

# ACTA GEOLOGICA LILLOANA

VOLUMEN 28, NÚMERO 1



**Fundación Miguel Lillo**

TUCUMÁN - ARGENTINA

— 2016 —



## **Acta geológica lilloana**

Serie publicada por la Fundación Miguel Lillo, que tiene como objetivo divulgar trabajos originales sobre ciencias geológicas y afines. Los trabajos son evaluados por al menos dos árbitros externos e internos.

Correo electrónico: [actageologicalilloana@gmail.com](mailto:actageologicalilloana@gmail.com)

I S S N 0 5 6 7 – 7 5 1 3

© 2016, **Fundación Miguel Lillo**. Todos los derechos reservados.

Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina  
Telefax +54 381 433 0868  
[www.lillo.org.ar](http://www.lillo.org.ar)

Editora de *Acta geológica lilloana*: Ana Fogliata.  
Secretaria editorial: Lucía Ibañez.  
Editor gráfico: Gustavo Sánchez.

### Comité editorial:

Dra Ana Fogliata (FML, UNT).  
Dra Lucía Ibañez (Secretaria) (FML, UNT).  
Dra. Judith Babot (Prosecretaria) (FML).  
Dr. Pablo Grosse (FML, CONICET).  
Dr. Sergio Georgieff (UNT, CONICET).  
Dr. Néstor Abdala (University of the Witwatersrand Johannesburgo, Sudáfrica).  
Dr. Carlos Azcuy (CONICET).  
Dra. Gabriela García (Universidad Nacional de Córdoba, CICTERRA, CONICET).  
Dr. Eduardo Piovano (Universidad Nacional de Córdoba, CONICET).  
Dr. Franco Tortello (Universidad Nacional de La Plata, CONICET).  
Dr. Ramiro Matos Salinas (Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia).  
Dr. Steffen Hagemann (University of Western Australia).  
Prof. Dr. Lothar Schrott (University of Salzburg, Austria).

### Comité editor asociado:

Dra. Cecilia R. Amenábar (Universidad de Buenos Aires, CONICET).  
Dra. Noelia Carmona (Universidad Nacional de Río Negro, CONICET).  
Dra. Cecilia del Papa (Universidad Nacional de Córdoba, CICTERRA, CONICET).  
Dr. Juan Otamendi (Universidad Nacional de Río Cuarto, CONICET).  
Dr. Guillermo E. Alvarado Induni (Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica).

### Publicación indexada en las siguientes bases de datos:

*Biosis Previews; Bulletin Signalétique; Latindex (Sistema Regional de Información en Línea para Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal); Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas; Periodica (Índice de Revistas Latinoamericanas en Ciencias); Referativnyi Zhurnal; SciELO (Scientific Electronic Library Online); Zoological Records.*

### Canjes:

Centro de Información Geo-Biológico del Noroeste Argentino,  
Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.  
Correo electrónico: [biblioteca@lillo.org.ar](mailto:biblioteca@lillo.org.ar)

Ref. bibliográfica: *Acta geol. lilloana* 28 (1), 2016.  
Periodicidad: un volumen anual en dos números.

Impresión: Artes Gráficas Crivelli.  
Propiedad intelectual N° 315450.  
Prohibida su reproducción total o parcial.  
Impreso en la Argentina.  
*Printed in Argentina.*



# XII Congreso de Mineralogía y Metalogenia

5 al 7 de octubre de 2016

San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina

## **Instituciones organizadoras**

Asociación Mineralógica Argentina (AMA)

Fundación Miguel Lillo

CONICET

## **Comité organizador**

Dr. Fernando G. Sardi (INSUGEO y UNT), Dra. Ana S. Fogliata (FML y UNT),  
Dr. Miguel A. Báez (INSUGEO y UNT), Dra. Lucía M. Ibáñez (FML y UNT),  
Dr. Pablo Grosse (CONICET y FML), Geól. Facundo Martínez (FML y UNT),  
Geól. Ana Acosta Nagle (INSUGEO y UNT), Dr. José E. Lazarte (INSUGEO y UNT),  
Srta. Carolina Sandalie (UNT).

## **Comité editor de artículos y resúmenes**

Dra. Ana Fogliata, Dr. Pablo Grosse, Dra. Lucía Ibáñez.



## Auspiciantes y patrocinadores



**Fundación Miguel Lillo**



**A.M.A.**

*Asociación Mineralógica Argentina*



**CONICET**



**INSUGEO**

Instituto Superior de Correlación Geológica

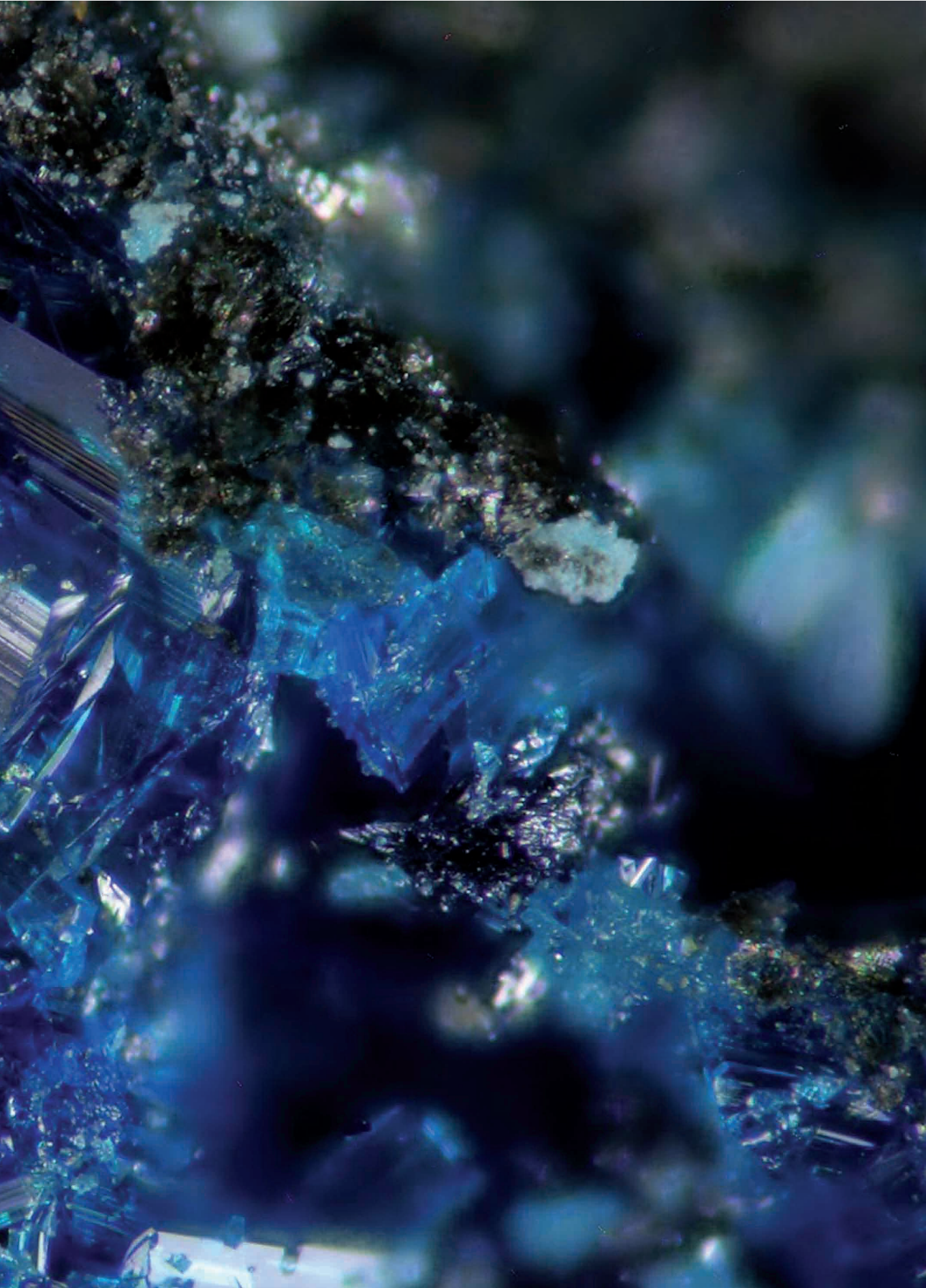


**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES  
E INSTITUTO MIGUEL LILLO**  
Universidad Nacional de Tucumán

**Comité de Evaluación Científica**

ACEVEDO, Rogelio  
AMETRANO, Silvia  
ÁVILA, Julio  
BÁEZ, Miguel  
BJERG, Ernesto  
BRODTKORB, Milka K. de  
COLOMBO, Fernando  
CONIGLIO, Jorge  
DE BARRIO, Raúl  
DEMARTIS, Manuel  
D'ERAMO, Fernando  
DOMÍNGUEZ, Eduardo  
ECHEVESTE, Horacio  
ETCHEVERRY, Ricardo  
FERNÁNDEZ, Raúl  
FOGLIATA, Ana  
FRANCHINI, Marta  
GALLARD-ESQUIVEL, Cecilia  
GARGIULO, Florencia  
GARRIDO, Mirta  
GEORGIEFF, Sergio  
GONZÁLEZ-GUILLOT, Mauricio  
GROSSE, Pablo  
GUIDO, Diego  
GUZMÁN, Silvina  
IBÁÑEZ, Lucía  
LAJOINIE, Florencia  
LANFRANCHINI, Mabel  
LAZARTE, Enrique  
LEAL, Pablo  
LIRA, Raúl  
LITVAK, Vanesa  
LÓPEZ AZAREVICH, Vanina  
LÓPEZ DE LUCHI, Mónica  
MARO, Guadalupe  
MAYDAGÁN, Laura  
MONTENEGRO, Teresita  
MORELLO, Orquídea  
MUTTI, Diana  
OTAMENDI, Juan  
OVEJERO, Ramona  
OYARZÁBAL, Julio  
POMA, Stella  
REMESAL, Marcela  
ROQUET, Belén  
RUBINSTEIN, Nora  
SALANI, Flavia  
SARDI, Fernando  
TESSONE, Mario





# Prólogo

---

Bienvenidos a San Miguel de Tucumán (Argentina) para celebrar entre el 5 al 7 de octubre de 2016 la XII edición del Congreso de Mineralogía y Metalogenia —MINMET2016—, con el lema:

*"El MinMet del Bicentenario en la Cuna de la Independencia Argentina"*

Los Congresos de Mineralogía y Metalogenia, establecidos con la anuencia de la AMA (Asociación Mineralógica Argentina), cumplen 25 años de existencia ya que se vienen desarrollando en forma exitosa desde 1991, con una periodicidad inicial de 2 años y a partir del año 2010 trianualmente. Hasta la cuarta edición, celebrada en Bahía Blanca en el año 1998, se conocía con el nombre de "Reuniones de Mineralogía y Metalogenia" para luego cambiar a la actual denominación. Sin embargo, lo que no ha cambiado y se mantiene vigente desde los eventos iniciales, son el entusiasmo y la camaradería demostrados por los participantes que se reúnen en un acogedor ámbito para una enriquecedora discusión de los avances en el campo de la mineralogía, cristalografía, geoquímica y metalogénesis y temas afines, y coordinando acciones en conjunto.

La selección del lugar ha resultado de la Asamblea de cierre del pasado MinMet, celebrado en la ciudad de San Juan, constituyendo a San Miguel de Tucumán por primera vez como sede de un Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Además de su entidad precursora, la Asociación Mineralógica Argentina (AMA), este Congreso cuenta con el auspicio de la Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán, la Fundación Miguel Lillo, el INSUGEO (Instituto Superior de Correlación Geológica con doble dependencia CONICET y UNT) y el CONICET. Además, ha

sido declarado de interés por el Ente Provincial del Bicentenario de la Independencia Argentina.

Este volumen, número 28 (1) 2016, del *Acta geológica lilloana*, contiene los trabajos arbitrados presentados en el XII Congreso de Mineralogía y Metalogenia siguiendo un orden alfabético. Se han presentado en total 67 contribuciones vinculados a la temática del Congreso; entre los autores se encuentran investigadores de universidades y de diversos organismos de investigación, como así también de profesionales independientes y estudiantes avanzados. Además.

La Comisión Organizadora Local expresa su agradecimiento a las instituciones auspiciantes, en especial a la Fundación Miguel Lillo por el esfuerzo realizado en la impresión de la presente publicación. Se agradece además el apoyo económico otorgado por CONICET, la AMA, el INSUGEO, la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica y la Empresa Minera La Alumbrera por autorizar un viaje pre-congreso a la Mina de Cu-Au situada en la provincia de Catamarca. Especiales agradecimientos a la comunidad científica por su apoyo y participación, tanto profesionales como estudiantes, y en particular a los árbitros que revisaron los trabajos científicos contenidos en este volumen.

Dr. FERNANDO G. SARDI  
 Presidente Comité Organizador Local  
 XII MinMet 2016



# CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE CIRCONES Y ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA DE LA SATURACIÓN EN CIRCONES DEL GRANITO TRES CERRITOS, EXTREMO MERIDIONAL DE LA SIERRA DE QUILMES, SIERRAS PAMPEANAS SEPTENTRIONALES, ARGENTINA

**Acosta Nagle, Ana E.; Báez, Miguel; López, José P.**  
INSUGEO (CONICET-UNT) – Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L. (UNT)

**Resumen.** El estudio integral de cristales circón en rocas plutónicas aporta gran variedad de información en petrogénesis, referida a las características físicas y químicas del fundido. El Granito Tres Cerritos, se encuentra ubicado en el extremo meridional de la Sierra de Quilmes, entre 26° 53' 17" y 26° 55' 20" S y los meridianos de 66° 10' 01" y 66° 08' 10" O. Composicionalmente corresponde a un sieno-monzogranito, biotítico-muscovítico, en el que se pueden distinguir una facies porfírica biotítica, una facies porfírica muscovítica y una facies equigranular muscovítica. Geoquímicamente se define como un granito calco-alcalino, peraluminoso, con alto potasio. Los cristales de circón observados son translucidos, con relaciones lago-ancho 2:1, con inclusiones oscuras, algunos ejemplares metamicticos y en su mayoría con pequeños núcleos heredados bien formados. Los circones observados corresponden a los subtipos S12, G1, S7, S6, P3, S2 y S5 y P1. Las temperaturas de saturación en circones determinadas presentan un valor promedio 757,84 °C. Este resultado sumado al hecho de que las muestras analizadas presenten mayormente circones heredados, permite asignar a la Temperatura de Saturación en Circones obtenida, como la temperatura de segregación del fundido. El Granito Tres Cerritos se clasificaría como un granito "Frio", rico en herencia.

**Palabras clave.** Petrogénesis, Circones, temperatura, Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Abstract.** Determination of zircon saturation temperature of the Tres Cerritos Granite, southern extreme of the Quilmes range, Sierras Pampeanas Septentrionales, Argentina. The integral study of zircon crystal in plutonic rocks it gives a variety of information in petrogenesis on the physical and chemical characteristics of melt. The Tres Cerritos granite is located in the extreme southern of Quilmes range, between 26° 53' 17" and 26° 55' 20" S and 66° 10' 01" y 66° 08' 10" O. Compositionally varies between sienogranite and monzogranite and presents three facies: porphyritic biotitic, porphyritic muscovitic and equigranular muscovitic. Geochemically is a calc-alkaline granite, peraluminous, rich in

potassium. Observed zircon crystals are translucent, with relations long-width 2: 1, with dark inclusions, some metamictics examples and mostly with small cores inherited well formed. The zircons observed are the subtype S12, G1, S7, S6, P3, S2 y S5 y P1. Zircon saturation temperatures is on average of 757, 84 °C. This result coupled with the fact that the samples analyzed present mostly inherited zircons, to assign to the saturation temperature in zircons obtained, as the temperature of the melt segregation. Granite Tres Cerritos be classified as a granite "cold", inherited-rich.

**Keywords.** Petrogenesis, zircons, temperature, Sierras Pampeanas Septentrionales.

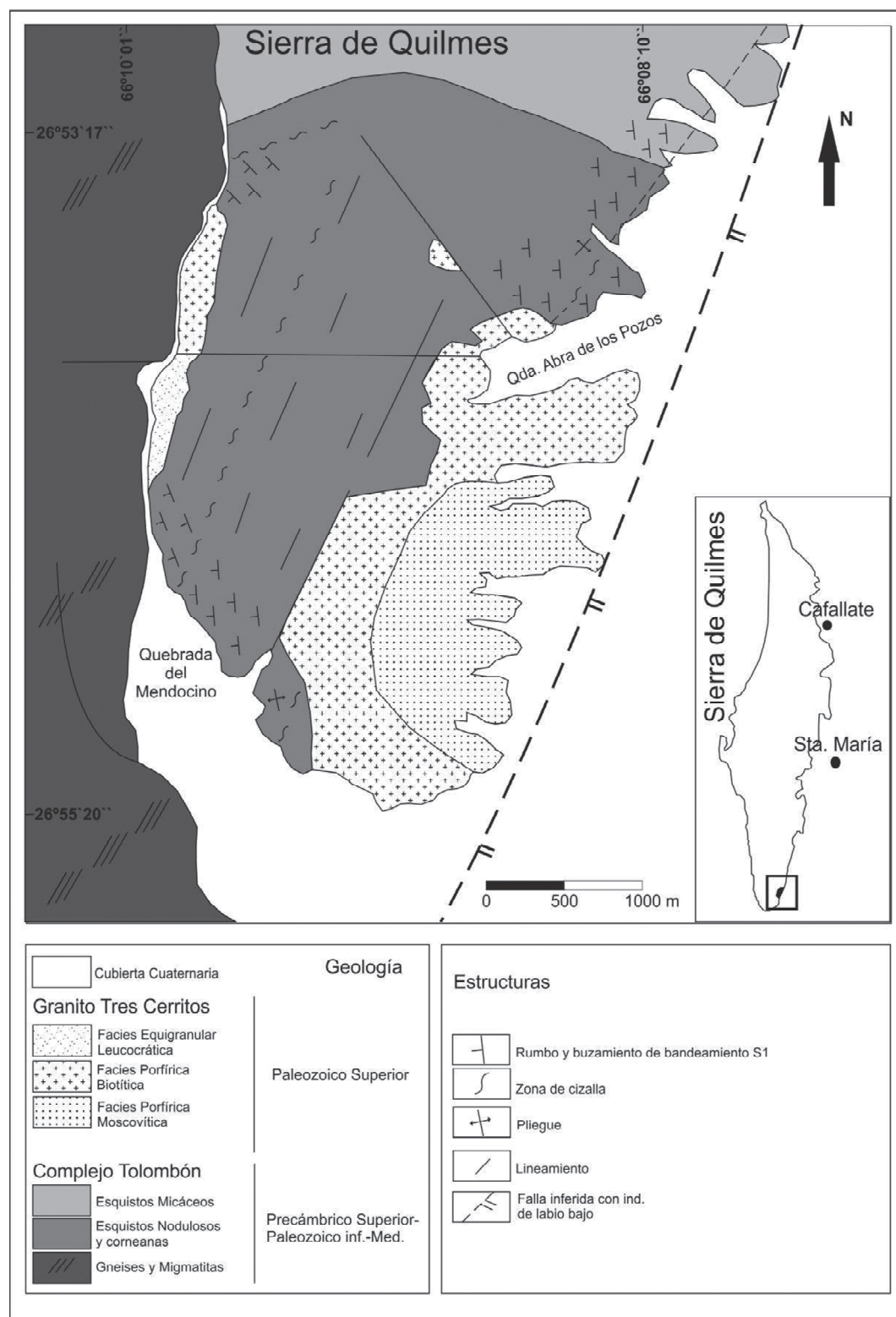
**Introducción.** El estudio integral de cristales circón en rocas plutónicas aporta gran variedad de información en petrogénesis, referida a las características físicas y químicas del fundido, como ser las temperaturas de formación de dichas rocas y las características geoquímicas de la fuente.

Pupin y Turco (1972) y Pupin (1980) hacen referencia a la relación que existe entre la morfología de los cristales de circón con la temperatura, la alcalinidad del fundido y el contenido de agua, y proponen el uso del circón como geotermómetro debido a que el factor principal que regula el desarrollo relativo de los prismas de los cristales de circón es la temperatura del medio de cristalización y proponen, además, una clasificación morfológica de estos cristales. Por su parte, Watson y Harrison (1983), mencionan la relación entre la solubilidad de circonio, la temperatura y la composición del fundido y plantean un método sencillo para estimar temperaturas de generación de magmas a partir de la determinación de la temperatura de saturación en circones. Posteriormente, Miller *et al.* (2003), utiliza el concepto de Temperatura de Saturación en Circones y lo relaciona con las temperaturas de generación de rocas graníticas, diferenciando entre granitos "fríos" y "calientes".

Estudios posteriores permitieron, además, utilizar a los circones como indicadores petrogenéticos en asociaciones de rocas tonalitas-leucogranitos, para determinar fuentes de origen (Rubio Ordoñez *et al.* 2007), en combinación con la geoquímica de rocas metavolcánicas, para determinar diferencias en las filiaciones geoquímicas de estas rocas (Rubio Ordoñez *et al.* 2006) y en estudios de proveniencia de granitos biotíticos (Martins y Noronha, 2000).

El objetivo de este trabajo es estimar la temperatura de formación del Granito Tres Cerritos, ubicado en el extremo SE de la Sierra de Quilmes, en el ambiente morfoestructural de Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Marco geológico.** La sierra de Quilmes forma parte de las Sierras Pampeanas Septentrionales,



**Figura 1.** Mapa Geológico del área de estudio.



ubicándose entre los 26° S y 66° O, aproximadamente. Es un cordón montañoso de unos 142 Km de largo y 40 Km de ancho, con orientación meridional. Dicha sierra, se encuentra compuesta principalmente por esquistos de muy bajo, bajo, mediano y alto grado metamórfico, además de gneises y migmatitas (Butner *et al.* 2005), que se distribuyen en forma de zonas, con el más bajo grado al Este y el mayor grado metamórfico al Oeste. Los protolitos de las rocas mencionadas pertenecerían a sedimentos de origen turbidítico de la Formación Puncoviscana, cuya depositación habría tenido lugar entre los 1150 y los 520 M.a. (Adams *et al.* 2008; Adams *et al.* 2011; Hauser *et al.* 2011). La secuencia metamórfica es intruída por granitos y tonalitas, los que constituyen núcleos de reducidas dimensiones (Cabrera *et al.* 1985).

El Granito Tres Cerritos (figura 1), se encuentra ubicado en el extremo meridional de la Sierra de Quilmes, entre 26° 53' 17" y 26° 55' 20" S y los meridianos de 66° 10' 01" y 66° 08' 10" O. El mismo aflora en dos sectores, uno de mayor extensión, de forma elongada en dirección NNE, de forma irregular en planta, de unos 4 km de largo por 1,5 km de ancho, y otro de menor extensión, también de forma elongada en dirección NNE, de 1,9 km de largo por 250 m de ancho, aproximadamente (Acosta Nagle y López, 2014). Ambos afloramientos pertenecerían a un mismo cuerpo, separados en superficie por parte del basamento metamórfico que correspondería al techo del Plutón (Cabrera *et al.*, 1985, Acosta Nagle y López, 2014).

Este intrusivo es discordante con la roca de caja metamórfica y presenta contactos netos con la misma. Composicionalmente corresponde a un sieno-monzogranito, biotítico-muscovítico, en el que se pueden distinguir tres facies, que se relacionan entre sí de manera transicional (Acosta Nagle y López, 2014).

**Facies Porfírica Biotítica (FPB).** Es la facies que presenta mayor extensión areal, encontrándose tanto en el afloramiento oriental, como así también en el occidental, en contacto con la roca de caja. Presenta una textura inequigranular a porfírica, dada por la presencia de dos poblaciones de megacristales de microclino peritítico, una con tamaños de 1 a 1,5 cm de largo y otra con tamaños de 2,5 a 3,5 cm de largo. Estos cristales se presentan inmersos en una matriz de grano medio a grueso formada por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. Los enclaves microgranulares máficos biotíticos, se presentan en poca cantidad, en general redondeados y en algunos casos elongados, mostrando orientación preferencial. Es la facies que presenta mayor cantidad de xenolitos de la roca de caja, sobre todo en las cercanías al contacto con la misma. Presentan tamaños centimétricos a métricos y formas redondeadas, en "schlieren" y disgregados. En un sector del afloramiento

Oeste se reconoce un bandeoado composicional plegado.

**Facies Porfírica Muscovítica (FPM).** Esta facies se encuentra aflorando en el sector central del afloramiento Este y su relación con la facies antes descripta es transicional. Presenta una textura inequigranular a porfírica, dada por la presencia de tres poblaciones de megacristales de microclino peritítico, una con tamaños de 0,8 a 1 cm de largo (los que se presentan en mayor proporción), otra con tamaños de 1,5 a 1,8 cm de largo y una tercera con tamaños de 3,2 a 3,5 cm de largo. Estos megacristales se presentan inmersos en una matriz de grano grueso, compuesto por plagioclasa, cuarzo y muscovita como mineral accesorio principal y biotita subordinada. Presentan escasos enclaves microgranulares máficos y xenolitos de la roca de caja, los que son redondeados.

**Facies Equigranular Muscovítica (FEM).** Esta facies se observa en el afloramiento del sector occidental, mostrando una distribución más restringida. Presenta una textura equigranular, con tamaño de grano grueso. Está constituida por cuarzo y feldespatos, principalmente. Presenta xenolitos de la roca de caja pequeños y redondeados en muchos casos, con tamaños mayores, en otros, los que a veces se presentan como Schlieren. En un sector se observan pegmatoides a manera de lentes, de composición cuarzo-feldespática con bordes muscovíticos, que en algunos casos se presentan como Schlieren.

Geoquímicamente se define como un granito calco-alcalino, peraluminoso, con alto potasio, con una tendencia evolutiva normal, proyectándose en el campo correspondiente a los granitos de arco sincolisionales (Acosta Nagle y López, 2014).

**Características de los Circones.** Para realizar el análisis de los cristales de circón se tuvo en cuenta su distribución en las facies mencionadas. Se observó que en general estos minerales accesorios de encuentran en poca cantidad, presentándose principalmente en la Facies Porfírica Biotítica, en su mayoría como inclusiones en la biotita y en menor cantidad, en la plagioclasa.

Posteriormente, mediante molienda y separación de minerales pesados con elutriador, se obtuvo una fracción de cristales de circón con tamaños variables entre 60 y 80  $\mu$ , que fueron analizados y clasificados morfológicamente.

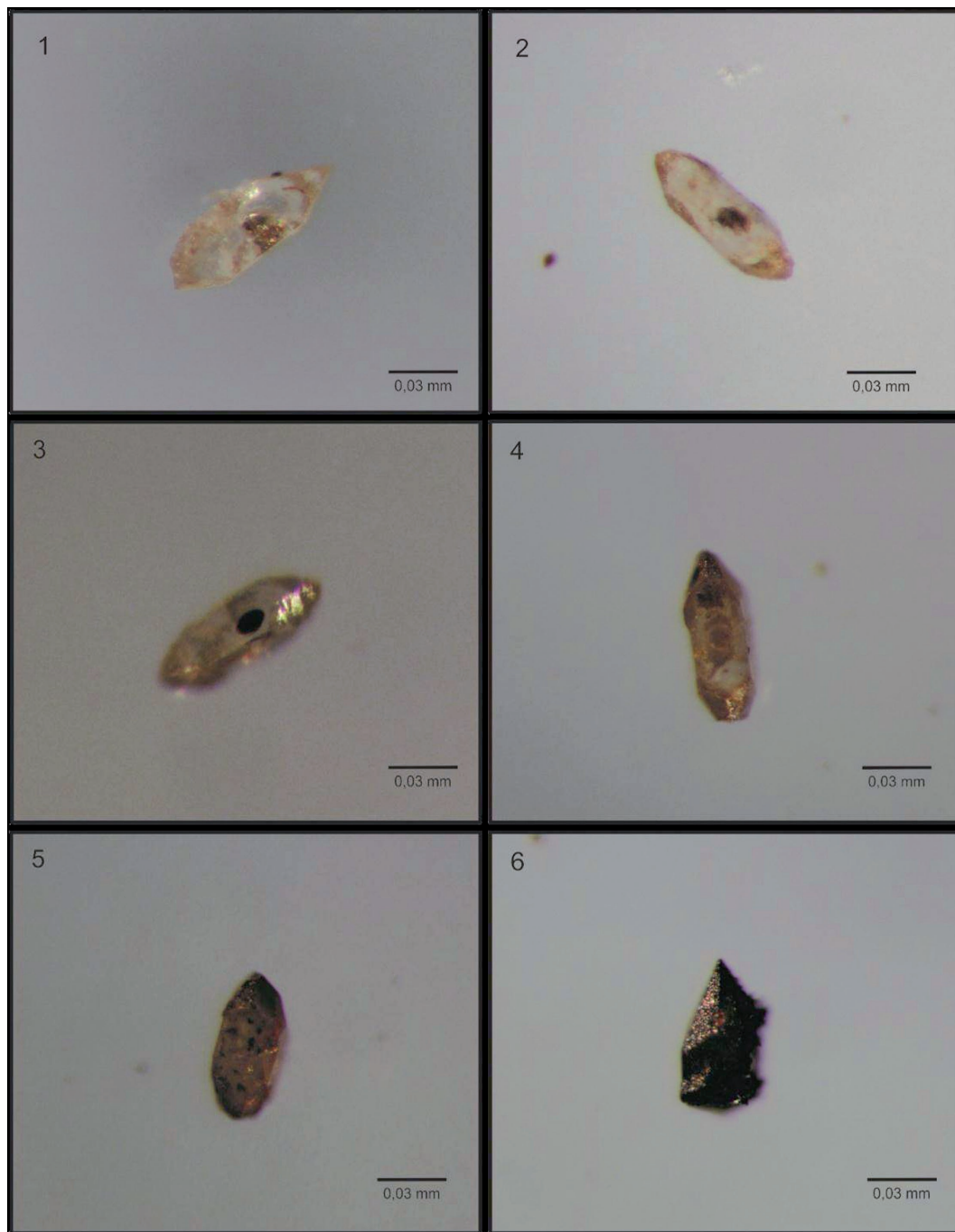
Los cristales de circón observados son translucidos, con relaciones largo-ancho 2:1, con numerosas inclusiones oscuras, además de observarse algunos ejemplares con mayor grado de metamictización. En la mayoría de los casos, presentan pequeños núcleos heredados bien formados (figura 2).

Pupin (1980) define tipos y subtipos morfológicos a partir de la combinación de caras prismáti-

cas y piramidales de los cristales de circón, características que están determinadas por la temperatura, la alcalinidad del fundido y por el contenido de agua en el mismo (Pupin, 1980). Teniendo en cuenta esta clasificación, los tipos morfológicos obser-

vados corresponden a S12 (36,7%), G1 (32,6%) S7 (12,2%), S6, P3, S2 y S5 (4,1%) y P1 (2%).

**Temperatura de Saturación en Circones.** Watson y Harrison (1983) demostraron experimen-



**Figura 2.** Fotografías de cristales de circón. Se observan cristales translucidos (1, 2, 3, 4) y cristales metamicticos (5, 6). Se distinguen núcleos heredados (2, 3, 4).

talmente la relación entre la solubilidad del Zr con la temperatura y con la composición del fundido, la que expresaron mediante la siguiente relación:

$$\ln DZr = \{-3.8 - [0.85(M - 1)]\} + 12,900/T \quad (1)$$

$T_{Zr} = 12,900/[2.95 + 0.85M + \ln (496,000/Zr_{melt})] \quad (2)$

$$M = [(Na + K + 2.Ca)/(Al.Si)] \quad (3)$$

En donde M, es un factor composicional que explica la dependencia de la solubilidad del circón sobre la de Si (silicio) y la peraluminosidad del fundido. La saturación de Zr en el fundido se deduce de la abundancia de circones con núcleos heredados (Miller *et al.*, 2003).

De esta manera, con la concentración de los elementos mayores, menores y trazas (Tabla 1), es posible determinar la  $T_{Zr}$  mediante la ecuación antes mencionada.

Las temperaturas de saturación en circones determinadas presentan un valor promedio 757,84 °C. Este resultado sumado al hecho de que las muestras analizadas presenten mayormente circones heredados, permite asignar a la temperatura de saturación en circones obtenida, como la temperatura de segregación del fundido ((Miller *et al.*, 2003) y según la clasificación de este último autor, el Granito Tres Cerritos se clasificaría como un granito "Frio", rico en circones heredados.

**Discusión y conclusiones.** Los circones se presentan como minerales accesorios que se encuentran en poca cantidad, mayormente como inclusiones en biotitas y, en menor cantidad, en plagioclasas, en la Facies Porfírica Biotítica, principalmente.

Los cristales de circón son translucidos, con inclusiones oscuras, algunos ejemplares metamicticos y relaciones largo-ancho 2:1. En la mayoría de los casos, presentan pequeños núcleos heredados bien formados.

Los tipos morfológicos observados corresponden a S12 (36,7%), G1 (32,6%) S7 (12,2%), S6, P3, S2 y S5 (4,1%) y P1 (2%), según Pupin, 1980.

Según la Temperatura de Saturación en Circones, y la presencia de circones con núcleos heredados, el Granito Tres Cerritos se clasificaría dentro del grupo de los "Granitoides Fríos", ricos en circones heredados.

**Agradecimientos.** La realización de este trabajo fue posible gracias al proyecto CIUNT 26/G427 y a la cátedra de Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L. de la Universidad Nacional de Tucumán.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adams, C. J., Miller, H., Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J., Griffin W. L. 2011. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: Detrital zircon U-Pb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19 (2011) 71-83.
- Adams, C. J., Hutt L., Miller H., Toselli A. J., Griffin, W. L. 2008. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart*, 247/3, pp. 341-352.
- Acosta Nagle A.E. y López J.P. 2014. Geología y Petrología del Granito Tres Cerritos, extremo meridional de la Sierra de Quilmes y su relación con el magmatismo devónico-carbonífero de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (3): 334-343.
- Büttner, S. H., Glodny, J., Lucassen, F., Wemmer, K., Erdmann, S., Handler, R. y Franz, G. 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: Implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83: 143-181.

**Tabla1.** Análisis químicos en base a los cuales se realizaron las determinaciones de temperatura de saturación en circones.

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-6	M-7
SiO <sub>2</sub>	69,972	72,328	71,277	72,287	72,249	71,498
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,202	0,309	0,284	0,169	0,248
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,538	15,527	15,827	15,512	15,669	15,627
FeO <sub>t</sub>	1,5	1,18	1,42	1,68	1,11	1,52
MnO	0,032	0,023	0,011	0,035	0,031	0,043
MgO	0,515	0,369	0,341	0,541	0,372	0,463
CaO	0,673	0,588	0,832	0,698	0,628	0,753
Na <sub>2</sub> O	3,292	3,163	3,102	2,943	3,586	3,249
K <sub>2</sub> O	6,051	5,604	5,259	5,435	4,849	5,116
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,487	0,533	0,519	0,589	0,573	0,666
Zr	106	81	123	116	72	99

- Cabrera, M.A., Cuenya, M. y Omil, M. 1985. Intrusivo granítico de Tres Cerritos, Sierra de Quilmes, provincia de Catamarca. *Acta Geológica Lilloana* 16: 245-251.
- Hauser N., Matteini M., Omarini R.H., Pimentel, M. M. 2011. Combined U–Pb and Lu–Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. *Gondwana Research* 19 (2011) 100–127.
- Miller, C., MacDowell, S., Mapes, R. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*; 31:529-532.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- Pupin, J.P. y Turco, G. 1972. Application des données morphologiques du zircon accessoire en pétrologie endogène. *C R Acad Sci Paris* 275 [D]:799-802.
- Rubio-Ordóñez, A., Cuesta, A., Gallastegui, G., Suárez, O., Pupin, J. P. Corretgé, L. G. 2006. Morfología de circones vs. filiación geoquímica de rocas metavolcánicas en el Antiforme del Narcea (N de España). *Geogaceta*, 40.
- Rubio-Ordóñez, A., Corretgé, L. G., Cuesta, A. 2007. Morfología de los circones como indicadores petrogenéticos de la asociación tonalita-leucogranito: El caso del plutón de Zarza la Mayor (Cáceres-España). *Geogaceta*, 41.
- Martins, H., Noronha, F. 2000. Sources of late-Hercynian biotite-rich granite plutons from northern Portugal: Inferences from zircon morphologies. *Cadernos Lab. Xeológico de Laxe Coruña*. 2000. Vol. 25, pp. 257-260.
- Watson, E.B., and Harrison, T.M., 1983, Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295–304.

# APLICACIÓN DEL GEOTERMÓMETRO GRT-BT Y DEL GEOTERMÓMETRO GRT-OPX-BT EN LA GRANULITA DEL CERRO SIEMPRE AMIGOS, SIERRAS DE AZUL, TANDILIA

Angeletti, Melisa; Martínez, Juan C.; Frisicale, M. Cristina y Dimieri, Luis V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> INGEOSUR-Departamento de Geología Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, [8000] Bahía Blanca.

**Resumen.** La aplicación del geotermómetro granate-biotita y el geotermobarómetro granate-biotita-ortopiroxeno en una granulita del afloramiento Siempre Amigos, Sierras de Azul, Tandilia, arrojó temperaturas de 622 a 631 °C a presiones de 2-4 kbar; y 566 °C a 3,98 kbar respectivamente. Debido a la proporción relativamente alta de biotita y a la presencia de deformación dúctil, las reacciones de intercambio iónico se producirían a temperaturas más bajas que la esperada para la facies metamórfica de granulitas.

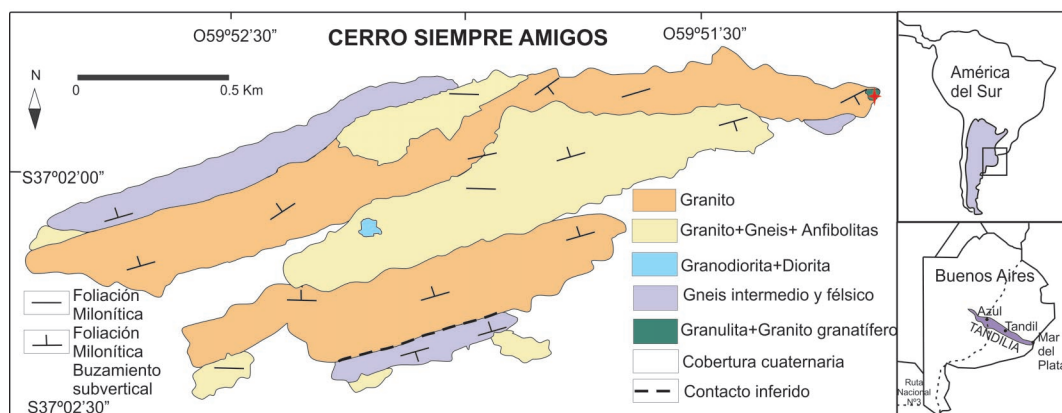
**Palabras clave.** Sierras de Azul, Tandilia, granulita, geotermobarómetro.

**Abstract.** The application of the garnet-biotite geothermometer and the garnet-biotite-orthopyroxene geothermobarometer in a granulite from Siempre Amigos outcrop, Azul Hills, Tandilia, yield temperatures of 622-631°C at 2-4 kbar; and 566 °C at 3.98 kbar, respectively. Due to the relatively high volume (%) of biotite and to ductile deformation, ion exchange reactions may occurred at lower temperatures than the expected for granulite metamorphic facies.

**Keywords.** Azul Hills, Tandilia, granulite, geothermobarometer.

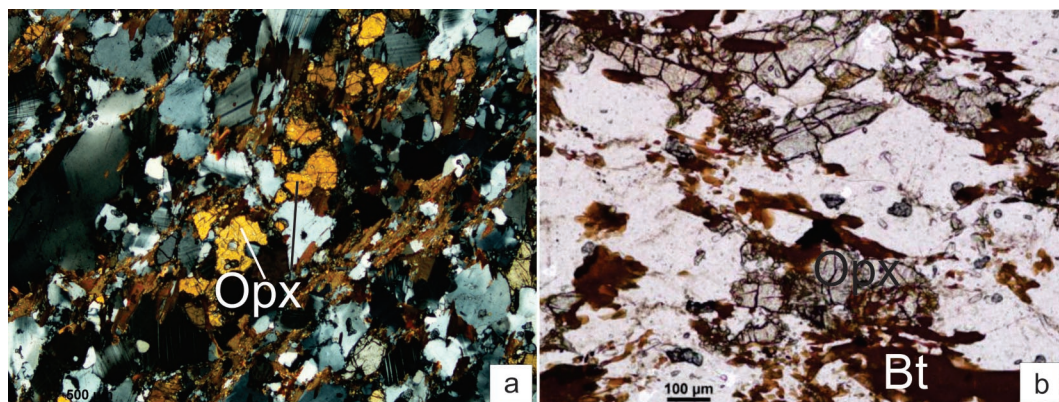
**Introducción.** El cerro Siempre Amigos se halla a aproximadamente a 28 km al sur de la ciudad de Azul (provincia de Buenos Aires), en el Noroeste de las sierras de Azul, y a 3 kilómetros al Norte de la Megacizalla de Azul (MCA, Frisicale *et al.* 1999). Esta sierra forma parte del Sistema de Tandilia que constituye las exposiciones más australes del Cratón del Río de la Plata (González Bonorino *et al.* 1956; Cingolani 2011y referencias en él; Angeletti *et al.* 2015), y de su basamento ígneo metamórfico paleoproterozoico, denominado por Marchese y Di Paola (1975) como Complejo Buenos Aires. La litología dominante del cerro Siempre Amigos es granito, acompañado de gneises y anfibolitas. Todas las rocas del área se hallan afectadas por deformación dúctil con el consecuente desarrollo de texturas miloníticas (Angeletti *et al.* 2015) (figura 1). En el extremo noreste se reconoció, en un granito granatífero de grano grueso, un enclave de ~10 metros de extensión y ~10 cm de ancho de granulita. Dicha granulita de color gris, de grano fino, equigranular y homogénea presenta un contacto difuso y gradual con el mencionado granito, diferente al granito predominante por la presencia de grandes porfiroclastos de granate. Ambas litologías se ven afectadas por la deformación mencionada anteriormente.

