de espinelo y biotita. **D)** Fotografía de microscopio de un xenolito metamórfico Tipo II. Agregados refractarios compuestos por corindón rodeado por espinelo hercínico, con presencia de biotita y sillimanita residuales.

El análisis brinda mucha información acerca de los procesos de modificación composicional (diferenciación magmática) que afectan al magma mientras este asciende por la corteza. Los xenolitos sufren diferentes grados de reacción con el magma al ser capturados por éste, que se encuentra a altas temperaturas. Por ejemplo, en los xenolitos hay minerales que tienen una mayor facilidad para fundirse y contribuir con sus componentes contaminando al magma; otros minerales, en cambio, son más resistentes a dicho proceso. Cuando la fusión del xenolito es muy avanzada, es probable que sólo se preserven los componentes más difíciles de fundir. De este modo, el xenolito consistirá en un residuo de minerales refractarios, como los que conforman los xenolitos Tipo II de la Puna Norte. En un escenario extremo, los xenolitos pueden incluso llegar a desagregarse por completo, en cuyo caso los minerales más resistentes a la fusión se dispersan en el magma constituyendo xenocristales (Caffe et al. 2012; Clarke 2007), que serán los únicos testigos de que el proceso de contaminación realmente ocurrió. La incorporación de xenolitos metamórficos con muy variados grados de modificación (que van desde nulos, en los del Tipo I, hasta muy extremos en los del Tipo II) en lavas, ignimbritas e intrusivos subvolcánicos de composición dacítico-riolítica en la Puna Norte, advierte sobre la compleja historia de evolución composicional de los magmas generados durante el Neógeno en la región de trasarco de los Andes Centrales.

En conclusión, aunque el conocimiento acerca de los xenolitos metamórficos hallados en la Puna Norte aún está en progreso, estos constituyen una excelente evidencia de cómo está constituida parte de la corteza que no aflora en la región y revelan algunos mecanismos por los que los magmas, al interactuar con esta última en su camino a la superficie, evoluciona y cambia su composición hasta alcanzar las características que exhiben las rocas volcánicas que afloran en esta extensa provincia magmática cenozoica.

Xenolitos sedimentarios

En el registro volcánico cenozoico de la Puna Norte es común la presencia, tanto en las rocas máficas como en las rocas ácidas, de xenolitos de origen sedimentario (en ocasiones con bajo grado de metamorfismo). Esencialmente corresponden a fragmentos de pelitas y areniscas cuarzosas (**fig. 6**). Si bien es complejo identificar a qué unidad litológica pertenecen, existe la posibilidad de que se correlacionen con las potentes secuencias sedimentarias a metasedimentarias precámbricas a cámbricas de la Formación Puncoviscana y del Grupo Mesón, los que constituyen importantes afloramientos en la región. Estos tipos de rocas podrían haber sido la roca de caja de los sistemas volcánicos (por ejemplo: conductos de erupción) a niveles poco profundos de la corteza.

