

# Xenolitos ultramáficos en el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina

Gustavo W. BERTOTTO

CONICET, Departamento de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
Universidad Nacional de La Pampa, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.  
E-mail: bertotto@cpenet.com.ar

**RESUMEN.** Se describen por primera vez xenolitos ultramáficos incluidos en basaltos de retroarco cenozoicos, en el sector extraandino de la provincia de Mendoza. El basalto portador tiene estructura masiva y textura porfirica con asociaciones de fenocristales de olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa. Todos los xenolitos ultramáficos son peridotitas en facies de espinela, se reconocieron lherzolitas, wehrlitas y dunitas, en orden de abundancia. Presentan una asociación mineral compuesta por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I y porfiroclástica a equigranular de Tipo I. Estos xenolitos tienen zonas de reacción microscópicas mayormente desarrolladas en los ortopiroxenos y clinopiroxenos en el contacto con el basalto. La presencia de reacción indica al menos un evento de disequilibrio. Estas peridotitas representan fragmentos del manto superior situado debajo de la zona estudiada.

**Palabras clave:** Xenolitos ultramáficos, basaltos de retroarco, provincia de Mendoza, Argentina

**ABSTRACT.** *Ultramafic xenoliths in De la Laguna hill, retro-arc basaltic volcanism in the southeast of Mendoza Province, Argentina.* Ultramafic xenoliths in Cenozoic retro-arc basalts of the extra-Andean sector of Mendoza province are described here for the first time. The host basalt has a massive structure and porphyritic texture with phenocryst assemblages of olivine-clinopyroxene and olivine-plagioclase. All the ultramafic xenoliths are spinel-bearing peridotites; lherzolite, wehrlite and dunite, in order of abundance, have been recognized. The mineral assemblage is olivine-orthopyroxene-clinopyroxene-spinel. Textures are porphyroclastic Type I and porphyroclastic to equigranular Type I. The xenoliths contain microscopic reaction areas, mainly developed in orthopyroxene and clinopyroxene in the contact with basalt. The reaction indicates at least one disequilibrium event. The peridotites are fragments of the upper mantle situated beneath the study area.

**Key words:** *Ultramafic xenoliths, retro-arc basalts, Mendoza Province, Argentina*

## Introducción

El margen pacífico de Sudamérica, a la latitud de la Argentina, presenta variaciones a lo largo del rumbo en cuanto a la geometría de la zona de subducción. A partir de estas variaciones, Barzangi e Isacks (1976) y Jordan *et al.* (1983) identificaron para el Cenozoico tres segmentos principales: Norte (22° a 27° S), Central (27° a 33° S) y Sur (33° a 46° S). El segmento Sur (33° a 46° S) es el único con volcanismo basáltico de retroarco durante el Cenozoico y se caracteriza por una subducción normal (Ramos y Aleman 2000). Dentro de este segmento, y a la latitud de la zona aquí estudiada, la placa de Nazca subduce debajo de la placa de Sudamérica con un ángulo de 30° y una velocidad de 8,43 cm/año (Kostoglodov 1994).

Al sur de los 33° S, la zona de retroarco andino está caracterizada por la presencia de basaltos alcalinos de

edad terciaria-cuaternaria (Stern *et al.* 1990 y trabajos allí citados). Skewes y Stern (1979) relacionaron el origen de los basaltos alcalinos patagónicos con perturbaciones mecánicas o térmicas del manto subcontinental, debidas a la subducción de litosfera oceánica debajo de la placa sudamericana. Posteriormente, Bermúdez *et al.* (1993) concluyeron que el volcanismo basáltico de retroarco del sur de la provincia de Mendoza se habría generado a partir de modificaciones mecánicas y térmicas del manto superior, producidas por la subducción. Por otra parte, el ascenso del magma basáltico formado en estas condiciones pudo haber ocurrido durante períodos cortos de extensión dentro de un sistema general compresivo del sistema arco-fosa (Stern 1990; Ramos 1993).