Esta litología reconocida sólo localmente en Siempre Amigos constituye afloramientos importantes en otros sectores de las Sierras de Azul. Jorgensen *et al.* (2008) en el sector noroeste del cerro La Crespa, 3 km al sudoeste de Siempre Amigos, redefinieron como granulitas a parte de las migmatitas consideradas por González Bonorino *et al.* (1956). La deformación dúctil reconocida en granulitas máficas y félsicas del cerro La Crespa ocurrió en facies anfibolita superior-granulita inferior y afectó de manera irregular a las rocas allí presentes. También en el sector norte del cerro Negro, extremo oeste de la MCA, Frisicale *et al.* (2015) describen una faja de filonitas de dirección



**Figura 1.** Mapa geológico del cerro Siempre Amigos, escala 1:12500 (Modificado de Angeletti *et al.*, 2015). La estrella de color rojo indica la ubicación de la muestra estudiada para el presente trabajo.





**Figura 2.** Microfotografías de granulita. a) Cristales de ortopiroxeno (Opx), biotita y plagioclasa, en textura granoblástica (anizador intercalado). b) Cristales de ortopiroxeno retrogradados por biotita (luz paralela).

este-oeste, con intensa biotitización de anfíboles y piroxenos de protolitos granulíticos.

La geocronología de la deformación tanto en la MCA como en los cerros Siempre Amigos y La Crespa aún no ha sido determinada. Sin embargo, y a pesar de que existen leves diferencias en la orientación de la foliación milonítica entre ambas localidades, se considera que todas las rocas de la zona habrían sido afectadas por el mismo proceso tectónico, ya que presentan similares rasgos de milonitización (Angeletti *et al.* 2015).

El objetivo de la presente contribución es dar a conocer una primera estimación cuantitativa de las condiciones de presión (P) y temperatura (T) del metamorfismo y/o el evento de milonitización en la ocurrencia localizada de un enclave deformado de granulita del sector noreste del cerro Siempre Amigos.

**Metodología.** Sobre una muestra representativa de granulita, se analizaron los minerales principales plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Kfs), granate (Grt), biotita (Bt) y ortopiroxeno (Opx). Dichos análisis fueron obtenidos mediante la microsonda electrónica espectrómetro JEOL-SUPERPROBE 4-WD del Laboratorio de Petrología Experimental de la Universidad de Huelva (UHU), España.

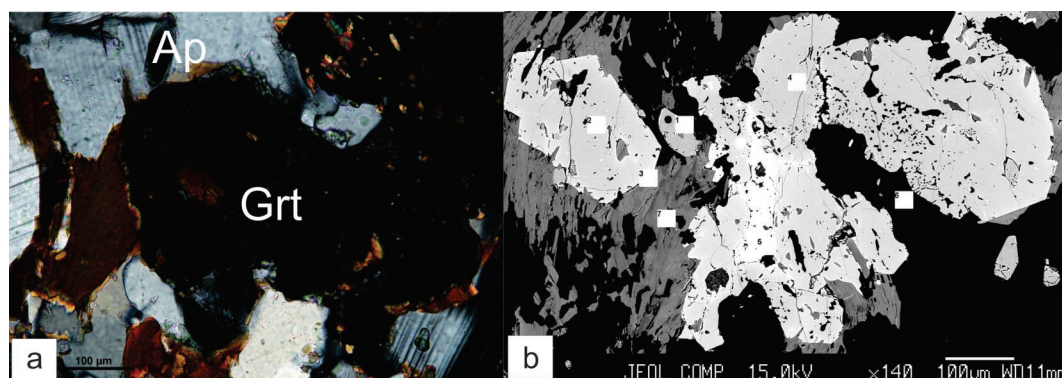
En el cálculo geotermométrico se utilizó el par Grt – Bt, cuyo coeficiente de distribución  $K_D = \frac{(Mg/Fe)_{Grt}}{(Mg/Fe)_{Bt}}$  para la reacción de intercambio 1 almandino + 1 flogopita = 1 pirope + 1 annita (Ferry y Spear 1978), es fuertemente dependiente de la temperatura. Para ello se utilizó el programa THERBARO 3.0 (Reinhardt, 1996) que calcula la mencionada reacción para distintas presiones en el rango de 2 a 20 kbar, con un intervalo de 2 kbar. El programa utiliza siete calibraciones empíricas (Kleemann y Reinhardt 1994 y referencias en él).

También se aplicó el geotermobarómetro Grt-Opx-Bt, mediante el programa RCLC (Pattison *et al.* 2003), el cual utiliza la base de datos termodinámicos

del programa TWQ 2.02b de Berman y Aranovich (1996). El programa se basa en las correcciones surgidas de Aranovich y Berman (1997) en cuanto a la solubilidad del Al en ortopiroxeno, en equilibrio con granate corregido por intercambio de Fe-Mg tardío. La concentración de Al en el piroxeno del pico de facies granulitas es comúnmente preservada debido a que la difusión de este elemento es extremadamente lenta (Anovitz, 1991). Para el cálculo se deben introducir parámetros químicos de los minerales máficos y de plagioclasa, y también sus respectivas modas.

**Resultados. Petrografía.** La granulita presenta una textura granoblástica, homogéneamente fina y con evidencias de deformación intracristalina y desarrollo de foliación milonítica. La composición modal (% en vol.) estimada ópticamente para la granulita es la siguiente: Pl (52), Opx (18), Qtz (10), Bt (10), Kfs (7). En proporciones accesorias se hallan Cpx, Grt (1), apatito, titanita, zircón y minerales opacos. Los cristales de biotita están orientados según la foliación milonítica, al igual que los cristales de ortopiroxeno (figura 2a), y en parte como retrogradación de estos últimos (figura 2b). Los cristales de plagioclasa y los escasos cristales de feldespato potásico se hallan homogéneamente distribuidos en la roca. El granate tiene inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo (figura 3a). Incipientes microestructuras tipo núcleo manto en los feldespatos, maclas de deformación y maclas curvadas en plagioclasas, biotitas algo flexuradas, piroxenos fracturados, cuarzo con extinción ondulosa, bordes algo lobulados y desarrollo de algunos subgranos, constituyen evidencias microestructurales de deformación milonítica en la granulita (Angeletti *et al.*, 2015). Algunas plagioclasas y feldespatos muestran alteración sericitica.

La roca en cuestión se denomina granulita félsica de acuerdo con la clasificación del IUGS (Coutinho *et al.* 2007) por presentar < 30% de mafitos.



**Figura 3.** a) Cristal de granate (Grt) con inclusiones de cuarzo y biotita. Apatito (Ap) como mineral accesorio. b) Imagen de electrones retrodispersados de los cristales de granate analizados en contacto con biotita.

**Clasificación de las fases minerales principales.** El granate (figura 3b) es rico en Fe + Al, con un promedio de  $X_{Alm} = 0.7$ . La biotita por su lado tiene composiciones variables entre los extremos eastonita y siderofilita. Los cristales de ortopiroxeno analizados en la granulita clasifican como ferrosilita, según la clasificación basada en Morimoto *et al.* (1988).

**Aplicación del geotermómetro Grt-Bt.** Para realizar el cálculo geotermométrico del par Grt-Bt mediante el programa THERBARO 3.0 se procedió con el promedio (Tabla 1) de un análisis de borde y dos de núcleo de granate y cuatro análisis de biotita ubicadas en el contacto con dicho cristal. La calibración presentada por Kleemann y Reinhardt (1994) utiliza un nuevo modelo de actividad para biotita y el modelo de actividad de Berman (1990) para granate, más precisos y exactos al considerar la influencia del Al octaédrico y el Ti en biotita en la temperatura de calibración. De acuerdo con esta calibración el par Grt-Bt estima valores de 622 – 631 °C (Tabla 2) para presiones de corteza media y superior (2 a 4 kbar).

**Tabla 1.** Promedio de valores de parámetros químicos expresados en átomos por fórmula unidad en granate (en base a 24O) y biotita (en base a 22O) utilizados para el cálculo del geotermómetro con THERBARO 3.0.

Granate		Biotita	
Mg	0.850	Mg	2.444
Fe	4.284	Fe	2.548
Mn	0.195	Mn	0.009
Ca	0.581	Al(VI)	0.187
		Ti	0.530
Ln $K_D$	-1.576		

**Aplicación del geotermobarómetro Grt-Opx-Bt.** En la Tabla 3 se presentan los valores de P-T sin corrección para la intersección del intercambio Fe-Mg en equilibrio entre ortopiroxeno y granate (almandino + enstatita = pirope + ferrosilita) y la expresión barométrica entre cuarzo, granate, plagioclasa y ortopiroxeno (grosularia + almandino + cuarzo = anortita + ferrosilita). La intersección sin corrección de estas dos expresiones da un valor de 721 °C y 5,59 kbar (Grt-Opx). La intersección sin corrección de la expresión geobarométrica previamente mencionada con la expresión de equilibrio de solubilidad de Al en el ortopiroxeno para el sistema extremo de Fe (almandino– ferrosilita) arroja una temperatura de 598 °C y una presión de 4,03 kbar (Fe-Al). El programa RCLC corrige el efecto por el intercambio de Fe-Mg tardío mediante el ajuste de las concentraciones de Fe-Mg en las fases involucradas de acuerdo con definiciones en el balance de masas de modo que todos los equilibrios se interceptan en un punto (P-T). Las condiciones determinadas para dicha intersección luego de la corrección (Fe-Mg-Al) son de 566 °C y 3,98 kbar (Tabla 3).

**Discusión.** Los valores de T y P determinados mediante fórmulas empíricas arrojan valores correspondientes a la facies intermedia de anfibolitas con una dispersión importante. Para presiones de corteza media y superior (2 a 4 kbar) el par Grt-Bt estima valores de 622 – 631 °C según calibración de Kleemann y Reinhardt (1994). Este geotermómetro presenta problemas para reflejar el pico térmico en rocas de facies granulitas debido al intercambio Fe-Mg a bajas temperaturas durante el ascenso de las rocas, por lo cual funciona mejor en la parte alta de facies de esquistos verdes y en la de facies de anfibolitas (Guerreschi y Martino, 2002).

Por otra parte el geotermobarómetro Grt-Opx-Bt determinado con el programa RCLC también presenta algunas limitaciones. Cuando la estimación de

**Tabla 2.** Valores de temperatura (°C) calculadas para las siete calibraciones empíricas con THERBARO 3.0. La fórmula química-estructural de Opx en base a 12O.

P(kbar)	K&R	P&L	F&S	THO	H&S	I&M	BHA
2	622	603	621	609	664	542	609
4	631	609	629	617	674	550	611
6	640	615	637	626	685	558	613
8	649	621	645	634	696	565	615
10	658	627	653	642	707	573	617

P-T por intercambio Fe-Mg sin corrección es mayor que la estimación por intercambio de Fe-Al sin corrección el esquema de corrección funciona del mismo modo, pero resulta en una disminución de la estimación de la temperatura.

Las condiciones del pico máximo de temperatura de formación para estas granulitas pueden ser, sin embargo, estimadas sobre la base de datos experimentales. Tal es el caso de las granulitas de composición intermedia estudiadas por Pattison *et al.* (2003) para cuya reacción de formación del ortopiroxeno ( $Bt + Qtz \pm Pl = Opx + L \pm Grt \pm Crd \pm Kfs$ ) se ha determinado un rango de temperaturas desde los 800 °C a 1 kbar hasta 900 °C a 15 kbar. La granulita de Siempre Amigos, al igual que las mencionadas granulitas intermedias de Pattison *et al.* (2003) se caracterizan por una asociación mineral libre de clinopiroxeno y hornblenda y con ortopiroxeno + plagioclasa  $\pm$  granate  $\pm$  biotita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  cuarzo.

Es importante destacar que la granulita presente en los afloramientos de Siempre Amigos contiene una proporción de biotita cercana al ~ 10 % vol. y se halla deformada. Es por ello que la proporción relativamente alta del máfico hidratado se manifiesta en reacciones de intercambio iónico a temperaturas de cierre inferiores a las generadas durante el pico metamórfico de formación del ortopiroxeno tal como indica el análisis del geotermómetro Grt-Opx-Bt.

En el cerro La Cresenta Jorgensen *et al.* (2008) reconocen granulitas félsicas más abundantes que las máficas, con composiciones similares a la granulita de Siempre Amigos, que sólo se diferencian por la ocurrencia de hornblenda, y por una deformación frágil-dúctil posterior al pico del evento metamórfico. Estas granulitas muestran que una mayor intensidad de deformación se ve acompañada por una mayor proporción de biotita y hornblenda con la consecuente reducción en la cantidad de

minerales anhidros. Es por ello que Jorgensen *et al.* (2008) infieren, junto con el análisis microestructural que la deformación actuó bajo en facies de anfibolita superior-granulita inferior. Por otro lado, en la zona de cerro Negro, Frisicale *et al.* (2015) reconocen que las filonitas del sector se habrían originado por acción de fluidos sintectónicos sobre granulitas miloníticas. En dicha retrogradación los cambios más importantes observados incluyeron la biotitización de piroxenos y anfíboles y el reemplazo parcial de los feldespatos por mica blanca y cuarzo.

Angeletti *et al.* (2015) estiman en base al análisis de los mecanismos de deformación que originaron las microestructuras presentes, que en la zona de Siempre Amigos la deformación milonítica es de medio a alto grado metamórfico, con una temperatura entre 400° y 600°C, algo menor a la indicada por Jorgensen *et al.* (2008) para la zona de la Cresenta. Para el cerro Negro el pico térmico de la milonitización fue estimado, mediante un análisis microestructural, en-tre 600 y 700 °C a presiones variables entre 600 and 900 MPa (Frisicale *et al.* 2015).

La biotitización de los piroxenos, observada en Siempre Amigos, La Cresenta y cerro Negro, constituye por lo tanto una evidencia de circulación de fluidos producida durante la deformación que afectó esta región de las sierras de Azul, por lo cual los datos de T y P obtenidos mediante geotermómetros y geobarómetros cuantifican las condiciones bajo las cuales se habría llevado a cabo la milonitización y son coherentes con la información ya obtenida mediante los estudios microestructurales de detalle realizados para cada localidad.

**Conclusión.** Mediante la aplicación del geotermómetro Grt-Bt y el geotermobarómetro Grt-Opx-Bt para una muestra de granulita del cerro Siempre Amigos, los valores de T y P determinados median-

**Tabla 3.** Condiciones de P y T obtenidas con el programa RCLC.

	Corregido para convergencia (Fe-Mg-Al)		Sin corrección		diferencia	
Fe-Al	566 °C	3,98 kbar	598 °C	4,03 kbar	-32	0,05
Grt-Opx	566 °C	3,98 kbar	721 °C	5,59 kbar	-155	-1,61

te fórmulas empíricas arrojan valores correspondientes a la facies intermedia de anfibolitas con una dispersión importante. Para condiciones de corteza media y superior (7 a 15 km) el par Grt-Bt estima valores de 622– 631°C. Las condiciones determinadas por el geotermobarómetro Grt-Opx-Bt son ~15 km (4 kbar) y de 566°C. Debido a la proporción relativamente alta de biotita, mineral máfico hidratado, y a la deformación que afectó a la roca, se producen reacciones de intercambio iónico a temperaturas de cierre inferiores a las generadas durante el pico metamórfico de formación del ortopiroxeno. Por lo tanto, si bien no fue posible obtener información correspondiente al pico metamórfico, los datos calculados constituyen una primer cuantificación de las condiciones termobarométricas correspondientes al evento de deformación dúctil de implicancia regional en este sector de las sierras de Azul.

**Agradecimientos.** Este trabajo fue financiado con fondos de los subsidios PIP 00818 del CONICET y 24/H092 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur y fue realizado en los lugares de trabajo de los autores, INGEOSUR y Departamento de geología de la Universidad Nacional del Sur. Los autores agradecen al Dr. Antonio Castro por facilitar el uso del servicio de la Microsonda Electrónica de la Universidad de Huelva, España.

## BIBLIOGRAFÍA

- Angeletti, M., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2015. Petrografía, caracterización geoquímica y análisis microestructural del granito del cerro Siempre Amigos, sierras de Azul, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73, en prensa.
- Anovitz, L.M. 1991. Al-zoning in pyroxene and plagioclase: window on the late prograde to early retrograde P-T paths in granulite terranes. *American Mineralogist*, 76, 1328 – 1343.
- Aranovich, L.Y. y Berman, R.G. 1997. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed  $\text{Al}_2\text{O}_3$  solubility in  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  orthopyroxene. *American Mineralogist* 82: 345 – 353.
- Berman, R. G. y Aranovich, L.Y. 1996. Optimized standard state and mixing properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system  $\text{FeO-MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2$ . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 1–24.
- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 100:221–242.
- Coutinho, J., Kräutner, H., Sassi, F., Schmid, R. y Sen S. 2007. Amphibolite and granulite. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66, 113 – 117.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 1999. Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal? 14º Congreso Geológico Argentino. Acta 1: 168–171, Salta.
- Frisicale, M. C., Angeletti M., Dimieri, L., Martínez, J.C. y Dristas, J. 2015. Retrogradación de granulitas miloníticas y formación de filonitas en la Megacizalla de Azul, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 72 (3): 314 - 325.
- Guerreschi, A.B. y Martino, R.D. 2002. Geotermobarometría de la paragénesis cuarzo-plagioclasa-biotita-granate-sillimanita en gneises del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 365 – 375.
- Gonzalez Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa M. y Limousin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (provincia de Buenos Aires). LEMIT, serie 2(63): 1-22.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C. y Dimieri, L.V. 2008. Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 233-243.
- Kleemann, U. y Reinhardt, J. 1994. Garnet – biotite thermometry revisited: The effect of  $\text{Al}^{\text{VI}}$  and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy* 6: 925-941.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(1): 44-52.
- Pattison, D.R.M., Chacko, T., Farquhar, J., McFarlane, C. 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde Exchange. *Journal of Petrology* 44 (5): 867 – 900.



## CONTRIBUCIONES A LA PETROGRAFÍA DE BAJO LA CHILCA, DISTRITO MINERO AGUA DE DIONISIO, PROVINCIA DE CATAMARCA.

Arce, María N.<sup>1</sup>; Lazarte, José E.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán.

<sup>2</sup> INSUGEO (CONICET).

La unidad Andesita La Chilca es definida por Llambías (1970) como una unidad perteneciente al Grupo Complejo Volcánico de Farallón Negro, caracterizada como una roca morada a gris, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíboles de entre 1 y 2 milímetros de largo, inmersos en una pasta afanítica. Los domos de Andesita La Chilca están intruidos en una brecha volcánica de composición andesítica y se caracterizan por presentar estructuras fluidales y evidencias de alteración con tonalidades pardas o amarillentas. Los principales afloramientos de Andesita La Chilca están ubicados al Este de Agua de Dionisio, en el cerro Lera, al Oeste de agua Tapada, en la quebrada el Chorro y en el Bajo La Chilca. Se trata de un domo elongado en sentido este-oeste con una superficie de unos 4,32 km<sup>2</sup> que expone tonalidades amarillentas típicas de alteración hidrotermal. Carrizo (1981) caracteriza por primera vez los diferentes tipos de alteraciones hidrotermales observables en la zona de Bajo La Chilca y sus alrededores. El objetivo del presente trabajo es aportar nueva información sobre los afloramientos del extremo NE del Bajo La Chilca que no fueron estudiados hasta el momento.

La caracterización de los afloramientos se realizó en el campo. La caracterización petrográfica de las muestras recolectadas se realizó mediante lupa binocular y en los cortes delgados utilizando microscopio de polarización.

En el sector NE de una de las quebradas principales que corren en sentido este-oeste en el



Figura 1. Vista de la quebrada.



Figura 2. Andesita con estructura fluidal.

sector norte del Morro el Viento, aflora, en modo discontinuo, unos 10 metros de roca porfírica de color gris a gris verdoso (figura 1). La vegetación y los efectos de la erosión fluvial, cubren el contacto entre la zona argílica avanzada (que se observada en el inicio de la quebrada) y la zona de la roca porfírica color gris a gris verdoso observada en el borde NE del Bajo La Chilca. La estructura fluidal (figura 2) presenta bandas de menos de 2 cm de

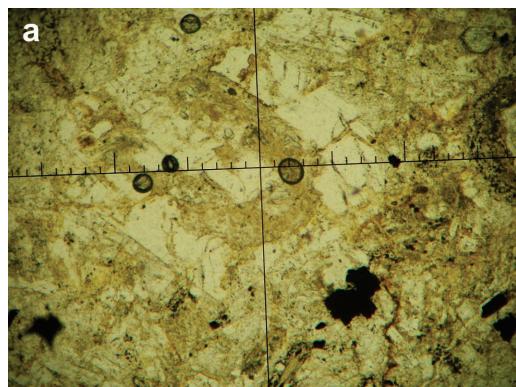
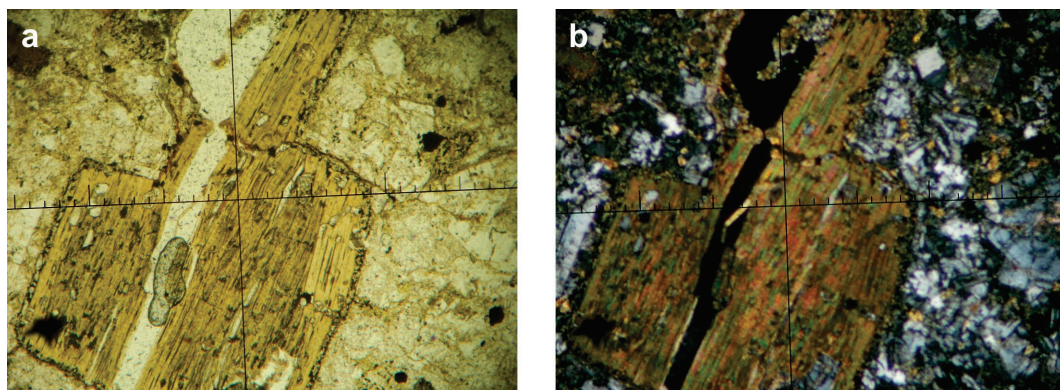


Figura 3. Fenocristal de Plagioclasa alterada de 1 mm (a) con nicoles paralelos y (b) con nicoles cruzados.



**Figura 4.** Fenocristal de Biotita desferrizada de 1 mm de ancho (a) con nicoles paralelos y (b) con nicoles cruzados.

espesor, con tonalidades entre el gris medio y el gris claro.

Algunos máficos se observan alterados con brillos sub-metálicos confundibles con los cristales de brillo metálico de menos de 0,5 mm observados en algunos sectores del afloramiento. Los cristales de brillo metálico no están identificados aún.

Microscópicamente se observa que, de acuerdo a su composición modal, corresponde a una andesita de textura porfírica, constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíboles inmersos en una pasta microcristalina. Los fenocristales de plagioclasas son subhedrales a euhedrales de hasta 2 mm de largo, están maclados según Ley Albita y Albita - Carlsbad y presentan extinción zoneada concéntrica. Alteran a carbonatos, sericita, illita y caolinita (figura 3 a y b). Los fenocristales de biotita son subhedrales a anhedrales y alcanzan hasta 2 mm de largo. Están algo desferrizados (figura 4 a y b) y presentan bordes corroídos con opacos asociados. Los fenocristales de anfíboles están muy alterados. Los minerales opacos se presentan de dos tipos, minerales euhedrales diseminados en toda la muestra y minerales anhedrales a subhedrales, rojizos, asociados a biotita y anfíboles.

La mineralogía de alteración corresponde a una zona de alteración argílica intermedia (caolinita + sericita + illita) con algo de presencia de carbonatos. De acuerdo a Corbett y Leach (1998) la Andesita La Chilca fue alterada por fluidos hidrotermales de menos de 300 ° C con pH entre 4 y 5.

Las estructuras fluidales observadas corresponden a la naturaleza dómica que presenta la Andesita La Chilca. No se observa orientación de minerales en las secciones delgadas.

Se observa que la zona de alteración argílica intermedia mencionada por Carrizo (1981) se extiende hacia el NE del bajo y corresponde al flanco norte del domo La Chilca.

**Agradecimientos.** Al Geol. Nicolás Montenegro de YMAD. Este trabajo se financió parcialmente con fondos de un PIP CONICET.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Carrizo, M. 1981. Determinación de la Geología, alteración y contenido Geoquímico, con miras a determinar cualidades económicas. Seminario UNT (inédito).
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication 6, 237 pp.
- Llambías, E. J, 1970. Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Provincia de Catamarca, República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 1: 2-32.



## PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE BASANITAS DEL SECTOR OESTE DE LA MESETA DE SOMUNCURÁ, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Asiain Lucía<sup>1</sup>; Gargiulo M. Florencia<sup>1</sup>; Reitinger Johann<sup>2</sup>; Ntaflos Theodoros<sup>2</sup>; Bjerg Ernesto A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> INGEOSUR, CONICET Bahía Blanca y Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina. lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar  
Faculty of Earth Sciences, Geography and

<sup>2</sup> Astronomy, Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria.

**Resumen.** Al sur de la localidad de Prahuaníeyu, sector oeste de la Meseta de Somuncurá, afloran rocas volcánicas alcalinas a ultra-alcalinas (basanitas). Las mismas presentan fenocristales de olivino en una pasta con augita titanífera, olivino, nefelina y minerales opacos. Geoquímicamente están levemente enriquecidas respecto al patrón de OIB, poseen una marcada anomalía negativa en K y altos valores de elementos incompatibles. Estas características son comparables con las volcanitas plio-pleistocenas de la región.

**Palabras clave.** Basanita, basaltos alcalinos, Plio-Pleistoceno, Meseta de Somuncurá.

**Abstract.** Petrography and geochemistry of basanites from the western part of Meseta de Somuncurá, Río Negro province.

South of Prahuaníeyu, in the western part of Meseta de Somuncurá, alkali to ultra-alkali volcanic rocks (basanites) crop out. These lavas have olivine phenocrysts in a groundmass of titaniferous augite, olivine, nepheline and opaque minerals. They are slightly enriched compared with OIB standards, have a strong negative K anomaly and high contents of incompatible elements. These geochemical characteristics are comparable with the Plio-Pleistocene volcanic rocks of the region.

**Keywords.** Basanite, alkali basalts, Plio-Pleistocene, Meseta de Somuncurá.

**Introducción.** La Meseta de Somuncurá está ubicada en la Comarca Nordpatagónica, entre los paralelos 40,5° y 43°S. Comprende un campo volcánico principalmente basáltico con una extensión de más de 25.000 km<sup>2</sup> donde han sido reconocidas diferentes unidades estratigráficas, producto de vulcanismo máfico de intraplaca y retroarco (Ardolino y Franchi, 1993). La Formación Somuncurá (Ardolino, 1981) es la unidad con mayor desarrollo en la región y comprende las rocas volcánicas oligocenas de composición basáltica. Durante el Mioceno medio a superior el vulcanismo de la meseta se modifica hacia composiciones alcalinas mesosí-

licas, esencialmente traquíticas, cuyo desarrollo tuvo lugar principalmente en el sector oriental (Formación Quiñelaf, Núñez *et al.* 1975). Kay *et al.* (2007) clasifican las coladas basálticas en “pre-plateau” (Oligoceno), “plateau” (Oligoceno tardío a Mioceno temprano) y “post-plateau” (Mioceno temprano a medio). Las primeras son correlacionables con la Formación Somuncurá I y II respectivamente, y las “post-plateau” son comparables con la Formación Quiñelaf. Se han identificado efusiones basálticas de intraplaca de edad plio-pleistocenas en varios sectores de la meseta, entre las cuales se encuentran las reconocidas por Cortelezzi y Dirac (1969) de  $2,1 \pm 0,15$  y  $2 \pm 0,15$  Ma, en la salina El Pito, próximas al cerro Trayén Níeyu. Posteriormente Yllañez y Lema (1979) obtuvieron una edad de  $3 \pm 2$  Ma para un dique de composición basáltica del área de Telsen, mientras que Franchi y Sepúlveda (1979) y Ardolino y Delpino (1986) reconocieron lavas de edad pliocena al sureste y norte de la Meseta de Somuncurá. Por su parte, Ardolino y Franchi (1993) basándose en criterios geomorfológicos consideran de edad pliocena los basaltos situados al noroeste de la localidad de El Caín, en el extremo occidental de la meseta, y los conos volcánicos del oeste de la Alta Sierra de Somuncurá. Por otro lado, Labudía *et al.* (2011) obtienen una datación K-Ar de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno) en lavas del Cerro Medina ubicado al sur de la localidad de Prahuaníeyu, lo que sugiere una amplia distribución areal de lavas plio-pleistocenas.

Rocas alcalinas, con características geoquímicas y petrográficas similares a las aquí presentadas han sido estudiadas por Corbella (1982, 1989) y Ntaflos *et al.* (2000), en el área de la Sierra de Queupuniyeu y cerca de la localidad de Prahuaníeyu.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer los resultados de estudios petrográficos y geoquímicos de basanitas situadas en las inmediaciones del poblado de Prahuaníeyu y del cerro Medina, con el fin de contribuir al conocimiento de las unidades plio-pleistocenas de la Meseta de Somuncurá.

**Metodología.** Se realizaron estudios petrográficos en 37 secciones delgadas de muestras representativas del área de estudio, realizados en el Laboratorio de Petrología de la Universidad Nacional del Sur. Las secciones delgadas fueron estudiadas con un microscopio de polarización Nikon Eclipse E400 Pol. Dos de ellas, corresponden a las basanitas presentadas en este trabajo, cuyos análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas fueron efectuados en un equipo de ICP-MS Agilent 7500 y por espectrometría de rayos X en un equipo Phillips PW 2400, en el Departamento de Investigaciones de la Litosfera, Facultad de Ciencias de la Tierra, Geografía y Astronomía de la Universidad de Viena, Austria.

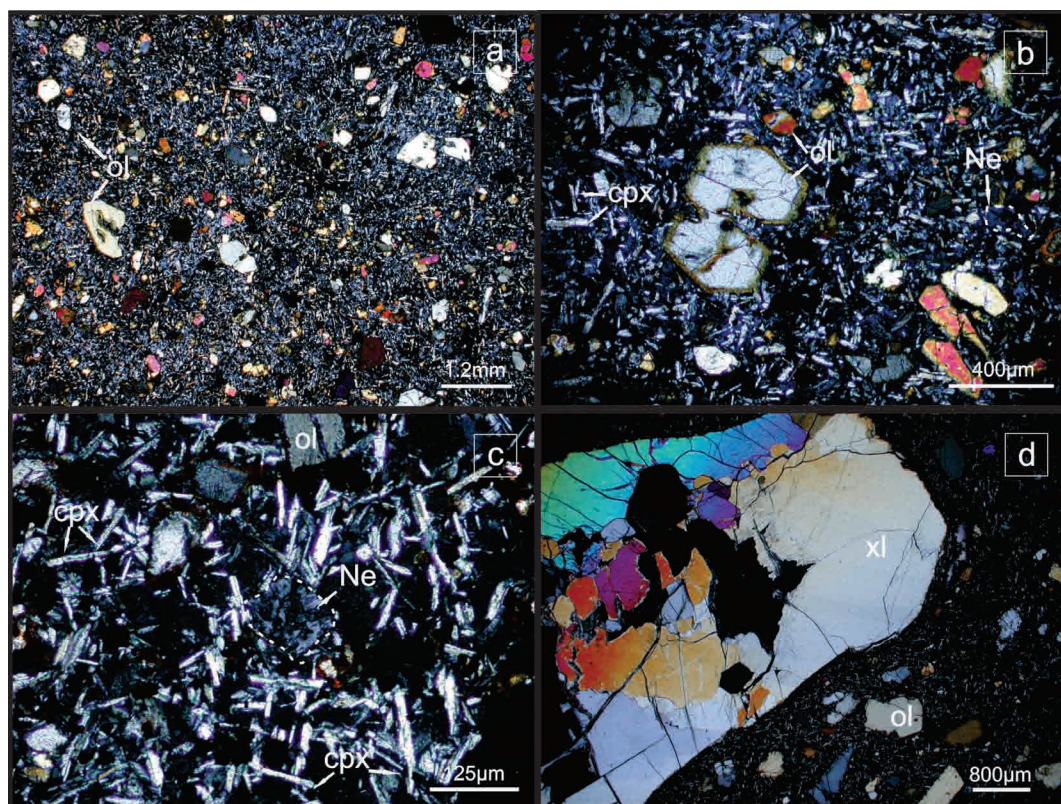
**Resultados.** Los afloramientos de estas rocas corresponden a coladas de lava horizontales a subhorizontales, con espesores variables entre 1 y 3 metros. Las características topográficas del terreno y macroscópicas de las muestras dificultan su diferenciación de las rocas basálticas circundantes, motivo por el cual fue necesario recurrir a estudios petrográficos y geoquímicos.

**Petrografía.** Las muestras estudiadas corresponden a coladas masivas de color gris oscuro, textura afanítica que grada localmente a porfírica, con vesicularidad variable entre 1 y 5%. Presentan textura holocristalina, porfírica con 10% de fenocristales de olivino inmersos en una pasta (90%) compuesta por augita titanífera, olivino, nefelina subordinada y minerales opacos (figura 1a). Los fenocristales son íntegramente de olivino, con contornos subhedrales, longitud entre 300 y 1.000µm y están levemente alterados a iddingsita en bordes y fracturas. Algunos cristales exhiben márgenes reabsorbidos, contornos corroídos y engolfamientos (figura 1a, b). En la pasta, los individuos de augita titanífera (50%) son de color castaño pálido, poseen contornos euhedrales a subhedrales, hábito prismático y

tamaños entre 50 y 300µm. Los cristales de olivino (20%) son anhedrales a subhedrales, con tamaño promedio de 100µm, los cuales presentan leve a moderada alteración de iddingsita en bordes y fracturas, ocasionalmente dando lugar al reemplazo pseudomórfico. Cristales anhedrales de nefelina (10%) se ubican entre los restantes minerales que integran la pasta, identificándose localmente cristales subhedrales de hábito tabular, con tamaños que varían entre 50 y 100µm, parcialmente reemplazados por ceolitas y esmectitas. Los minerales opacos representan el 10% de la pasta, muestran secciones cuadradas y se encuentran como inclusiones dentro de los demás minerales que integran la roca. Como mineral accesorio se han identificado cristales de apatito en la pasta y como inclusiones dentro de los cristales de nefelina (figura 1a-c).

Se observan amígdalas rellenas en forma concéntrica con minerales del grupo de las ceolitas en los bordes y hacia el centro esmectitas y calcita.

Una de las muestras presenta un fragmento de xenolito de 9,2 mm, en contacto neto con la roca hospedante, constituido por olivino, con espinelo y piroxeno subordinados. La textura es protogranular transicional a porfiroclástica (figura 1d).



**Figura 1.** Fotomicrografías con analizador. **a)** Aspecto general de la roca. **b)** Fenocristales y xenocristales de olivino. **c)** Pasta de la roca con nefelina intersticial entre cristales de clinopiroxeno y olivino. **d)** Fragmento de xenolito de manto inmerso en la roca.

De acuerdo a la clasificación modal QAPF propuesta por la IUGS para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), las muestras estudiadas corresponden a foiditas.

**Geoquímica.** De acuerdo a los diagramas TAS (Le Bas *et al.* 1986 y Cox *et al.* 1979), las rocas estudiadas corresponden a la familia de rocas alcalinas y al campo de las basanitas ( $ol > 10\%$ ), figuras 2a, b. El diagrama  $K_2O$  versus  $Na_2O$  para magmas alcalinos (Middlemost, 1975) indica que una de las muestras coincide con el campo de la serie sódica, mientras que la otra se ubica en el límite entre el campo de la serie sódica y la serie potásica (figura 2c).

En el diagrama de elementos inmóviles Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce, 1996) (figura 2d) las muestras evidencian composición alcalina a ultra-alcalina, coincidiendo con el campo de las foiditas, muy cerca del límite del basalto alcalino.

En la figura 2e se comparan los diseños de abundancia relativa de los elementos de tierras raras (REE) normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989) incluyéndose también el patrón de OIB (*Oceanic Island Basalt*) de Sun y McDonough (1989). Se observa que las muestras estudiadas registran un enriquecimiento en los LREE (tierras raras livianas) mayor a 100 veces el condrito y que los contenidos de estos elementos para ambas muestras son mayores a los HREE (tierras raras pesadas), mostrando una marcada pendiente negativa con valores  $La_N/Yb_N$  promedio de 29,8. Ambas muestras presentan tendencia geoquímica similar al patrón OIB, con valores de LREE levemente enriquecidos respecto a este último. En el diagrama multielemental, normalizado a OIB (Sun y McDonough, 1989), se observa que las muestras exhiben contenidos similares entre sí y que la mayoría de los elementos están enriquecidos respecto al patrón OIB. Asimismo, se destaca una marcada anomalía negativa de K y de Rb, en este último caso menos pronunciada (figura 2f).

**Discusión.** La geoquímica de las muestras presentadas en este trabajo, coincide con los datos aportados por Ntaflos *et al.* (2000) y Labudía *et al.* (2011). Ntaflos *et al.* (2000) definen el grupo Que-Pra, para basanitas de la Sierra de Queupuniyeu y de la localidad de Prahuaníyeu, con afinidad a basaltos OIB, altos contenidos de elementos incompatibles, altas relaciones  $La_N/Yb_N=26$  y marcada anomalía negativa en K (figura 2e, f). Las concentraciones de elementos incompatibles y la anomalía negativa en K coinciden con las muestras analizadas en esta contribución.

Por otra parte, Labudía *et al.* (2011) estudian una basanita alcalina del cerro Medina, con piroclástico con coladas de lava asociadas, localizado 16 km al suroeste del paraje Prahuaníyeu. Esta roca presenta tamaño de grano fino, con fenocrist-

tales de olivino, piroxeno, plagioclasa, con nefelina asociada y xenocristales de olivino. Posee una tendencia geoquímica similar al patrón OIB, con relaciones  $La_N/Yb_N=29$  y una anomalía negativa en K (figura 2e, f). La edad de esta roca, en base a una datación K-Ar documentada por estos autores, es de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno). Las características petrográficas y geoquímicas de esta basanita son semejantes a las de las rocas analizadas en este trabajo, con presencia de xenocristales de olivino, nefelina asociada, altas relaciones  $La_N/Yb_N$  y anomalía negativa en K.