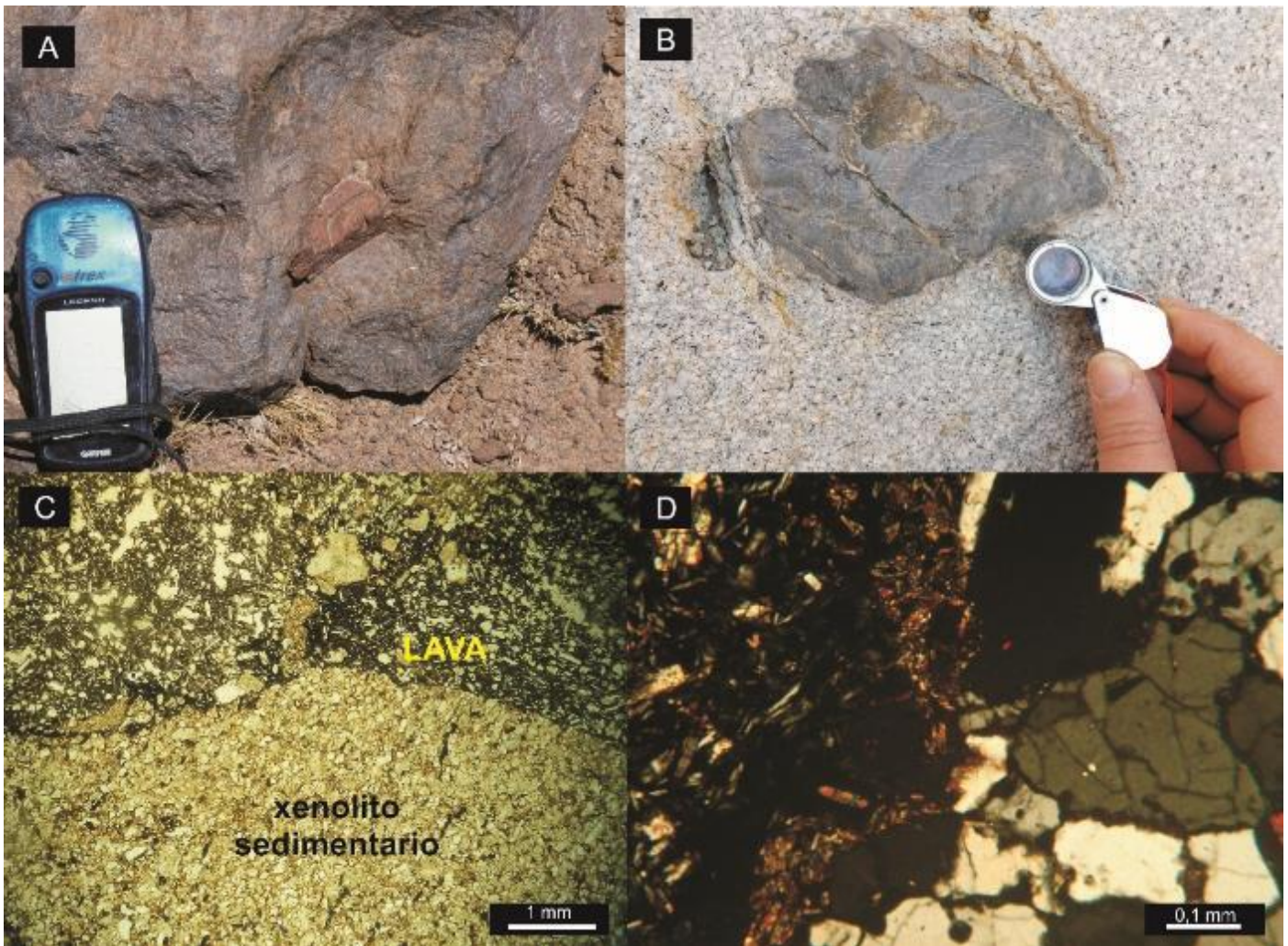


Figura 6. A) Fotografía de un xenolito sedimentario (pelita) incluido en una roca andesítica en el cerro Bitiche, Puna Norte. **B)** Xenolito sedimentario (pelita) en andesita, Huachichocana, Puna Norte. **C)** Fotografía de microscopio de un fragmento de roca sedimentaria incluida en una lava andesítico-basáltica. **D)** Fotografía de microscopio del contacto entre un xenolito de ortocuarcita y la lava andesítica hospedante. Se observa la formación de una corona de reacción formada por pequeños cristales de piroxeno.

CONCLUSIONES

La interpretación del origen de los xenolitos es siempre una tarea compleja debido a varios factores: a que comúnmente se presentan en pequeño tamaño, lo que acentúa heterogeneidades en la composición mineral de la roca e inhibe la estimación de la composición química total; a la frecuente infiltración del magma hospedante dentro de estos, a la evidente falta de relaciones de campo y a la diversa capacidad de reacción de los distintos componentes de los xenolitos con el magma hospedante (Pearson 2003). Sin embargo, el estudio de los xenolitos mediante la aplicación de diferentes técnicas analíticas tiene un potencial muy significativo en el reconocimiento de la estructura de la litósfera subcontinental.

La disponibilidad de xenolitos de diverso origen en las volcánitas máficas y en las volcánitas ricas en sílice producidas durante el volcanismo mioceno en la Puna Norte, representa un interesante muestreo de las rocas que se encuentran en el interior del planeta debajo de esta región de los Andes. Un estudio sistemático de los xenolitos ultramáficos y de los xenolitos metamórficos podrá ayudar a conocer mejor la naturaleza del manto superior y de la corteza al momento de las grandes erupciones del Neógeno de la Puna y, también, a optimizar el conocimiento acerca del origen de estos magmas.

REFERENCIAS

- Caffe, P.J. y Coira, B.L. 1995. Xenoliths hosted in Andean Cenozoic volcanic rocks as samples of Northern Puna crystalline basement. Laurentian. Gondwanan Connections before Pangea Field Conference. Program with Abstracts, 1: 10-11.
- Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology*, 43: 907-942.
- Caffe, P. J., Trumbull, R.B. y Siebel, W. 2012. Petrology of the Coyaguayma ignimbrite, northern Puna of Argentina: Origin and evolution of a peraluminous high-SiO₂ rhyolite magma. *Lithos*, 134: 179-200.
- de Silva, S.L. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12): 1102-1106.
- Gioncada, A, Hauser, N., Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 2006. Mingling and mixing features in basaltic andesites of the Eastern Cordillera (Central Andes, 24°S): A petrographic and microanalytical study. *Periodico di Mineralogia*, 75: 127-140.
- Jofré, C.B., Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Maro, G., Schmitt, A.K., Sarchi, C., Flores, P.I., Peralta Arnold, Y.J., Franco, M.G. y Lucassen, F. 2021. Petrogenesis of peraluminous magmas in the Central Andean backarc: the Huayra Huasi Volcanic Complex, NW Argentina. *International Journal of Earth Sciences*: 1-30.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffe, P.J. y Chen, C-H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources, and evolution of central Andean Puna Plateau Ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198: 81-111.
- Maro, G., Caffe, P.J. y Jofré, C. 2016. Xenolitos Ultramáficos en lavas Máficas Neógenas de la puna Norte. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 73(2): 280-291.
- Maro, G. y Caffe, P. J. 2017. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. Geological Society, London, Special Publications, 446: 337-359.
- Maro, G., Caffe, P.J., Romer, R.L. y Trumbull, R.B. 2017. Neogene mafic magmatism in the northern Puna Plateau, Argentina: Generation and evolution of a back-arc volcanic suite. *Journal of Petrology*, 58(8): 1591-1617.
- Pearson, D.G., Canil, D. y Shirey, S.B. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on geochemistry*, 2: 568 pp.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22: 183-190. Ottawa.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M., y van den Bogaard, P. 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna Plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(1): 1-15.
- Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C. y Ort, M.H. 2010. ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 821-840.