Desde los 40° S hasta los 52° S existen numerosas localidades con lavas basálticas portadoras de xenolitos ultramáficos (Gelós y Hayase 1979; Skewes

y Stern 1979; Muñoz Bravo 1981; Barbieri *et al.* 1997; Bjerg *et al.* 1999, 2000; Gorrington y Kay 2000; Ntaflou *et al.* 2000; Laurora *et al.* 2001; Ciuffi *et al.* 2001, entre otros). En cambio hacia el norte, entre los 35° y 37° S, las únicas rocas basálticas que contienen xenolitos ultramáficos son las del centro eruptivo Agua Poca, provincia de La Pampa (Bertotto 1997, 2000), el cual dista unos 530 km al este de la fosa de Chile y está inmerso en un campo basáltico formado por coladas dispuestas con una orientación general NO-SE. En el sureste del departamento Malargüe (provincia de Mendoza), situado a 90 km al norte de Agua Poca y aislado de las coladas basálticas, se halla el cerro De la Laguna que es el centro volcánico motivo de este estudio. Su ubicación es 36° 13' de latitud sur y 68° 26' de longitud oeste y su altitud 1329 m s.n.m. (Fig. 1a). Este cerro se encuentra en posición de retroarco respecto al arco activo actual, unos 500 km al este de la fosa de Chile, en el margen oriental de la Provincia Basáltica Andino Cuyana de Bermúdez y Delpino (1989). Se eleva unos 50 m sobre el terreno circundante y está formado por una roca basáltica afanítica de color gris oscuro, de carácter masivo. Distribuidas en todo el cerro, se distinguen inclusiones ultramáficas y félsicas, siendo las primeras las más abundantes y las que se tratarán en esta comunicación. La mayoría de las inclusiones ultramáficas expuestas en superficie, sufrieron alteración meteórica y son fácilmente deleznable, no ocurriendo lo mismo con las félsicas. Por otra parte, es frecuente hallar cavidades en la roca basáltica las que estaban ocupadas originalmente por inclusiones ultramáficas.

Las rocas del cerro De la Laguna fueron asignadas al Pleistoceno (Formación Morado Alto) por González Díaz (1972), aunque este autor expresó sus dudas al respecto e indicó que probablemente correspondan a una manifestación volcánica más joven ya dentro del Holoceno (Formación El Mollar). Según se reconoció en el faldeo sur del cerro, los basaltos apoyan sobre rocas graníticas pertenecientes al Miembro Ácido de la Formación Los Corrales (Pérmico superior) de González Díaz (1972). A partir de sus rasgos estructurales y erosivos, y siguiendo las denominaciones litoestratigráficas de Bermúdez *et al.* (1993), en el presente trabajo se propone incluir a las rocas del cerro De la Laguna en el Grupo Chapúa (Época eruptiva Chapualitense inferior) con edad probable pliocena.

## Métodos

En el análisis microscópico de los basaltos, se empleó la nomenclatura propuesta por MacKenzie *et al.* (1982), excepto en la consideración de las vesículas como un rasgo textural. En este caso se escogió la propuesta de Teruggi y Leguizamón (1986) quienes tratan a la vesicularidad

como un rasgo estructural menor.