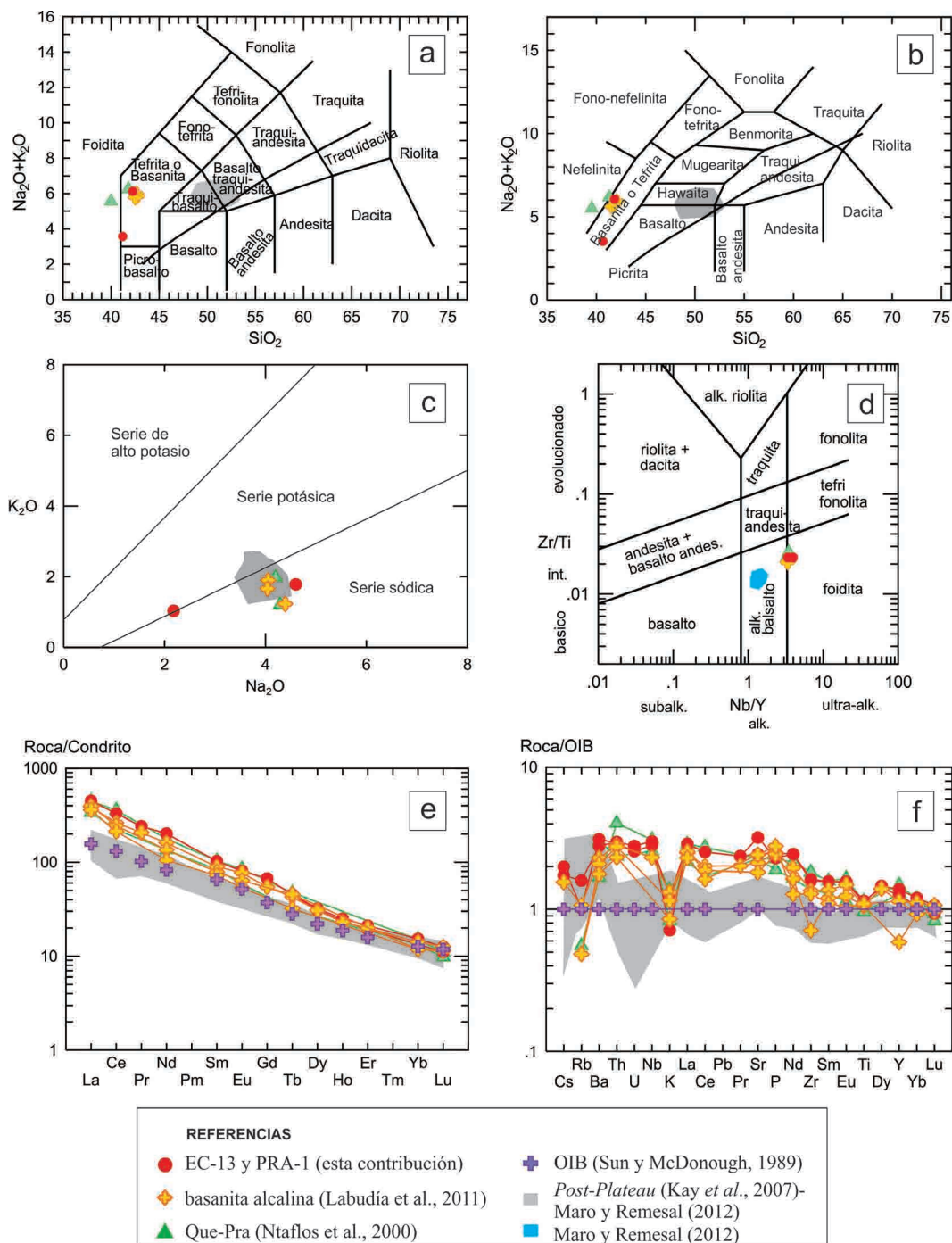
Sun y McDonough (1989) relacionan las anomalías negativas de K y Rb en basaltos con la presencia de flogopita en la fuente mantélica. Por su parte, Ntaflos *et al.* (2000) relacionan la anomalía negativa en K del grupo Que-Pra con la posible presencia de una fuente magmática empobrecida en este elemento e indican que el alto contenido de elementos incompatibles que caracteriza a este grupo no podrían derivar directamente de la fusión parcial del manto astenosférico o de una pluma de manto, ya que serían necesarios porcentajes mínimos de fusión. Estos autores, atribuyen los valores extremos de LREE a dos episodios de fusión parcial, o a un enriquecimiento de la fuente mantélica, producto de un metasomatismo previo a la fusión. Teniendo esto presente, se considera la hipótesis de Ntaflos *et al.* (2000) para explicar la anomalía negativa de K y las elevadas concentraciones de elementos incompatibles. Por otro lado, se asume la edad pliocena propuesta por Labudía *et al.* (2011) para las basanitas presentadas en esta contribución.

Corbella (1982, 1989) estudia las lavas de la Sierra de Queupuniyeu y comprueba la existencia de rocas de características alcalinas, sódicas, entre las cuales describe basanitas y nefelinitas. Estas rocas presentan características petrográficas y geoquímicas similares a las estudiadas en este trabajo, pero no presentan anomalía negativa en K. Por otra parte, Corbella (1982) obtiene una edad K-Ar de  $19 \pm 1$  Ma (Mioceno temprano) en una colada de basanita, sin embargo esta edad es más antigua que la atribuida a las muestras presentadas en esta contribución.

En relación a otros basaltos de la Meseta de Somuncurá (Kay *et al.* 2007; Maro y Remesal, 2012), las muestras analizadas presentan contenidos relativamente altos de  $MgO$ ,  $TiO_2$  y  $P_2O_5$ , y bajos de  $SiO_2$  y  $Al_2O_3$ . (Tabla 1).

Kay *et al.* (2007) consideran que el grupo "post-plateau" está integrado por basaltos alcalinos, traquibasaltos, mugearitas y hawaitas. Estos flujos se concentran en los márgenes occidental y sur de la meseta con un tren general NW-SE. Las edades Ar-Ar obtenidas para estas rocas fueron  $20,6 \pm 0,6$  Ma (Mioceno temprano) y  $16,6 \pm 0,4$  Ma (Mioceno). En el sector oriental de la Meseta de Somuncurá, Maro y Remesal (2012) estudiaron las





**Figura 2. a y b)** Diagramas TAS de Le Bas et al. (1986) y Cox et al. (1979) respectivamente. **c)** Diagrama  $K_2O-Na_2O$  (Middlemost, 1975) **d)** Diagrama  $Zr/Ti$  versus  $Nb/Y$  (Pearce, 1996) **e)** Diagrama de REE normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **f)** Diagrama normalizado a OIB de Sun y McDonough (1989).



**Tabla 1.** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y traza de las muestras estudiadas y muestras representativas de Maro y Remesal (2012) y del grupo «post-plateau» de Kay et al., (2007).

	Esta contribución		Kay et al. 2007		Maro y Remesal 2012	
Localidad	Oeste de la		Bajada del Diablo	Maquinchao	Cerro Corona	
Muestra	PRA-1	EC-13	CH4B	M2C	RN133	RN134
SiO <sub>2</sub>	40,51	42	50,77	48,77	51,9	51,5
TiO <sub>2</sub>	3,28	3,19	1,85	3,17	2,21	2,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,85	11,32	15,94	17,30	15,7	16
FeO	13,17	12,36	10,74	11,32	11,91	11,72
MnO	0,23	0,23	0,14	0,22	0,13	0,14
MgO	16,14	11,21	4,57	3,70	4,02	4,58
CaO	10,82	10,85	8,84	8,35	7,44	7,46
Na <sub>2</sub> O	2,18	4,6	3,82	3,98	3,85	4,04
K <sub>2</sub> O	1,03	1,78	2,06	1,64	1,31	1,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	1,54	0,57	0,57	0,48	0,68
Total	98,63	99,08	99,30	99,02	98,95	100,19
LOI	5,01	0,06	-	-	1,35	0,22
Nb	144,1	135,2	-	-	34	34
Zr	455,2	443,8	-	-	164	185
Y	36,52	40,11	-	-	25,3	27
Sr	2104,4	1614,6	711	942	759	743
Rb	49,4	31,6	-	-	23	29
Cu	37,7	67,7	-	-	706	760
Ni	406,5	259,6	138	13	-	-
Co	43,4	42,5	51	34	36	32
Cr	412,3	275,6	352	8	-	-
Ba	973	1088,1	647	973	-	-
Cs	0,67	0,77	0,29	0,43	-	-
La	106,82	106,05	37,9	44,8	-	-
Ce	202,53	202,61	73,7	88,6	69	56,5
Pr	22,9	22,94	-	-	9,31	7,83
Nd	94,15	93,74	33,6	41,8	40,2	33,5
Sm	15,69	15,67	6,73	8,21	9,34	7,77
Eu	4,7	4,65	2,04	2,52	2,941	2,47
Gd	13,8	13,79	-	-	8,09	6,96
Tb	1,69	1,7	0,873	1,03	1,25	1,08
Dy	7,89	8,17	-	-	6,46	5,75
Ho	1,34	1,42	-	-	1,18	1,05
Er	3,19	3,49	-	-	3,01	2,71
Yb	2,28	2,59	2,10	2,13	2,52	2,27
Lu	0,28	0,32	0,257	0,294	0,336	0,304
Hf	11,7	9,7	5,7	4,9	-	-
Ta	3,62	4,68	2,8	4,1	2,2	1,9
Th	11,89	11,66	4,5	5,0	3,2	3,1
U	2,84	2,61	1,22	1,04	-	-

lavas del cerro Corona, las cuales presentan características geoquímicas muy similares al grupo «post-plateau» de Kay et al. (2007).

Si bien las características geoquímicas de las basanitas estudiadas son parcialmente similares a

las «post-plateau» de Kay et al. (2007) y de Maro y Remesal (2012), se diferencian por presentar una composición más alcalina y menos evolucionada. Por otra parte, los flujos «post-plateau» no muestran anomalías negativas en K y los contenidos de

LREE son menores a los de las basanitas aquí presentadas (figura 2a-f). Asimismo, la edad asignada a las muestras estudiadas tomando como base la datación de Labudía *et al.* (2011), es más joven que la propuesta para los flujos "post-plateau".

**Conclusión.** Las rocas estudiadas corresponden a coladas de lava masivas de textura afanítica a localmente porfírica, con fenocristales de olivino en una pasta compuesta por augita titanífera, olivino, nefelina y minerales opacos. Modalmente se clasifican como foiditas, mientras que químicamente corresponden a basanitas y foiditas de las series alcalinas a ultra-alcalinas. En relación a la geoquímica de REE, las muestras estudiadas presentan distribuciones de abundancia relativas de pendiente general negativa, y diseño similar aunque parcialmente enriquecido respecto al patrón de OIB. Además poseen una marcada anomalía negativa en K y altos valores de elementos incompatibles (más de 100 veces el condrito).

Los altos contenidos de elementos incompatibles son atribuibles a porcentajes mínimos de fusión parcial o a un enriquecimiento de la fuente mantélica originado por metasomatismo previo a la fusión. En cuanto a la anomalía negativa de K, se considera que puede deberse a un empobrecimiento de este elemento en la fuente magmática debido a la presencia de flogopita en el manto del cual derivan.

Las rocas presentadas en esta contribución muestran claras diferencias con los basaltos oligocenos y miocenos de la Meseta de Somuncurá. Sin embargo exhiben características petrográficas y geoquímicas similares a volcanitas de edad pliocena, por lo que se presume que las basanitas estudiadas en este trabajo corresponden a un evento plioceno, posterior al magmatismo principal de la meseta.

**Agradecimientos.** Este trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. E. Bjerg por la SGCYT-UNS, proyecto 24/H131 y por el CONICET, proyecto PIP 112-201101-00285.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ardolino, A. A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3:7-23. San Luis.
- Ardolino, A y Delpino, D. 1986. El Bajo Hondo: una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá, provincia de Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista 41 (3-4): 386-396. Buenos Aires.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235. Mendoza.
- Corbella, H. 1982. Naturaleza litológica del complejo alcalino Sierra de Queupuniyeu, Patagonia extrandina norte, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas: 2 197-211. Buenos Aires.
- Corbella, H. 1989. Sierra de Queupuniyeu, north extrandean Patagonia, Río Negro: the chemistry of the alkaline volcanic units. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 111-126.
- Cortezzi, C. R. y Dirac, M. 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 95-100. Mendoza.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J. 1979. The Interpretation of the Igneous Rocks. Allen & Unwin. London. 450pp.
- Franchi, M. R. y Sepúlveda, E.G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 41h, Cona Niya, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorrington, M. L. y Ramos, V. A. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. Journal of Petrology 48: 43-77.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Ntaflos, Th. 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somuncurá, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Simposio Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico. Actas: 356-357. Neuquén.
- Le Bas, M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen, A. L., and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., y Wooley, A. R. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press. Cambridge. 236pp.
- Maro, G. y Remesal, M. B. 2012. El vulcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (1): 142-151.
- Middlemost, E. A. K. 1975. The basalt clan. Earth Science Review 11: 337-364.
- Ntaflos, Th., Günther, M., Labudía, C. H., Bjerg, E. A., Kurat, G. y Dingeldey, J. 2000. Isotopic and Geochemical evolution of the Cenozoic basalts from Río Negro, Patagonia, Argentina. 31th International Geological Congress. Río de Janeiro. En CD-ROM.
- Núñez, E., Bachmann, E. W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental

- del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas: 4 247-266. Buenos Aires.
- Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.
- Streckeisen, A. L. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen 134 (1): 1-14.
- Sun, S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. D. y Norry, M. J. (Eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, Special Publications 42: 313-345. London.
- Yllañez, E. y Lema, H., 1979. Estructuras anulares y geología del noreste de Telsen (prov. del Chubut). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 445-454.

## HALLAZGO DE DOZYITA EN EL SKARN LOMA MARCELO, SIERRAS AUSTRALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Ballivián Justiniano, Carlos A.<sup>1,3</sup>; Lanfranchini, Mabel E.<sup>1,4</sup>; de Barrio, Raúl E.<sup>1</sup>; Genazzini, Cecilia I.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Calle 64 esq. 120 s/n, C.P. 1900, La Plata.

E-mail: carlos\_ballivian@hotmail.com

<sup>2</sup> Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), CONICET-UNLP. Diagonal 113 Nro. 275, C.P. 1900, La Plata.

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>4</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires [CICBA].

Hallazgo de dozyita en el skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. La dozyita, un interestratificado regular 1:1 de serpentina y clorita con fórmula general  $\text{Mg}_7\text{Al}_2[(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{15}](\text{OH})_{12}$ , fue reconocida en el skarn Loma Marcelo, en el basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires aflorante en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. Este mineral fue anteriormente citado en las minas Ertsberg East (Indonesia) y Woods (Pennsylvania, Estados Unidos) y en el Complejo Ofiolítico Shetland (Escocia, Reino Unido). La dozyita del skarn Loma Marcelo fue identificada petrográficamente y mediante difracción de rayos X en muestras de roca total y fue analizada por microsonda electrónica. Se encuentra asociada a calcita, dolomita, condrodita, espinela y serpentina y su fórmula general es  $(\text{Mg}_{7,11}\text{Al}_{1,45}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\text{Ca}_{0,03})\text{O} = 8,65$   $[(\text{Si}_{4,14}\text{Al}_{1,86})\text{O} = 6,00\text{O}_{15,00}](\text{OH})_{11,52}\text{F}_{0,48}\text{Cl}_{0,004}\text{O} = 12,00$ . La dozyita del skarn Loma Marcelo se formó durante una etapa de retrogradación por reemplazo de clinocloro y, a su vez, la dozyita se encuentra parcialmente reemplazada por serpentina.

**Palabras clave.** Filossilicato, interestratificado regular, etapa de retrogradación, basamento neoproterozoico, Cinturón de Sierra de la Ventana

**Abstract.** Finding of dozyite at the Loma Marcelo skarn in the Sierras Australes of Buenos Aires Province, Argentina. The dozyite is a 1:1 regular interestratification of serpentinite and chlorite which general formula is  $\text{Mg}_7\text{Al}_2[(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{15}](\text{OH})_{12}$ . It was recognized in the Loma Marcelo skarn, at the Pan de Azúcar Hill-Del Corral Hill area in the Neoproterozoic basement of the Sierras Australes of Buenos Aires Province. Previously, this mineral was mentioned at Ertsberg East Mine (Indonesia)

and Woods Mine (Pennsylvania, United States) and at the Shetland Ophiolitic Complex (Scotland, United Kingdom). The studied dozyite was identified petrographically and by X-ray diffraction in whole rock samples and was analyzed with an electron microprobe. The dozyite of the Loma Marcelo skarn forms an assemblage with calcite, dolomite, chondrodite, spinel and serpentinite and its general chemical formula is  $(\text{Mg}_{7,11}\text{Al}_{1,45}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\text{Ca}_{0,03})\text{O} = 8,65$   $[(\text{Si}_{4,14}\text{Al}_{1,86})\text{O} = 6,00\text{O}_{15,00}](\text{OH})_{11,52}\text{F}_{0,48}\text{Cl}_{0,004}\text{O} = 12,00$ . The dozyite of the Loma Marcelo skarn was formed during a retrogradation stage by replacement of clinoclore and, in turn, the dozyite was partially replaced by serpentinite.

**Keywords.** Phyllosilicate, regular interestratification, retrogradation stage, Neoproterozoic basement, Sierra de la Ventana Belt.

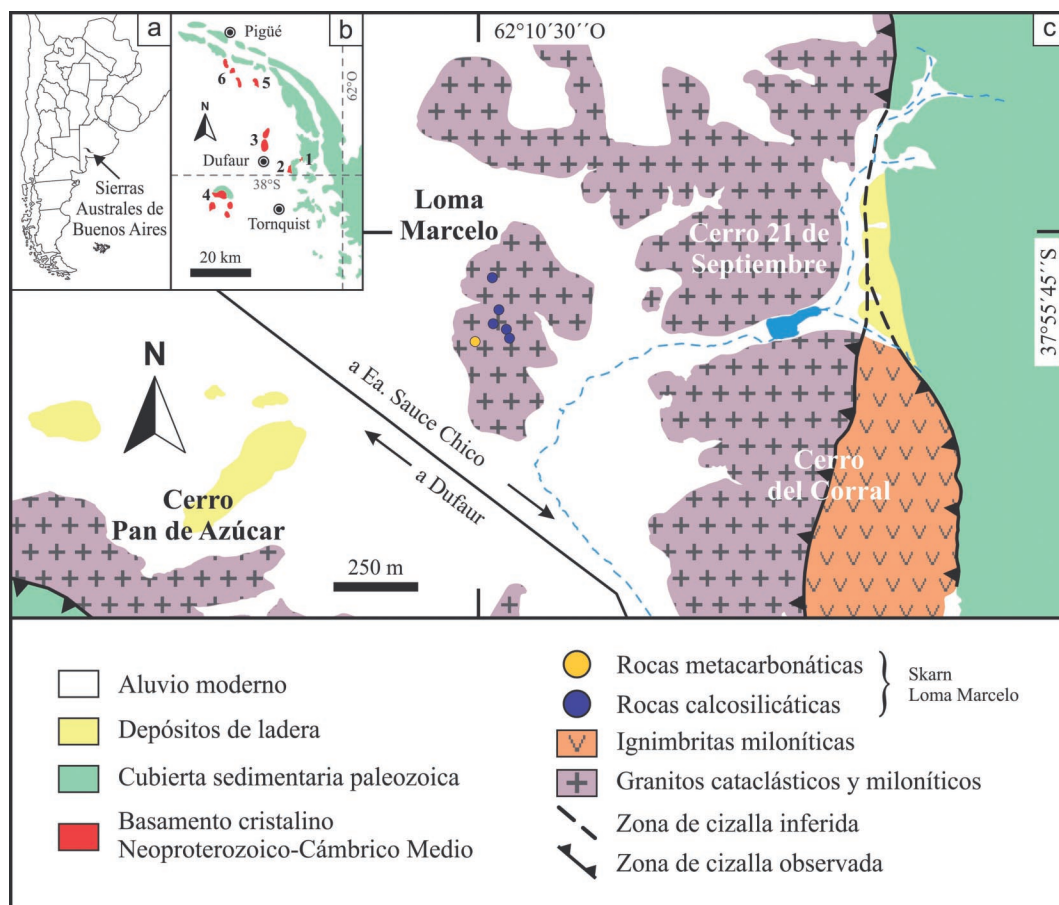
**Introducción.** El detallado estudio petrográfico y mineraloquímico del skarn Loma Marcelo, parte del basamento cristalino de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, permitió el hallazgo de “dozyita”. Este mineral es un interestratificado regular trioctaédrico de clorita y serpentina con relación 1:1 cuya fórmula general es  $\text{Mg}_7\text{Al}_2[(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{15}](\text{OH})_{12}$  (Bailey *et al.* 1995).

La dozyita fue descrita por primera vez por Bailey *et al.* (1995) en el skarn alterado adyacente a la mina de Cu-Au-Ag Ertsberg East (Nueva Guinea Occidental, Indonesia). También fue descrita por Banfield y Bailey (1996) en la mina de cromo Woods (Pennsylvania, Estados Unidos) y en Nikka Vord, en el Complejo Ofiolítico Shetland expuesto en la isla Unst (Escocia, Reino Unido) (<http://www.mindat.org/min-1317.html>). Además de las tres localidades antes mencionadas, no se citan otras ocurrencias de dozyita en la literatura geológica, por lo que la dozyita del skarn Loma Marcelo constituiría la cuarta mención de este mineral. En este trabajo se presentan los resultados del estudio petrográfico y mineraloquímico de la dozyita del skarn Loma Marcelo.

**Marco geológico.** El basamento cristalino de las Sierras Australes de Buenos Aires aflora discontinuamente en el sector occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires (figuras 1a y b). Está principalmente compuesto por los granitos neoproterozoicos aflorantes en el área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y por los granitos cámbricos aflorantes en el Cerro Colorado, la Estancia Agua Blanca y el Cerro San Mario, además de las riolitas del Cerro La Ermita y la Estancia La Mascota y los afloramientos de ignimbrita, andesita y skarn del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (Rapela *et al.* 2003; González *et al.* 2004; Gregori *et al.* 2005; Ballivián Justiniano *et al.* 2015).

El área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral se encuentra a 18 km al NNE de la localidad de Torn-





**Figura 1.** a) Ubicación de las Sierras Australes de Buenos Aires. b) Mapa geológico del sector occidental de las Sierras Australes con énfasis en las rocas de basamento (en rojo): 1 área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (véase la Fig. 1c), 2 granito del Cerro San Mario, 3 granito de la Estancia Agua Blanca, 4 granito del Cerro Colorado, 5 riolita del Cerro La Ermita y 6 riolita de la Estancia La Mascota. c) Mapa geológico del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (modificado de Ballivián Justiniano et al. 2015).

quist (figura 1b). En la zona afloran granitos cataclásticos y miloníticos, ignimbritas miloníticas, metandesitas y el skarn Loma Marcelo (figura 1c) (Rapela et al. 2003; González et al. 2004; Gregori et al. 2005; Ballivián Justiniano et al. 2015). Estas rocas de basamento subyacen a las sedimentitas eopaleozoicas del Grupo Curamalal (Harrington 1947). Fechados isotópicos U-Pb SHRIMP en circones de los granitos del área dieron edades comprendidas entre 607 Ma y 581 Ma (Rapela et al. 2003; Tohver et al. 2012). La milonitización de las rocas de basamento y el plegamiento de la cubierta sedimentaria paleozoica fueron asignados al Pérmico por numerosos autores (von Gosen et al. 1990).

La Loma Marcelo se encuentra ubicada entre los cerros Pan de Azúcar y del Corral (figura 1c) y está compuesta principalmente por granitos cataclásticos y protomiloníticos entre los que intercalan

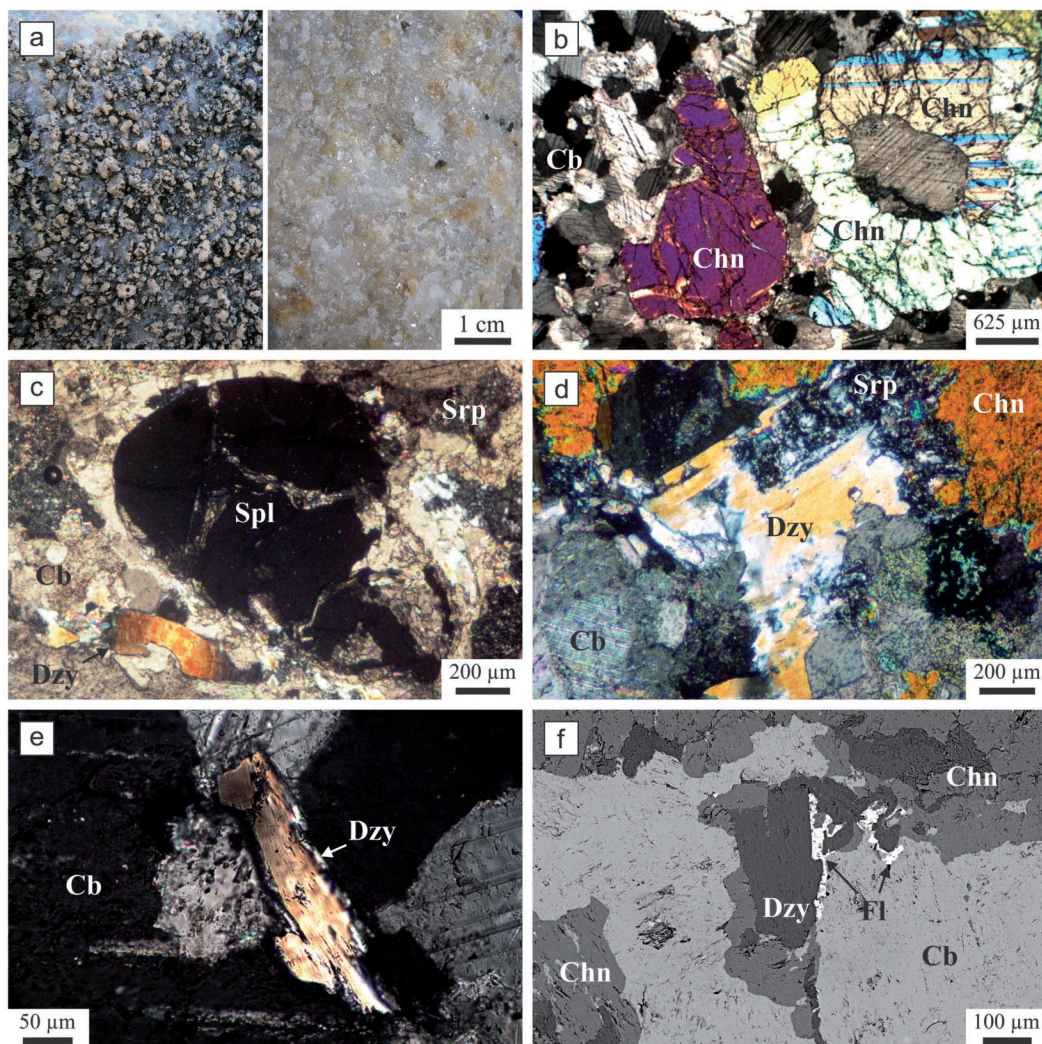
fajas de milonitas graníticas muy esquistas (Ballivián Justiniano et al. 2015). El skarn Loma Marcelo consiste en pequeños afloramientos dispersos de rocas calcosilicáticas (skarn cálcico) y metacarbonáticas (skarn magnesiano) (figura 1c). El skarn cálcico consiste en grandita, salita, wollastonita, meionita, bitownita, vesubianita y calcita, entre los minerales más abundantes. Por su parte, el skarn magnesiano está principalmente formado por calcita, dolomita, condrodita y espinela. Los afloramientos de ambos tipos de skarn están circundados por granitos cataclásticos y miloníticos.

Los protolitos del skarn Loma Marcelo son interpretados como xenolitos incorporados durante el emplazamiento del granito neoproterozoico del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (Ballivián Justiniano et al. 2015). El detallado estudio del skarn permitió identificar tres eventos metasomáticos de

distinta edad vinculados a fluidos de naturaleza tanto ígnea como metamórfica. El primer evento estuvo relacionado a la intrusión del granito neoproterozoico que contiene los cuerpos de skarn, el cual incorporó los xenolitos carbonáticos; el segundo evento estuvo vinculado a la intrusión de los granitos cámbricos tipo A del Cerro Colorado y la Estancia Agua Blanca y los procesos hidrotermales postmagmáticos conexos (531-524 Ma; Rapela *et al.* 2003, Tohver *et al.* 2012) y el tercero a la deformación y metamorfismo neopaleozoicos. El segundo evento introdujo flúor en las rocas de basamento del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral y originó minerales con altos contenidos de este elemento en el skarn, como

vesubianita en el skarn cálcico y condrodita en el skarn magnesiano.

**Metodología.** La dozyita del skarn Loma Marcelo fue estudiada mediante análisis petrográfico, difracción de rayos X y análisis químico por microsonda electrónica. Los estudios de difracción de rayos X se realizaron en muestras de roca total finamente pulverizadas en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, CONICET-UNLP) con un difractómetro marca PANalytical modelo X'Pert PRO. Los análisis químicos por microsonda electrónica se realizaron sobre secciones delgadas petrocáligráficas en el Laboratorio de Microscopía Elec-



**Figura 2.** a) Superficies alterada (izquierda) y fresca (derecha) de la roca metacarbonática del skarn Loma Marcelo (afloramiento). b) Cristales de condrodita (Chn) en matriz carbonática (Cb). c) Dozyita (Dzy) asociada a espinela (Spl) y serpentina (Srp) (luz polarizada transmitida, nicoles cruzados). d) Dozyita y condrodita reemplazadas por serpentina (luz polarizada transmitida, nicoles cruzados). e) Cristal de dozyita en matriz carbonática (luz polarizada transmitida, nicoles cruzados). f) Dozyita (Dzy) y condrodita (Chn) en matriz carbonática (Cb) (luz polarizada transmitida, nicoles cruzados).

trónica y Análisis por Rayos X (LAMARX, CONICET-UNC) con una microsonda JEOL modelo Superprobe JXA-8230.

**Petrografía.** La superficie del skarn magnesiano es marcadamente rugosa en el afloramiento debido a la resistencia diferencial de los minerales que la constituyen frente a los efectos de la disolución por intemperismo (figura 2a). En las superficies frescas es de color blanco amarillento a blanco anaranjado (figura 2a). El skarn magnesiano está compuesto por calcita, dolomita, condrodit y espinela y por cantidades subordinadas de dozyita, serpentina, fluorita, cuarzo, circón y pirofilita.

Los cristales de condrodit, mineral perteneciente al grupo de la humita, son de color amarillo pálido a amarillo anaranjado (figura 2a). Los individuos son anhedrales, a veces algo alargados, con bordes irregulares y longitudes máximas comprendidas entre 2 mm y 1 cm. Son ópticamente similares a los minerales del grupo del olivino, de los cuales se distinguen por la presencia de maclas polisintéticas o de contacto (figura 2b). Los cristales de espinela son de color gris azulado a violá-

ceo, tienen diámetros máximos de 3 mm y con frecuencia son euhedrales, con secciones octaédricas cuadradas, rectangulares o trapezoidales. En sección delgada son incoloros con luz polarizada transmitida y completamente isótropos con analizador (figura 2c). La condrodit y la espinela tienen textura porfiroblástica y se encuentran inmersos en una matriz carbonática (calcita > dolomita) con textura granoblástica que constituye el 60-80% de la roca (figura 2).

La dozyita constituye hasta el 3% de la roca y en muestra de mano pueden observarse algunos individuos con hábito laminar y brillo perlado. Laminillas de dozyita de hasta 500  $\mu\text{m}$  de longitud se encuentran asociadas a individuos de condrodit y/o espinela (figuras 2c y d) o están dispersas y aisladas en la matriz carbonática (figura 2e). La condrodit, la espinela y la dozyita están serpentinizadas en grado variable (figuras 2c y d). En los análisis de difracción de rayos X en muestras de roca total las siguientes líneas de difracción corresponderían a la dozyita (expresadas en angstroms y sus respectivos valores de  $2\theta$  entre paréntesis): 7,1553 (12,360); 3,5591 (24,999); 2,4253 (37,037). Al microscopio

**Tabla 1.** Comparación composicional de las dozyitas del skarn Loma Marcelo y la mina Ertsberg East (Indonesia).

Análisis por microsonda electrónica					Número de iones por unidad de fórmula <sup>3</sup>		
% en peso	Skarn Loma Marcelo <sup>1</sup>		Mina Ertsberg East <sup>2</sup>		i.p.u.f.	Skarn Loma Marcelo	Mina Ertsberg East
	n = 17		n = 19				
	Media	Desvío	Media	Desvío			
SiO <sub>2</sub>	29,93	0,85	29,69	0,43	Si	4,1357	4,1706
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,11			Al	1,8643	1,8294
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	1,28	20,29	0,61	Suma	6,0000	6,0000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,20	1,81	0,14	Al	1,4512	1,5297
MnO	0,02	0,02			Cr	0,0029	0,0000
NiO	0,01	0,01			Fe <sup>3+</sup>	0,0598	0,1913
MgO	34,53	0,84	34,74	0,38	Mn	0,0023	0,0000
CaO	0,19	0,31	0,04	0,03	Ni	0,0009	0,0000
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,07	0,09	Mg	7,1136	7,2748
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02			Ca	0,0286	0,0060
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02			Na+K	0,0167	0,0191
H <sub>2</sub> O <sub>calc</sub>	12,50	0,16	12,20	1,22	P	0,0036	0,0000
F	1,09	0,57			Suma	8,6796	9,0209
Cl	0,02	0,01	0,18	0,18			
Suma	99,43		99,02		OH	11,5207	11,9571
					F	0,4753	0,0000
					Cl	0,0040	0,0429
					Suma	12,0000	12,0000
					Total	26,6796	27,0209

<sup>1</sup> Este trabajo; <sup>2</sup> Bailey *et al.* 1995; <sup>3</sup> Reconstrucción de la fórmula de la dozyita en base a O<sub>15</sub>(OH)<sub>12</sub> y asumiendo todo el hierro presente como Fe<sup>3+</sup>.

<sup>1</sup> Este trabajo; <sup>2</sup> Bailey *et al.* 1995; <sup>3</sup> Reconstrucción de la fórmula de la dozyita en base a O<sub>15</sub>(OH)<sub>12</sub> y asumiendo todo el hierro presente como Fe<sup>3+</sup>.



petrográfico la dozyita es incolora y carece de pleocroismo. Tiene relieve bajo y clivaje perfecto. Los colores de interferencia varían entre el amarillo y el anaranjado de primer orden. Las láminas de dozyita presentan extinción ondulosa y en ocasiones se encuentran flexuradas. La figura de interferencia es biáxica y el signo óptico es positivo. Entre las láminas de dozyita y los cristales de condrodita y espinela se observó fluorita (figura 2f).

**Composición química.** En la Tabla 1 se presentan los promedios y desvíos estándar de los análisis por microsonda electrónica de las dozyitas del skarn Loma Marcelo y de la mina Ertzberg East (Bailey *et al.* 1995) junto al número de cationes por unidad de fórmula. El recálculo de la fórmula de la dozyita se realizó en base a  $O_{15}(OH)_{12}$  y asumiendo todo el Fe como  $Fe^{3+}$ . La dozyita identificada en el skarn Loma Marcelo presenta contenidos mayores de CaO y menores de  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$  y Cl que la dozyita de la mina Ertzberg East. La fórmula general de la dozyita del skarn Loma Marcelo es la siguiente:  $(Mg_{7,11} Al_{1,45} Fe^{3+}_{0,06} Ca_{0,03})O = 8,65$   $[(Si_{4,14} Al_{1,86})O = 6,00 O_{15,00}] (OH_{11,52} F_{0,48} Cl_{0,004})O = 12,00$ , siendo evidente el elevado contenido de Mg ( $X_{Mg} = 0,99$ ), la elevada relación Al:Si = 0,8 y el escaso reemplazo de OH por F y Cl ( $X_{OH} = 0,96$ ).

**Conclusiones.** La formación de un skarn cálcico y otro magnesiano responde a la distinta composición química de los protolitos carbonáticos. A las elevadas temperaturas del primer evento metasomático se formaron forsterita y espinela en el skarn magnesiano a partir de un protolito dolomítico. La condrodita con elevados contenidos de F se formó por hidratación de la forsterita durante el segundo evento metasomático por la reacción de este mineral con fluidos hidrotermales portadores de F. En el skarn magnesiano no fueron identificados minerales atribuibles al tercer evento metasomático.

Los protolitos dolomíticos suelen contener cantidades variables de clinocloro, mineral estable en un amplio rango de temperaturas, excepto a temperaturas elevadas. Durante el metamorfismo progrado el clinocloro se descompone por debajo de 555°C a 100 MPa mediante la reacción  $2 \text{ Dolomita} + \text{Clorita} \leftrightarrow 2 \text{ Calcita} + 3 \text{ Forsterita} + \text{Espinela} + 2 \text{ CO}_2 + 4 \text{ H}_2\text{O}$ , aunque en los mármoles forsteríticos y skarns magnesianos el clinocloro puede también formarse durante las etapas de retrogradación (Bucher y Grapes 2011). Si bien aún no ha sido posible determinar a qué evento metasomático corresponde la formación de dozyita del skarn Loma Marcelo, al igual que la dozyita de la mina Ertzberg East (Bailey *et al.* 1995), ésta podría haberse formado según la siguiente secuencia de reemplazos: clinocloro  $\rightarrow$  dozyita  $\rightarrow$  serpentina.

**Agradecimientos.** Los autores de este trabajo desean expresar su gratitud a la Dra. Marta

Franchini por las oportunas correcciones y sugerencias efectuadas sobre el escrito original de la presente contribución. Este trabajo fue financiado con subsidios de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA) y por la Universidad Nacional de La Plata (proyectos 11N-617 y 11N-716).

## BIBLIOGRAFÍA

- Bailey, S.W., Banfield, J.F., Barker, W.W. y Katchan, G. 1995. Dozyite, a 1:1 regular interstratification of serpentinite and chlorite. *American Mineralogist* 80: 65-77.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., Recio Hernández, C. y de Barrio, R.E. 2015. Procesos metamórficos y metasomáticos en el skarn Loma Marcelo, basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (3): 404-418.
- Banfield, J.F. y Bailey, S.W. 1996. Formation of regularly interstratified serpentinite-chlorite minerals by tetrahedral inversion in long-period serpentinite polytypes. *American Mineralogist* 81: 79-91.
- Bucher, K. y Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, Berlín, 441 pp.
- González, P.D., Páez, G.N., Cervera, F.M. e Iribarne, M. 2004. Texturas relicticas en las metaig-nimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (1): 103-112.
- Gregori, D.A., López, V.L. y Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic–Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 155-171.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minas y Geología, Boletín 61, Buenos Aires, 43 pp.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Grecco, L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 160: 613-628.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A. y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau* 79: 797-821.

## ZONACIÓN DE LA PEGMATITA DON ARTURO, SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA

Battich, María E.; Cisterna, Clara E.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, U.N.T.

<sup>2</sup> CONICET.

**Resumen.** La pegmatita Don Arturo se ubica en la sierra de Ancasti, Catamarca, a 29°01'25"S y 65°32'42,5"O. El encajante principal es un esquis-to bandeado biotítico y en menor proporción una granodiorita. De forma lenticular, presenta una zonación interna de tipo complejo y carácter asimétrico, identificándose: zona de borde, zona externa, zona intermedia y núcleo, unidades de reemplazo y relleno. Las especies minerales definidas hasta el momento son: cuarzo, albita, lepidolita, muscovita, microclino, turmalina, berilo, circón, granate, rutilo y óxidos sin determinar. Se clasifica como de signa-tura LCT, clase de elementos raros, subclase ER-Li, tipo albita. El emplazamiento habría sido sin a tardío tectónico respecto una deformación dirigida en estado dúctil por cizalla. Correspondería a las in-trusiones orogénicas de edad paleozoica inferior, posiblemente ordovícica.

**Palabras clave.** Pegmatita. Ancasti. Zonación. LCT- tipo albita. Cizalla.

**Abstract.** "Zonation of the Don Arturo pegma-tite, Ancasti range, Catamarca". Don Arturo pegma-tite is located in the Ancasti range, Catamarca prov-ince, at 29°01'25" S and 65°32'42,5" O. The main country rocks is a banded biotite schists and to a lesser extent granodiorite. It is a lenticular body and has an internal zonation of complex and asymmet-ric, identifying: border zone, wall zone, intermed-iate zone and core, replacement units and filling. The mineral species identified so far are: quartz, albite, lepidolite, muscovite, microcline, tourmaline, beryl, zircon, garnet, rutile and undetermined ox-ides. Is classified as LCT signature, class of rare elements, RE-Li subclass and albite type. The site would have been without regard to late tectonic deformation directed ductile shear state. Would correspond to the lower Paleozoic orogenic intru-sions age, possibly Ordovician.

**Keywords.** Pegmatite. Ancasti. Zonation. LCT- albite type. Shears.

**Introducción.** La pegmatita Don Arturo perte-nece al distrito Ancasti del cinturón de pegmatitas de elementos raros. Ubicada a un km de la locali-dad de La Majada, a una altitud máxima de 1.115 msnm, en el sector centro norte de la Faja Intrusiva La Majada, está limitada por una falla transcurrente de dirección NO-SE (Lottner, 1984) (figura1). Pre-senta tres labores a cielo abierto: labor A, de 9 x 5 m; labor B, de 18 x 6 m; y labor C, de 3 x 3 m; rea-lizadas para la extracción de mica.

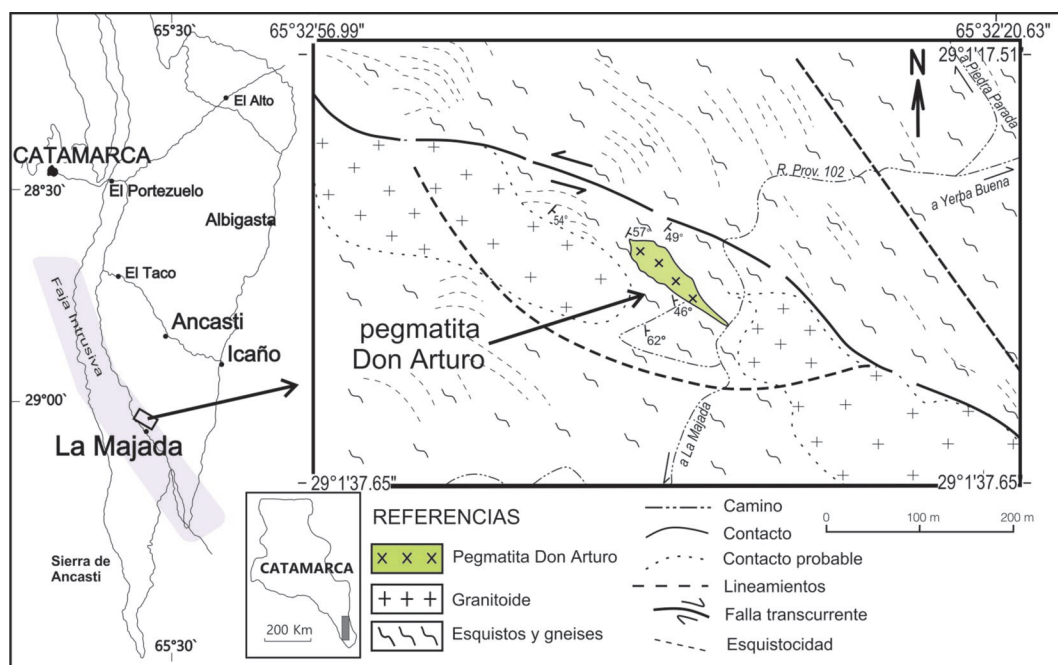


Figura 1. Ubicación y marco geológico de la pegmatita Don Arturo.



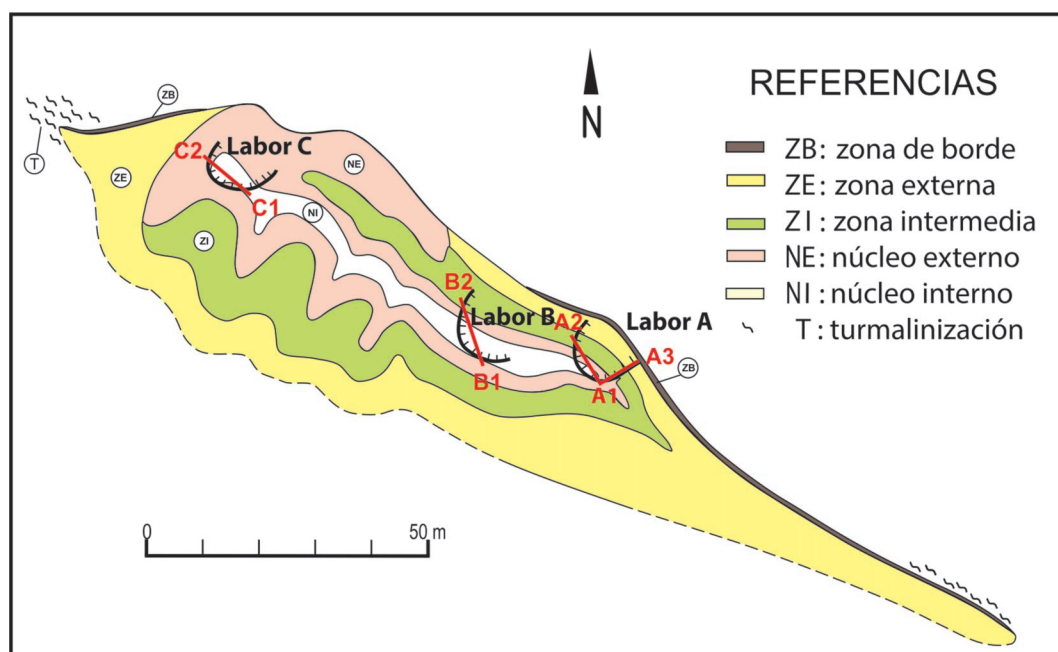
**Geología del Basamento.** Las principales rocas de caja son esquistos bandeados de grano fino a medio, con una marcada foliación de rumbo general N 165° e inclinaciones promedio de 75°O. Siendo la asociación mineral que los caracteriza  $Qz+Bt+Pl\pm Ms\pm Mc\pm Tur\pm Sil\pm Zm\pm Ap$  (Whitney y Evans, 2010). En el sector NNO la pegmatita se vincula con una granodiorita. Estas rocas están afectadas por más de un episodio deformacional, destacándose una fase de deformación de cizalla dúctil (figura 1).

**Geología de la Pegmatita.** La pegmatita tiene forma lenticular, con una potencia máxima de 30 m, 140 m de largo y una profundidad visible de 8 m, aproximadamente. Su estructura interna presenta una marcada zonación, identificándose cuatro zonas (figura 2), cuatro unidades de reemplazo y unidades de relleno, que se describen a continuación:

**Zona de Borde.** Se encuentra escasamente representada y es discontinua. Los contactos son netos con el esquisto encajante y con la zona externa. Su espesor varía entre 2 y 30 cm, la textura es de grano fino a medio, aplítica e hipidiomórfica. El color es pardo rosado y presenta una foliación paralela al contacto. Los constituyentes principales son  $Qz-Ab-Ms$ . En algunos sectores se encuentra totalmente disgregada. El cuarzo es hialino y los cristales varían entre 0,7 y 30 mm. La albita, rosada, se encuentra en granos muy finos de aproximadamente 0,5 mm. La muscovita es blanca y forma paquetes de 0,7 a 6 mm, presentándose

por sectores asociada a concentraciones negruzcas de óxidos, sin determinar. Como minerales accesorios se encuentran:  $Tur$  (Srl) principalmente, anhedral y formando agregados con cristales de hasta 5 mm, asociada a cuarzo;  $Brl$ , en cristales euhedrales a subhedrales de color celeste que varían entre 1 y 3 mm; y escasa  $Bt$ , en láminas varían de 0.2 a 5 mm, probablemente por aporte de los esquistos encajantes.

**Zona Externa.** Se desarrollaría de manera casi continua en todo el cuerpo, presenta contactos netos con el encajante o con la zona de borde, transicionales a netos con la zona intermedia y netos con el núcleo externo (figura 2). Los espesores varían entre 30 cm y 4 m. Se observa una gran variación en el tamaño de grano, de mm hasta 20 cm, en general aumentando hacia el centro, con predominancia de granometría media a gruesa. El color varía de anaranjado pálido a blanquecino. Sus constituyentes principales son  $Mc-Pl-Qz$ , generalmente con textura gráfica, el  $Qz$ , tanto con la  $Pl$ , como con el  $Mc$ . Superficialmente se encuentra con alteración sericitica y caolinítica en grado moderado a alto y teñida por óxidos de coloración rojiza. Cerca del contacto con el esquisto, algunos minerales que presentan elongación, se encuentran orientados de forma perpendicular a este. Se observa una variación en la composición, presentándose la parte exterior con predominio de  $Pl-Qz$  que pasa transicionalmente a una interior con predominio de  $Mc-Qz$  y con textura más gruesa. El  $Qz$ , se halla



**Figura 2.** Posible modelo de forma y zonación de la pegmatita Don Arturo en base a los datos analizados, con ubicación de labores y perfiles.

en cristales de 0,5 a 4 cm, puede ser hialino, ahumado, rosado o blanquecino. También se presenta formando nódulos irregulares o tabulares de color gris y de dimensiones promedio 20 x 50 cm. En algunos sectores muestra bandeamiento, a veces plegado. La PI es blanca, maclada según Ley Ab. Microscópicamente se observan dos generaciones, y en sectores, con relictos de Mc, que indicaría su reemplazo. El Mc, rosado claro a blanquecino, es generalmente pertítico. Las pertitas se disponen como hilos o cordones, correspondientes a dos generaciones: mostrando diferentes estilos de deformación en un mismo grano, unas más finas (0,05 a 0,15 mm) primarias, con extinción fragmentosa y otras más gruesas (0,25 a 1 mm) secundarias, que no muestran deformación. Como accesorios se encuentran: Ms-Tur  $\pm$  Bt-Zm-Grt-Brl. La Ms conforma láminas milimétricas hasta de 2 cm, a veces formando nidos de hasta aproximadamente 70 cm. La Tur, en cristales prismáticos negros desde milimétricos hasta de 3 cm de diámetro y 15 cm de largo. Los accesorios menores son muy escasos, Grt, deleznable, que está formando agregados cristalinos pardo-anaranjados translúcidos de hasta 0,5 cm de diámetro; Brl, incluido en cuarzo, con cristales milimétricos, subhedrales, translúcidos, de color celeste o verde, y Bt en muy finas láminas, sólo en pocos sectores, también posiblemente por aportes de los esquistos. Las microestructuras observadas en esta zona dan indicios de, recrystalización dinámica: límites de grano irregulares, lobuladas o aserradas (indicativos de migración de borde de grano), microgranos de Qz neoformados entre cristales, cintas de deformación, PI con plegamiento tipo "kink". También de de-

formación penetrativa, asociada a fenómenos de presiones dirigidas en estado dúctil: en Qz, extinción fragmentosa y en damero, agregados policristalinos con bordes irregulares, lamelas de deformación, subgranos elongados; en Mc extinción fragmentosa; en PI "kink" y cristales sigmoides. Las texturas y microestructuras descritas evidencian deformación en estado submagmático (las fracturas intracristalinas en Mc y PI, rellenas de fundido residual constituyen la evidencia más conspicua) y/o subsólido de alta y baja temperatura. Las evidencias de deformación al estado subsólido de alta temperatura son: maclas flexuradas y acuñadas en Ab y Mc, texturas de extinción en damero y mecanismos de recrystalización dinámica por migración de límites de grano en Qz.

**Zona intermedia.** Compuesta por Mc pertítico principalmente. El contacto con la zona externa puede ser neto o transicional, donde en un tramo coexisten ambas zonas con aumento gradual de una y disminución de la otra. El espesor es variable, de 1,5 m en promedio. El tamaño de grano es muy grueso. El Mc pertítico se encuentra generalmente fracturado y localmente con pronunciado plegamiento. Es de color gris y presenta en escala macroscópica cli-vaje en dos direcciones bien desarrollado. Las pertitas de Ab, de color rosado claro, forman un diseño de cordones de 0,2 a 1 mm de espesor. También se observan microparches relictivos de pertitas más finas, de 0,05 mm. Como accesorios se encuentran inclusiones de finas láminas (< 0,5 mm) de Ms, asociadas a Ab y Qz (< 0,5 mm) que puede presentarse con individuos maclados según Ley Delfinado.

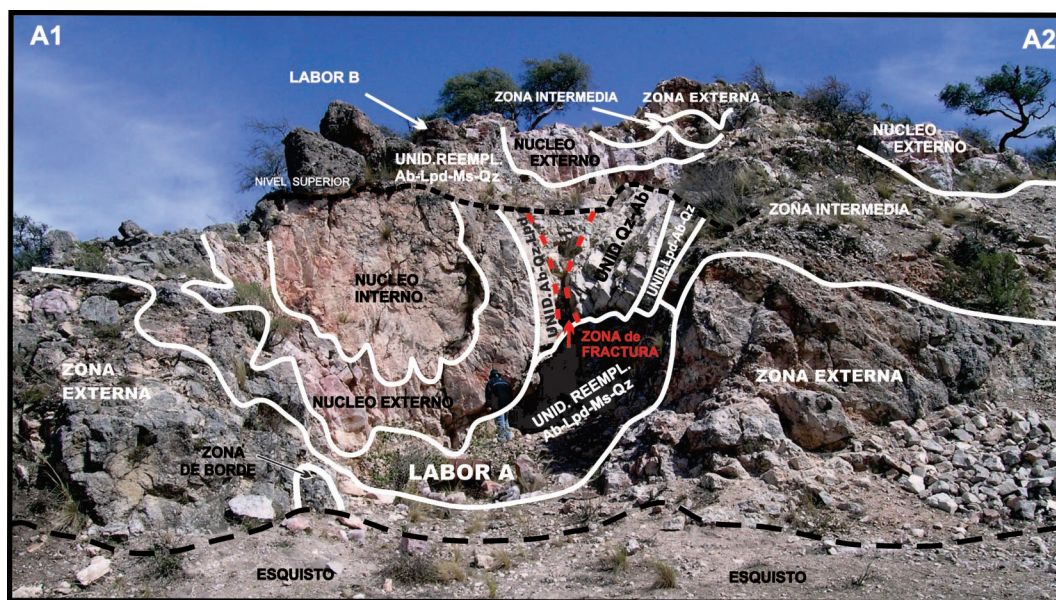


Figura 3. Perfil A1-A2 de la labor A.

**Núcleo.** Está ubicado de manera asimétrica hacia el flanco NE de la pegmatita, donde se encuentra ampliamente expuesto. Aparentemente ocuparía más del 30 % del volumen del cuerpo. Se observan numerosas fracturas que lo atraviesan. Está constituido por una parte externa de cuarzo y una interna de feldespato. El contacto entre ambos se encuentra plegado (figura 3). Presenta contactos netos con las zonas adyacentes.

**Núcleo externo.** Principalmente de Qz, de grano muy grueso, con individuos de varios metros. Es masivo y, en la labor A forma un anillo, de 1,5 m de espesor, rodeando al núcleo interno. En la labor B, engloba a la unidad de reemplazo de Ab-Lpd-Ms-Qz. El cuarzo es principalmente rosado, blanco lechoso, rojizo, ahumado, lila o amarillento. Se observan dos tipos de bandeamiento. Uno composicional, manifestado por variaciones de color entre bandas paralelas que gradan entre sí, debido probablemente a la inclusión de diferentes iones cromóforos en la red cristalina, a óxidos que penetraron en fracturas o que se disponen en la superficie (rojizo), a nanofibras de otros minerales (rosado), a la presencia de inclusiones fluidas (lechoso), o bien a efectos de radiación natural (ahumado) (Goreva *et al.*, 2001). Otro tectónico, en cuarzos blancos, rosados y grises, con una estructura de bandas finas (entre 1 y 3 mm), que se vinculan entre sí a través de planos paralelos que se destacan por ser blanquecinos y, a escala microscópica se observan microgranos neoformados de cuarzo, a lo largo de los planos de ruptura. Estos, frecuentemente se presentan plegados. En muchos casos, se presentan además, cuarzos con un fino fracturamiento entrecruzado, cuyas trazas de ruptura se remarcan por tratarse de fracturas curadas o rellenas con inclusiones fluidas (London, 2008).

Como accesorios se encuentran principalmente Tur y algo de mica, posiblemente Ms. Los cristales de Tur son negros y varían desde 2 a 6 cm por 10 a 25 cm de largo, se observan formas sigmoides y a veces con inclusiones de Qz y/o mica. En la labor C se encontró un cristal de Tur de morfología externa cónica, fragmentado, de 84 cm de largo, incluido en Qz del núcleo y con su eje c perpendicular al contacto. Se asocian a este cristal láminas de mica blanca, de hasta 63 cm de largo.

**Núcleo interno.** Se reconoce una composición primaria correspondiente a Mc pertítico, con características similares a las observadas en la zona intermedia. Sin embargo sólo se han definido sectores de Mc relicto en el sector superior de la labor B. Sobre el Mc del núcleo se reconocen reemplazos representados por Ab-Ms-Lpd-Qz. En la labor A se ha reconocido una manifestación de clevelandita con elevado grado de pureza, asociada a escasa Lpd y Qz, de grano muy fino. El espesor de ésta es de 3 m. La Ab, en hábito clevelandita

(London, 2007) es de color rosada clara a blanquecina, en partes nacarada y forma masas de finas tablillas curvadas de 0,3 a 1 cm y de 1 mm de espesor, que generalmente se disponen en forma radial. La Lpd se halla en láminas muy blancas, a veces levemente verdosas, desde microscópicas hasta de 1 cm. Suele disponerse como librillos de 1 a 2 cm o en agrupaciones irregulares de hasta 15 cm. Microscópicamente también se observan parches relicto de microclino entre los límites de granos de Ab y Qz, de aproximadamente 0,2 mm. Se reconocen texturas que ponen de manifiesto episodios de deformación, como el desarrollo de bordes coarados entre los granos de Ab-Qz, extinción fragmentosa y en damero, maclas por deformación en el Qz. Se reconocen también estructuras de "sombras" de deformación de diseño geométrico y microfracturas.

**Unidades de relleno.** Están compuestas por cuarzo rosado, rojizo o blanquecino, en grandes individuos que se disponen perpendiculares al contacto del núcleo, internándose en forma de apófisis sobre las zonas intermedia y externa, y a veces internándose en la unidad de reemplazo del núcleo interno. Se observan destacadamente en la labor A.

Unidades de reemplazo que afectan al microclino pertítico:

**Unidad de Ab-Lpd-Ms-Qz.** Presenta contactos netos; está incluida, en el núcleo interno de Mc, al cual reemplaza, o en la zona intermedia. De espesor aproximado de 18 m en la labor B y de 2,5 m en la labor C. En la labor A, reemplaza a la zona intermedia, con 2 m de espesor, ubicándose bajo las otras unidades. Su granometría es gruesa a muy gruesa y su textura porfírica, presentando una masa de Ab de grano grueso, en la que se disponen libros de mica sin orientación preferencial, columnas con láminas menores y nódulos de Qz ahumado (de 5 a 80 cm). Accesorios principales son Tur y Brl, y accesorios secundarios Grt y Rt. La Ab, según su variedad textural clevelandita, en finas tablillas, radiales, de color rosa amarronado y que varía a anaranjado claro cuando está teñida por óxidos. En algunos sectores las tablillas son de hasta 50 cm. Se observó Qz blanco en reemplazo de la clevelandita, quedando éste con la disposición radial de las tablillas. La Ab se encuentra intercrecida con Lpd + Ms. El hábito es en masas hojosas, con láminas de 10 a 27 cm de largo. Su disposición es anisotrópica en general. Se observaron concentraciones de librillos mayores curvados, de 10 cm, incluidos en Qz y unidades típicas de reemplazo de Ms por Mc, en forma de columnas irregulares, de aproximadamente 60 x 80 cm, elongadas en sentido vertical, compuestas por laminillas que forman librillos de 1 a 4 cm, dispuestas anisotrópicamente y con Ab como accesorio. La Lpd se presenta además en láminas pequeñas,



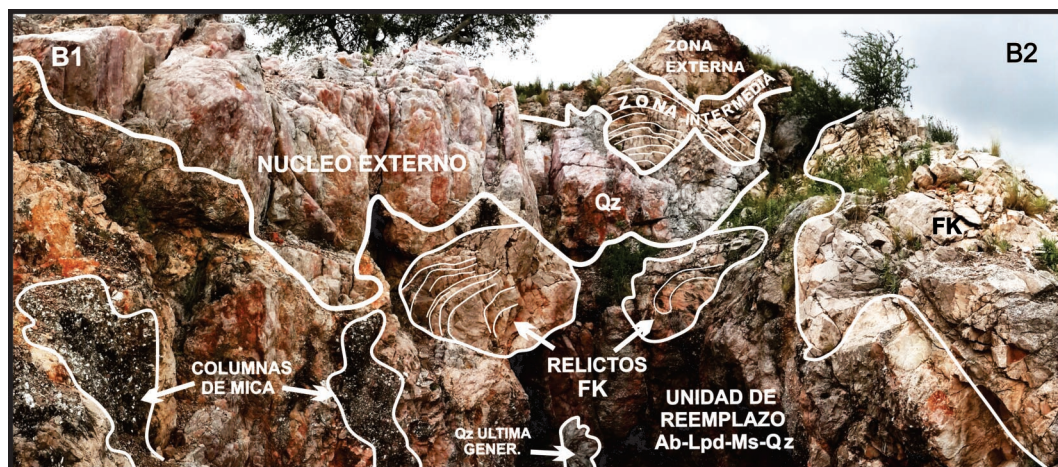


Figura 4. Perfil B1-B2 de la labor B.

de hasta 5 mm de coloración muy clara y brillante. La mica se analizó mediante DRX y los difractogramas coinciden con el de una Lpd, requiriéndose de un análisis químico para determinar si se trata de Lpd o Ms litíferas. El Brl se concentra en un borde de la unidad de reemplazo en la labor B. Es verde-blancucino, se presenta generalmente en cristales euhedrales a subhedrales, que varían de 3 a 10 cm. Algunos presentan un centro translúcido y es común la presencia de maclas de dos individuos. La Tur se localiza en los sectores exteriores de la labor B, formando a veces concentraciones de cristales alineados, con los ejes c paralelos entre sí y secciones de 1,5 a 4 cm. El Grt es escaso y se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, a veces alterados y fragmentados. Su color es pardo y no exceden un cm. Su DRX presenta mayores coincidencias con el de Sps. El Rt se puede encontrar como inclusiones muy finas entre láminas de Lpd. El DRX realizado coincide con el de una especie de rutilo niobífero (JCPDS 11-396). Los cristales son aciculares, amarillos dorados, de 0,2 mm aproximadamente y se encuentran en disposición radial plana.

**Otras unidades de reemplazo.** Estas se reconocieron solo en la labor A (figura 3), dispuestas de manera externa al núcleo de Qz y asociadas a una zona de fractura, que podría haber actuado como canal para los últimos fluidos residuales. Estas se caracterizan por ser de grano fino, en contraste con las zonas adyacentes, y por estar dispuestas formando cuerpos tabulares irregulares. Se encuentran en la zona intermedia reemplazando al microclino pertítico y contactan netamente hacia el sector inferior con la unidad de reemplazo de Ab-Lpd-Ms-Qz. Se suceden a partir del borde del núcleo de cuarzo:

**Unidad de Ab-Qz-Lpd.** Presenta una variación en el espesor desde 40 a 120 cm. Compuesta

por Ab, de características similares al núcleo interno en la misma labor, con Qz ahumado y Lpd como accesorios. De color blanco nacarado o rosada, en tablillas con un desarrollo de 5 mm en promedio y con espesores entre 1 y 2 mm, algo curvadas y en disposición radial. El Qz ahumado se encuentra en pequeños nódulos oscuros irregulares de hasta 10 cm; mientras que la Lpd forma láminas de 2 cm, que tienden a concentrarse en pequeños nidos en el contacto con la unidad siguiente de Qz-Ab. Se presentan finas miarolas irregulares, de 6 mm de diámetro en promedio, rellenas con cristales translúcidos, euhedrales a subhedrales, de Ab, con desarrollo de motas de óxido pardo rojizo (sin determinar) sobre los cristales de Ab pero no sobre la variedad clevelandita que los rodea.

**Unidad de Qz-Ab.** Con 2,5 m de espesor. Hacia abajo contacta netamente con la unidad de reemplazo de Ab-Lpd-Ms-Qz. Son rocas de coloración grisácea clara, donde se destacan las pertitas blancas de Ab, que presentan un diseño similar al descrito para la zona intermedia. La granometría es fina a media y presenta características similares a la zona intermedia de Mc pertítico (fracturas según dos direcciones de clivaje del Mc y plegamiento apretado, lo que en ocasiones hace difícil su distinción a simple vista). En esta unidad el Qz reemplaza de manera preferencial al Mc pertítico deformado y no a las lamelas de Ab. Sólo mediante observaciones realizadas a escala de lupa binocular, es posible observar el desarrollo preferencial sobre las lamelas de albita de motas de óxido pardo rojizo.

**Unidad de Lpd-Ab-Qz.** Conserva pequeños relictos de Mc pertítico. Los contactos son transicionales. Presenta un espesor promedio de 30 cm. Las rocas son de grano fino y presentan un aspecto "foliado", la coloración es verde clara con importante brillo y rosada clara. En esta unidad el

Mc está reemplazado por Lpd y Qz. La mica se presenta con coloración verde pálida y se dispone según laminillas de 5 mm de largo, orientadas de modo paralelo a la elongación de las pertitas de Ab. Estas pertitas conservan colores rosados, al igual que en la zona intermedia original. En estas Lpd verdes también se encontraron inclusiones de Rt acicular, con características idénticas a las descritas para la zona de reemplazo de Ab-Lpd-Ms-Qz.

**Discusión.** La variabilidad composicional y textural de las diferentes zonas se corresponde con un proceso de cristalización fraccionada en condiciones de no equilibrio (London, 2008). Se postula una cristalización progresiva desde las paredes hacia el centro. En los últimos estadios de cristalización, los fluidos remanentes enriquecidos en volátiles, provocan un extenso proceso metasomático e hidrotermal. Son el resultado de estos procesos las unidades de reemplazo descritas y la turmalinización de los esquistos encajantes, así como la presencia de Qz de última generación en reemplazo de partes de clevelandita, conservando el hábito de esta última.

De acuerdo a Ěrný y Ercit (2005), la pegmatita Don Arturo se podría clasificar como clase de elementos raros, signatura LCT, subclase ER-Li y tipo Albita. Permiten indicar esta tipificación: Pegmatitas clase de elementos raros predominan en esquistos y gneises (Ěrný, 1991a). Son cuerpos concordantes y deformados junto a las rocas encajantes, formadas en un régimen metamórfico de facie anfíbolita, con sillimanita. En cuanto a la morfología, en micas ricas en Li, los agregados se presentan en densas masas de escamas microscópicas a gigantes o como cristales tabulares curvos y columnas cónicas alargadas normales al clivaje (Ěrný, 1982). Características afines a las mencionadas por Ěrný (1989) para las pegmatitas de tipo Ab son: pertenencia a distritos de pegmatitas de elementos raros; zonación asimétrica; notoria presencia de Ab; presencia de lentes de Qz; asociación Ms-Lpd; presencia de Brl y Rt niobífero como accesorios.

**Conclusión.** La pegmatita Don Arturo es una pegmatita granítica, de forma lenticular, de tipo complejo, con zonación asimétrica, cuyo núcleo está expuesto en su flanco NE. El contacto entre pegmatita y esquistos es neto. La estructura interna de la pegmatita queda determinada por: una zona de borde, una zona externa, una zona intermedia y un núcleo (externo e interno). Se identificaron cuatro unidades de reemplazo, que afectan sólo a las zonas de microclivaje periférico de la zona intermedia y del núcleo interno; y unidades de relleno de Qz claro. La Ab presenta estructuras radiales, a nivel afloramiento como microscópico, típicas características de clevelandita. La Lpd se

presenta a veces como una mica más fina y blanca, o como mica verde clara, en las unidades de reemplazo, y con características similares a la muscovita. Se determinaron diferentes estilos de deformación, que corresponden a fracturamiento (cataclasis), plegamiento y estructuras propias de cizalla dúctil. Lo que involucra variaciones en la profundidad de deformación y/o etapas de formación de la pegmatita. Sobre la zona externa se observa un intenso fracturamiento. El plegamiento se manifiesta en el Mc periférico tanto de la zona intermedia como en los relictos no reemplazados del núcleo interno. El cizallamiento dúctil queda manifiesto en la zona externa, con estructuras que indican recrystalización dinámica en estado submagmático y/o subsólido. El emplazamiento de la pegmatita habría sido de tipo permisivo, con fenómenos locales de intrusión forzada. Se habría producido en diferentes pulsos. Es un cuerpo sin a tardío tectónico respecto a una deformación dirigida en estado dúctil por cizalla. Está vinculada a fallas verticales transcurrentes, pudiendo actuar como canales para los fluidos pegmatógenos.

La pegmatita se habría formado por cristalización fraccionada progresiva desde las paredes al centro, de un fundido emplazado en una etapa sincinemática respecto de episodios deformacionales por cizallamiento y a una profundidad suficiente para desarrollar características dúctiles, evidenciado por las estructuras observadas en la zona externa. En los últimos estadios de cristalización, fluidos remanentes, provocan un extenso proceso metasomático e hidrotermal, evidenciados en el desarrollo de las unidades de reemplazo, en la turmalinización de esquistos encajantes y en la presencia de Qz de última generación en reemplazo de partes de la clevelandita. Esta pegmatita correspondería a las intrusiones orogénicas y de signatura LCT. Su edad es paleozoica inferior, posiblemente ordovícica. Su estructura interna, mineralogía y texturas permiten identificarla posiblemente como clase elementos raros, subclase ER-Li, tipo Ab. Según el diagrama de estabilidad de los aluminosilicatos y de los campos de P y T para cada clase de pegmatita, y por la presencia de andalucita y sillimanita en los esquistos encajantes de la pegmatita Don Arturo, la formación de la misma estaría pautada por condiciones de T - P en el rango de 280 a 547 MPa y 632 a 731 °C.

**Agradecimientos.** Las autoras agradecen la contribución del geólogo Fernando Campos, al geólogo Alberto Gutiérrez y a la Srta. Florencia Sarasola por la colaboración en el levantamiento geológico, y a la geóloga María Eugenia Vides por su colaboración en la interpretación de los DRX.



## BIBLIOGRAFÍA

- Ěerný, P. 1982. Granitic Pegmatites in Science and Industry. Cerný, P. (Ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8, 555 p. Winnipeg.
- Ěerný, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: Cerný, P. (Ed.), Granitic Pegmatites in Science and Industry, 8: 1-39. Mineralogical Association of Canada, Winnipeg.
- Ěerný, P. 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. In: Möller, P., Cerný, P. and Saupé, F. (Eds.), Lanthanides, tantalum and niobium: 195-239. Special Publication 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer Verlag, Berlin.
- Ěerný, P. y Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revised. The Canadian Mineralogist 43: 2005-2026.
- Goreva, J. S., Chi Ma y Rossman, G. R. 2001. Fibrous nanoinclusions in massive rose quartz: The origin of rose coloration. American Mineralogist 86: 466-472.
- London, D. 2008. Pegmatites. The Canadian Mineralogist. Special publication 10, 347 p. Québec.
- Lottner, U. S. 1984. Geologie und Geochemie der magmatischen Gesteine im Raum La Majada (Provinz Catamarca, NW-Argentinien). Tesis doctoral Univ. Münster, Münster.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.

# CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-METALOGENÉTICA DE LAS MINERALIZACIONES EN *STOCKWORK* VINCULADAS AL MAGMATISMO DEVÓNICO-CARBONÍFERO DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, PROVINCIA DE CÓRDOBA

**Boffadossi, M. Alejandra<sup>1</sup>; Coniglio, Jorge. E<sup>2</sup>; Maffini, M. Natalia<sup>1</sup>; D'Eramo, Fernando. J<sup>1</sup>; Muratori, M. Eugenia<sup>1</sup>; Demartis, Manuel<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología (Ruta Nacional n° 36, km 601), Río Cuarto, Argentina.

E-mail: jconiglio@exa.unrc.edu.ar.

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Conicet-Departamento de Geología (Ruta Nacional n° 36, km 601), Río Cuarto, Argentina.

E-mail: aleboffadossi30@gmail.com

nataliamaffini@gmail.com

fjderamo@exa.unrc.edu.ar

meugenia\_muratori@hotmail.com

manudem@gmail.com

**Abstract.** This paper presents a remarkable example of *stockwork-type* mineralization no economic interest in Sierras de Córdoba, outcropping for more than 5 km<sup>2</sup> within the Guacha Corral shear zone and the Cerro Áspero batholith. Field evidences reveal that the *stockwork* formation postdates the emplacement of Los Cerros pluton, last granitic unit of the Devonian Cerro Áspero batholith, in which northern portion the homonym wolfram district is located. The mineralization occurs as a network of thin veinlets of 0,5 to 6,0 cm in width, filled with massive-crustiform quartz containing disseminated pyrite. Mineral precipitation was derived from aqueous-carbonic fluids which also gave rise to a penetrative phyllic alteration of the wallrock. It is interpreted that the formation of this *stockwork-type* mineralization could have been controlled by the emplacement of non-exhumed granitic plutons during a regional stress regime related to the Achaian orogeny.

**Keywords.** *Stockwork*, *phyllic* alteration, aqueous-carbonic fluids, Cerro Áspero batholith, Sierra de Comechingones.

**Resumen.** En este trabajo se describe un notorio ejemplo de mineralizaciones de tipo *stockwork* sin interés económico en las Sierras de Córdoba, que aflora por más de 5 km<sup>2</sup> dentro de la Faja de Cizalla Guacha Corral y el batolito Cerro Áspero. Las evidencias de campo indican una formación del *stockwork* posterior al plutón granítico Los Cerros, último en la secuencia de emplazamiento del batolito devónico Cerro Áspero, en cuyo extremo meridional se ubica el distrito wolframífero homónimo. La mineralización se manifiesta como una red

de vetillas con espesores entre 0,5 y 6,0 cm, rellenas de cuarzo de textura maciza-crustiforme con diseminados de pirita. La precipitación mineral ocurrió a partir de fluidos acuocarbónicos, que generaron además alteración fílica penetrativa en las rocas miloníticas. Se interpreta que su formación pudo haber estado controlada por el emplazamiento de plutones no aflorantes en conjunto con un régimen de esfuerzo regional vinculado con la orogenia Achaiana.

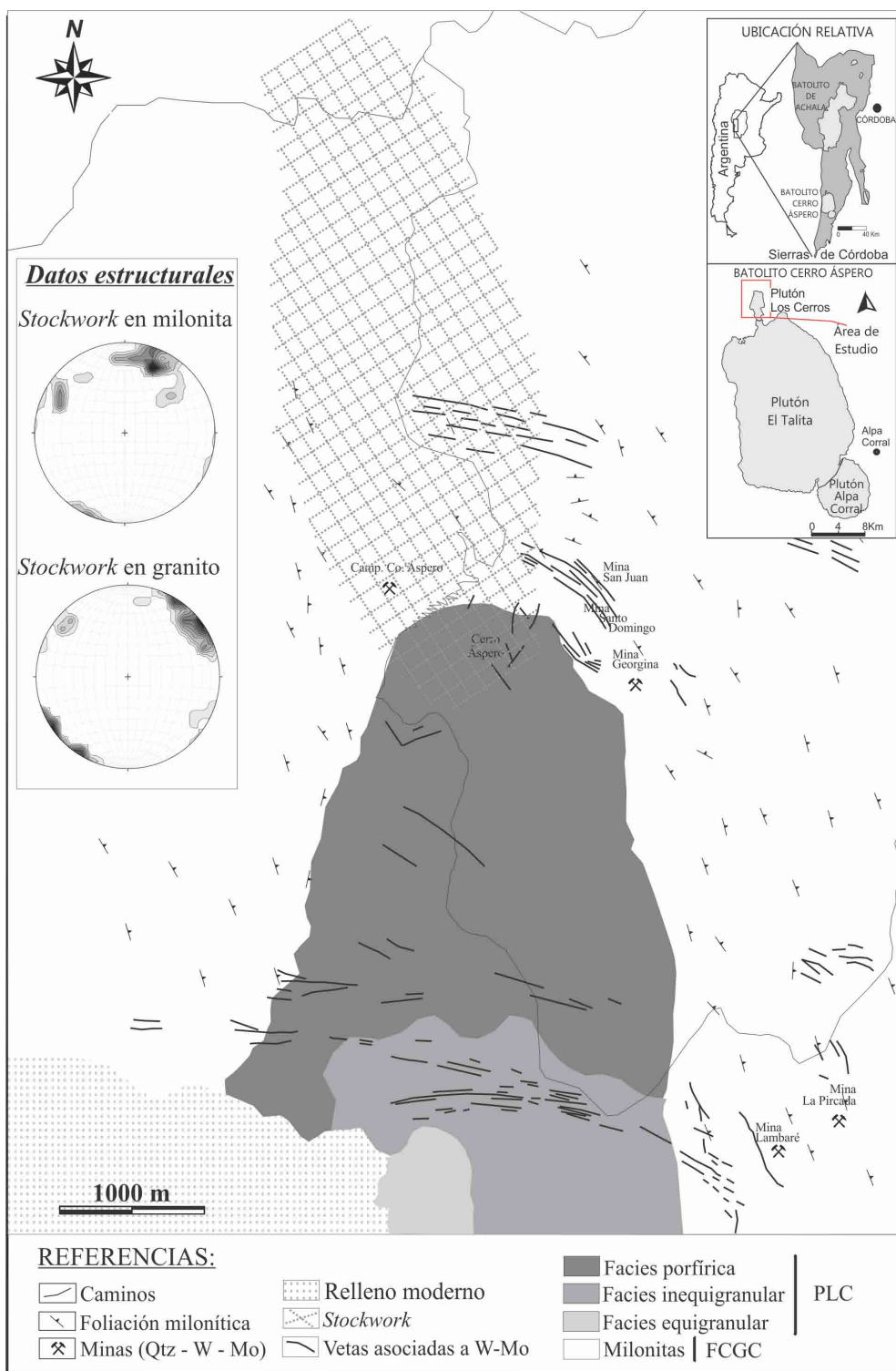
**Palabras clave.** *Stockwork*, alteración fílica, fluidos acuocarbónicos, batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones.

**Introducción.** El área de estudio involucra una parte del sector norte del Distrito Minero Cerro Áspero (DMCA) ubicado en el departamento de Calamuchita, provincia de Córdoba (figura 1). En el mismo se desarrollan distintas morfologías de depósitos como vetas, mantos, brechas hidrotermales, enjambres de vetas semicirculares y diseminados, con mineralización de wolframita, molibdenita ± fluorita ± apatita ± sulfuros de Cu (Brodtkorb *et al.*, 2014). Coniglio *et al.* (2004) mencionan por primera vez para el DMCA la presencia de una zona de más de 1.000 m de extensión en sentido submeridional, en la que se desarrolla una morfología de tipo *stockwork* compuesta por cuarzo con escasa pirita, sin evidencias de otra mineralización metalífera en superficie, con conspicua alteración hidrotermal. En la presente contribución se disponen datos de procesamiento digital, petrológicos, estructurales y metalogenéticos, con la finalidad de realizar el mapeo de las mineralizaciones y ubicarlas temporalmente en el contexto geológico-metalogenético de las Sierras de Córdoba.

**Metodología.** Se realizó el procesamiento de imágenes satelitales Aster con el programa Envi 4.7, lo cual incluyó la realización de clasificaciones supervisada y no supervisada, imágenes sintéticas y análisis de componentes principales. Mediante dicho procesamiento se logró una delimitación precisa del *stockwork* en dos dimensiones. No obstante, la aplicación de esta metodología y sus correspondientes resultados son expuestos independientemente en otro artículo de este volumen.

Durante las etapas de campo y posterior gabinete se realizó la descripción de las rocas hospedantes de las mineralizaciones, alteraciones hidrotermales, mineralogía, texturas, estructuras y microestructuras. También se realizaron cortes bipulidos para analizar la petrografía de inclusiones fluidas y obtener una caracterización preliminar del fluido mineralizante.

**Geología del área.** El batolito Cerro Áspero (BCA) está compuesto por cuatro plutones graníticos emplazados de manera consecutiva, denomina-



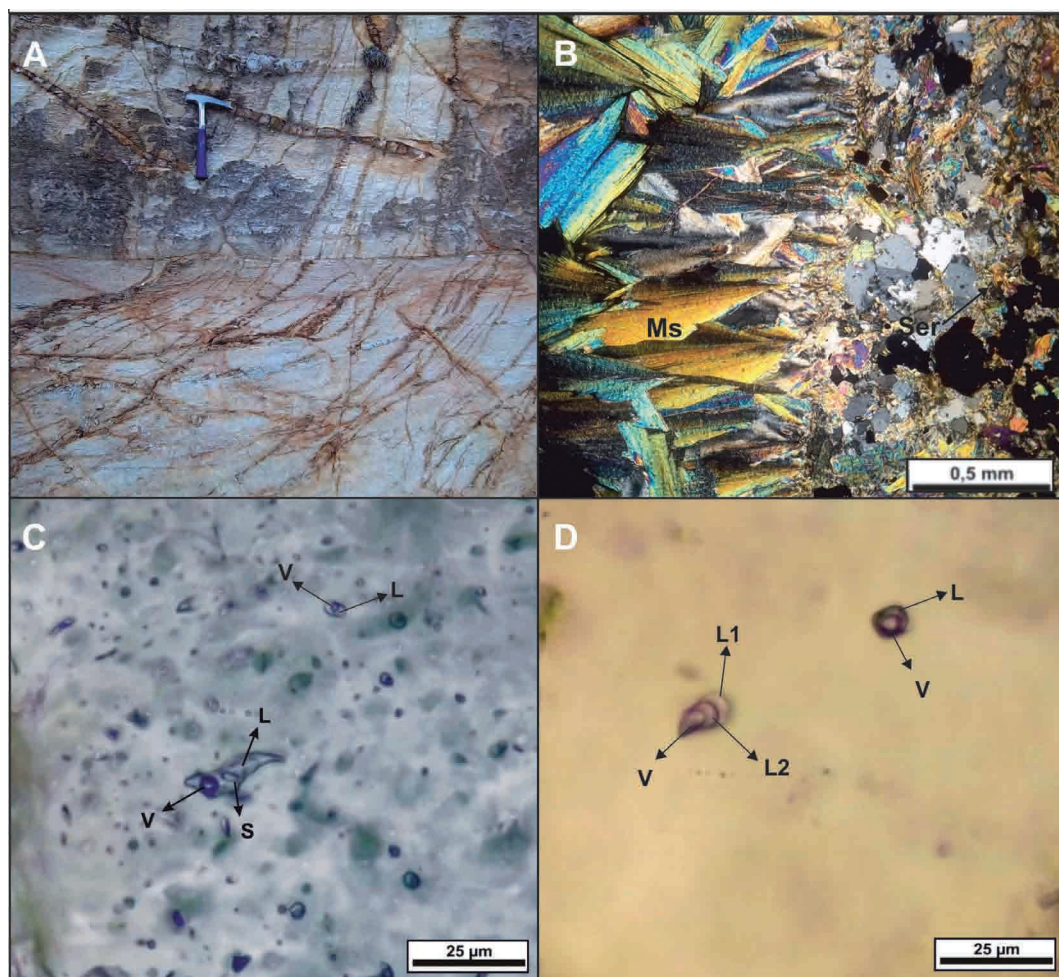
**Figura 1.** Mapa geológico-metalogenético tomado de Ducart (2001), modificado por Boffadossi (2014). Mineralizaciones con morfología de tipo stockwork, emplazadas mayoritariamente en las milonitas de la FCGC (Faja de cizalla Guacha Corral) y de manera acotada en el granito PLC (Plutón Los Cerros).

dos: Alpa Corral, El Talita, Asperezas y Los Cerros, que cubren un área de aproximadamente 440 km<sup>2</sup> (Pinotti *et al.*, 2006, Coniglio, 2006). La evolución geoquímica del BCA es el resultado de la diferenciación de un magmatismo granítico de alto potasio, que ha progresado con la secuencia relativa de emplazamiento de sus plutones, desde composiciones granodioríticas hasta granitos alcalinos ricos en sílice (Coniglio, 2006). La roca de caja al norte del plutón los Cerros consiste de migmatitas con intercalaciones de grandes cuerpos de anfibolitas y ortogneises que, en conjunto, fueron retrabajados textural y mineralógicamente por la faja de cizalla Guacha Corral (Fagiano *et al.*, 2002). Esta estructura de carácter regional presenta una orientación N-S, con variaciones al NE y NO. Posee una

extensión de más de 120 kilómetros y un espesor promedio de 15 kilómetros. Está compuesta por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, que revelan una cinemática inversa con transporte tectónico hacia el oeste (Fagiano *et al.*, 2002; Radice, 2015).