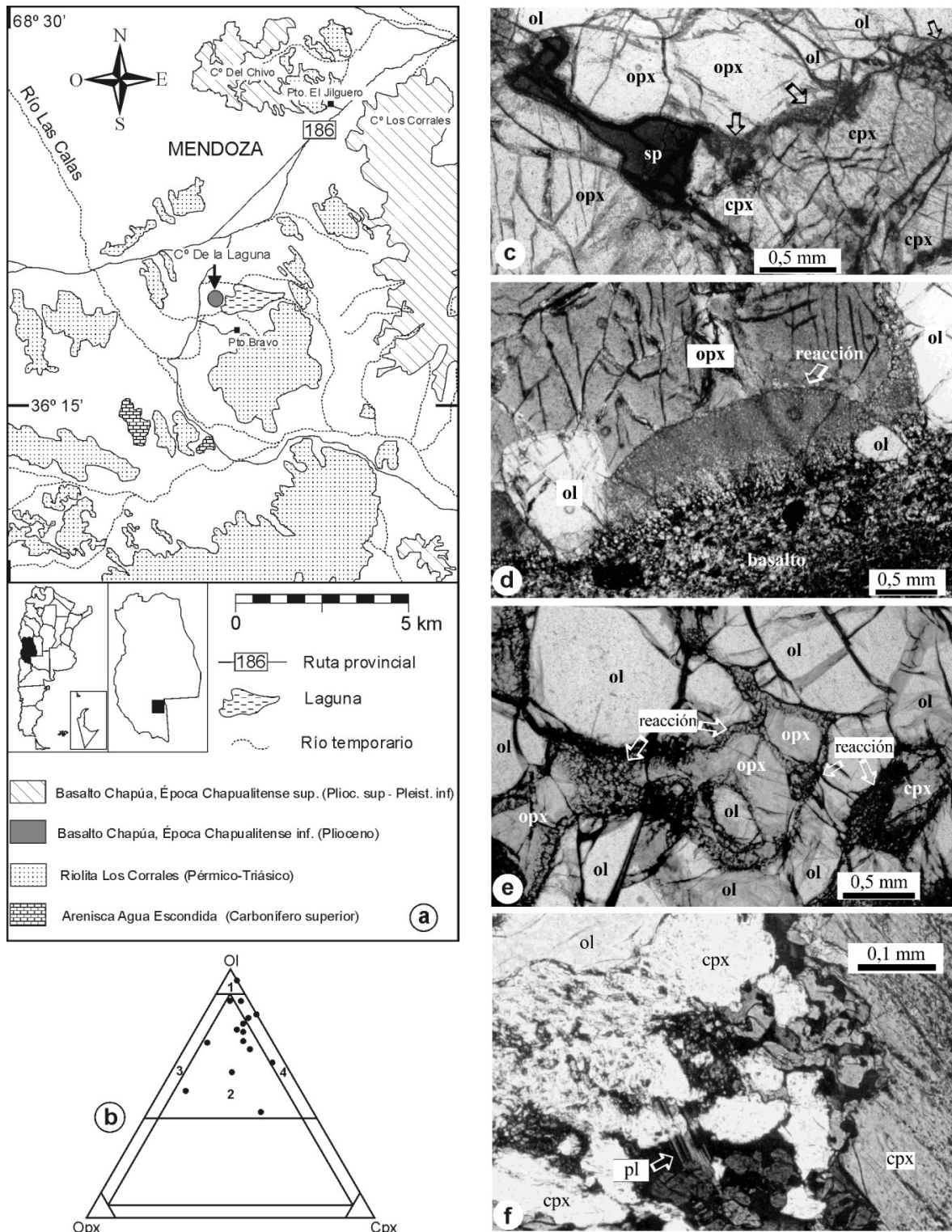
En la descripción textural de las inclusiones ultramáficas se siguió a Mercier y Nicolas (1975). Para tipificar las rocas a partir de las proporciones modales se utilizó la clasificación de la IUGS (Le Maitre 1989). Los contenidos modales fueron determinados mediante conteos de puntos al microscopio, teniendo en cuenta el reducido tamaño de las inclusiones se procedió al conteo completo de cada una de ellas, el número de puntos necesario para cubrir las fue de 850 a 4800. Asimismo debido a la presencia de zonas con reacción-recristalización y con el fin de clasificarlas, se efectuó un recálculo al 100% de olivino+ortopiroxeno+clinopiroxeno. De esta manera las proporciones modales obtenidas para olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno representan porcentajes mínimos ya que los fenómenos antes mencionados pueden haber distorsionado el contenido original de cada fase mineral.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer las condiciones de yacencia y características petrográficas de los xenolitos ultramáficos hallados en el cerro De la Laguna, siendo así la primera referencia para la zona volcánica de retroarco de la provincia de Mendoza. Asimismo, se comparará la petrografía de estas rocas con las del cerro Agua Poca en la provincia de La Pampa.

## Basaltos

Las rocas basálticas del centro eruptivo De la Laguna tienen estructura masiva y están afectadas por varios juegos de diaclasas que en algunos sectores se interceptan formando disyunción columnar. Al microscopio, la textura es porfírica con pasta mayormente intergranular y en menor medida ofítica y pilotáxica. En la mayoría de las muestras el único fenocristal es olivino, con menor frecuencia se reconocen asociaciones de fenocristales de olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa. Las asociaciones de las pastas son plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos y plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-nefelina?-minerales opacos. En una de las muestras se identificó apatito como fase accesoria. La textura intergranular en la pasta se da cuando entre las tablillas de plagioclasa se disponen microlitos de clinopiroxeno, olivino y minerales opacos. Las pastas adquieren textura ofítica en los casos en que la nefelina? engloba al resto de los minerales. La textura pilotáxica se desarrolla sólo localmente debido al alineamiento de microlitos de plagioclasa en torno a los xenolitos.

Los fenocristales de olivino son subhedrales a euhedrales y tienen un diámetro máximo de 2,3 milímetros. En la mayoría de las muestras exhiben márgenes reabsorbidos por la pasta y, en menor medida, se reconocen cristales esqueléticos e individuos con óxidos de hierro en el *parting*.



**Figura 1:** **a**, Bosquejo geológico y ubicación relativa del cerro De la Laguna. **b**, Clasificación de los xenolitos ultramáficos según la composición modal. Campos: 1 dunitas, 2 lherzolititas, 3 harzburgitas, 4 wehrlitas. Círculos, cerro De la Laguna. **c**, Microfotografía de una lherzolita espinelífera donde se aprecian reacciones (indicadas con flechas) en los márgenes cristalinos, láminas de exsolución en el clinopiroxeno del margen inferior derecho y espinela elongada con corona de reacción. Luz transmitida, sin cruzar nicoles. Referencias; ol: olivino, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, sp: espinela. **d**, Microfotografía de una lherzolita espinelífera. Contacto basalto-xenolito, nótese la importante reacción basalto-ortopiroxeno y la débil reacción basalto-olivino. Luz transmitida, con nicoles cruzados. Referencias igual que en 1c. **e**, Microfotografía de una lherzolita espinelífera. Se aprecian coronas de reacción en torno a ortopiroxeno y clinopiroxeno. Luz transmitida, sin cruzar nicoles. Referencias igual que en 1c. **f**, Microfotografía de una lherzolita espinelífera. Se observa un cristal de plagioclasa con macla de albita en posición intersticial. Luz transmitida, con nicoles cruzados. Referencias igual que en 1c.

Los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales con los bordes cristalinos parcialmente reabsorbidos por la pasta. Alcanzan un tamaño máximo de 1,1 milímetros y poseen zonación concéntrica con núcleos más claros (luz natural) que las regiones periféricas. Los núcleos de los prismas contienen inclusiones fluidas, en cambio, en las zonas periféricas se alojan inclusiones de minerales opacos y microlitos de olivino y clinopiroxeno los que se disponen marcando groseramente líneas de crecimiento cristalino.

La plagioclasa raramente se manifiesta como microfenocristal, los individuos son subhedrales con los márgenes reabsorbidos por la pasta. El tamaño máximo es de 0,31 milímetros.

Como nota particular, en varios cortes de roca se reconocieron xenocristales de feldespato potásico, los mismos desarrollaron coronas de reacción en sus márgenes.

### Xenolitos ultramáficos

Todos los xenolitos aquí estudiados pueden clasificarse como peridotitas en facies de espinela y el tipo de roca dominante es lherzolita seguido por wehrlita y dunita (Fig. 1b). Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I y porfiroclástica a equigranular de Tipo I en orden de abundancia relativa. El diámetro máximo de las peridotitas es de 60 milímetros.

El olivino es la fase dominante en todas las litologías identificadas, el contenido modal varía de 35 a 81 %. Los individuos son anhedrales y en menor proporción subhedrales. Los cristales de mayor tamaño (porfiroclastos anhedrales) en general no sobrepasan los 4,6 mm y excepcionalmente alcanzan los 6,6 mm de diámetro máximo. Los bordes cristalinos son principalmente rugosos (*ragged* de Mercier y Nicolas 1975) y poligonales, y en menor medida poligonales y rugosos, asimismo, es frecuente el desarrollo de puntos triples principalmente entre olivinos. En todas las muestras se hallan individuos de olivino con estructuras de dislocación (*kink bands*), las cuales sin embargo, no muestran un desarrollo importante. En el *parting* de los olivinos se desarrollan óxidos de hierro de color rojizo y verdoso, los que, por sus características ópticas podrían corresponder a iddingsita y bowlingita respectivamente.