**Resultados. Modo de ocurrencia, dimensiones y disposición espacial.** Por definición, un *stockwork* es una estructura conformada por una compleja red de finas vetillas y fisuras rellenas con precipitación de minerales que interceptan la roca. Esta definición no involucra la frecuencia estadística de diferentes juegos mineralizados, la densidad del vetilleo, ni su génesis.

A través del procesamiento de imágenes satelitales, fue posible inferir una extensión del *stockwork*



**Figura 2.** A) Vetillas del stockwork emplazadas en milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral. B) Alteración filica en milonita. Se observa el crecimiento radial de muscovita (Ms) del primer estadio y su reemplazo por sericita (Ser) del segundo estadio. C) Inclusiones fluidas acuosas Tipo II en cuarzo macizo del stockwork (L=fase líquida, V=fase vapor) en coexistencia con inclusiones fluidas Tipo III (S=sólido) D) Coexistencia de inclusión fluida acuosa (Tipo II) con inclusión fluida acuosocarbónica (Tipo III) (L1=líquido acuoso; L2=Líquido de CO<sub>2</sub>).



*work* de aproximadamente 60 km<sup>2</sup>. Sin embargo, en la etapa de campo no ha sido posible verificar toda esta extensión, por lo que sus dimensiones probadas se reducen a unos 3,6 km de longitud en sentido N-S y 1,5 km en sentido E-O (5,4 km<sup>2</sup>).

El *stockwork* se emplaza mayoritariamente en milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral y en menor proporción en el granito Los Cerros. Las vetillas se disponen en cuatro juegos principales de rumbo: 025°N, 090°N, 120°N y 140°N, siendo el juego de azimut 120°N el que posee mayor representación estadística. El buzamiento de las mismas en general es alto, tanto hacia el NE como al SO, en algunos casos hasta subvertical. Sólo el juego de 025°N de poca representación estadística ha mostrado un buzamiento subhorizontal. La potencia de las vetillas individuales es variable, desde aproximadamente 0,5 a 6 cm, la longitud puede estar comprendida entre 30 centímetros y 4 metros, y la densidad de aparición varía desde 20 centímetros hasta 2 metros (figura 2A).

**Composición de las vetillas y alteración hidrotermal asociada.** Internamente, cada vetilla que conforma el *stockwork*, está compuesta por un relleno constante de cuarzo de textura maciza y en algunos casos crustiforme, con cristales equidimensionales y formas subhedras a anhedras. A su vez, estos cristales son cortados por una segunda generación de cuarzo en vetillas, de escaso espesor y de grano más fino (posiblemente calcedonia). La mineralización asociada al cuarzo está restringida a cubos de pirita de pocos milímetros de tamaño, frecuentemente transformados a limonita.

Las rocas de caja presentan una alteración hidrotermal penetrativa, dispuesta en franjas simétricas desde las vetillas, cuyos espesores varían entre 10 y 15 cm. Esta alteración es de tipo filica y en el estudio petrográfico se identificaron al menos dos estadios de crecimiento mineral: el primero está definido por la formación de muscovita de grano medio, con un crecimiento radial y perpendicular, restringido principalmente a los contactos inmediatos entre las vetillas y la roca de caja. Esta muscovita es reemplazada por sericita de un segundo estadio que, a su vez, altera de manera pervasiva a las milonitas hospedantes (figura 2B).

**Petrografía de inclusiones fluidas.** Dentro del cuarzo de textura maciza, se definieron 3 tipos de inclusiones primarias y *trends* de inclusiones secundarias y pseudosecundarias. Las últimas dos son bifásicas, forman *trends* cortos y poseen un tamaño muy pequeño (< 3 µm) lo cual no permite su completa descripción.

Las inclusiones fluidas primarias poseen un tamaño promedio de 30-50 µm. En base al número de fases presentes a temperatura ambiente se subdividieron en tres tipos principales:

TIPO I: son monofásicas compuestas por Líqui-

do o Vapor. Poseen forma irregular, esférica, elipsoidal y en cristal negativo. Se presentan agrupadas y aisladas.

TIPO II: son bifásicas de probable composición acuosa con relaciones de tipo Líquido<Vapor o Líquido>Vapor. Tienen forma irregular, el grado de relleno (GR) es variable entre 0,9 y 0,3 y se presentan tanto agrupadas con las Tipo III, como también aisladas (figura 2C).

TIPO III: son polifásicas de posible composición acucarbónica, con una relación de fases que involucra Líquido acuoso, Líquido de CO<sub>2</sub> y Vapor de CO<sub>2</sub> (figura 2 C y D). Presentan morfologías irregulares, esféricas y en cristal negativo. El GR es variable, Líquido acuoso<Vapor de CO<sub>2</sub>+Líquido de CO<sub>2</sub> y Líquido de CO<sub>2</sub><Vapor de CO<sub>2</sub> (0,4 a 0,2). Están vinculadas espacialmente con inclusiones de Tipo I y II, aunque también aparecen aisladas. Eventualmente algunas inclusiones presentan sólidos con hábito tabular e irregular, birrefringentes, que son interpretados como minerales atrapados de manera accidental (figura 2 C).

**Discusión y conclusiones.** Hacia el norte del plutón Los Cerros se comprobó la existencia de una profusa red de vetillas mineralizadas, cuyas características elementales son propias de morfologías de tipo *stockwork*. Se emplazan mayoritariamente en rocas metamórficas de la faja de cizalla Guacha Corral y minoritariamente en el plutón granítico Los Cerros, lo que permite definir una edad relativa máxima devónica tardía o más reciente.

La probable extensión total del *stockwork* fue inferida a través del procesamiento digital de imágenes satelitales, delimitándose una superficie aproximada de 60 km<sup>2</sup>. Si bien solamente 5,4 km<sup>2</sup> de la extensión total pudieron ser corroborados en el campo, se demostró que existe una notable concordancia entre los productos digitales obtenidos y la realidad del terreno (Boffadossi, 2014).

Dada la frecuencia de uno de los juegos mineralizados del *stockwork* de orientación 120°N y la notable extensión inferida desde la imagen sería posible sugerir la intervención de esfuerzos regionales. Mutti *et al.* (2007) propusieron que la disposición espacial y distribución de las vetas con W-Mo del distrito minero Cerro Áspero se ajustan con un modelo de cizalla simple de Riedel, definido para un ambiente frágil a frágil-dúctil. De acuerdo con estos autores, las mineralizaciones del Cerro Áspero se formaron bajo un régimen transpresivo, con un esfuerzo máximo principal orientado en dirección NNO. Resultados parcialmente similares fueron obtenidos por Maffini *et al.*, (2012) y Maffini (2015) en su estudio de vetas mesotermales polimetálicas emplazadas en el ambiente metamórfico de la Sierra de Comechingones. Si bien las estructuras que controlaron el emplazamiento de estas mineralizaciones no se correlacionan con las estructuras que dieron lugar a las mineralizaciones wolframíferas

del Cerro Áspero, su disposición espacial y cinemática son consistentes con una dirección NNO del esfuerzo máximo principal. En base a estos antecedentes, podría decirse que esfuerzos regionales similares actuaron durante y después del emplazamiento del batolito Cerro Áspero, siendo responsables de la generación de las estructuras del *stockwork*.

Del análisis petrográfico de inclusiones fluidas primarias coexistentes se destaca el GR variable presente en los 3 tipos de IF identificados. Este GR se interpreta como una característica propia del fluido hidrotermal y no generado por procesos post-entrapamiento, lo que indica que el fluido hidrotermal responsable de la formación del *stockwork* era de carácter heterogéneo. La abundancia de inclusiones polifásicas compuestas por un fluido acuoso y otro acucarbónico, podría sugerir un proceso de inmiscibilidad durante la formación del *stockwork*, mecanismo que deberá ser corroborado mediante microtermometría.

No obstante, de acuerdo a las evidencias de campo y correlaciones regionales, se propone la hipótesis de un origen magmático, no necesariamente vinculado con los plutones aflorantes que componen el batolito Cerro Áspero. La evolución petrológica y metalogenética determinada por Coniglio (2006) para este batolito, indica que los plutones más tardíos, evolucionados y fértiles poseen menores dimensiones que los más tempranos y menos evolucionados. Considerando la importante extensión del *stockwork* inferida mediante el tratamiento de imágenes satelitales, es factible que éstas sean el producto de la evolución de plutones no aflorantes, vinculados con otros episodios del magmatismo Achaliano. Esta hipótesis puede ser sustentada por los resultados aportados recientemente por Radice (2015), quien determinó mediante estudios geofísicos la presencia de cuerpos graníticos no exhumados entre el batolito Cerro Áspero y el batolito de Achala.

## BIBLIOGRAFÍA

- Boffadossi, M. A. 2014. Mapeo geológico-metalogenético del entorno metamórfico hospedante norte del plutón Los Cerros, distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédita) 94.
- Brodtkorb, M., Coniglio, J., Miró, R. 2014. Yacimientos metalíferos y Metalogenia. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino: geología y recursos naturales de la provincia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina. Tomo II. Córdoba. 1025-1075.
- Coniglio, J.E. 2006. Evolución petrológica y metalogenética del Batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Río Cuarto (Inédito), 170.
- Coniglio, J.E., Perez Xavier, R., Pinotti, L., D'Eramo, F.J., Petrelli, H., Ducart, D. 2004. Composición y condiciones P-T de los fluidos hidrotermales en vetas semicirculares y radiales del distrito Wolframífero Cerro Áspero, Córdoba. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 177-182.
- Ducart, D. 2001. Geología del plutón Los Cerros, Batolito Cerro Áspero, Córdoba: mecanismos de emplazamiento y consideraciones metalogenéticas. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Río Cuarto (Inédito), 112.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza A. M. y Martino R.D. 2002. La Faja de Cizalla Guacha Corral, sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264.
- Maffini, M. N. 2015. Estudio petro-estructural, mineralógico y metalogenético de depósitos vetiformes mesotermiales (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) emplazados en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones en proximidad a cuerpos ígneos plutónicos, Sierras pampeanas Orientales. Tesis doctoral, Universidad Nacional Río Cuarto (Inédito), 300 pp.
- Maffini, M. N., Coniglio, J. E., Demartis, M., D'Eramo, F., Pinotti, L., Bin, I y Petrelli, H. A. 2012. Vetitas mesotermiales de Pb-Zn-Ag-Au emplazadas al este del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. Aportes al Magmatismo y Metalogénesis, Tucumán. Serie Correlación Geológica, 28: 09-26.
- Mutti, D., Di Marco, A y Geuna, S. 2007. Depósitos Polimetálicos en el Orógeno Famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba: fluidos, fuentes y modelo de emplazamiento. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (1): 44-61.
- Pinotti, L., Turbía, J.M., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A.M., Coniglio, J.E y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). Journal of Structural Geology, 28: 834-849.
- Radice, S. 2015. Estudio petro-estructural de la Faja de Cizalla Guacha Corral y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional Río Cuarto (Inédito), 324.

# MAPEO DE MINERALIZACIÓN EN STOCKWORK CON SENSOR ASTER, SECTOR NORTE DEL PLUTÓN LOS CERROS, DISTRITO MINERO CERRO ÁSPERO, SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

Boffadossi, M. Alejandra<sup>1</sup>; Radice, Stefania<sup>1</sup>; Coniglio, Jorge. E.<sup>2</sup>; Maffini, M. Natalia<sup>1</sup>; Demartis, Manuel<sup>1</sup>; D'Eramo, Fernando. J<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Conicet-Departamento de Geología (Ruta Nacional N° 36, km 601), Río Cuarto, Argentina.

E-mail: aleboffadossi30@gmail.com

stefiradice@gmail.com

nataliamaffini@gmail.com

manudem@gmail.com

fjderamo@exa.unrc.edu.ar

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología (Ruta Nacional N° 36, km 601), Río Cuarto, Argentina.

E-mail jconiglio@exa.unrc.edu.ar.

**Abstract.** The identification of *stockwork*-type mineralizations in the northern portion of the Cerro Áspero Mining District (Sierra de Comechingones) was possible by using ASTER sensor data. In this contribution we applied different digital image processing methods in order to obtain a precise delimitation and the mapping of these mineralizations. Supervised Classification seemed to be the most effective digital technique for this purpose. In the obtained Thematic Map it was possible to distinguish the development and extension of the *stockwork* mineralization. The ASTER processing in conjunction with geophysical data and field evidences, permitted to corroborate that the *stockwork* formation postdated the emplacement of Los Cerros Pluton, the most evolved granitic unit of the Cerro Áspero batholith. It is here proposed that the studied hydrothermal processes would not be associated with the Cerro Áspero outcropping plutons, otherwise they could derive from the evolution of non-exhumed granitic intrusions related to the Achalian orogeny.

**Keywords.** Remote sensing, *Stockwork*, non-exhumed, plutons, Sierra de Comechingones.

**Resumen.** La utilización del sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) permitió la identificación de mineralizaciones con morfología de tipo *stockwork* en el sector norte del Distrito Minero Cerro Áspero, Sierra de Comechingones. En el presente trabajo se probaron diferentes métodos de procesamiento digital para realizar el mapeo de dichas mineralizaciones. De las diferentes técnicas utilizadas, la clasificación supervisada ha sido la más efectiva, obteniendo

como producto un mapa temático en el que se destaca el desarrollo y extensión del *stockwork*. A partir de este procesamiento digital de imágenes complementado con datos geofísicos y evidencias geológicas de campo, fue posible determinar que la formación del *stockwork* es posterior al emplazamiento del plutón granítico Los Cerros, el más evolucionado de los plutones que componen el batolito devónico Cerro Áspero. Se propone que los procesos hidrotermales aquí estudiados no estarían relacionados con cuerpos ígneos aflorantes, sino que su origen podría provenir de cuerpos ígneos no exhumados en conjunto con un régimen de esfuerzos regionales vinculados con la orogenia Achaliana.

**Palabras claves.** Sensores remotos, *Stockwork*, no exhumados, plutones, Sierra de Comechingones.

**Introducción.** En los últimos años el uso de imágenes satelitales ha constituido una importante herramienta para el mapeo litológico y reconocimiento de diferentes estilos de mineralizaciones. Uno de los sensores más utilizados para estas tareas es ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) el cual se emplea frecuentemente para la identificación de diferentes litologías, zonas de alteración hidrotermal y depósitos minerales. Diversos autores utilizaron este tipo de imágenes en la identificación de alteraciones hidrotermales, entre los que se destacan los trabajos de Crósta *et al.*, (2003); Ducart *et al.*, (2006); Mars y Rowan, (2006).

ASTER es un sensor multiespectral a bordo del satélite TERRA que forma parte del sistema de observación terrestre de la NASA. Este presenta una órbita heliosincrónica a una distancia de 705 kilómetros de la tierra, con un ciclo de repetición de 16 días, un ancho de barrido de 60 kilómetros y una distancia entre órbitas de 172 kilómetros. Está compuesto por 3 subsistemas, VNIR, SWIR y TIR. El primero posee 3 bandas en la región espectral del visible e infrarrojo cercano con una resolución espacial de 15 metros; el segundo 6 bandas en la región espectral del infrarrojo de onda corta, con una resolución espacial de 30 metros y el último 5 bandas en el infrarrojo térmico, con una resolución espacial de 90 metros (Vargas Gonzáles, 2010).

El área de estudio abarca una parte del sector norte del Distrito Minero Cerro Áspero (DMCA) ubicado en el departamento de Calamuchita, provincia de Córdoba (Figura 1). Dentro del DMCA se observa la presencia de una zona de más de 5,4 km<sup>2</sup> en la que se desarrolla una morfología tipo *stockwork* compuesta por cuarzo, escasa piritita y conspicua alteración hidrotermal. En esta contribución se utilizaron datos de procesamiento digital con el fin de realizar el mapeo en dos dimensiones de dicha mineralización, y ubicarla temporalmente en el contexto geológico-metalogenético de las Sierras de Córdoba.



**Figura 1.** Mapa geológico y ubicación del área de estudio, tomado de Boffadossi (2014).



**Geología del área.** El batolito Cerro Áspero (BCA) está compuesto por cuatro plutones graníticos emplazados de manera consecutiva, denominados: Alpa Corral, El Talita, Asperizas y Los Cerros, que cubren un área de aproximadamente 440 km<sup>2</sup> (Pinotti *et al.*, 2006, Coniglio, 2006). La evolución geoquímica del BCA es el resultado de la diferenciación de un magmatismo granítico de alto potasio (Coniglio, 2006), que ha progresado con la secuencia relativa de emplazamiento de sus plutones, desde composiciones granodioríticas hasta granitos alcalinos ricos en sílice. La roca de caja al norte del plutón Los Cerros consiste en migmatitas con intercalaciones de grandes cuerpos de anfibolitas y ortogneises que, en conjunto, fueron re trabajados textural y mineralógicamente por la faja de cizalla Guacha Corral (Fagiano *et al.*, 2002). Esta estructura de carácter regional presenta una orientación N-S, con una extensión de más de 120 kilómetros y un espesor promedio de 15 kilómetros. Está compuesta por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, que revelan una cinemática inversa con transporte tectónico hacia el oeste (Fagiano *et al.*, 2002; Radice, 2015).

**Materiales y métodos.** En el presente trabajo se aplicaron diversas técnicas de procesamiento de imágenes satelitales ASTER con el programa Envi 4.7, con la finalidad de mapear la extensión de una morfología de tipo *Stockwork*, emplazada principalmente en las milonitas de la faja de cizalla Guacha Corral y en el granito del Plutón Los Cerros. Se utilizó como base una imagen ASTER, corregida atmosféricamente y una imagen Landsat 7 ETM+ para georeferenciación. Primero, se realizó una ventana definitiva a escala 1:50.000 del área de interés y se realizaron los siguientes procesamiento: realces y mejoras visuales-aplicación de filtros, análisis de componentes principales (ACP), clasificación no supervisada y supervisada. Estos resultados permitieron en mayor y menor medida la identificación de diversos patrones texturales en roca y la delimitación en dos dimensiones del *stockwork* hospedado al norte del DMCA.

**Resultados. Realces y mejoras visuales.** Se consideraron en este apartado todas aquellas técnicas dirigidas hacia la mejora de la calidad visual de la imagen. Para ello se realizaron distintas composiciones aplicando cada color primario a una banda de la misma. La composición RGB 721 permitió resaltar con mayor claridad los cursos fluviales, caminos, cubierta sedimentaria cuaternaria y los límites del plutón granítico Los Cerros (Figura 2A).

También se procedió a la aplicación de filtros para aislar componentes de interés. Los filtros de paso alto remarcaron digitalmente los contrastes espaciales entre píxeles vecinos enfatizando así las morfologías lineales. La aplicación de dicho fil-

tro permitió discretizar principalmente discontinuidades y estructuras, además de brindar una mayor nitidez a la imagen.

**Análisis de componentes principales (ACP).** El objetivo del ACP es resumir la información contenida en un amplio rango de variables en un nuevo conjunto más reducido, sin perder información de interés. En este apartado se sintetizaron las bandas originales de la imagen, creando nuevas bandas que recogen la información más relevante de las mismas. Esto se logra realizando una rotación adecuada de los ejes x e y y hacia dos direcciones a y b de máxima varianza, produciendo así una separación de los grupos de niveles digitales más cercanos. De los ACP RGB 321 y 521 se diferenció claramente una pampa de altura hacia el SE de Pueblo Escondido y la definición de sólo un sector del *stockwork* de interés. Además, esto aportó información para la definición y discretización de las diversas clases necesarias en la clasificación supervisada (Figura 2B).

**Clasificación no supervisada.** Este método es iterativo, requiere poca intervención humana y como producto se obtiene una cartografía e inventario de las categorías presentes, donde la imagen multibanda se convierte en otra imagen del mismo tamaño y características de la original, con la diferencia de que el nivel digital que define cada píxel no tiene relación con la radiancia detectada por el sensor. En este caso, el sistema diferenció solo una clase que se corresponde con una pampa de altura, la cual se encuentra al SO de Pueblo Escondido. El sistema no discriminó la presencia del *stockwork*, ni diferentes patrones texturales por lo cual este procedimiento no ha brindado un buen resultado y se recurre al método supervisado.

**Clasificación Supervisada.** Se llevo a cabo en tres etapas:

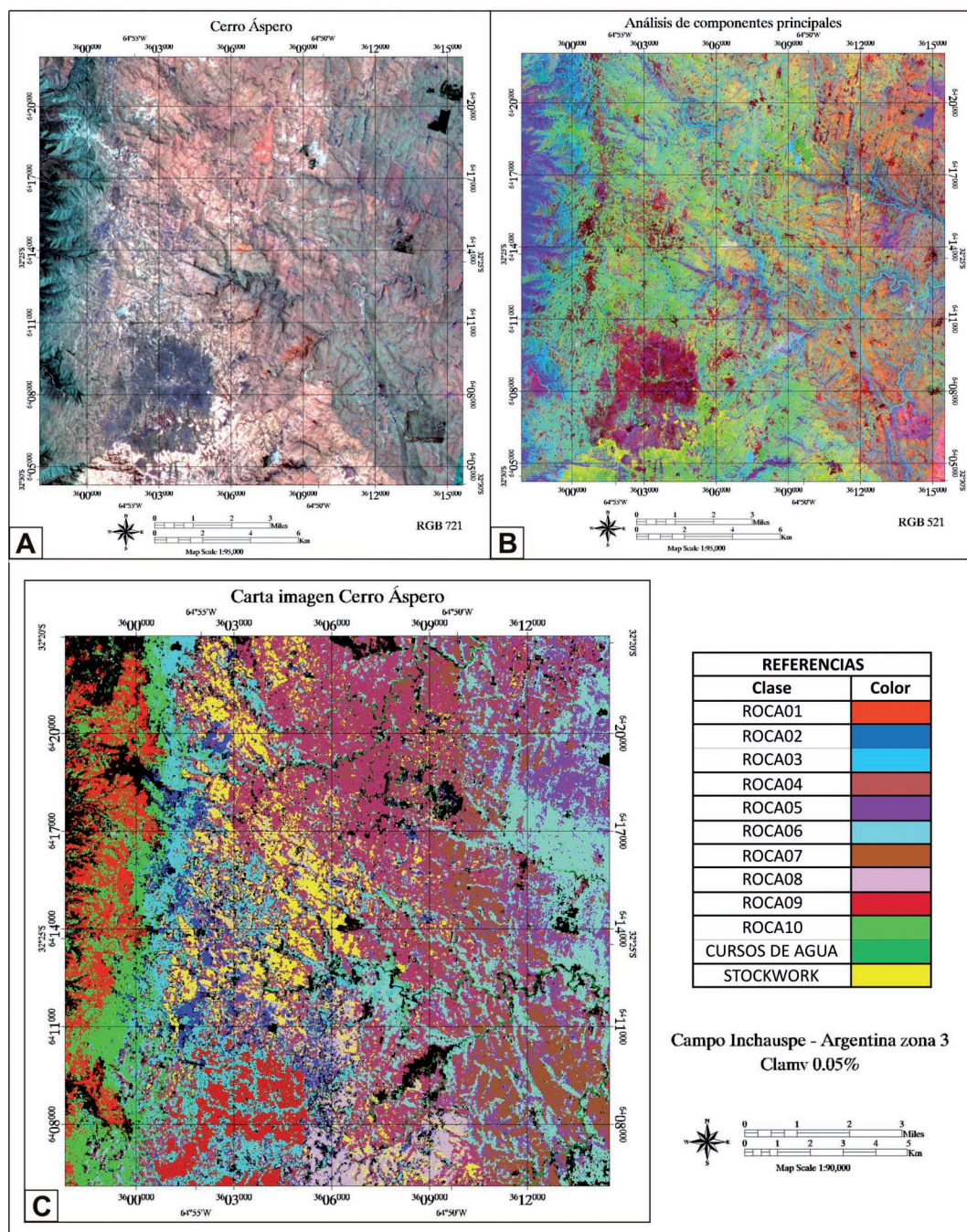
1) Fase de entrenamiento: se definieron doce clases teniendo un conocimiento previo del área adquiridos por fotointerpretación, análisis digital y trabajos de campo. Posteriormente, se le indicó al sistema en qué consiste cada clase seleccionando píxeles representativos para cada una de ellas. A cada clase creada se le realizó un análisis cuantitativo de las medidas de dispersión o variabilidad que las describen: mínimo, máximo, media, desvío estándar y coeficiente de variación, debiendo ser este último inferior al 10%.

2) Fase de producción: de los tres métodos disponibles para la realización del mapa se tomo el de máxima verosimilitud, con un umbral de exclusión del 0,05%. Como producto de esta fase se obtuvo un mapa temático, cuyos niveles digitales expresan la categoría a la que se ha adscripto cada uno de los píxeles de la imagen original (Figura 2C).

3) Fase de verificación: esta etapa permitió valorar el grado de similitud entre el mapa construido y el terreno, siendo el valor de concordancia global de 85,0902% para un mapa temático con un umbral de exclusión del 0,05%. Por otro lado, el valor del coeficiente kappa es de 0,834, lo que representa

un alto nivel de concordancia entre el mapa y el terreno, por lo cual el producto de la clasificación es considerado confiable.

El resultado principal de dicho procesamiento fue la delimitación, en dos dimensiones, del *stockwork* presente al Norte del batolito Cerro Áspero,



**Figura 2.** A) Hoja Cerro Áspero 1:95.000, corregida atmosféricamente RGB 721. B) Análisis de componentes principales, RGB 521. C) Mapa temático Cerro Áspero 1:90.000, Clamv con 0,05% de exclusión.

representado por la clase de color amarillo en el mapa de la figura 2C. Dadas las dimensiones de dicha clase, se realizó una reclasificación de la misma basándose en datos de campo posicionados con GPS, mostrando muy poca variación en sus dimensiones. En base a este análisis, entonces, se estimó a través de imágenes que las dimensiones del mismo son 12 kilómetros en sentido N-S y 6 kilómetros en sentido E-O, cubriendo un área de aproximadamente 60 km<sup>2</sup>, de los cuales solo 5,4 km<sup>2</sup> fueron chequeados en el campo.

**Discusión y Conclusiones.** Hacia el norte del plutón Los Cerros se observa la existencia de una profusa red de vetillas, emplazadas en su mayoría en las rocas metamórficas de la faja de cizalla Guacha Corral, cuya edad relativa máxima es devónica tardía o más reciente. La probable extensión total del *stockwork* fue inferida a través del procesamiento digital de imágenes satelitales, delimitándose una superficie aproximada de 60 km<sup>2</sup>. Si bien solamente 5,4 km<sup>2</sup> de la extensión total pudieron ser corroborados en el campo, se demostró que existe una notable concordancia entre los productos digitales obtenidos y la realidad del terreno (Boffadossi 2014).

En base a las evidencias de campo obtenidas, las mineralizaciones en *stockwork* podrían haberse generado durante un régimen tectónico similar al que imperó durante el emplazamiento de los batolitos devónicos Cerro Áspero y Achala y sus mineralizaciones asociadas. Este ambiente frágil a frágil-dúctil estaría asociado con áreas de debilidad cortical, las cuales se corresponden con el desarrollo de la faja de cizalla Guacha Corral en este sector. Teniendo en cuenta los diversos antecedentes del área (Mutti *et al.*, 2007; Maffini *et al.*, 2012 y Maffini, 2015) podría decirse que esfuerzos regionales similares actuaron durante y después del emplazamiento del batolito Cerro Áspero, pudiendo ser responsables de la generación de las estructuras que dan lugar al *stockwork*.

Considerando la importante extensión de dichas mineralizaciones, inferida mediante el tratamiento de imágenes satelitales, es factible que éstas sean el producto de la evolución de plutones no aflorantes, vinculados a otros episodios del magmatismo Achaliano. Las evidencias más contundentes que reafirman la existencia de este magmatismo en la Sierra de Comechingones son aportadas por los estudios geofísicos de Radice *et al.*, (2015) y Radice (2015). Estos autores, a partir de técnicas gravimétricas, observaron que las anomalías de Bouguer presentan una marcada tendencia regional, con isonómalas negativas debajo de las Sierras de Córdoba, las cuales crecen hacia el este, alcanzando valores positivos en la llanura chacopampeana. Cabe destacar que dichas anomalías negativas (-30 mGal) se observan a lo largo de toda la extensión de la faja de cizalla Gua-

cha Corral, con una notable alineación NE-SO coincidente con los afloramientos del batolito de Achala y Cerro Áspero. A partir de estos resultados Radice *et al.*, (2015), Radice (2015) realizaron modelos en 2D de esta porción de la Sierra de Comechingones determinando la posible existencia de cuerpos graníticos no aflorantes en este sector. Este resultado queda sustentado en los datos geológicos observados en numerosos trabajos, entre los que se destacan los realizados por Coniglio *et al.*, (2004) y Coniglio (2006) quienes proponen que gran parte de las estructuras circulares y radiales desarrolladas tanto en el encajonante metamórfico como en el granito del BCA, podrían representar la expresión superficial de plutones no aflorantes. Asimismo, los estudios realizados por Maffini (2015) demuestran la presencia de numerosas vetas polimetálicas de Pb-Zn-Cu-Ag-Au de edad carbonífera. Todas estas evidencias permiten suponer que los procesos hidrotermales, en ocasiones no estarían relacionados con los cuerpos ígneos aflorantes, sino que su origen o principal fuente térmica podría provenir de cuerpos ígneos no exhumados generados en un tiempo más cercano al de su emplazamiento.

## BIBLIOGRAFÍA

- Boffadossi, M.A. 2014. Mapeo geológico-metalogenético del entorno metamórfico hospedante norte del plutón Los Cerros, distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. Tesis de Licenciatura (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 94 pp.
- Coniglio, J. E. 2006. Evolución petrológica y metalogenética del Batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 170 pp.
- Coniglio, J., Pérez Xavier, R., Pinotti, L y D'Eramo, F. 2004. Estudio de isótopos estables aplicado a los depósitos de fluorita del Batolito Cerro Áspero, Córdoba. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional Río Cuarto, 171-176.
- Crósta, A. P., Souza Filho, C. R., Ducart., D. F, Azevedo, F y Brodie, C. 2003. Alteration mapping for gold exploration in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery. En ASPRS Annual Conference, Proceedings, Anchorage. 4233-4240.
- Ducart, D. F., Crósta, A. P., Souza Filho, C. R y Coniglio, J. 2006. Characterizing surficial alteration at Los Menucos epithermal district, Patagonia, Argentina, using shortwave infrared spectrometry and ASTER multispectral images. *Economic Geology* 101(5): 981-996.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza A. M y Martino R.D. 2002. La Faja de Cizalla Guacha Corral, sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. 15°



- Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 259-264.
- Maffini, M. N. 2015. Estudio petro-estructural, mineralógico y metalogenético de depósitos vetiformes mesotermiales (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) emplazados en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, en proximidad a cuerpos ígneos plutónicos, Sierras Pampeanas Orientales. Tesis doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 300.
- Maffini, M. N., Coniglio, J. E., Demartis, M., D'Eramo, F., Pinotti, L., Bin, I y Petrelli, H. A. 2012. Vetas mesotermiales de Pb-Zn-Ag-Au emplazadas al este del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. Aportes al Magmatismo y Metalogénesis, Tucumán. Serie Correlación Geológica, 28: 09-26, 1666-9479.
- Mars, J.C. y Rowan, L.C. 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere* 2 (3): 161-186.
- Mutti, D., Di Marco, A y Geuna, S. 2007. Depósitos Polimetálicos en el Orógeno Famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba: Fluidos, Fuentes y Modelo de Emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (1): 44-61.
- Pinotti, L., Turbía, J. M., D'Eramo, F., Vegas, N., Sato, A. M., Coniglio, J. E y Aranguren, A. 2006. Structural interplay between plutons during the construction of batholith (Cerro Áspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology*, 28: 834-849.
- Radice, S. 2015. Estudio petro-estructural de la Faja de Cizalla Guacha Corral y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral (Inédito), Universidad Nacional Río Cuarto, 324.
- Radice, S, Pinotti, L., Lince Klinger, F., Giménez, M., Fagiano, M., D'Eramo, F., Nacif, S., Zambroni, N., Demartis, M. 2015. Evidencias geofísicas de cuerpo ígneos no aflorantes en la porción centro-norte de las Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Río Negro, Actas Resumen 136-137.



## ANÁLISIS DE LAS COMPOSICIONES ISOTÓPICAS DE SULFUROS EN EL DEPÓSITO LOMA GALENA, PROYECTO NAVIDAD, CHUBUT, ARGENTINA

Bouhier, Verónica<sup>1</sup> E.; Rainoldi, Ana L.<sup>2</sup>; Franchini, Marta<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. INGEOSUR-CONICET. Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina. vbouhier@gmail.com

<sup>2</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. CONICET. Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

<sup>3</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. CONICET. Universidad Nacional De Río Negro. Argentina.

**Resumen.** Loma Galena es uno de los ocho depósitos que constituyen el proyecto minero Navidad de Ag+Pb-(Cu+Zn), situado al sudoeste del Macizo Norpatagónico (42°4'S – 68°8'O), provincia del Chubut, Argentina. La mineralización polimetálica tiene características epitermales y está hospedada en rocas volcánicas y sedimentarias continentales depositadas en el depocentro más septentrional de la cuenca jurásica Cañadón Asfalto. Los sulfuros y sulfosales yacen en 3 niveles que difieren entre sí por sus estilos de mineralización y se denominan: inferior, medio y superior. Los valores isotópicos  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita-galena sugieren una fuente magmática del S (+ 4 y 6,7‰) en el nivel inferior, una fuente sedimentaria (-11,6‰) en el nivel superior y una la mezcla de ambas en el nivel medio (-5,5 y 6,1‰). En el nivel superior, el azufre sedimentario habría sido aportado por la disolución de los niveles evaporíticos de la Formación Cañadón Asfalto y en contacto con las pelitas carbonosas se habría producido la reducción del azufre por actividad biogénica o termoquímica. En el nivel inferior, las firmas isotópicas positivas del azufre sugieren un aporte de azufre magmático por un fluido hidrotermal. Las composiciones isotópicas intermedias entre las dos fuentes de azufre obtenidas en los sulfuros del nivel medio indican mezcla de ambos fluidos.

Los resultados isotópicos obtenidos en sulfuros de Cu tardíos, corresponderían a firmas isotópicas heredadas de sulfuros de metales base previamente formados.

**Palabras clave.** Mineralización multiepisódica, depósitos polimetálicos, isótopos de S, Macizo Norpatagónico.

**Abstract.** Loma Galena is one of the eight deposits that constitute the Navidad Project (Ag + Pb Cu + Zn), located southwest of the North Patagonian Massif in Chubut province, Argentina (42°4'S -

68°8'W). The polymetallic mineralization has epithermal characteristics and is hosted in volcanic and sedimentary rocks deposited in a northern depocentre of the continental Jurassic Cañadón Asfalto basin. Sulfides and sulfosalts occur in 3 levels that differ from each other by their styles of mineralization, they are called: lower, middle and upper levels. The  $\delta^{34}\text{S}$  isotopic data from pyrite-galena suggest a magmatic sulfur source (+ 4 and 6.7 ‰) in the lower level, a sedimentary source in the upper level (-11.6 ‰) and mixing of both in the middle level (-5.5 and 6.1 ‰). In the upper level, the sedimentary sulfur would have been input by the dissolution of evaporite levels of the Cañadón Asfalto Fm. and in contact with the carbonaceous shales would have produced the reduction of sulfur by biogenic activity or thermochemical processes. In the lower level, positive isotopic signatures of  $\delta^{34}\text{S}$  suggest a contribution of magmatic sulfur by hydrothermal fluids. At the middle level, the  $\delta^{34}\text{S}$  isotopic compositions with intermediate values between lower and upper levels, indicate mixing between fluids hosted in sedimentary rocks with hydrothermal fluids. Isotopic data from late-stage Cu sulfides, correspond to inheritance values of base metal sulfides previously formed.

**Keywords.** Multiepisode mineralization, polymetallic, S isotopes, North Patagonian Massif.

**Introducción.** Navidad (42°4'S - 68°8'O) es un proyecto minero en etapa de exploración avanzada ubicado en la Cuenca de Cañadón Asfalto, al sudoeste del Macizo Norpatagónico (figura 1A), entre las localidades de Gastre y Gan Gan y sobre la ruta provincial N° 4, provincia de Chubut (figura 1B). Durante el Jurásico temprano, a partir de procesos extensionales relacionados con la apertura del mar de Weddell y fragmentación de Gondwana (Mpodozis y Ramos, 2008) se formó la Cuenca de Cañadón Asfalto. El relleno inicial está representado por sedimentitas y volcanitas jurásicas de las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial, respectivamente (Cúneo *et al.*, 2013). Por encima se encuentra la Formación Cañadón Asfalto que consiste en una secuencia sedimentaria con intercalaciones volcánicas de edad jurásica, depositadas en ambiente lacustre con aporte fluvial. Las sedimentitas de La Fm. Cañadón Asfalto están compuestas por asociaciones de facies carbonáticas (mudstones, wackestones, boundstones -estromatolitos-), evaporíticas y silicoclásticas que registran ciclos de contracción-expansión del cuerpo de agua con una tendencia marcada a la somerización y reducción (Cabaleri *et al.* 2010).

La mineralización polimetálica (Ag+Pb ± Cu, Zn) tiene características epitermales y se hospeda en las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto. Navidad es un depósito inusual, un sistema geotermal fósil que ha sido pre-

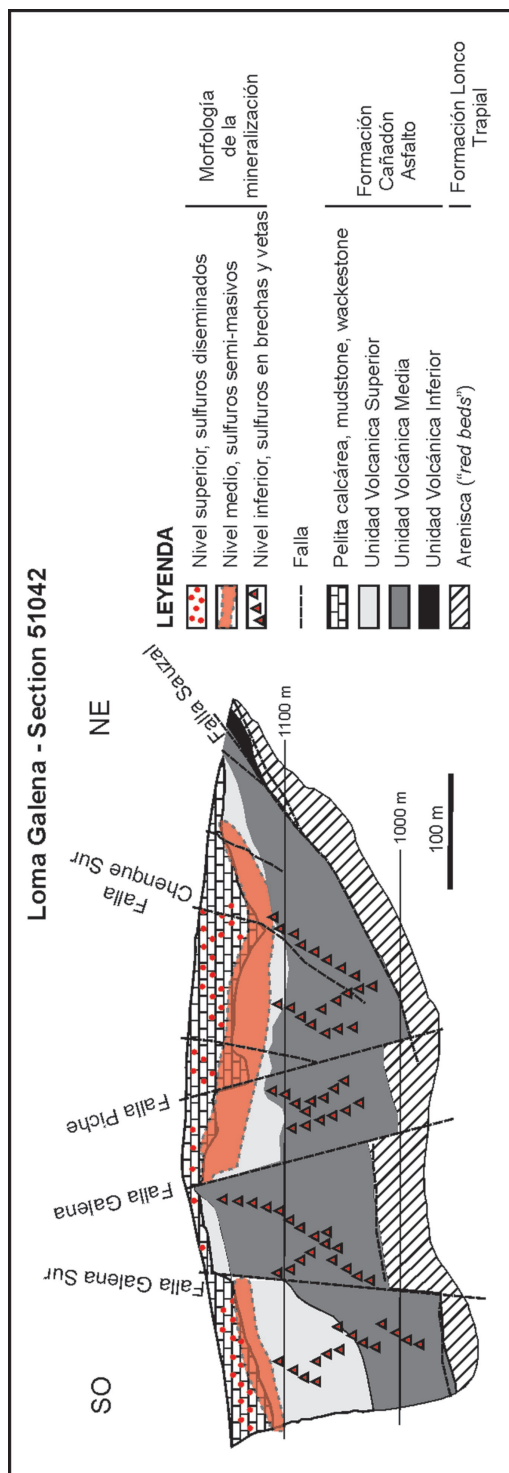


– *Nivel superior.* Los sulfuros se hospedan en pelitas calcáreas laminadas ricas en materia orgánica, calizas y areniscas arcóscas. Se encuentran diseminados y también forman bandas mineralizadas paralelas a la laminación, rellenan vetillas discordantes, reemplazan fragmentos calcáreos, restos orgánicos, pisolitos y localmente cementan niveles clásticos gruesos. Esta zona contiene esfalerita y pirita con galena subordinada, carece de minerales portadores de Cu y Ag. Calcita (pre y post mineralización), baritina, calcedonia, cuarzo, siderita, celestina (niveles de exhalita) y yeso son minerales de ganga de este nivel.