El contenido modal de ortopiroxeno fluctúa entre 0 y 38,9 %. Los cristales son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 6,6 mm aunque en general no superan los 4,9 milímetros. Es notable la generación de láminas de exsolución de clinopiroxeno. Además, en dos muestras las exsoluciones de clinopiroxeno adquieren formas subcirculares. Algunos ortopiroxenos muestran débil desarrollo de extinción ondulatoria.

El clinopiroxeno se presenta en proporciones moda-

les variables entre 3,8 y 32,3 %. Los cristales son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 3,2 milímetros. En varias secciones delgadas de roca, los clinopiroxenos contienen láminas de exsolución muy finas (menores de 10  $\mu\text{m}$ ) de un mineral translúcido color verde claro sin analizador. Es frecuente hallar inclusiones fluidas alineadas de origen secundario (según criterio de Roedder 1984).

La proporción modal de espinela varía entre 1,2 y 5,3 %. Los cristales alcanzan un diámetro máximo de 2,7 mm y son mayormente anhedrales y en menor proporción subhedrales. En las muestras con textura porfiroclástica los individuos son elongados (Fig. 1c) o se disponen alineándose de manera similar a las espinelas con textura tipo hoja de acebo o *holly leaf* (Mercier y Nicolas 1975).

En el contacto xenolito-basalto y en menor medida en el interior del xenolito, se desarrollan zonas de reacción, los minerales más afectados por la misma son ortopiroxeno y clinopiroxeno, en tanto que en las espinelas y en los olivinos las reacciones son menos notorias (Fig. 1d). Es muy común la ocurrencia de reacción en los márgenes y en el interior de los individuos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, tanto en el contacto con el basalto como dentro del xenolito. Esta reacción comienza produciendo una corona de recristalización en torno al mineral (Fig. 1e), luego ingresa más notoriamente en el cristal y en las etapas más avanzadas afecta la totalidad del mismo no reconociéndose relictos del mineral original. En las espinelas la reacción genera una corona en torno a los cristales (Fig. 1c).

Las zonas de reacción ocupan del 3,9 al 23,1 % del xenolito y cuando el progreso de la misma es significativo, se puede reconocer la textura resultante. Ésta es ofítica con un mineral de bajo relieve englobando pequeños cristales no identificables con el microscopio óptico. Asociados al mineral de bajo relieve se encuentran escasos individuos de plagioclasa con macla de albita (Fig. 1f). Estos individuos no superan los 0,12 mm de longitud y sobre los mismos se realizaron mediciones del ángulo de extinción, a partir de las cuales se infiere una composición promedio de 30,75 % de anortita (andesina) para las plagioclasas (según Tabla 5.2 de Hibbard 1995).

### Conclusiones

A partir de las características morfológico-texturales (estructura interna masiva, disyunción columnar y textura porfírica con pasta intergranular y ofítica) se infiere un enfriamiento subsuperficial para las rocas que forman el cerro De la Laguna. Asimismo el contorno casi circular en planta del afloramiento, indicaría que se trata del cuello de un edificio volcánico erosionado. En las rocas de varios centros eruptivos basálticos cercanos a la zona aquí estudiada se reali-

zaron dataciones radimétricas absolutas (Núñez 1976, Bertotto 2000) y comparaciones del nivel de erosión con la edad de los edificios volcánicos (Bermúdez *et al.* 1993). Teniendo en cuenta estos trabajos, y confrontando el grado de erosión de los basaltos allí estudiados con las rocas del cerro De la Laguna, se propone incluir a estas últimas en el Grupo Chapúa (Época eruptiva Chapualitense inferior) con edad probable pliocena.

Reacciones, con disolución de minerales, son comunes durante la mezcla de magmas heterogéneos parcialmente cristalizados y en los magmas que contienen cristales restíticos inestables y xenocristales. A bajas presiones y moderada subsaturación, los minerales félsicos y los piroxenos se disuelven más rápido que el olivino, el cual a su vez, se disuelve más velozmente que los minerales accesorios (Best y Christiansen 2000). Estas distintas velocidades de disolución se manifiestan en los minerales de las peridotitas aquí estudiadas; los piroxenos están parcial a totalmente reabsorbidos y rodeados por una asociación de fases producto de la reacción, en cambio los olivinos y las espinelas muestran exigua reabsorción (Fig. 1c-f). La existencia de reacción revela al menos un evento de desequilibrio. A partir de las observaciones petrográficas se puede indicar que el fundido basáltico reaccionó con los minerales del xenolito, por lo tanto este fundido sería uno (o el único) de los responsables de la generación del desequilibrio. La reacción basalto-xenolito podría postularse que ocurrió en el lugar de enfriamiento final ya que no se ven al microscopio desplazamientos entre el basalto, las zonas de reacción y el xenolito. Estudios con microsonda podrían dilucidar estas especulaciones.

Bertotto *et al.* (2000) estudiaron los xenolitos ultramáficos de Agua Poca en la provincia de La Pampa, éste es el centro eruptivo basáltico con inclusiones ultramáficas más cercano al cerro De la Laguna. En Agua Poca el basalto portador es vesicular, los xenolitos son mayormente peridotitas y en menor medida piroxenitas en facies de espinela, el tipo de roca dominante es lherzolita seguido por harzburgita. Las texturas de estas peridotitas son porfiroclástica, protogranular a porfiroclástica y porfiroclástica a equigranular, todas de Tipo I. En la comparación de los xenolitos de los centros eruptivos Agua Poca y De la Laguna, podemos indicar que las peridotitas de las dos localidades son estables a profundidades similares (dentro del campo de estabilidad de la espinela). En las peridotitas de Agua Poca hay menor proporción de clinopiroxeno y menor evidencia de deformación y desequilibrio. Las diferencias en cuanto a las texturas de desequilibrio podrían corresponder a que las rocas portadoras de Agua Poca (por lo tanto sus inclusiones también) se enfriaron más rápido que las del cerro De la Laguna permaneciendo éstas últimas un mayor tiempo en contacto con el fundido basáltico a alta temperatura. Esta inferencia se basa en el hecho de que los

xenolitos de Agua Poca están contenidos en emanaciones de magma que llegaron a superficie, a diferencia de las rocas del cerro De la Laguna emplazadas subsuperficialmente.

Los xenolitos ultramáficos del cerro De la Laguna, son los únicos hallados hasta el momento en basaltos de la provincia de Mendoza dentro de la zona volcánica de retroarco extraandino. Es de notar la gran distancia (500 km) de este centro eruptivo a la fosa de Chile. La asociación mineralógica (olivino-clinopiroxeno-ortopiroxeno-espinela) y las texturas (porfiroclástica de Tipo I y porfiroclástica a equigranular de Tipo I) de las peridotitas, indican un origen mantélico. Se puede postular para las mismas una profundidad mínima de formación de 40 km, ya que las investigaciones geofísicas (Martínez *et al.* 1994; Nocioni 1997) establecen que este es el espesor de corteza debajo de la zona de estudio.

## Agradecimientos

Al CONICET por su apoyo mediante una beca al autor, a C. Cingolani y E. Bjerg por su valiosa colaboración en la realización del trabajo, a R. López y M. Adrové por su ayuda en las tareas de campo, a S. Casadío por su contribución a la primera versión del manuscrito. A los árbitros de la Revista por sus oportunas observaciones. A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por el aporte económico a través del PI 126. Este trabajo forma parte de la Tesis de Doctorado en desarrollo en la UNLP.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barazangi, M. and Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- Barbieri, M. A., Rivalenti, G., Cingolani, C., Mazzucchelli, M. and Zanetti, A., 1997. Geochemical and isotope variability of the northern and southern Patagonic lithospheric mantle (Argentina). *Extended Abstracts South American Symposium on Isotope Geology*, 1: 41-43. Sao Paulo, Brazil.
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1989. La provincia basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 35-55.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. *Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, p. 161-172. Mendoza.
- Bertotto, G. W., 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Escorial y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa, Argentina. Tesis de grado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, 114 p. (Inédito).
- Bertotto, G. W., 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 59-71.