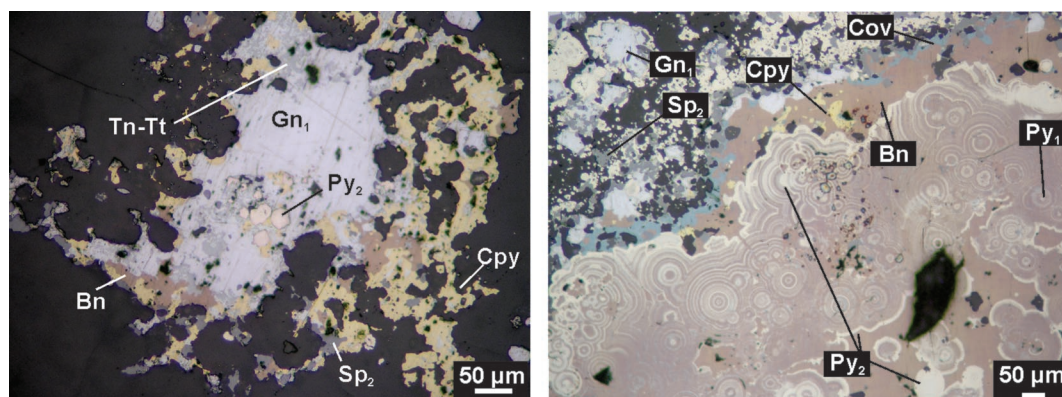
**Paragénesis Hidrotermal.** El diagrama paragenético en Loma Galena consiste en 4 estadios principales separados por eventos de brechamiento con reapertura de vetas y brechas (figura 4). Durante el estadio 1 se formó calcita espática y crustiforme ( $Cal_1$ ) como relleno de las vetas y vetillas y reemplazó a los fenocristales y a la pasta junto con adularia y albita. La mineralización tuvo lugar durante los siguientes episodios: en el estadio 2 se produjo la mineralización multi-episódica de Fe-Pb-Zn con la formación de pirita framboidal ( $Py_1$ ) y galena ( $Gn_1$ ) que luego fueron cubiertos por bandas coloformes de pirita  $\pm$  marcasita ( $Py_2 \pm Mcr$ ) (Figs. 3A y B). Luego de un evento de brechamiento, se formaron pirita ( $Py_3$ ), galena ( $Gn_2$ ) y esfalerita ( $Sp_2$ ) sobre las esferulitas fracturadas y fueron cementadas por calcedonia ( $Chy_1$ ) y baritina ( $Bar_1$ ). El estadio 3 corresponde a la mineralización de Cu-Ag representada por sulfuros y sulfosales de Cu que reemplazaron a sulfuros previos, precipitaron sulfuros in situ y enriquecieron en Ag a los sulfuros ya formados. Luego de un nuevo brechamiento post-mineralización (estadio 4), precipitaron calcita de grano grueso ( $Cal_2$ ), calcedonia ( $Chy_2$ ), baritina ( $Bar_2$ ), estroncianita y cuarzo.

**Isótopos de azufre.** Se obtuvieron datos isotópicos de azufre en sulfuros y sulfatos de los 3 niveles mineralizados ( $n=23$ ). Los sulfuros analizados del nivel inferior ( $n=4$ ) corresponden a 2 estadios: galena ( $Gn_1$ ) del estadio 2 cuya firma isotópica varía entre  $\delta^{34}S +4,8$  y  $+6,7\%$  y calcopirita del estadio 3 (figura 4), con una firma isotópica que varía entre  $\delta^{34}S -0,9$  y  $+4\%$ . En este nivel, también se obtuvieron valores isotópicos de azufre en baritina correspondiente al estadio post-mineralización (4) con valores variables de  $+16\%$  y  $+19,7\%$  (figura 5).

En el nivel medio, los análisis isotópicos de  $\delta^{34}S$  en muestras de pirita y galena correspondientes al segundo estadio mineralizador ( $Py_1$ ,  $Py_2$ ,  $Py_3$ ,  $Gn_1$  y  $Gn_2$ , Figs. 3B y 4) muestran una composición isotópica de  $\delta^{34}S$  variable entre  $-5,5\%$  y  $+6,1\%$  ( $n=12$ ). Los sulfuros formados durante el tercer estadio (calcopirita, covelina, bornita, Figuras 3B y 4) muestran firmas isotópicas de  $\delta^{34}S$  negativas



**Figura 2.** Esquema de los 3 niveles mineralizados en Loma Galena.



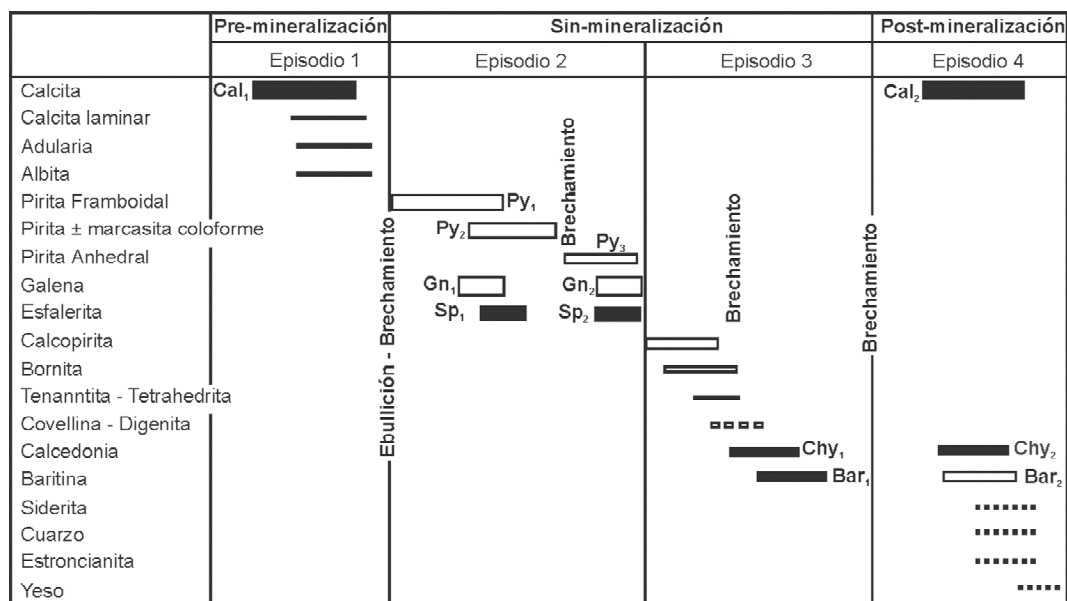
**Figura 3.** Microfotografías de sulfuros y sulfosales en Loma Galena. A: nivel inferior, B: sulfuros semi-masivos en el nivel medio. Referencias: Py: pirita, Cpy: calcopirita, Tn-Tt: tennantita-tetrahedrita, Bn: bornita, Sp: esfalerita, Cov: covelina, Gn: galena.

(min = -7,4‰) hasta algo positivas (max= +4,9‰; n=4), similares a las composiciones isotópicas de pirita-galena a los cuales reemplazan (figura 5)

Solo se obtuvo un dato isotópico en cristales de galena del nivel superior (estadio 2), con un valor  $\delta^{34}\text{S}$  de -11,6 ‰ (figura 5).

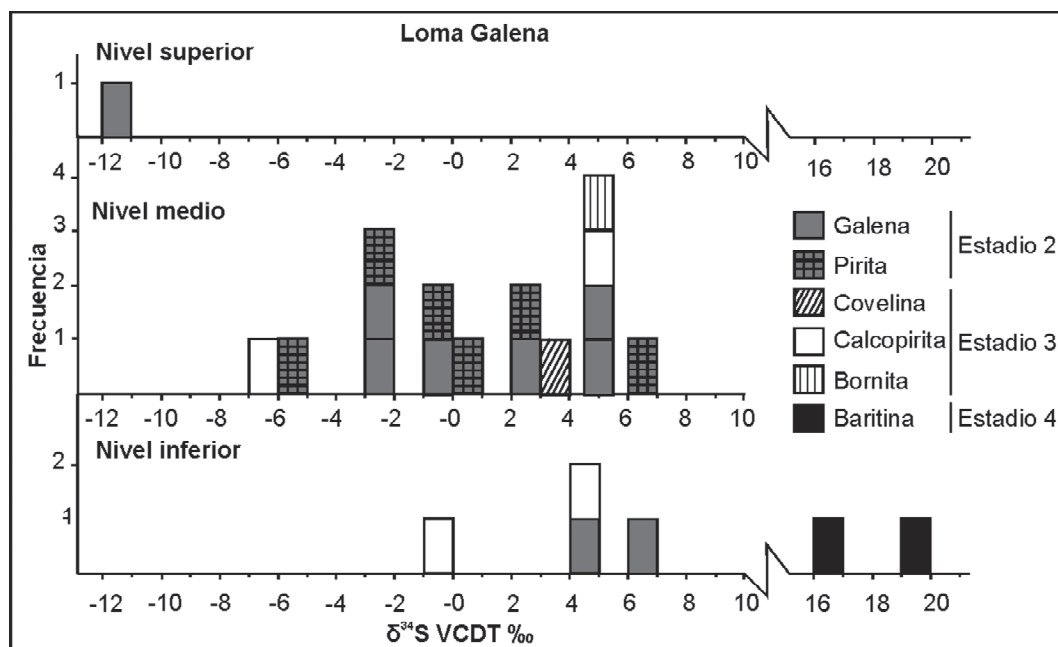
**Discusión.** Los valores isotópicos  $\delta^{34}\text{S}$  de pirita-galena del estadio 2 (figura 4) sugieren una fuente magmática del S (+ 4 y 6,7‰) en el nivel inferior, una fuente sedimentaria (-11,6‰) en el nivel superior y una la mezcla de ambas en el nivel medio (-5,5 y 6,1‰, figura 5).

Los niveles evaporíticos de la Formación Cañadón Asfalto pudieron ser fuente del azufre; en ambientes continentales evaporíticos el  $\delta^{34}\text{S}$  varía entre +0,9‰ a +7,3‰ (Leybourne *et al.*, 2013). Considerando estos valores, el fraccionamiento isotópico en Loma Galena varía entre -18,3‰ y 0‰. Los mayores fraccionamientos registrados podrían corresponder a reducción biogénica del sulfato generada a partir de bacterias sulfato reductoras (BSR) cuyo rango generalmente varía entre -15‰ y -71‰, aunque también se han registrado fraccionamientos considerablemente menores (-4‰ y -46‰) por BSR (Canfield y Teske 1996). Si bien la actividad micro-



**Figura 4.** Diagrama paragenético de sulfuros y minerales de ganga en Loma Galena. Las barras de color blanco indican las especies y pulsos que fueron analizados en este trabajo.





**Figura 5.** Histograma con las composiciones isotópicas  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfuros y sulfato analizados en los 3 niveles mineralizados en Loma Galena.

bial depende fundamentalmente de la temperatura ( $\sim 80^\circ$ ; Machel *et al.* 1995), en algunos depósitos metalíferos se han registrado significativos gradientes de temperatura a lo largo de distancias muy pequeñas ( $150^\circ\text{C}$  en mm a cm; Barrie *et al.*, 2009). Estos valores de fraccionamiento también podrían indicar un proceso de reducción termoquímica del sulfato (TSR;  $^{34}\text{S}_{\text{SO}_4\text{-sulfuros}} -10\text{‰}$  a  $-20\text{‰}$ ; Machel *et al.* 1995).

Los resultados isotópicos obtenidos en los sulfuros de cobre Cu (calcopirita, bornita, covellina) del estadio 3 ( $-7,4\text{‰}$  a  $+4,9\text{‰}$ ; Fig. 5) podrían corresponder a firmas isotópicas heredadas de los sulfuros formados en el estadio 2 (pirita y galena; Fig. 4). La composición isotópica  $\delta^{34}\text{S}$  del sulfato acuo residual fue enriquecida en  $^{34}\text{S}$  durante el proceso de reducción (estadios 2 y 3; Ohmoto y Lasaga 1982), favoreciendo la precipitación de baritina ( $\delta^{34}\text{S} +16\text{‰}$  y  $+19,7\text{‰}$ ) en el estadio post-mineralización.

**Conclusiones.** Las composiciones isotópicas de los sulfuros del depósito Loma Galena evidencian la presencia de dos fuentes de azufre: una magmática y otra sedimentaria. El azufre sedimentario habría sido aportado por la disolución de los niveles evaporíticos de la Fm. Cañadón Asfalto, y en contacto con las pelitas carbonosas del nivel superior, se habría producido la reducción del azufre por actividad biogénica o termoquímica. En el nivel inferior, las firmas isotópicas positivas del azufre sugieren un

aporte de azufre magmático por un fluido hidrotermal. Las composiciones isotópicas intermedias entre las dos fuentes de azufre obtenidas en los sulfuros del nivel medio, confirmarían el proceso de mezcla de fluidos ya documentado en estudios previos (Pratt 2010, Bouhier *et al.* 2013) a partir de evidencias texturales y yacencia de la mineralización. Futuros estudios para obtener temperaturas de formación de la mineralización polimetálica serán necesarios para conocer el mecanismo de reducción del azufre sedimentario.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Barrie, C.D., Boyce, A. J., Boyle, A. P., Williams, P. J., Blake, K., Wilkinson, J. J., Lowther, M., McDermott, P. y Prior, D. J. 2009. On the growth of colloform textures: a case study of sphalerite from the Galmoy ore body, Ireland. *Journal of the Geological Society* 166 (3): 563-582.
- Bouhier, V., Mas, G. y Franchini, M. 2013. Variedades texturales de pirita en el yacimiento Loma Galena y su relación con la mineralización de Ag-Pb-(Zn-Cu), Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogénia. Actas 177-182. San Juan, Argentina.
- Cabaleri, N., Volkheimer, W., Armella, C., Gallego, O.F., Silva Nieto, D.G., Cagnoni, M.C., Ramos, A.M., Panarello, H.O., Paez, M. y Koukharski, M. 2010. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la Formación Cañadón Asfal-

- to en el depocentro jurásico Cerro Cóndor, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (2): 349–367.
- Canfield, DE. y Teske, A. 1996. Late Proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulfur-isotope studies. *Nature* 382 (6587): 127-132.
- Cúneo, R.; Ramezani, J.; Scasso, R.; Pol, D.; Escapa, I.; Zavattieri, A. y Bowring, S., 2013. High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. Amsterdam, The Netherlands. *Gondwana Researches* 24 (3): 1267-1275.
- Leybourne, M. I., Cameron, E. M., Reich, M., Palacios, C., Faure, K. y Johannesson, K. H. 2013. Stable isotopic composition of soil calcite (O, C) and gypsum (S) overlying Cu deposits in the Atacama Desert, Chile: Implications for mineral exploration, salt sources, and paleoenvironmental reconstruction. *Applied geochemistry* 29: 55-72.
- Machel, H. G., Krouse, H. R. y Sassen, R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied geochemistry* 10 (4), 373-389
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 2008. Tectónica jurásica en argentina y chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4) 481-497.
- Ohmoto, H. y Lasaga, A. C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46 (10), 1727-1745.
- Pratt, W. 2010. Silver mineralization at Loma Galeña, Navidad. Informe Privado, Pan American Silver.
- Vargas-González, C. 2010. Procesamiento de Imágenes de Satélite & GIS. Remote Sensing Geoimage. [www.rs-geoimage.com](http://www.rs-geoimage.com).

## SOBRE LA COMPOSICION QUÍMICA DE TENNANTITA-TETRAEDRITA Y GERSDORFFITA DE MINA LA ESPERANZA, SALTA, ARGENTINA

**Brodtkorb, Milka K. de<sup>1</sup>; Paar, Werner H.<sup>2</sup>; Zaccarini, Federica<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto.

E-mail: milkabro@gmail.com

<sup>2</sup> University of Salzburg (Department of Materials Science and Physics).

E-mail: paarwerner@aon.at

<sup>3</sup> University of Leoben (Department of Applied Geosciences and Geophysics, Chair of Mineralogy).

E-mail: Federica.Zaccarini@unileoben.ac.at

**Resumen.** El yacimiento La Esperanza se sitúa en la quebrada del río San Juan, en el faldeo oriental de la sierra de Santa Victoria, Iruya, Salta. La paragénesis está formada por pechblenda, bornita, calcopirita, esfalerita, galena, tennantita-tetraedrita, gersdorffita, siegenita, millerita, calcosina y spionkopita. Se presentan aquí los análisis químicos obtenidos con microsonda electrónica de tetraedritas-tennantitas y de gersdorffita.

**Palabras clave.** Yacimiento La Esperanza, Iruya, Salta, tetraedrita/tennantita, gersdorffita.

**Abstract.** The deposit of La Esperanza is located at the gorge of the San Juan river, at the eastern slope of the Santa Victoria range, Iruya, Salta. The paragenesis is composed of pitchblende, bornite, chalcopirite, sphalerite, galena, tennantite-tetrahedrite, gersdorffite, siegenite, millerite, chalcocite and spionkopite. Chemical data obtained by an electron microprobe of the tennantite-tetrahedrite series and of gersdorffite are presented.

**Keywords.** La Esperanza deposit, Iruya, Salta, tetrahedrite/tennantite, gersdorffite.

**Introducción.** El yacimiento La Esperanza se encuentra sobre la quebrada del río San Juan, en el faldeo oriental de la Sierra de Santa Victoria, departamento de Iruya, Salta, a 6 km al norte de la localidad de Iruya. Conocida desde la época colonial como mina Chacabuco, fue explotada por los jesuitas por oro y cobre.

**Marco geológico.** El yacimiento se encuentra alojado en la Cordillera Oriental, en rocas pertenecientes a la Formación Puncoviscana de edad precámbrica a la que le siguen sedimentos cámbricos del grupo Mesón, formados por areniscas cuarcíticas y areniscas conglomeráticas de color rojizo-morado a gris blanquecino. Por encima se encuentran depósitos marinos de edad ordovícica, que corresponden al grupo de Santa Victoria. Tanto los

sedimentos del grupo Mesón como del grupo de Santa Victoria se presentan en fajas largas y angostas de rumbo meridional.

El yacimiento se encuentra ubicado en un bloque elevado a través de dos fallas inversas de alto ángulo que lo limitan a ambos lados (Karcher, 1973). En él se practicaron un pique y dos socavones a -40 m y -45 m, de donde provienen las muestras estudiadas.

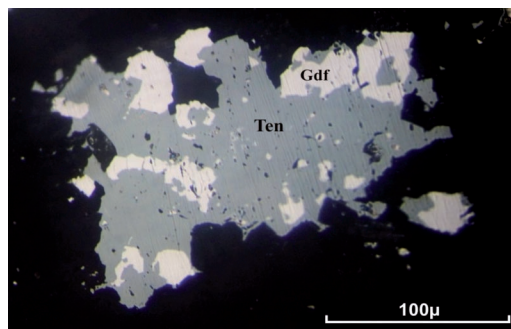
**Mineralogía.** La paragénesis está constituida por uraninita, var. pechblenda, esfalerita, tetraedrita-tennantita, bornita, calcopirita, gersdorffita, siegenita, millerita, galena, calcosina, spionkopita con ganga de calcita, ankerita y cuarzo (Brodtkorb, 1965).

De gersdorffita y tetraedrita-tennantita se realizaron análisis con una microsonda Superprobe Jeol JXA 8200 con 20kV y 10nA con correcciones por el método ZAF. Para la determinación analítica se han utilizado los siguientes patrones: minerales naturales: calcopirita (CuK $\alpha$ , SK $\alpha$ ), niquelina (NiK $\alpha$ ), skutterudita (AsK $\alpha$ , CoK $\alpha$ ), electrum (AgL $\beta$ ), pirita (FeK $\alpha$ ), esfalerita (ZnK $\alpha$ ), cinabrio (HgM $\alpha$ ); materiales sintéticos: Bi<sub>2</sub>Te<sub>3</sub> (BiM $\alpha$ ), PbSb. (SbL $\alpha$ ), Cd metal.

**Gersdorffita, NiAsS.** Había sido determinada ópticamente como ullmannita (Brodtkorb, 1965), pero con los estudios recientes de microsonda fue posible redefinirla como gersdorffita.

Se presenta generalmente asociada a tennantita (figura 1), algunas veces con tendencia a formas subidiomorfos. Cristaliza en el sistema cúbico y sus propiedades ópticas son color blanco-crema, con un poder reflector de alrededor de 45%.

Se analizaron 15 granos cuyos valores analíticos entre mínimos y máximos son, en % en peso: Ni=31,317-32,712; Co=1,2-2,151; Cu=0,071-0,497; Fe=0,072-0,475; Cd=0-0,039; Hg=0,009-0,043; Bi=0,021-0,028; As=44,074-47,068; Sb=0-0,151; S=18,842-20,605.



**Figura 1.** Intercrecimiento de gersdorffita (Gdf) con tennantita (Ten).

**Tabla 1.** Análisis de diferentes granos de la serie tennantita-tetraedrita (% en peso).

	1	2	3	4	5	6 <sup>3</sup>	7	8	9
Cu	41,79	41,95	42,41	42,17	42,02	43,22	41,90	41,56	41,55
Fe	0,28	0,32	0,30	0,25	0,24	0,60	0,29	0,24	0,26
Ni	0,14	0,32	0,28	0,35	0,10	0,09	0,06	0,06	0,84
Co	0,03	0,04	0,08	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04	0,17
Zn	7,61	7,53	7,64	7,59	7,50	7,48	7,73	7,69	7,36
Cd	0,11	0,05	0,09	0,09	0,09	0,02	0,09	0,06	0,01
Bi	-	-	0,01	0,03	-	0,09	0,08	0,05	0,11
As	14,42	14,93	15,12	15,82	13,70	18,66	13,70	10,72	13,70
Sb	8,38	7,55	7,02	6,49	8,43	1,06	10,18	13,89	8,81
S	28,38	28,05	28,12	28,24	27,71	28,59	27,74	27,18	27,61
Total	101,14	100,87 <sup>1</sup>	101,07	101,08	99,82	99,85	101,78	101,49	100,45 <sup>2</sup>

<sup>1</sup> incluyendo Hg = 0,13%<sup>2</sup> incluyendo Hg = 0,03%<sup>3</sup> = (Cu<sub>10,09</sub>Zn<sub>0,16</sub>Fe<sub>0,16</sub>)Σ 11,96 (As<sub>3,69</sub>Sb<sub>0,13</sub>)Σ 3,82 S<sub>13,23</sub>

**Tennantita-tetraedrita (Cu, Ag, Zn, Fe)<sub>12</sub> (As, Sb)<sub>4</sub>S<sub>13</sub>.** Son comunes en todo el yacimiento. Como se puede observar en la tabla 1 su composición varía de grano en grano, sobresaliendo el término arsenical. La muestra 6 es una tennantita casi pura, mientras que el único espécimen con predominio de Sb es la muestra ocho. No se ha registrado plata. Ópticamente prevalecen los tonos verdes característicos de la tennantita, pudiéndose observar algunas veces diversas tonalidades en contactos de diferentes granos señalando el contraste en la composición química.

**Siegenita-millerita.** Son minerales poco frecuentes en esta paragénesis y se presentan en pequeños granos. Se analizó un grano de siegenita Ni=44,015; Co= 9,5378; Cu= 0,4339; Fe=0,3193; Cd=0,0066; Hg=0,0046; As=0,028; S=32,9943 y uno de millerita Ni= 49,9884; Co=0,1322; Fe=0,1057; Bi= 0,0015; Cd=0,0232; Cu=0,1502; Hg=0,0164.

**Conclusiones.** Se ha comprobado la variación química de diferentes granos de la serie tennantita-tetraedrita observados ópticamente, y se ha redefinido la "ullmanita" como gersdorffita.

Microscópicamente no se ha observado oro, pudiéndose deber a que éste se encontraba en otras zonas explotadas en esa época.

**Agradecimientos.** Se agradece al Sr. Helmut Mühlhans, Montanuniversität Leoben, Austria, por la realización de los análisis con microsonda electrónica.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Brodtkorb, M.K. de, 1965. Estudio de la mineralización del yacimiento La Esperanza, provincia de Salta. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas. Salta (1963). Tomo I: Publicado en Acta Geológica Lilloana 5: 25-33. Tucumán.
- Karcher, A. S., 1973. Informe sobre los trabajos geológico-mineros realizados en la mina Esperanza. Dirección de Minas de Salta, 19 pp.



## GABRONORITAS OLIVÍNICAS CON TEXTURA CORONÍTICA EN EL CUERPO ÍGNEO LAS HIGUERAS, SIERRA GRANDE DE SAN LUIS

Cacace Francisco E.<sup>1-2\*</sup>; Ferracutti Gabriela R.<sup>1-2</sup>; Bjerg Ernesto A.<sup>1-2</sup>

<sup>1</sup> INGEOSUR-CONICET, San Juan 670, Bahía Blanca.  
E-mail: franciscocacace@gmail.com

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

**Resumen.** En el margen oriental del cuerpo ígneo Las Higueras afloran gabronoritas olivínicas con textura coronítica. Este intrusivo se encuentra ubicado en el sector Sur de la faja de rocas máficas-ultramáficas La Jovita-Las Águilas. Afloramientos de rocas con estas características no han sido previamente identificados en el sector Sur de esta faja. El estudio petro-calcográfico de estas rocas permitió clasificarlas como noritas olivínicas con clinopiroxeno y gabros olivínicos con ortopiroxeno. Se definieron arreglos texturales coroníticos conformados por una secuencia de capas compuesta por ol:opx:amp:symplectita amp+spl:pl entre los cristales de olivino y plagioclasa primarios. Los arreglos texturales coroníticos reconocidos en Las Higueras presentan similitudes con los previamente reconocidos en rocas del sector Norte de la faja máfica-ultramáfica.

**Palabras clave.** Gabronoritas olivínicas, textura coronítica, rocas máficas-ultramáficas, San Luis.

**Abstract.** "Olivine gabbro-norites with corona texture outcropping in Las Higueras igneous body, Sierra Grande de San Luis". In the eastern margin of Las Higueras igneous body there are outcrops of olivine gabbro-norites with corona texture. This intrusive is located in the southern portion of the La Jovita-Las Águilas mafic-ultramafic belt. Rock outcrops with these characteristics have not been previously identified in the southern portion of this belt. Petro-chalcographic studies of these rocks allow their classification as olivine norites with clinopyroxene and olivine gabbros with orthopyroxene. Coronitic textural arrangements conformed by layers of ol:opx:amp:symplectite amp+spl:pl between primary olivine and plagioclase have also been defined. The coronitic textures arrangements recognized in Las Higueras are similar to those previously recognized in rocks from the northern portion of the mafic-ultramafic belt.

**Keywords.** Olivine gabbro-norites, coronitic texture, mafic-ultramafic rocks, San Luis.

**Introducción.** El cuerpo máfico-ultramáfico Las Higueras se localiza en el flanco oriental de la

Sierra Grande de San Luis, 35 km al NE de la ciudad de San Luis (figura 1a). Se encuentra emplazado en el sector Sur de la faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas (Kilmurray y Villar 1981) cuyo ancho oscila entre 3 y 5 km y se extiende aproximadamente 100 km en dirección NNE-SSO.

Según Ferracutti *et al.* (2007), los afloramientos máficos-ultramáficos de Las Higueras, Las Águilas y Virorco (figura 1a), corresponden a noritas compuestas por ortopiroxeno (opx)+plagioclasa (pl)±hornblenda(hbl)±opacos(op), noritas clinopiroxénicas con la siguiente paragénesis mineral: opx+pl±clinopiroxeno(cpx)±hbl±op, metagabroides [opx±cpx±pl±hornblenda(hbl)+biotita(bt)], milonitas máficas [opx±anfibol(amp)+pl±granate(grt)±bt], ortopiroxenitas [opx±pl±hbl±espinelo(spl)±sulfuros] y websteritas (opx±cpx±pl±spl±sulfuros). Estos autores indican que los cuerpos mencionados están rodeados por un basamento metamórfico en facies de esquistos verdes a anfibolita y localmente facies de granulita en las zonas próximas a los cuerpos ígneos.

Brogioni *et al.* (2007) describen rocas metagabbro-noríticas aflorantes en el sector Sur del cuerpo máfico El Arenal, ubicado en la parte Norte de la faja máfica-ultramáfica (figura 1a), con arreglos texturales de tipo coroníticos. En estas rocas las fases minerales primarias olivino, plagioclasa, ortopiroxeno, flogopita, óxidos y sulfuros de Fe coexisten con los arreglos coroníticos conformados por una secuencia de capas alrededor de olivino y plagioclasa constituidas principalmente por ol:opx:symplectita cpx+spl/symplectita amp+spl:pl. Dichos autores indican que el tipo de arreglo simplectítico más abundante es el constituido por el intercrecimiento de amp+spl y que es poco frecuente la presencia de coronas en las que el núcleo de olivino es rodeado por un capa de opx+sulfuros de Fe+óxidos.

Las texturas coroníticas han sido estudiadas por diversos autores como Esbensen (1978), Mongkoltip y Ashworth (1983), Joesten (1986), de Haas *et al.* (2002), Brogioni *et al.* (2007), entre otros. En base a estudios realizados en rocas troctolíticas y en gabros olivínicos, Mongkoltip y Ashworth (1983) sugieren que las coronas o anillos de reacción se originan en rocas en las cuales dos fases minerales no están en equilibrio bajo determinadas condiciones metamórficas. Previamente Esbensen (1978) indicó que un enfriamiento lento favorece este tipo de reacciones, y que la mayoría de las rocas con texturas coroníticas se asocian a terrenos con metamorfismo regional en facies de anfibolita, en los cuales las rocas ígneas se emplazan durante el metamorfismo, ajustándose parcialmente a las nuevas condiciones durante su enfriamiento. Por otro lado, Joesten (1986), basado en las relaciones texturales y composicionales de gabros troctolíticos, propuso un origen magmático primario en el cual las coronas entre olivino y plagioclasa se desarrollan por cristalización

fraccionada. Asimismo, los resultados de los estudios combinados de ETR, SEM e isotopía Sm-Nd realizados por de Haas *et al.* (2002), también sugieren que este tipo de texturas son de origen magmático.

En este trabajo se dan a conocer las características petrográficas y texturales de dos muestras (M1 y M2), aflorantes en el margen Este del cuerpo ígneo Las Higueras (figura 1b), las cuales presentan texturas coroníticas y además son portadoras de cristales de olivino. Ambas características no han sido previamente descritas en rocas del sector Sur de la faja de rocas máficas-ultramáficas.

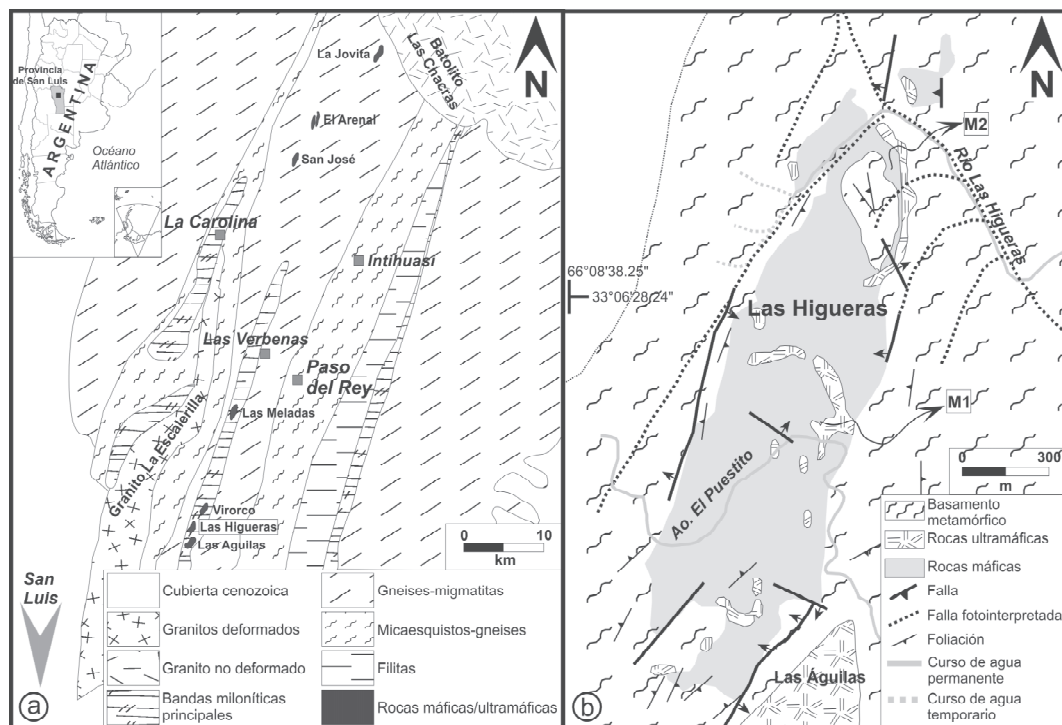
**Metodología.** El posicionamiento de las muestras M1 y M2 fue realizado con un equipo GPS Garmin modelo *etrex Vista*, utilizando el datum de referencia WGS84. La confección de las secciones pulidas fue llevada a cabo en el Laboratorio de Petrografía del Departamento de Geología-INGEOSUR, Universidad Nacional del Sur y CONICET. El análisis y estudio de dichas secciones se efectuó con un microscopio petro-calcográfico Nikon Eclipse E400Pol equipado con una cámara Nikon.

**Petro-calcografía.** El estudio petro-calcográfico de las muestras permitió clasificarlas en términos generales como gabronoritas olivínicas; según el diagrama piroxeno (px)-ol-pl (Le Maitre, 2002).

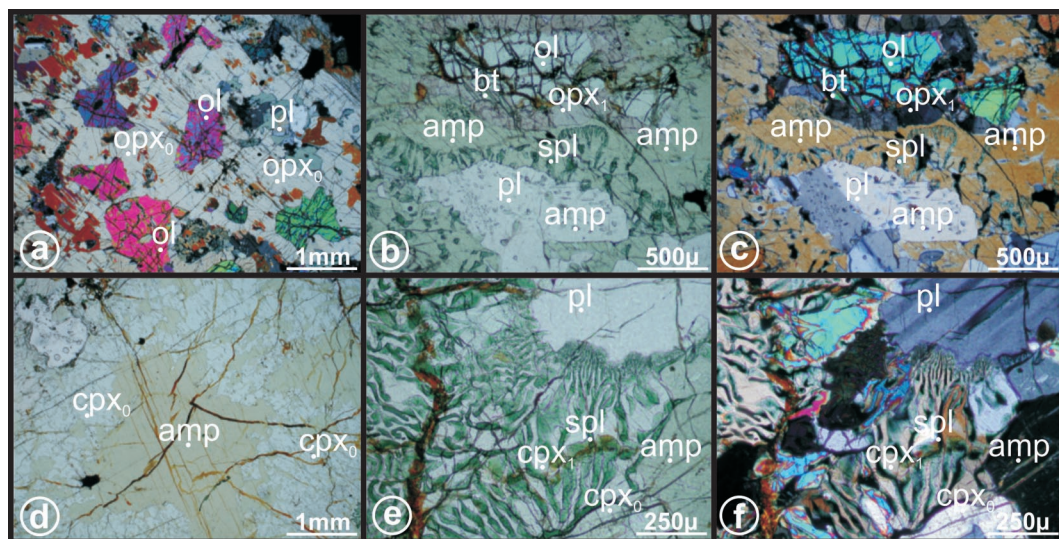
Más precisamente, en base al diagrama opx-cpx-pl (Le Maitre, 2002), se determinó que la muestra M1 es a una norita olivínica con clinopiroxeno ( $opx_0 + ol + pl + cpx_0 + sulfuros$ ) y la muestra M2 es un gabro olivínico con ortopiroxeno ( $cpx_0 + pl + ol + opx_0$ ).

**Norita olivínica con clinopiroxeno (Muestra M1):** las fases minerales primarias que constituyen esta roca son  $opx_0 + ol + pl + cpx_0 + sulfuros$ . Los cristales de ortopiroxeno ( $Opx_0$ ) poseen formas anhedralas y tamaños variables entre 3,2 y 6,4 mm; el olivino está presente principalmente como cristales intersticiales de forma subhedral a anhedral que pueden alcanzar una dimensión de 2 mm, estos cristales presentan abundantes fracturas, las cuales pueden estar rellenas por minerales opacos. Este mineral también se presenta como inclusiones anhedralas de tamaño variable, entre 0,4 y 1 mm, en los cristales de ortopiroxeno ( $opx_0$ ) mencionados anteriormente (figura. 2a). Los cristales de plagioclasa son anhedralas, con dimensiones variables entre 0,2 y 1,6 mm, y contienen numerosas inclusiones pseudoparalelas de cristales de anfíbol de hábito prismático con longitudes de entre 0,08 y 0,4 mm. Por su parte los cristales de clinopiroxeno ( $cpx_0$ ) son anhedralas y de tamaño variable entre 0,4 y 1,6 mm.

En esta muestra se reconocen arreglos texturales de tipo coronítico, los cuales presentan una



**Figura 1.** a) Mapa geológico del área de la faja de rocas máficas-ultramáficas La Jovita-Las Águilas (modificado de von Gosen y Prozzi, 1998). b) Mapa geológico del cuerpo ígneo Las Higueras (modificado de Ferracutti *et al.*, 2007), en el que se indica la ubicación de las muestras M1 y M2.



**Figura 2.** Gabronorítas olivínicas de Las Higueras: a) Cristal de ortopiroxeno ( $opx_0$ ) con inclusiones de olivino (ol); b-c) textura coronítica ol:opx( $opx_1$ ):amp:simplectita amp+spl:pl; d) cristal de clinopiroxeno ( $cpx_1$ ) con reemplazo de anfíbol; e-f) intercrecimientos simplectíticos entre clinopiroxeno ( $cpx_1$ ) y espinelo verde (spl), este último con los arreglos vermiculares pseudoparalelos.

secuencia en forma de capas compuesta por ol:opx( $opx_1$ ):amp:simplectita amp+spl:pl, entre los cristales de olivino y plagioclasa primarios (figuras 2b y c). En estos arreglos texturales, los cristales de olivino primario están rodeados por capas de espesor variable entre 0,08 y 0,4 mm, compuestas por cristales de ortopiroxeno ( $opx_1$ ) dispuestos en forma perpendicular al contacto ol- $opx_1$ , las cuales ocasionalmente presentan inclusiones de cristales de biotita cloritizados, cuyo tamaño puede alcanzar los 0,15 mm. Alrededor de estas bandas de ortopiroxeno ( $opx_1$ ) es posible observar capas monominerales de anfíbol, con espesores que varían entre 0,2 y 0,4 mm, las cuales son a su vez rodeadas por capas de hasta 1,2 mm de espesor, en las que el anfíbol forma intercrecimientos simplectíticos con espinelo verde. En estos arreglos simplectíticos, los cristales de espinelo presentan arreglos vermiculares subparalelos.

El análisis calcográfico permitió determinar que los sulfuros constituyen la fase más abundante, mientras que los óxidos se presentan en menor proporción, constituyendo entre ambos el 5% de la moda mineral. Los sulfuros corresponden a pirrotina de hasta 0,1 mm de diámetro con exsoluciones "llamas (flamelike)" de pentlandita y/o calcopirita asociada. Los óxidos están representados únicamente por magnetita, la cual reemplaza parcialmente a la pirrotina. Los sulfuros y óxidos descritos están presentes principalmente como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno ( $opx_0$ ) y clinopiroxeno( $cpx_0$ ) primarios, de manera intersticial y como inclusiones en los cristales de ortopiroxeno ( $opx_1$ ) que conforman las bandas coroníticas, y

además en los límites de las bandas  $opx_1$ -amp. Otro rasgo frecuente es la presencia de fracturas en los cristales olivino rellenas por pirrotina y magnetita, así como de cristales de pirrotina de tamaño inferior a 0,02 mm asociados a los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol y espinelo.

**Gabro olivínico con ortopiroxeno (Muestra M2):** los minerales primarios están representados por  $cpx_0$ +pl+ol+ $opx_0$ . Los cristales de clinopiroxeno ( $cpx_0$ ) son anhedrales, con un tamaño máximo de 5,2 mm y presentan frecuentes reemplazos pseudomórficos (parciales a casi totales) por anfíbol (figura 2d). Los cristales anhedrales de plagioclasa tienen tamaños variables entre 0,4 y 3,6 mm con abundantes inclusiones pseudoparalelas de anfíbol de hábito prismático y cuyo tamaño varía entre 0,04 y 0,14 mm. El olivino está representado por cristales fuertemente fracturados de tamaño variable entre 0,4 y 1,6 mm, en los cuales las fracturas están rellenas por iddingsita. Los cristales de ortopiroxeno ( $opx_0$ ) son escasos, de morfología anhedral, con tamaño de entre 0,4 y 2 mm.