- Bertotto, G. W., Laurora, A. S., Barbieri, M. A., Rivalenti, G., Mazzucchelli, M. y Cingolani, C. A., 2000. Xenolitos ultramáficos en basaltos cuaternarios de la provincia de La Pampa, Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Chileno*, 2: 6-10. Puerto Varas.
- Best, M. G. and Christiansen, E. H., 2000. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 516 p., Boston.
- Bjerg, E. A., Kurat, G., Ntaflos, T. and Labudía, C. H., 1999. Patagonia mantle xenoliths: petrographic, geochemical and thermobarometric data. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 88-89. Salta.
- Bjerg, E. A., Ntaflos, Th., Kurat, G., Frisicale, M. C., Ferracutti, G. R. y Labudía, C. H., 2000. Caracterización petrográfica de xenolitos ultramáficos del norte de Patagonia. En: Schalamuk, I., Brodtkorb, M. y Etcheverry, R. (Ed): *Mineralogía y Metalogía 2000*, p. 60-66. INREMI, La Plata.
- Ciuffi, S., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Cingolani, C., 2001. The Back-Arc Mantle Litosphere of the Andean Volcanic Front: Xenoliths from Tres Lagos and Cerro Desconocido (Patagonia, Argentina). Abstracts, 11<sup>th</sup> Meeting European Union of Geosciences, MS01: 415. Strasbourg, France.
- Gelós, E. M. y Hayase, K., 1979. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y de otras localidades de las provincias de Río Negro y Chubut. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 2: 69-82. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 135, 78p. Buenos Aires.
- Gorring, M. L. and Kay, S. M., 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(1): 55-72.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice-Hall, 587 p., New Jersey.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Ramos, V. A. and Allmendinger, R. W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, (3): 20-26.
- Kostoglodov, V., 1994. Structure and seismotectonic segmentation of Chilean subduction zone. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1383-1387. Concepción.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vanucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M. A. and Cingolani, C.A., 2001. Metasomatism and Melting in Carbonated Peridotite Xenoliths from the Mantle Wedge: The Gobernador Gregores Case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42(1): 69-87.
- Le Maitre, R. W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, 193 p., London.
- MacKenzie, W., Donalson, C. and Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148 p., New York.
- Martínez, M. P., Gimenez, M. E., Introcaso, A. y Robles, J. A., 1994. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones sudamericanas ubicadas en 36º, 37º y 39º de latitud sur. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1: 101-105. Concepción.
- Mercier, J-C. C. and Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487.
- Muñoz Bravo, J., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13-14: 63-78.
- Nocioni, A. D., 1997. Modelos gravimétricos corticales andinos (35º 40' - 37º L.S.). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 453-473. Buenos Aires.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Kurat, G., Hinton, R. W., Labudía, C. H. and Upton, B. G. J., 2000. Carbonatite-silicate metasomatism of mantle xenoliths from Santa Cruz province, Patagonia, Argentina. Abstracts Volume (CD-ROM) 31<sup>st</sup> International Geological Congress, General Symposia, 6. *Igneous Petrology*, 6.2 Primary Basalt Magmas (Scientific Sponsors: IAVCEI/IAGC/IMA), Rio de Janeiro, Brazil.
- Núñez, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito).
- Ramos, V. A., 1993. Interpretación tectónica. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1: 257-266. Mendoza.
- Ramos, V. A. and Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos, D. A. (Ed.): *Tectonic Evolution of South America*, p. 635-685. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in mineralogy*, Mineralogical Society of America, 12: 1-644, Washington.
- Skewes, M. A. and Stern, C. R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.
- Stern, C. R., 1990. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean southern volcanic zone. *Revista Geológica de Chile*, 16(2): 145-162.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. and Kyser, T. K., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Teruggi, M. E. y Leguizamón, M. A., 1986. *Fábrica de rocas ígneas*. Serie Geociencias N° 2, Ediciones Argentea, 70 p., Buenos Aires.

**Recibido:** 02 de julio, 2001

**Aceptado:** 10 de diciembre, 2002