En esta muestra se puede reconocer la presencia de escasos arreglos texturales coroníticos, en los cuales los cristales de olivino primarios están rodeados por bandas que varían entre 0,2 y 0,4 mm de espesor conformadas por cristales de ortopiroxeno ( $opx_1$ ). Otro rasgo destacado es la presencia de intercrecimientos simplectíticos entre clinopiroxeno ( $cpx_1$ ) y espinelo verde, con dimensiones variables entre 0,2 y 0,6 mm, en los cuales los cristales de espinelo presentan arreglos vermiculares pseudoparalelos (figuras 2e y f).

El estudio calcográfico reveló que los sulfuros

y óxidos son escasos (<1%). Entre los sulfuros predominan los cristales de calcopirita reemplazados por covelina, cuyas dimensiones pueden llegar a 0,6 mm. También se identificaron cristales de pirrotina con reemplazos de magnetita y tamaños de hasta 0,4 mm. Estas fases minerales están presentes principalmente como inclusiones en los cristales de clinopiroxeno primarios (cpx<sub>0</sub>) reemplazados por anfíbol.

**Discusiones y conclusiones.** En este trabajo, la comparación de las paragénesis de las muestras M1 y M2 con las definidas por Ferracutti *et al.* (2007) para las rocas aflorantes en los cuerpos máficos-ultramáficos Las Higueras, Las Águilas y Virorco, permitió determinar la existencia de niveles rocosos aflorantes portadores de olivino, lo cual no fue reconocido previamente en las rocas que integran el sector Sur de la faja La Jovita-Las Águilas, y se identifican y describen por primera vez texturas de tipo coroníticas para este cuerpo ígneo.

Las texturas coroníticas descritas por Brogioni *et al.* (2007) en rocas metagabronoríticas del cuerpo máfico El Arenal presentan similitudes particularmente con la muestra M1 estudiada en el presente trabajo. Por un lado, una secuencia de capas alrededor de los cristales de olivino y plagioclasa primarios constituida por ol:opx:simplectita cpx+spl/simplectita amp+spl:pl definida por estos autores es similar al arreglo coronítico definido en la muestra M1 compuesto por ol:opx<sub>1</sub>:amp:simplectita amp+spl:pl, sin embargo, cabe destacar que mientras que en la muestra estudiada la corona dominante está conformada por una capa monomineral de anfíbol, en las muestras de El Arenal la misma es escasa. Otra similitud observada es la presencia de capas coroníticas constituidas por opx+sulfuros+óxidos de Fe.

En lo que respecta a las fases minerales primarias, Brogioni *et al.* (2007) definieron una paragénesis compuesta por ol+pl+opx+flogopita+óxidos+sulfuros de Fe, mientras que en las muestras estudiadas de Las Higueras la paragénesis está constituida por opx<sub>0</sub>+ol+pl+cpx<sub>0</sub>+sulfuros de Fe-Ni y Cu, en el caso de la muestra M1, y cpx<sub>1</sub>+ol+pl+opx<sub>0</sub>, en el caso de la muestra M2. Esto sugiere que diversas características de las texturas coroníticas, tales como las secuencias de capas que las conforman o el tipo de intercrecimiento simplectítico más abundante, podrían estar estrechamente vinculadas a las características de las fases minerales primarias que constituyen cada roca.

Otra particularidad observada en las muestras estudiadas es la presencia de minerales opacos asociados tanto a minerales primarios como a minerales que constituyen los arreglos coroníticos. Esto sugiere que los sulfuros estarían asociados a más de un estadio de formación dada su presencia como inclusiones en los silicatos primarios, en algu-

nas de las coronas y como relleno de fracturas. Por otra parte, los óxidos corresponderían a fases minerales posteriores formadas por reemplazo de los sulfuros preexistentes.

En cuanto a la génesis de las texturas coroníticas, cabe destacar que lo propuesto por Mongkol-tip y Ashworth (1983) y Esbensen (1978), quienes sugieren que este tipo de texturas se originan en rocas en las cuales dos fases minerales, como olivino y plagioclasa, no son estables bajo condiciones metamórficas en facies de anfíbolita, es coincidente con las características de las rocas estudiadas de Las Higueras. Sin embargo no puede descartarse lo propuesto por Joesten (1986) y de Haas *et al.* (2002), quienes postulan un origen magmático para la formación de este tipo de coronas. Es por ello que la realización de análisis geoquímicos en las muestras de interés es fundamental para la determinación de la génesis. Tales estudios nos permitirán definir las reacciones químicas que dieron origen a las secuencias minerales identificadas y las condiciones termodinámicas imperantes.

**Agradecimientos.** Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos 24/H131 de la SGCyT-UNS y PIP 112-201101-00285/12 del CONICET, otorgados a E. Bjerg y el proyecto PICT2014-1721 de la ANPCYT otorgado a G. Ferracutti.

## BIBLIOGRAFÍA

- Brogioni, N., Cruciani, G., Franceschelli, M. y Vasselli, O. 2007. Evolución metamórfica de las melagabronoritas coroníticas de El Arenal, faja máfica-ultramáfica El Destino-Las Águilas, Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (1): 13-24.
- de Haas, G. L. M., Nijland, T. G., Valbracht, P. J., Majer, C., Verschure, R. y Andersen, T. 2002. Magmatic versus metamorphic origin of olivine-plagioclase coronas. Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (5): 537-550.
- Esbensen, K. H. 1978. Coronites from the Fongen gabbro complex, Trondheim Region, Norway: role of water in the olivine-plagioclase reaction. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 132 (2): 113-135.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. y Mogessie, A. 2007. Petrología y geoquímica de las rocas máficas-ultramáficas del área río Las Águilas-arroyo Los Manantiales, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 405-416.
- Joesten, R. 1986. The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway. Mineralogical Magazine 50 (357): 441-467.



- Kilmurray, J. O. y Villar, L. M. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En Yrigoyen, M. (Eds.) Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. VIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54, San Luis.
- Le Maitre, R. W. 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Second Edition. En Le Maitre, R. W. (ed.) Cambridge University Press, 236 p., Oxford.
- Mongkoltip, P. y Ashworth, J. 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite forming reaction: restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology* 24 (4): 635-661.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. J., Rapela, C. W. (Eds.). The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publication 142: 235-258.

## CARACTERIZACIÓN DE LA BRECHA TURMALINIZADA DEL "CERRO NEGRO", PROYECTO MINERO EL PUESTO, MACIZO DEL DESEADO

Carlini Mercedes<sup>1,2</sup>; Moreira Pilar<sup>1,2</sup>; Echeveste Horacio J.<sup>1,3</sup>; Tessone Mario O.R.<sup>1</sup>; Fernández Raúl R.<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Calle 64 y 120 (CP 1900), La Plata.

E mail: mercedes.carlini@gmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET).

<sup>3</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA).

**Resumen.** El proyecto minero El Puesto es un depósito epitermal aurífero propiedad de S.J.M. S.A., ubicado en el sector sud-occidental del Macizo del Deseado, a 75 km al NE de la localidad de Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Durante la etapa inicial de mapeo se reconoció, en el cerro Negro, una brecha con fuerte alteración hidrotermal que determinó su posterior exploración. Se trata de una brecha turmalinizada polimíctica de color gris oscuro a negro con clastos de pórfido riolítico, ignimbrita rica en pómez y líticos, ignimbrita tobácea y rocas silicificadas y argilizadas, en general de tipo caótica con textura matriz sostén. En algunos sectores es monomíctica, desarrollada en la ignimbrita rica en pómez y líticos, con textura clasto sostén y con un ajuste de tipo en grietas ("crackle") y mosaico. La turmalina corresponde a la especie dravita. La intrusión de pórfidos en niveles poco profundos, habrían aportado los fluidos hidrotermales ricos en boro responsables del fracturamiento y formación de la brecha. Los valores anormales de oro registrados evidencian un tipo de mineralización que no había sido identificada previamente en depósitos epitermales del Macizo del Deseado.

**Palabras claves.** Brecha turmalinizada, epitermal, Macizo del Deseado.

**Abstract.** The El Puesto mining project is an epithermal gold deposit property of S.J.M. S.A., located in southwestern sector of Deseado Massif, 75 km NE of Gobernador Gregores town, Santa Cruz. During the initial stage of mapping, in the "cerro Negro" area was recognized a breccia with strong hydrothermal alteration. This alteration determined its further exploration. It is a dark gray to black turmalinized polymictic breccia with rhyolite porphyry clasts, pumice-lithic ignimbrite, tuff ignimbrite and silicified and argilized rocks, with matrix support texture and chaotic adjustment. In some

sectors is a pumice-lithic ignimbrite monomictic breccia with clast support texture and crackle and mosaic adjustment. It tourmaline corresponds to the dravite species. Shallow levels rhyolitic porphyry intrusion, would have provided boron rich hydrothermal fluids responsible of fracturing and breccia formation. Recorded abnormal values show a gold mineralization type had not been previously identified in Deseado Massif epithermal deposits.

**Keywords.** Turmalinized breccia, epithermal, Deseado Massif.

**Introducción.** Los minerales del grupo de la turmalina son accesorios en varios tipos de rocas y pueden proceder de distintos orígenes, están presentes en rocas metamórficas, granitoides peraluminosos y pegmatitas y como mineral detrítico en rocas sedimentarias en su carácter de resistato. Además son comunes en depósitos minerales relacionados con fluidos hidrotermales, especialmente asociado a brechas producto de fracturamiento hidráulico en las partes apicales de los cuerpos graníticos (Dini *et al.* 2008) o en "pipes" de intrusivos subvolcánicos vinculados a mineralizaciones de Cu y/o Mo (Landtwing *et al.* 2002, Frikken *et al.* 2005, Sillitoe, 2010, Dill *et al.* 2012).

La presencia de turmalina en depósitos epitermales es poco frecuente, puede aparecer como mineral minoritario en la ganga de algunos yacimientos de alta sulfuración (Yang *et al.* 2009) o epitermales asociados a ambientes de pórfidos (Le Fort *et al.* 2011, Baksheev *et al.*, 2012), en algunos casos vinculado a alteración argílica avanzada (Juliani *et al.* 2005). En el depósito epitermal Sari Gunay (Irán), Richards *et al.* (2006) describen mineralizaciones de oro asociadas a brechas y vetas de turmalina y cuarzo vinculadas a una intensa sericitización y silicificación. En depósitos epitermales del Macizo del Deseado, de sulfuración baja a intermedia, solamente se ha detectado este mineral en una brecha freatomagmática asociada a la mineralización de Manantial Espejo (Echeveste *et al.* 2010) y en una brecha hidrotermal del prospecto aurífero Alto Rico en la zona de Bajo Pobre (Pérez *et al.* 2007).

En la presente contribución se describe una notable turmalinización, que afecta las brechas que afloran en el cerro Negro del área de exploración por metales preciosos El Puesto (propiedad de S.J.M. S.A.), situada a unos 75 km al NE de la localidad de Gobernador Gregores en el sector sud-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz (figura 1a). Este estudio forma parte de una investigación más amplia sobre la alteración hidrotermal y depósitos epitermales de ese prospecto, que lleva a cabo la primera autora en el marco de su tesis doctoral en la FCNyM-UNLP.

**Metodología.** Se realizó un mapeo geológico

detallado del área de estudio, con especial detalle en los afloramientos de la brecha del cerro Negro y se seleccionaron muestras para distintos estudios de gabinete. Las texturas de la brecha fueron examinadas en muestra de mano y con lupa binocular, así como también mediante estudios petrográficos y calcográficos que se realizaron con microscopía óptica en el Instituto de Recursos Minerales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. Como complemento para definir el mineral específico dentro del grupo de la turmalina se efectuó un análisis mediante difracción de rayos X sobre roca total (muestra al natural seca al aire), en un difractómetro Philips PW 3710 con ánodo de cobre de esa institución.

**Geología.** A escala regional, de acuerdo a Panza *et al.* (1997) en el área aflora principalmente la Formación Chon Aike (Jurásico medio a superior) y en menor proporción, coladas de basaltos pliocenos de la Formación La Angelita (figura 1b). El área estudiada es una planicie levemente ondulada, en gran parte cubierta por relleno moderno con algunas prominencias entre las que destaca el cerro Negro (855 msnm).

En las partes más elevadas del cerro Negro se reconocieron brechas turmalinizadas en numerosos afloramientos de dimensiones reducidas (figura 1c), que integrados forman un semicírculo en plan-ta que abarca una superficie del orden de 3,5 hm<sup>2</sup> (figura 1c). Las laderas están cubiertas por regolito y derrubio de falda, con escasos asomos de una ignimbrita rica en pómez y litoclastos, con moderada proporción de cristales de cuarzo y plagioclasa, en ocasiones turmalinizada (no mostrados en la figura 1 por razones de escala).

Las rocas jurásicas que rodean al cerro Negro son: brecha piroclástica, ignimbrita tobácea, pórfido riolítico y conglomerados (figura 1b). La ausencia de contacto entre estas unidades no permite definir sus relaciones estratigráficas, con excepción del conglomerado que suprayace a la ignimbrita tobácea. La brecha piroclástica aflora en el cerro Cónico (figura 1b) y está compuesta por fragmentos pumíceos de hasta 2 cm, cristaloclastos de cuarzo de hasta 0,7 cm y escasos líticos inmersos en una matriz rica en ceniza. La ignimbrita tobácea contiene cristaloclastos de cuarzo y feldespato potásico de hasta 2 mm y pequeños litoclastos de rocas volcánicas afaníticas (hasta 3 mm), inmersos en una matriz vitroclástica de grano fino. El pórfido riolítico, expuesto principalmente al SE del cerro Negro (figura 1b), es rico en cristales de cuarzo y plagioclasas euhedrales a subhedrales en una pasta microcristalina en la que se distinguen tabillas de plagioclasas no orientadas y minerales opacos; presenta una moderada a intensa argilización (illita e interestratificados illita-esmectita) y silicificación con abundantes vetillas de cuarzo y

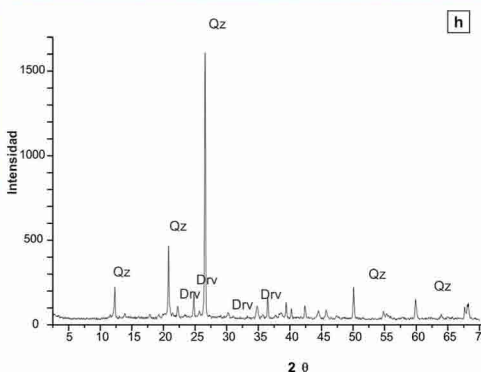
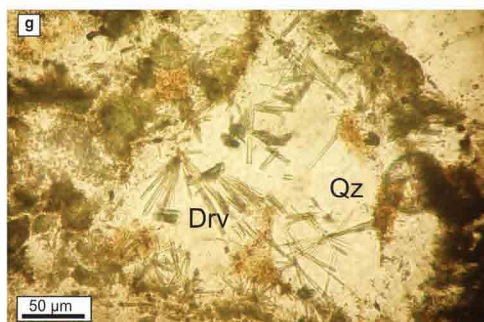
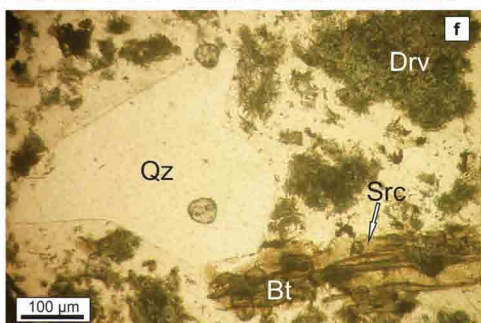
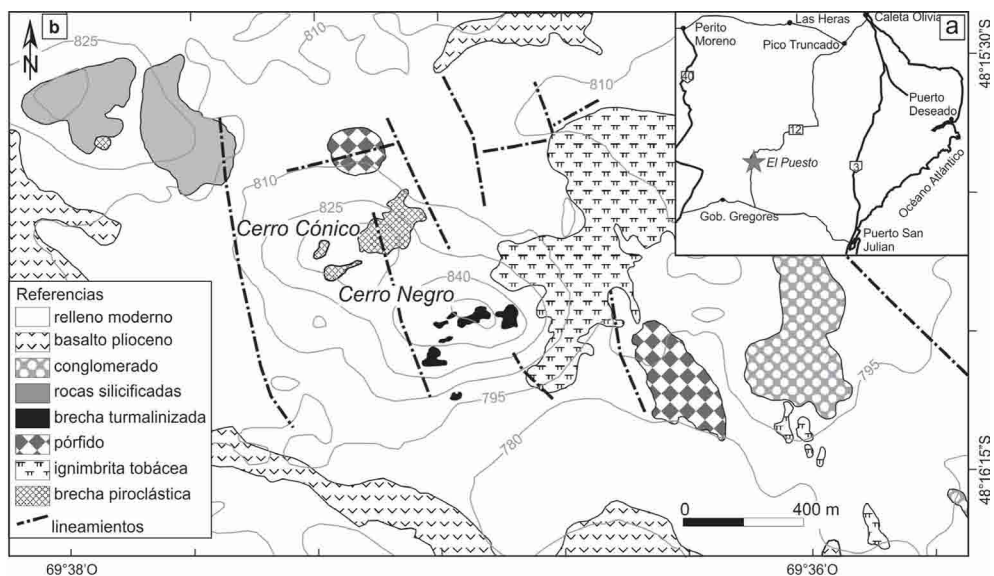
adularia de forma rómbica. Se reconoció además pirita oxidada diseminada. El conglomerado es oligomítico y se dispone en un banco subhorizontal de 1,5 m de espesor con marcada estratificación y textura matriz sostén; los clastos son subsobredondeados y corresponden a lavas e ignimbritas ácidas de hasta 10 cm.

**Brecha turmalinizada.** La brecha del cerro Negro es polimítica y en general matriz-sostén de tipo caótica (sensu Mort y Woodcock 2008, figura 1d). Los fragmentos son de la ignimbrita tobácea, de la ignimbrita rica en pómez y líticos, de una roca porfírica con fenocristales pequeños de cuarzo, feldespato y biotita alterados y de rocas intensamente argilizadas y/o silicificadas cuya composición no puede establecerse. Son sub-redondeados y en menor proporción sub-angulosos y alcanzan hasta 10 centímetros. La matriz está compuesta por fragmentos de igual composición sub-angulosos a angulosos de pocos milímetros, cementados por un material con color gris oscuro a negro. En algunos sectores, esta brecha está en contacto neto, en ocasiones transicional, con una brecha monomítica compuesta por clastos de la ignimbrita rica en pómez y líticos con textura clasto sostén con un ajuste de tipo en grietas ("crackle", figura 1e) y mosaico (Mort y Woodcock, 2008).

Esta brecha está afectada por una intensa turmalinización que reemplaza gran parte de la matriz y parcialmente los fragmentos (figura 1f), en algunos casos formando sólo un reborde de unos 5 mm de espesor; al microscopio la turmalina se presenta como un agregado de grano muy fino, verdoso y de aspecto turbio, que constituye masas irregulares de hasta 150 mm; en estos casos es común su asociación con escamas de sericita de unos 30 mm (figura 1f). Además participa en el relleno de espacios abiertos como vetillas y cavidades irregulares, donde la turmalina de color verde claro se dispone como cristales aciculares aislados o en agregados de disposición fibro-radial (figura 1g), normalmente en un agregado de cuarzo de grano fino (50-100 mm). De acuerdo al difractograma de rayos X (figura 1h) la especie del grupo de la turmalina es dravita [NaMg<sub>3</sub>Al<sub>6</sub>(BO<sub>3</sub>)<sub>3</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>18</sub>(OH)<sub>4</sub>]. Como relleno también participa cuarzo microcristalino (< 10 mm) originado por recristalización de calcedonia, que ocupa principalmente las porciones centrales de las cavidades y fisuras.

Muestreos en superficie previos a este trabajo, tanto de afloramientos como de regolito, determinaron valores de oro de varios cientos de ppb junto a fuertes anomalías de arsénico y antimonio (S.J.M. S.A., 2007; información confidencial). Además, excepcionalmente se observaron granos aislados de oro nativo de 1-2 milímetros.

**Interpretación.** De acuerdo a Jébrak (1997) las brechas hidrotermales constituyen una subcla-





**Figura 1 (página anterior).** a) Ubicación del proyecto El Puesto en el Macizo del Deseado, Santa Cruz. b) Mapa geológico del área. c) Afloramientos de la brecha turmalinizada de cerro Negro. d) Brecha polimíctica con textura matriz-sostén con ajuste tipo caótica. e) Contacto entre brecha polimíctica y brecha monomíctica (a la derecha) con textura clasto sostén con un ajuste de tipo en grietas («crackle»); las flechas blancas señalan las guías turmalinizadas generadas por el agrietamiento. f) Fotomicrografía de fragmento de brecha polimíctica turmalinizada donde se observa cristal de biotita parcialmente reemplazado (Bt) por dravita (Drv) y sericita (Src), agregados de dravita en la matriz (Drv) y cristaloclasto de cuarzo (Qz). g) Fotomicrografía de cavidades irregulares rellena por cuarzo (Qz) y por cristales aislados o agregados fibro-radiados de dravita (Drv). h) Difractograma de rayos X que muestra que se trata de una turmalina de la especie dravita (drv) acompañada por cuarzo (Qz).

se de la familia de las brechas en la cual la roca brechada interactúa con soluciones hidrotermales. La participación de fluidos hidrotermales en la formación de la brecha turmalinizada del cerro Negro queda demostrada por el moderado a abundante cemento de ese origen y permite clasificarlas como una brecha hidrotermal en sentido amplio (Sillitoe, 1985; Davies *et al.* 2008).

La estructura interna caótica de la variedad polimíctica indicaría un ambiente relacionado a fenómenos explosivos con dilatación repentina, transporte y rotación de los fragmentos; como consecuencia de esto último participan abundantes clastos subredondeados producto de la abrasión, que generó además las partículas pequeñas que conforman la matriz. Esta brecha pasa en forma neta, ocasionalmente transicional, a la variedad monomíctica en grietas y en mosaico; este tipo de ajuste de los fragmentos (tipo «rompecabezas») evidencia el aumento de volumen con escaso a nulo transporte y movimiento de los fragmentos, que puede ser asignado a un fracturamiento hidráulico. Los mecanismos de formación planteados, son consistentes con la propuesta de origen múltiple de las brechas hidrotermales (Sillitoe, 1985). Los fluidos hidrotermales más tempranos produjeron un fuerte reemplazo por turmalina y sericita tanto en fragmentos como en la matriz y precipitaron turmalina + cuarzo como relleno de cavidades irregulares y fisuras; la disminución de la proporción de turmalina en las porciones centrales de esas cavidades, permite interpretar un cambio de los fluidos en la etapa tardía. La fuente más probable de los fluidos ricos en boro habrían sido intrusivos poco profundos con exsolución de volátiles en su porciones apicales, que generaron una sobrepresión que pudo ser responsable de la actividad explosiva. Los pórfidos riolíticos aflorantes en las inmediaciones del cerro Negro, no presentan indicios de alteración turmalínica, por lo que esta alteración se relacionaría a intrusivos no aflorantes.

Hasta el momento no ha sido posible establecer la relación entre la turmalinización y la mineralización aurífera, pero asumiendo procesos similares a los que formaron el depósito de Sary Gunay (Richards *et al.* 2006), se interpreta que la brecha del cerro Negro fue una litología favorable para la circulación de fluidos tardíos ricos en oro. Estos

fluidos, de menor temperatura que aquellos en equilibrio con la turmalina, serían responsables de la precipitación de la calcedonia y la alteración argílica y de cuarzo-adularia registrada en las inmediaciones del cerro Negro. La signatura geoquímica asociada al oro con fuertes anomalías en As y Sb es también una evidencia de un ambiente somero de baja temperatura (Hedenquist y Henley 1985).

**Conclusión.** El cerro Negro está conformado por una brecha con fuerte turmalinización (alteración cuarzo-turmalínica). En mayor proporción participa una variedad polimíctica matriz sostén con fragmentos subredondeados y estructura caótica, formada por mecanismos de transporte con rotación de fragmentos conducidos por fluidos hidrotermales. La variedad monomíctica asociada, fue originada por fracturamiento hidráulico provocado por fluidos hidrotermales a alta presión, que generaron los ajustes en grieta y en mosaico.

Los fluidos magmáticos ricos en boro responsables de la alteración turmalínica estarían asociados a intrusivos no aflorantes, ya que los pórfidos reconocidos en las inmediaciones del cerro Negro, no presentan indicios de esta alteración.

Los valores anormales de oro que se registran en la brecha turmalinizada, indican un tipo de mineralización que no había sido identificada previamente en los depósitos epitermales del Macizo del Deseado; además son escasas las menciones de la asociación oro-turmalina en yacimientos de este tipo a nivel mundial (Richards *et al.* 2006).

**Agradecimientos.** A la empresa S.J.M. S.A., por haber permitido la publicación de los resultados de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Baksheev, I. A., Plotinskaya, O.Y., Yapaskurta, V.O., Vigasina, M.F., Bryzgalov, I.A., Groznova, E.O., y Marushchenko, L.I. 2012. Tourmaline from deposits of the Birgil'da-Tomino ore cluster, South Urals. *Geology of Ore Deposits* 54 (2): 458-473.
- Davies, A.G.S., Cooke, D.R., Gemmell, J.B., van Leeuwen, T., Cesare, P. y Hartshorn, G. 2008. Hydrothermal breccias and veins at the

- Kelian Gold Mine, Kalimantan, Indonesia: Genesis of a large epithermal gold deposit. *Economic Geology* 103 (4): 717-757.
- Dill, H.G., Garrido M.M., Melcher, F., Gomez, M.C. y Luna, L.I. 2012. Depth-related variation of tourmaline in the breccia pipe of the San Jorge porphyry copper deposit, Mendoza, Argentina. *Ore Geology Reviews* 48: 271-277.
- Dini, A., Mazzarini, F., Musumeci, G. y Rocchi, S. 2008. Multiple hydro-fracturing by boron-rich fluids in the Late Miocene contact aureole of eastern Elba Island (Tuscany, Italy). *Terra Nova* 20 (4): 318-326.
- Echeveste, H., Rodriguez, M.E. y López, L. 2010. Caracterización de la alteración hidrotermal del yacimiento epitermal (Ag-Au) Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 2010:179-186. Río Cuarto, Córdoba.
- Frikken, P.H., Cooke, D.R., Walshe, J.L., Archibald, D., Skarmeta, J., Serrano, L. y Vargas, R. 2005. Mineralogical and Isotopic Zonation in the Sur-Sur Tourmaline Breccia, Río Blanco-Los Bronces Cu-Mo Deposit, Chile: Implications for Ore Genesis. *Economic Geology* 100 (5): 935-961.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111-134.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Correia Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R., y Alcover Neto, A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajó's gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215: 95-125.
- Hedenquist J.W. y Henley R.W. 1985. Hydrothermal Eruptions in the Waiotapu Geothermal System, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology* 80 (6): 1640-1668.
- Landtwing, M.R., Dillenbeck, E.D., Leake, M.H. y Heinrich, C.A. 2002. Evolution of the Breccia-Hosted Porphyry Cu-Mo-Au Deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive Unroofing of a Magmatic Hydrothermal System. *Economic Geology* 97 (6): 1273-1292.
- Le Fort, D., Hanley, J., y Guillong, M. 2011. Subepithermal Au-Pd Mineralization Associated with an Alkalic Porphyry Cu-Au Deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Economic Geology* 106 (5): 781-808.
- Mort, K. y Woodcock, N.H., 2008. Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology* 30 (6): 701-709.
- Panza, J.L., Marín, G. y Zubia, M. 1997. Hoja Geológica 4969-1 Gobernador Gregores. Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239, 96 p. Buenos Aires.
- Pérez, D., Bianchi C. y Ortíz, L. 2007. Alto Rico "un prospecto aurífero de baja sulfuración en el Macizo del Deseado", provincia de Santa Cruz. Publicación Especial N°1 de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas. Mutti, D.I. (Ed.), 97-108.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. y Ulrrich, T. 2006. Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran. *Economic Geology* 101 (8): 1455-1496.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore-Related breccias in volcano-plutonic arcs. *Economic Geology*, 80 (6): 1467-1514.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105 (1): 3-41.
- S.J.M. S.A. 2007, Informe El Puesto 2, (inédito) 50 p.
- Yang, F.Mao, J., Bierlein, F.P., Pirajno, F., Zhao, C., Ye, H. y Liu, F. 2009. A review of the geological characteristics and geodynamic mechanisms of Late Paleozoic epithermal gold deposits in North Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews* 35 (2): 217-234.

## EL VOLCANISMO NEÓGENO EN LA MARGEN ORIENTAL DE LA CUENCA DE COLLÓN CURÁ, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Carrea<sup>1</sup> Ismael y Leal<sup>1,2</sup> Pablo R.

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGEBA).

**Resumen.** El presente trabajo describe las características petrográficas de las Formaciones Tipilihuque, Basalto Cerro Petiso y Collón Curá y la impronta geoquímica de las últimas dos en los alrededores de la localidad de Sañicó. Las rocas que integran las Formaciones Basalto Cerro Petiso y Tipilihuque fueron clasificadas como basaltos en base a sus porcentajes modales mientras que aquellas de la Formación Collón Curá petrográficamente fueron clasificadas como una toba vítrea. La geoquímica demostró que tanto la Formación Tipilihuque como la Formación Cerro Petiso son basaltos calc-alkalinos con una impronta que se encuentra entre intraplaca y arco continental.

**Palabras Clave.** Cerro Petiso, Tipilihuque, Collón Curá.

**Abstract.** This paper describes the petrographical features of the Tipilihuque, Basalto Cerro Petiso and Collón Curá Formations as well as the geochemical signature of the last two around the area of Sañicó village. Cerro Petiso and Tipilihuque Formations samples were classified as basalts based on their modal percentages while the Collón Curá Formation rocks was classified as a vitreous tuff. On the other hand, geochemistry showed that both Tipilihuque Formation and Cerro Petiso Formation are calc-alkaline basalts with a tendency between intraplate and continental arc.

**Keywords.** Cerro Petiso, Tipilihuque, Collón Curá.

**Introducción.** Es de común acuerdo que la cuenca de Collón Curá es uno de los depocentros formados por un episodio de tectónica extensional que afectó distintos sectores del margen andino durante el Terciario. Esta deformación reactivo estructuras previas generando cuencas que fueron rellenadas desde el Paleógeno al Neógeno por secuencias volcánicas y continentales (Spalletti y Dalla Salda, 1996, García Morabito, 2010). En particular, entre los 33 y los 11 Ma se depositaron grandes secuencias volcanosedimentarias (Cucchi, 1998) que afloran en varios sectores de la cuenca y se dividen entre el relleno Paleógeno (Formación Auca Pan) y el relleno Neógeno. En la porción noreste de la cuenca, el Neógeno está representado

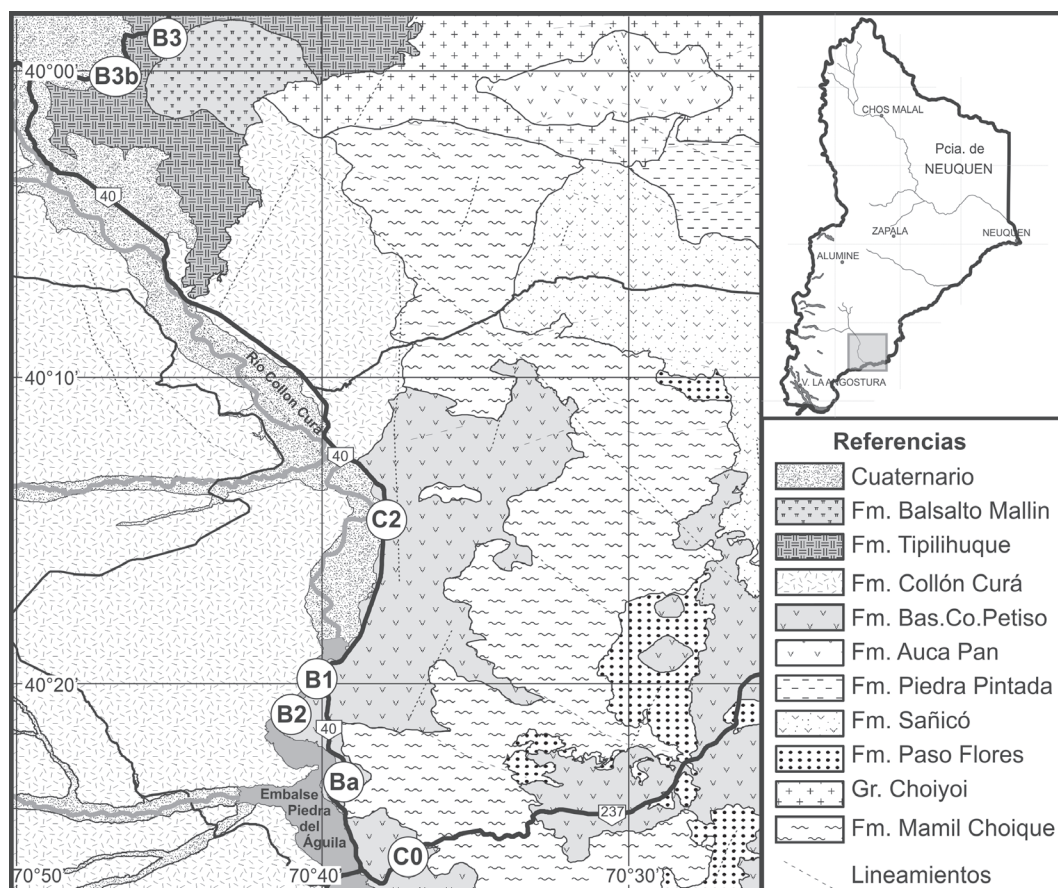
por las Formaciones: Basalto Cerro Petiso, Collón Curá y Tipilihuque. Si bien estas formaciones cuentan con estudios previos realizados por Linares *et al.* (1991), Cuchi (1998), Escoteguy y Franchi (2010) y Rovere (2000) ninguno de ellos incluye estudios petrológicos de detalle para este sector de la cuenca. Por otro lado, la falta de estudios geocronológicos que permitan precisar la edad de cada formación obliga al estudio detallado de sus rasgos petrográficos y geoquímicos. Por lo tanto, el objetivo de esta contribución es caracterizar la petrología del volcanismo neógeno que aflora en esta porción de la cuenca para un mejor reconocimiento de cada unidad.

**Metodología.** Para el desarrollo de este trabajo se estudiaron 22 localidades de las cuales se seleccionaron 18 para la caracterización petrográfica en detalle mediante microscopía óptica de polarización. Sólo 5 de las muestras analizadas resultaron aptas para su caracterización geoquímica. Los análisis se realizaron en los laboratorios de AcmeLabs donde se determinaron los elementos mayoritarios mediante espectrometría de emisión por inducción acoplada de plasma (ICP-OS); mientras que para los elementos traza se utilizó un espectrómetro masa (ICP-MS).

**Petrografía de las unidades neógenas del área de estudio.** En la zona de estudio los afloramientos de la secuencia volcanosedimentaria de edad neógena se extienden sobre la margen oriental del río Collón Curá formando estratos de decenas de metros de espesor que se encuentran disectados por el río homónimo (Fig. 1). A lo largo de más de 70 kilómetros estos estratos neógenos muestran una disposición homoclinal y sobreyasan al basamento metamórfico de la región (Formación Mamil Choique).

**Formación Basalto Cerro Petiso.** Si bien la formación ocupa un área de 220 km<sup>2</sup>, la mayoría de su superficie se encuentra cubierta por derrubio, razón por la cual los perfiles más completos se encuentran mayormente sobre los cortes de la ruta nacional 40 y el río Collón Curá (Fig. 1). Esta formación se compone de coladas horizontales de basaltos cuyas texturas varían entre escoriácea y masiva, con sectores donde se desarrolla disyunción columnar (Fig. 2.a).

Macroscópicamente, son rocas de color negro y textura porfírica donde se reconocen fenocristales de olivinas anhedrales y piroxenos de 1 a 3 mm de largo en una pasta que solo presenta vesículas o amígdalas en algunos afloramientos (Fig. 2.a). Al microscopio los fenocristales de olivina euhedral (con alteración a iddingsita y bowlingita) y de augita (Fig. 2.a) representan un 10% del volumen total de la roca. La pasta posee textura intergranular y se encuentra compuesta por microlitos



**Figura 1.** Mapa geológico del área de estudio donde se indican las área de muestreo.

de plagioclasa, piroxenos, olivinas y minerales opacos. En algunos sectores (localidad Ba, Fig. 1), estas volcanitas varían la composición de la pasta a texturas intersetales con vidrio, menor tamaño de grano y mayor grado de alteración (principalmente a óxidos de hierro). En aquellos afloramientos donde se desarrollaron vesículas (localidad B1) las mismas se encuentran parcial o completamente rellenas por epidoto, carbonatos y zeolitas. Resulta importante destacar que la petrografía encontrada se condice con las observaciones de Cucchi (1998) quien estudio la petrografía de esta unidad en la misma área.

**Formación Collón Curá.** Si bien esta formación posee gran extensión, en la zona de estudio ocupa una superficie de 591 km<sup>2</sup>. Sus mejores afloramientos se hallan al oeste del río Collón Curá (fuera del área de interés), a excepción de un segmento que se preserva en la margen oriental. Hacia el sur, se encuentra fuertemente erosionada por la acción fluvial que eliminó su porción superior de composición sedimentaria hasta conferirle un aspecto mesetiforme debido a la mayor resistencia de

los bancos inferiores de ignimbritas (Fig. 2.b). Las facies clásticas se limitan a bancos de escasos metros de espesor que solo se preservan en los sectores donde los basaltos que los sobreyasen los protegieron de la erosión (Fig. 2.b). Se trata de banco de areniscas de colores claros con estratificación definida gruesa a muy gruesa.

Los afloramientos estudiados corresponden a las facies volcanoclásticas que se componen de tobas vítreas de color gris con tonalidades rosadas, en la cual se distingue una matriz de grano fino con aspecto terroso (Fig. 2.b). Al microscopio, se observa una roca mayormente compuesta por vitroclastos (63%) y cristaloclastos (27%) inmersos en una matriz (10%) vítrea con distintos grados de desvitrificación.

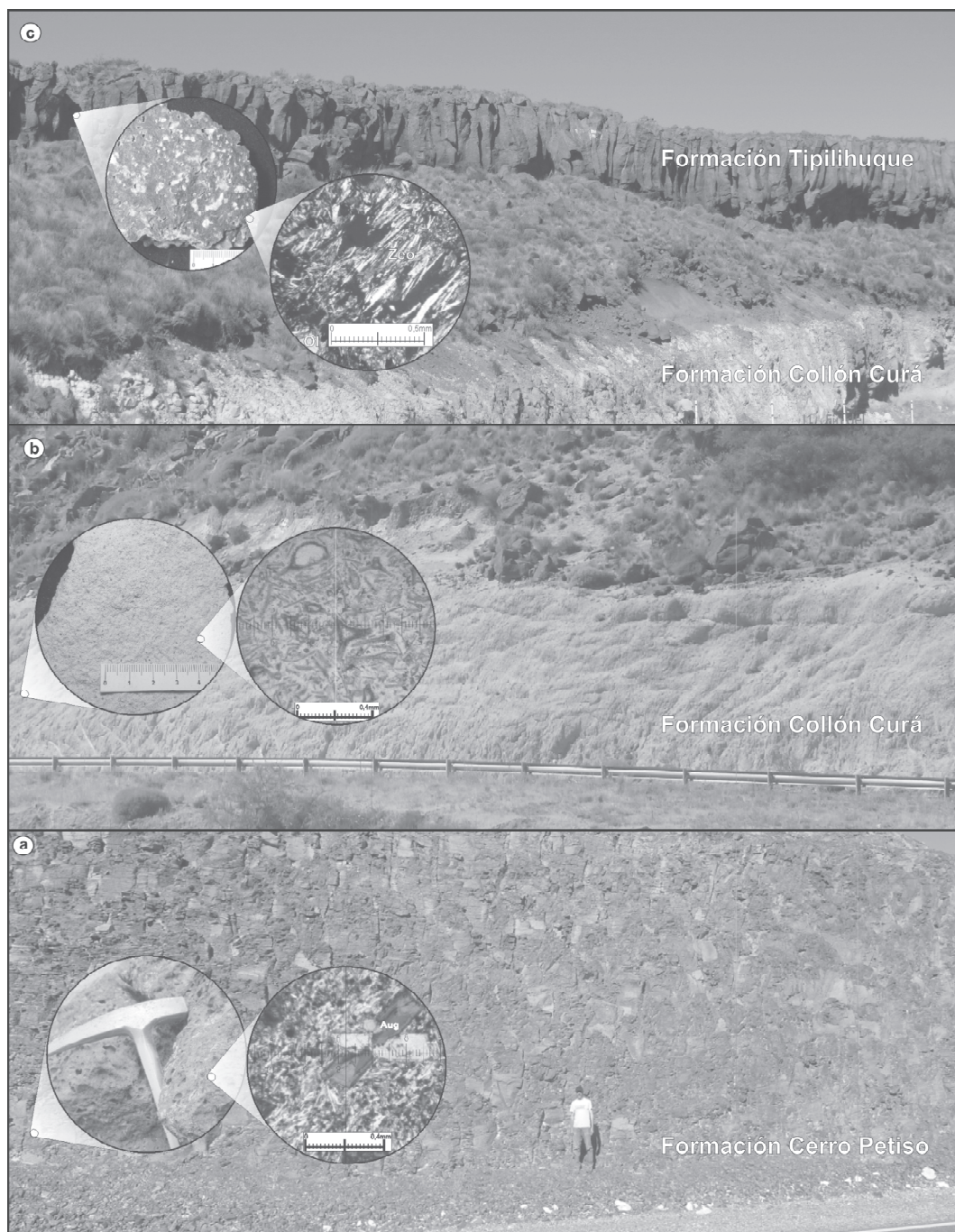
Los vitroclastos se componen principalmente de trizas (47%) sin deformación y frescos (Fig. 2.b) y fragmentos pumíceos (16%) que muestran bajo grado de desvitrificación.

Los cristaloclastos se componen de plagioclasa (22%) subhedral a euhedral de 1,2 milímetros de largo promedio sin alteración, cuarzo (3%) con bordes engolfados y un diámetro promedio de 0,3 milí-



metros, biotita (2%) de 0,4 milímetros de largo con bajo grado de alteración y cantidades subordinadas de piroxenos de tamaños más reducidos.

La petrografía encontrada se condice con lo descrito por Escoteguy y Franchi (2010) para afloramientos de Chapelco (Neuquén).



**Figura 2.** a) Afloramiento típico de la formación Cerro Petiso donde se observa una muestra de mano y un corte delgado representativo, b) foto de un frente de la Formación Collón Curá en el área de estudio donde se observan también las texturas macro y microscópica características, c) Afloramiento de la Formación Tipilihuque sobreyaciendo a las areniscas de la Formación Collón Curá.

**Formación Tipilihuque.** Esta formación se encuentra al noroeste del área de estudio, y comprende el plateau basáltico de unos 116 km<sup>2</sup> el cual se denomina Pampa de la Horqueta. En el perfil que expone la traza de la ruta nacional 40 se lo observa sobreyaciendo a las facies superiores de la Formación Collón Curá (Fig. 2.c).

Se reconoce fácilmente como coladas negras de basaltos faneríticos con disyunción columnar (Fig. 2.c), donde si bien predomina una estructura masiva por sectores se observan vesículas y amigdalas que ocupan hasta un 30% de su volumen.

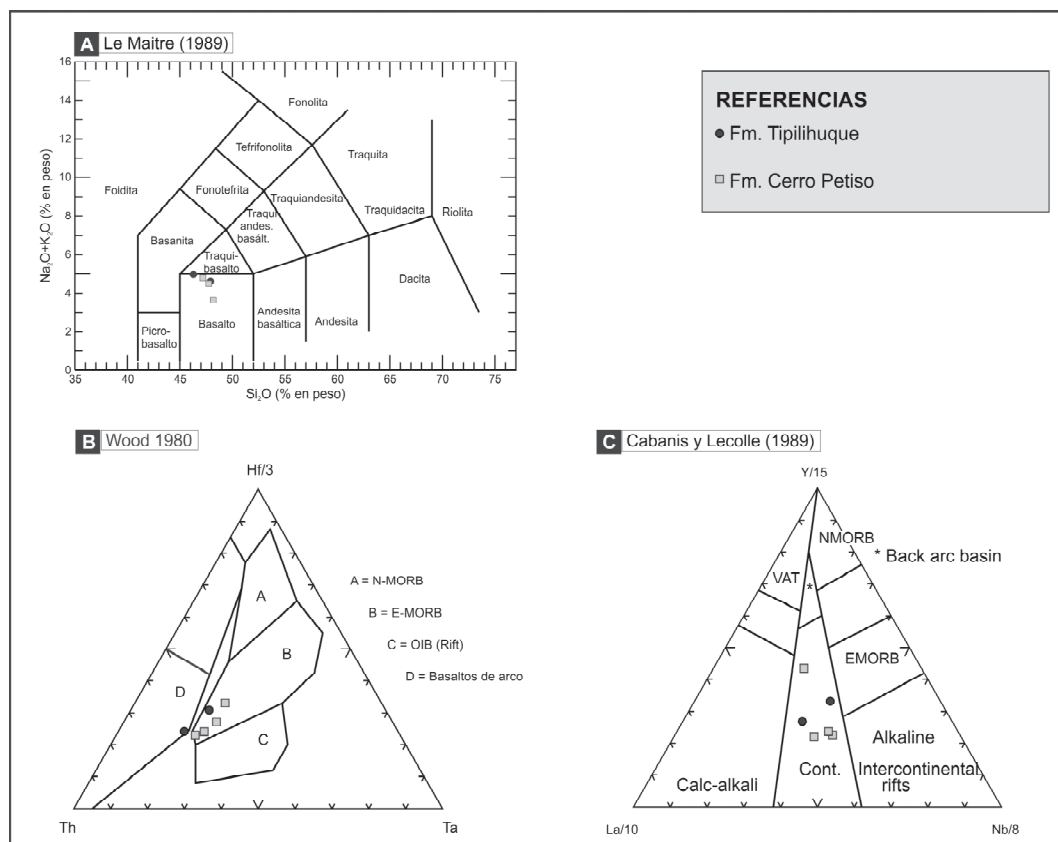
Al microscopio, se reconoce una roca de textura porfirica con pasta de textura intergranular. Los fenocristales se componen de prismas de olivina (5%) de 0,6 milímetros de tamaño promedio y una leve alteración a iddingsita. Le siguen en abundancia augita (3%) de tamaños más reducidos (0,3 milímetros en promedio) y prismas de plagioclasa (2%) de 0,5 a 1,1 milímetros de largo. La pasta representa el restante 90% del volumen de la roca y al igual que los fenocristales no evidencia procesos de alteración sobrepuestos. La mineralogía secundaria encontrada se limita al relleno parcial de las vesículas

de 2 a 3 milímetros de diámetro por carbonatos, zeolitas fibrosas (Fig. 2c) y cristobalita.

La paragénesis y las texturas observadas en la zona de estudio poseen iguales características a las observadas por Rovere (2000) en el mismo plateau.

**Geoquímica de las Formaciones Cerro Petizo y Tipilihuque.** De las litologías antes descritas, las Formaciones Cerro Petizo y Tipilihuque son las que no poseen estudios de su impronta geoquímica. Vattuone y Latorre (1998) realizaron solo estudios petrográficos, dentro del área de estudio, orientados a la caracterización de los minerales secundarios.

La tabla 1 compila los resultados obtenidos para este trabajo. El contenido de sílice versus álcalis es consistente con la mineralogía de las muestras puesto que el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) asigna a las muestras una composición basáltica (Fig. 3.a). Los valores altos de álcalis, que las acercan al campo de los traquibasaltos, posee una correlación directa con la presencia de minerales secundarios ricos en álcalis (micas y arcillas) rellenando intersticios de la pasta y/o microfracturas.



**Figura 3.** Discriminadores geoquímicos de las muestras analizadas. A) Diagrama de Le Maitre (1989), B) diagrama de Wood (1980), C) diagrama de Cabanis y Lecomte (1989).

**Tabla 1.** Composición de elementos mayoritarios y elementos traza de muestras representativas de las formaciones Cerro Petizo y Tipilihuque.

Formación	Cerro Petizo				Tipilihuque	
Muestra	B1	B2	C0	C2	B3	B3b
SiO <sub>2</sub>	47,59	48,06	48,13	48,25	48,12	46,58
TiO <sub>2</sub>	2	1,81	1,26	1,35	1,65	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,19	15,07	16,49	14,65	16,83	15,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,57	10,91	11,88	11,78	12,09	12,12
MnO	0,16	0,15	0,18	0,18	0,17	0,19
MgO	4,74	8,56	5,21	9,83	6,75	7,9
CaO	9,86	8,51	10,69	8,43	9,19	9,3
Na <sub>2</sub> O	3,11	2,92	3,04	2,88	3,44	3,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,049	0,051	0,031	0,076	0,029	0,035
K <sub>2</sub> O	1,58	1,47	0,35	1,46	1,02	1,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,36	0,31	0,44	0,3	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,5	1,9	2,2	0,4	0,2	0,6
Rb	27,4	27	2,7	35,1	16,5	34,2
Ba	380	350	289	375	236	516
Sr	613,8	574,3	491	652,6	539,3	829,9
V	233	215	197	198	227	220
Ni	104,4	113,4	28,8	211,9	77,1	126,1
Zr	137,7	126,1	65,7	132	122,9	143,3
Cu	35,9	48,2	25,4	54,4	40,9	40,2
Nb	19,4	16,6	5,7	17,6	13,7	15,7
Be	1	1	1	>0,1	2	3
La	20	18	9,2	22,4	14	24,1
Ce	39,8	39,1	19,3	44,5	29,1	46,1
Nd	25,1	22	13,9	23,1	19,1	27,7
Sm	5,51	4,98	3,5	4,61	4,26	5,89
Eu	1,67	1,63	1,22	1,49	1,52	2,02
Gd	5,78	5,19	4,28	4,45	5,14	6,44
Dy	4,44	3,78	4,16	3,4	4,4	4,85
Er	2,12	1,66	2,15	1,92	2,06	2,24
Yb	1,77	1,61	1,71	1,82	1,98	1,78
Y	19,7	17,7	18,7	18,9	23,1	23,6
Lu	0,22	0,23	0,23	0,25	0,28	0,25
Th	2,3	2,3	0,7	2,4	1,8	3,3
U	0,5	0,3	0,1	0,5	0,4	0,9
Zn	67	94	49	131	93	80
Co	36,1	39	33,7	39,2	40,8	38,2
Ga	17,3	17,2	17,2	15,6	18,6	17,9
As	0,6	0,8	1,1	0,6	2	1,5
Mo	0,4	0,8	0,3	0,9	0,9	1,2
Ag	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Sn	2	>0,1	>0,1	>0,1	1	>0,1
Sb	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Cs	0,3	0,4	>0,1	0,6	0,3	1,1
Hf	3,8	3,1	1,6	2,9	3,3	3,9
Ta	1,2	1	0,4	0,9	0,8	1
W	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	0,6
Tl	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Pb	0,8	0,9	1,2	0,7	1,6	1,8
Bi	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1
Pr	5,4	5,11	2,92	5,66	4,04	6,37
Tb	0,67	0,66	0,6	0,57	0,66	0,77
Ho	0,74	0,72	0,75	0,67	0,87	0,86
Tm	0,28	0,23	0,28	0,25	0,37	0,32
Cd	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1	>0,1

En el diagrama de Wood (1980), que permite determinar el ambiente tectónico de formación a partir de elementos inmóviles, las muestras estudiadas quedan en la transición entre el vulcanismo típico de E-MORB y los basaltos de arcos volcánicos (Fig. 3.b). Este desplazamiento hacia el Ta se atribuye al elevado contenido de minerales opacos que según Rollinson (1993) concentran a este elemento.

No obstante, en el diagrama de Cabanis y Lecomte (1989) (que no es afectado por la presencia de magnetita, la meteorización o el metamorfismo) las muestras quedan contenidas dentro del campo de los basaltos continentales de trasarco que es el marco tectónico esperable para estas muestras (Fig. 3.c).

**Discusiones y Conclusiones.** La petrografía demostró que las formaciones neógenas se componen casi exclusivamente de basaltos (Basalto Cerro Petiso y Tipilihuque) y tobas vítreas (Fm. Collón Curá). Estos basaltos se correlacionan con los basaltos 0 y 2 nombrados por Galli (1969) y Groeber (1929) sobre la base de sus características morfológicas a escala regional. Con el desarrollo de la geocronología resultó evidente que la correlación a través de las características morfológicas incorporaba bajo el mismo nombre a basaltos de distintas edades. No obstante, dada la imposibilidad de datar cada afloramiento, en el área de estudio se determinaron los límites geográficos de estas formaciones mediante sus diferencias petrográficas y la correlación de los afloramientos analizados con los descritos en los alrededores por otros autores (Galli 1969; Rovere 2000).

La impronta geoquímica, tanto de la Formación Tipilihuque como de la Formación Basalto Cerro Petiso, resulta característica de basaltos de arcos continentales e intraplaca lo cual es consistente con la supuesta edad de las muestras, la ubicación geográfica de cada una y la historia geológica de la región.

**Agradecimientos.** Este trabajo fue financiado gracias al subsidio UBACyT 20020120200089 (2013-2016).

## BIBLIOGRAFÍA

- Cabanis, B., y Lecomte, M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, serie 2. Science de la Terre 309, 20.
- Galli, C. A. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias de Neuquén y Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 111: 1-67.

- García Morabito, E. 2010. Tectónica y estructura del retroarco andino entre los 38°15' y 40°00'S". Departamento de Cs. Geológicas, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Tesis Doctoral).
- Groeber P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 108.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific. 193 p.
- Linares, E. J., Do Campo, M., Cagnoni, M. y Ostera, H. A. 1988. Caracterización del magmatismo meso y neopaleozoico en el borde oriental de la depresión del Collón Curá, Provincia de Neuquén. 5° Congreso Geológico Chileno tomo 3: 167.
- Linares, E., González Díaz, E. F., Ostera H. A. y Cagnoni, M. C. 1991. Reconsideración temporal (K-Ar) de las rocas basálticas cenozoicas del sector neuquino comprendido entre los paralelos 40°00' y 40°30'S y los meridianos 70°00' y 70°45'W, Argentina. Actas VI Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar). Resúmenes Expandidos: 621-625. Santiago.
- Linares, E., Haller, M.J., Ostera, H.A., Cagnoni, M.C. y Galante, G. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Norquino Department, Río Negro Province, Argentina. First South American Symposium on Isotope Geology, San Pablo, Brazil. Extended Abstracts: 170-173.
- Rollinson, H., 1993. H. Rollinson Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation Longman Group, UK. 252p.
- Rovere E. I. 2000. Informe sobre la campaña realizada en abril de 2000. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Instituto de Geología y Recursos Minerales 1-6.
- Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L.H. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. Journal of South American Earth Sciences 9 (3-4): 197-206.
- Vattuone, M., y Latorre, C. 1998. Caracterización geoquímica y edad K/Ar de basaltos del Terciario superior de Aluminé, Neuquén. In Congreso Latinoamericano de Geología 10: 184-190.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and planetary science letters 50 (1): 11-30.



## REVISIÓN PETROLÓGICA DE LA FORMACIÓN BALDECITOS (TRIÁSICO), SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES, PROVINCIA DE SAN JUAN

Castro de Machuca, Brígida<sup>1,2</sup>; López, María Gimena<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de la Geósfera y la Biósfera (CIGEOBIO), CONICET-Universidad Nacional de San Juan.

<sup>2</sup> Instituto de Geología Dr. Emiliano Aparicio (INGEO), FCEFN, Universidad Nacional de San Juan.

**Resumen.** De las evidencias de campo, petrologías, geoquímicas, y de edad absoluta, se desprenden diferencias entre los basaltos alcalinos de intraplaca de la Formación Baldecitos en la Sierra de Valle Fértil y en la cuenca de Ischigualasto, que responden a la evolución magmática experimentada por los mismos. Los primeros son fuertemente alcalinos, más primitivos, y más antiguos; los segundos tienen tendencia subalcalina, son más evolucionados y más jóvenes. Se propone para este magmatismo una génesis a partir de fuentes mantélicas diferentes.

**Palabras clave.** Magmatismo triásico, volcanismo de intraplaca, basaltos olivínicos alcalinos.

**Abstract.** "Petrological review of the Baldecitos Formation (Triassic), Western Sierras Pampeanas, province of San Juan". Based on field, petrologic, geochemical, and absolute age data, differences between intraplate alkaline basalts from Baldecitos Formation in the Sierra de Valle Fértil and Ischigualasto Basin—which respond to the magmatic evolution experienced by them—, can be drawn. The first are strongly alkaline, more primitive, and older; the seconds show a subalkaline trend, are more evolved and younger. A genesis from different mantelic sources is proposed.

**Keywords.** Triassic magmatism, intraplate volcanism, alkali olivine basalts.

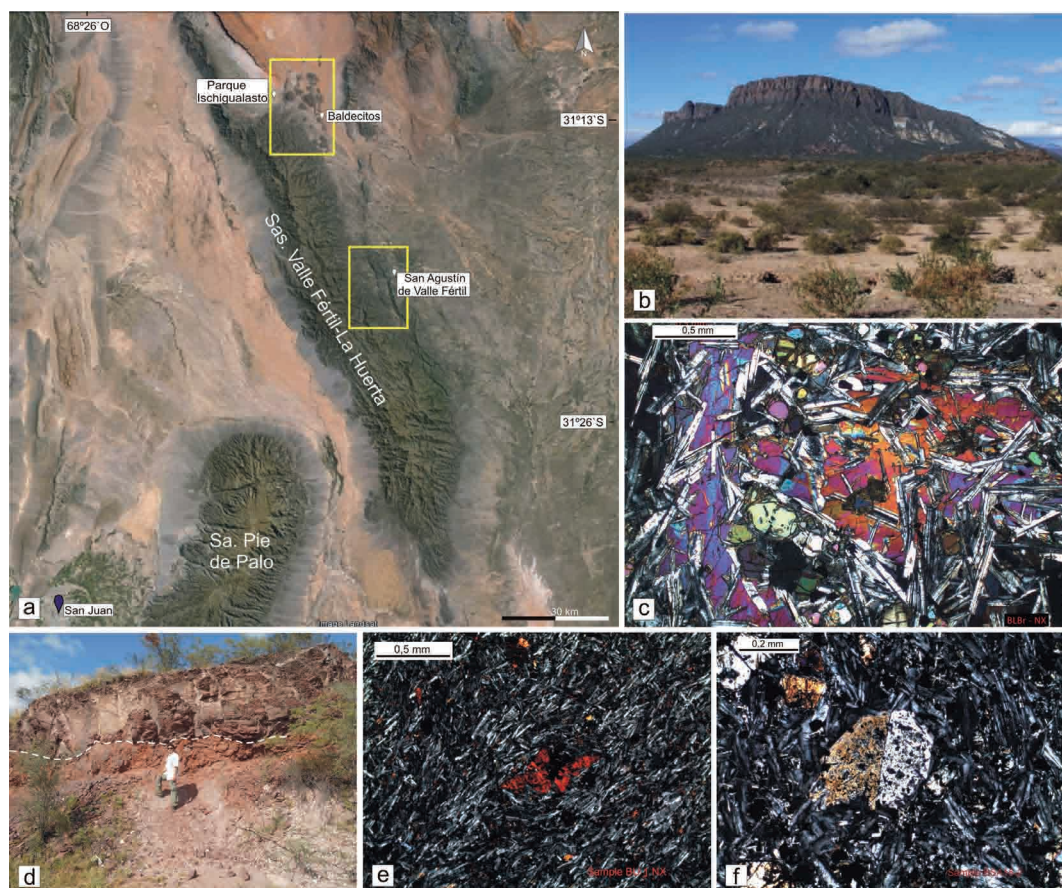
**Introducción.** A partir del Pérmico superior más alto y durante todo el Triásico, el borde occidental de Gondwana experimentó un régimen tectónico extensional que provocó deformación en la región cratónica del arco magmático proto-Andino y generó, en las Sierras Pampeanas Occidentales, fallas extensionales de rumbo NNO y cuencas de "rift" asociadas, entre las que se encuentra la de Ischigualasto en la provincia de San Juan (Ramos y Kay 1991). Esta cuenca fue colmatada por sedimentos clásticos continentales y entre ellos se intercalaron basaltos cuya petrogénesis ha sido poco estudiada. Mozetic (1975) denominó Formación Baldecitos al conjunto de basaltos olivínicos alcalinos, traquibasaltos y traquitas alcalinas que afloran en

la cuenca, atribuidos al Triásico Medio por Limarino *et al.* (2008). En el borde oriental de la Sierra de Valle Fértil, Mirré (1976) identificó cuerpos de basaltos a los que incluyó en una asociación volcánica alcalina, continental, no orogénica, de probable edad triásica.

Page *et al.* (1997) analizaron la petrología de los basaltos de Ischigualasto aflorantes entre los 29°30' - 30°30' S y 68° - 67°15' O que incluye la localidad tipo de Baldecitos (figura 1), y reconocieron dos asociaciones magmáticas, una alcalina Ne-normativa y otra subalcalina Hy-normativa. Destacaron que el magmatismo era resultado de al menos dos fundidos basálticos con un origen común, pero que representaban distintos grados de fusión del manto, lo que les confirió características propias y la posibilidad de evolucionar independientemente; los distintos tipos de lavas estarían relacionados por procesos de asimilación y cristalización fraccionada. Alexandre *et al.* (2009) estudiaron las rocas hipabisales básicas del Cerro Morado, en el interior de la cuenca, y les asignaron un origen mantélico con influencia subordinada de un manto enriquecido. Limarino *et al.* (2008) señalaron las semejanzas existentes entre los basaltos de Ischigualasto y los de Valle Fértil, razón por la cual incluyeron a estos últimos en la Formación Baldecitos.

Estudios llevados a cabo por las autoras en los basaltos de la Sierra de Valle Fértil, han puesto en evidencia la no uniformidad petrológica y geoquímica de la Formación Baldecitos, motivo de este trabajo. A tal fin se analizan y comparan las características petrográficas y geoquímicas de los basaltos de Ischigualasto y de Valle Fértil; los datos obtenidos contribuyen a esclarecer la evolución petrogenética de este evento magmático.

**Basaltos de la cuenca de Ischigualasto (BCI).** Se intercalan en las sedimentitas silicoclásticas del Triásico Medio-Superior en el borde oriental de la cuenca, y se distribuyen hacia el Este desde el Cerro Morado hasta Balde del Rosario, constituyendo relieves positivos bien preservados. Page *et al.* (1997) diferenciaron tres grupos de afloramientos: 1) derrames tipo "flood plain" a través de fisuras y volcanes monogenéticos, compuestos por rocas afaníticas vesiculares y amigdaloides, muy alteradas, y asociadas a brechas oxidadas de la misma lava. Están formadas por fenocristales de olivino, clinopiroxeno criboso y zonado de color rosa violáceo (augita-augita titanada), y labradorita zonal. Unas pocas tienen anfíbol (kaersutita?). La matriz tiene composición similar aunque algunas rocas, que carecen de plagioclasa, poseen feldespatoide en la matriz; 2) filones capas con la misma mineralogía y texturas ofítica y subofítica, y 3) diques de granulometría variable interpretados como los canales de alimentación de los grupos anteriores. En todos hay apatito, abundante magnetita e ilmenita y escaso feldespato alcalino



**Figura 1.** a) Imagen Google Earth (2013) con ubicación de los sectores estudiados en recuadro, b) vista frontal del Cerro Morado con el filón capa de basalto coronando el afloramiento, c) textura subofítica con cristales de plagioclasa parcialmente incluidos en clinopiroxeno (NX), d) nivel escoriáceo/brechoso subyaciendo una colada de basalto macizo, e) microfenocristal de iddingsita pseudomorfa de olivino en una matriz de microlitos de plagioclasa con textura fluidal (NX), f) fenocristales anhedrales de clinopiroxeno con textura cribosa en una matriz de tablillas de plagioclasa con textura intergranular (NX). NX: fotomicrografías con nicoles cruzados.

intersticial. La diversidad de texturas indica diferentes condiciones de cristalización (Page *et al.* 1997). La alteración es variable, desde rocas frescas a parcial o totalmente alteradas con formación de carbonatos, óxidos de hierro y zeolitas. Alexandre *et al.* (2009) describieron en el Cerro Morado un cuerpo hipabisal macizo, concordante con la estratificación de las sedimentitas, con disyunción columnar y un espesor de  $\approx 200$  m (figura 1b). En su parte basal es una diabasa olivínica porfírica, con fenocristales de plagioclasa ( $An_{51}$ ), clinopiroxeno ( $Wo_{45.5}En_{35.5}Fs_{19}$ ) y raro olivino en una matriz de igual composición con opacos, apatito y vidrio. Son comunes las texturas traquítica, intergranular y ofítica (figura 1c). En su parte media y cuspidal es una tefrita porfírica con fenocristales de plagioclasa, feldespatoide y augita en una matriz equigranular fina de los mismos minerales, con

feldespato alcalino, opacos y apatito. Los cuerpos hipabisales básicos del sector de Baldecitos (BB), fuera del área estricta de la cuenca, se incluyen tentativamente en los BCI por su similitud en la forma de yacer y petrografía.

#### Basaltos de la Sierra de Valle Fértil (BSVF).

Afloran en el sector oriental de la sierra, en el interior de la depresión intermontana del Potrero y en ambos bordes de la misma, con un neto control estructural en su emplazamiento. Se disponen como coladas inconexas, de dimensión reducida ( $< 1$  km<sup>2</sup>) y espesores entre 5 y 35 m, que suprayacen al basamento cristalino del Grupo Valle Fértil, o emergen de la cubierta cuaternaria como pequeños cuerpos redondeados, presumiblemente volcanes monogenéticos. Los afloramientos están intensamente erosionados pero preservan estructuras típicas

**Tabla 1.** Composición química de los BSVF y dos muestras de los BB (BLBr1 y BL Br2). Óxidos de elementos mayores y menores en % en peso, elementos traza y REE en ppm. LOI: pérdida por ignición, nd: no determinado. Se incluyen las relaciones entre elementos trazas incompatibles y se comparan con los principales reservorios mantélicos. PM: manto primitivo, EMI OIB: manto enriquecido I, EMII OIB: manto enriquecido II (modificado de Alexandre et al. 2009 y referencias allí insertas).

	BSA9	BSA12	BSA15-1	BSA15-2	BP2	BP5	BP7	BCh2'	BCh3	BCh4	BCh7	BU4	BU5	BT5	208-LBr	205-LL	BLBr1	BLBr2
SiO <sub>2</sub>	47,8	45,4	45	45,7	44,7	44,8	43,9	45,1	46,2	48	46,6	48,4	47,7	48,8	47,9	48,87	46,8	47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,45	15,2	14,8	14,95	15,1	15,2	15,9	14,75	15,6	15,6	15,85	16,5	14,8	17,25	15,14	14,87	16,25	16,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13	12,4	12,3	12,25	12,35	12,45	14	12,15	12,3	13,05	12,55	12,95	11,85	10,5	11,82	11,95	12,2	11,9
CaO	4,99	7,54	7,67	7,96	7,44	8,21	6,54	7,56	6,99	6,85	6,82	5,12	6,69	4,81	8,29	5,67	8,38	8,83
MgO	3,5	7	6,81	7,12	4,9	6,43	4,25	7,48	6,49	7,19	6,42	2,07	1,13	2,81	6,62	3,24	7,24	7,6
Na <sub>2</sub> O	3,58	4,55	4,78	4,46	3,43	3,74	3,16	4,42	4,15	4,31	4,05	4,35	3,42	5,15	3,03	4,92	3,59	3,12
K <sub>2</sub> O	2,94	1,185	1,06	0,99	1,51	1,05	2,09	1,08	1,27	1,2	1,68	2,86	4,55	2,49	1,04	2,32	1,15	1,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,004	0,028	0,03	0,03	0,04	0,04	nd	0,04	0,03	0,03	0,03	<0,01	<0,01	0,01	nd	nd	0,04	0,04
TiO <sub>2</sub>	2,98	2,95	2,88	2,93	3,16	3,12	3,58	2,93	3,05	2,48	3,09	2,65	2,36	2,25	1,93	2,25	2,11	2,06
MnO	0,122	0,165	0,17	0,17	0,42	0,15	0,2	0,17	0,17	0,18	0,17	0,21	0,19	0,19	0,15	0,16	0,17	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,972	0,702	0,66	0,74	0,66	0,62	0,54	0,8	0,73	0,68	0,8	1,25	1,21	1,05	0,34	0,71	0,31	0,29
SrO	0,174	0,101	0,12	0,11	0,14	0,13	0,16	0,13	0,16	0,12	0,16	0,15	0,08	0,18	nd	nd	0,07	0,07
BaO	0,082	0,057	0,05	0,05	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,14	nd	nd	0,02	0,02
LOI	3,07	2,31	2,7	2,6	5,48	3,94	4,52	2,65	2,78	0,99	3,16	1,62	3,97	3,01	2,04	4,6	1,5	1,58
Total	100,7	99,59	99	100	99,39	99,96	98,9	99,32	99,98	100,73	101,45	98,2	98	98,64	98,3	99,56	99,83	100,26
Ba	708	498	479	461	569	757	458	482	501	462	540	526	613	1290	158	373	189,5	160
Ce	90,6	70,2	70	70	73	65,4	59,9	73	72,5	59,1	75,7	104	90,1	113,5	45	77	39	38,3
Co	31,2	46,8	45,7	45,9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	28	21,6	nd	47	24,8	nd	nd
Cr	70	240	260	230	230	280	30	260	220	240	190	<10	<10	20	177	4	230	240
Cs	0,4	0,38	0,42	0,17	0,55	0,48	0,93	0,42	0,31	0,22	0,37	0,6	0,48	0,35	0,9	11,1	1,75	0,42
Dy	5,72	5,04	4,56	4,83	5,57	5,06	5,06	5,23	5,61	4,85	5,4	6,9	6,31	5,99	nd	nd	4,35	4,37
Er	2,45	2,04	2,03	1,92	2,42	2,35	2,13	2,28	2,4	2,41	2,45	3,29	2,48	2,41	nd	nd	2,35	2,26
Eu	2,93	2,37	2,21	2,35	2,59	2,32	2,29	2,68	2,89	2,62	2,87	3,87	3,34	3,09	1,74	2,67	1,53	1,49
Ga	22,3	22	21,1	21,4	24,5	23,6	23,4	21,6	22,6	21,4	21,6	22,4	19,7	26,4	22	25	23,3	23,7
Gd	7,14	6,19	5,42	6,52	6,82	6,18	5,96	7,82	7,67	6,71	7,8	10,2	8,81	8,02	nd	nd	4,88	4,73
Hf	5,5	4,6	5,1	4,8	5,2	4,7	4,2	5,3	5	4,1	5,1	6,9	5,9	7,4	4,1	6,5	4,9	3,9
Ho	0,92	0,88	0,78	0,86	0,96	0,88	0,81	0,9	0,92	0,86	0,93	1,24	1,03	0,98	nd	nd	0,78	0,88
La	43,2	34,2	33,4	33,5	35,7	31,8	28,6	37,2	36,3	29,4	38	47,7	41,1	56,7	19,6	34,8	18,2	17,9
Lu	0,25	0,21	0,27	0,24	0,26	0,25	0,23	0,2	0,23	0,2	37	0,35	0,28	0,23	0,3	0,47	0,29	0,29
Nb	67,6	53	54,4	50,8	52,2	47	43,6	59,4	49,7	37	52	58,5	51,2	73,1	23	44	19,4	18,7
Nd	43,9	35,9	34,3	37,2	39	34,9	32,9	38,9	39,5	33,8	40,7	57	48,6	55,6	23	40	19,9	20,3
Pr	11,2	8,65	8,46	8,42	8,95	7,86	7,48	8,78	9,17	7,25	9,31	13,1	11,35	13,15	nd	nd	4,66	4,64
Rb	32,3	7,2	7,6	5,6	13,2	5,1	27,6	7,5	6,4	5,4	12,7	37,2	41,8	12,5	11	40	13,8	13
Sm	8,83	7,26	6,84	7,32	8,01	6,94	7,05	7,61	8,05	6,56	7,9	10,9	9,27	9,74	4,61	7,77	4,53	4,65
Sr	1600	961	1080	968	1085	1010	1245	1075	1190	937	1230	1235	711	1465	513	366	525	557
Ta	4	3,2	3	3	3,2	3	2,6	3,4	3,2	2	3,2	4,4	3,7	4,4	1,4	2,8	1,3	1,2
Tb	1,04	0,95	0,88	0,84	1,07	0,91	0,92	0,97	1,05	0,94	0,98	1,17	1,04	1,08	0,9	1,4	0,81	0,73
Th	3,95	2,9	3,44	3,28	3,45	3,08	2,29	3,5	3,26	1,74	3,39	4,13	3,56	5,37	1,9	4,3	2,62	2,32
Tm	0,27	0,27	0,27	0,25	0,35	0,29	0,28	0,31	0,29	0,28	0,29	0,37	0,35	0,3	nd	nd	0,35	0,3
U	1,89	1,01	1	0,98	1,16	0,91	0,57	1	0,94	0,54	1,06	1,39	1,62	1,55	0,5	1,9	0,55	0,56
V	144	238	240	231	265	269	223	252	238	211	219	105	111	96	179	85	239	234
Y	26,9	23,7	23,4	23,1	25	23,3	22,4	23,1	23,8	22,1	24,2	31,8	27,8	25,3	27	38	22,4	22,2
Yb	1,64	1,46	1,62	1,57	1,96	1,78	1,56	1,96	1,73	1,66	1,75	2,43	1,81	1,69	2,12	3,42	1,9	1,99
Zr	259	192	204	200	218	201	169	232	215	185	221	303	245	321	198	330	178	175
Mg#	35,55	53,63	53,15	54,36	44,84	51,42	38,35	55,78	51,95	53,03	51,18	24,67	16,35	35,42	53,44	35,71	54,87	56,68

	BSVF	BB	BCI	PM	EMI OIB	EMI OIB
Zr/Nb	4,24	9,04	8,14	14,8	4,2-11,5	4,5-7,3
La/Nb	0,7	0,91	0,89	0,94	0,86-1,19	0,89-1,09
Ba/Nb	11,07	8,39	14,39	9	11,4-17,8	7,3-13,3
Ba/Th	178,38	74,82	198,95	77	103-154	67-84
Rb/Nb	0,29	0,63	0,66	0,91	0,88-1,17	0,59-0,85
K/Nb	345,93	549,74	484,61	323	213-432	248-378
Th/Nb	0,06	0,11	0,07	0,117	0,105-0,122	0,111-0,157
Th/La	0,09	0,12	0,08	0,12	0,107-0,128	0,122-0,163
Ba/La	31,45	9,13	16,3	9,6	13,2-16,9	8,3-11,3





cas de coladas como pahoehoe, a'a', tubos de lava, etc. En ocasiones es posible diferenciar uno o más horizontes escoriáceos, vesiculares y brechosos, con un fuerte grado de oxidación, que subyacen a niveles macizos de roca fresca gris oscura a negra con pequeñas vesículas estiradas que suelen estar rellenas por ceolitas y/o calcita (figura 1d). Texturalmente los BSVF varían de rocas afíricas a levemente porfíricas. En las primeras hay microfenocristales pseudomorfo de olivino totalmente reemplazado por iddingsita (figura 1e), y escasos de plagioclasa con bordes corroídos en una matriz fluidal de microlitos de feldespato con abundantes opacos y ceolitas. En las rocas porfíricas (figura 1f) hay fenocristales y microfenocristales (20-25 %vol.) de clinopiroxeno incoloro a verde pálido (diópsido:  $\text{Wo}_{46,7}\text{En}_{38,8}\text{Fs}_{12,3}\text{Ac}_{2,2}$ ), olivino ( $\text{Fo}_{70,5-83,9}$ ) y raros de plagioclasa ( $\text{An}_{36-66}$ ), cuya composición se determinó con microsonda electrónica en los laboratorios LAMARX de la Universidad Nacional de Córdoba. La matriz intergranular tiene similar mineralogía con feldespato alcalino intersticial. Todos los fenocristales están zonados y presentan texturas de desequilibrio (cribrosidad, engolfamientos, cristales esqueléticos, etc.). Como accesorios hay opacos (10-20 %vol.), apatito, y ocasional nefelina.

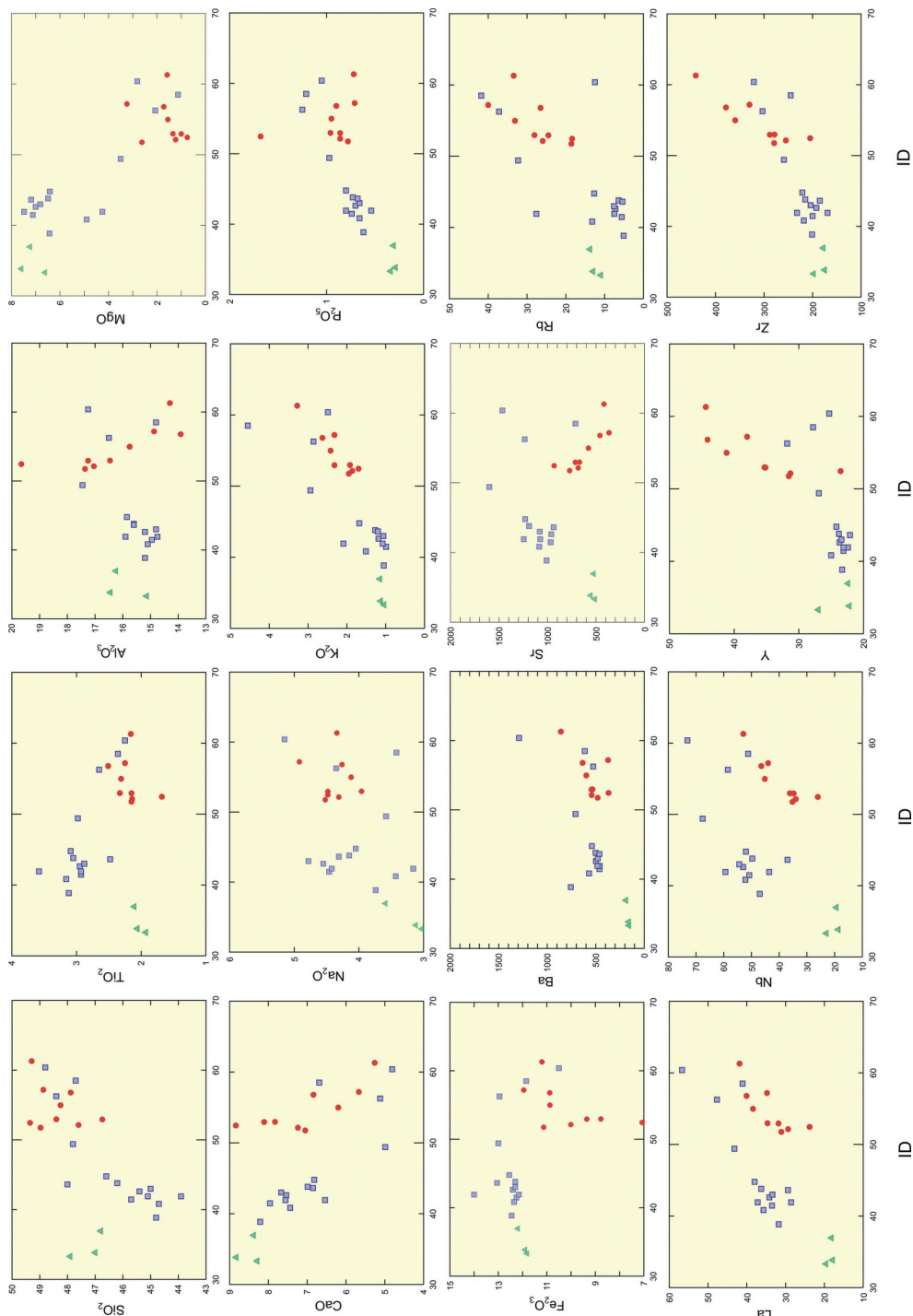
**Geoquímica.** Se trabajó con un total de 26 análisis químicos, de los cuales 16 son propios e incluyen 14 muestras de Valle Fértil y 2 de Baldecitos (Tabla 1), efectuados en los laboratorios ALS Minerals, Canadá, por los métodos de fluorescencia de rayos X (XRF) para los óxidos mayoritarios, y de *espectrometría de masas con plasma* acoplado inductivamente (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras. Los restantes análisis se tomaron de Page *et al.* (1997) y Alexandre *et al.* (2009).

Los contenidos más bajos de  $\text{SiO}_2$  corresponden a los BSVF con una media de 46,29%, los BB tienen 47,23% y los BCI 48,59% promedio de  $\text{SiO}_2$ . Estos últimos son muy pobres en MgO (1,47% promedio) y Cr, con valores muy bajos de Mg# (17,8-32,5) que sugieren un origen a partir de líquidos evolucionados que fraccionaron tempranamente fases ricas en Mg (Ol+Px), lo que explicaría también los contenidos muy bajos de Ni y Co (Alexandre *et al.* 2009). Comparativamente, los basaltos porfíricos de Valle Fértil poseen valores altos en MgO (6,14% promedio) y Cr (190-280 ppm), y valores de Mg# entre 35,5 y 55,8, por lo que se los interpreta como más primitivos y posiblemente representando un grado bajo de fusión. Una excepción es el basalto afírico de Usno con 1,6% promedio de MgO y Cr < 10 ppm. Los BB tienen contenidos promedio afines a los BSVF con 7,15% MgO, 215 ppm Cr y Mg# de 55,7. El Sr disminuye de 937-1600 ppm en Valle Fértil, hasta 418-932 ppm en Ischigualasto, indicando un marcado decreci-

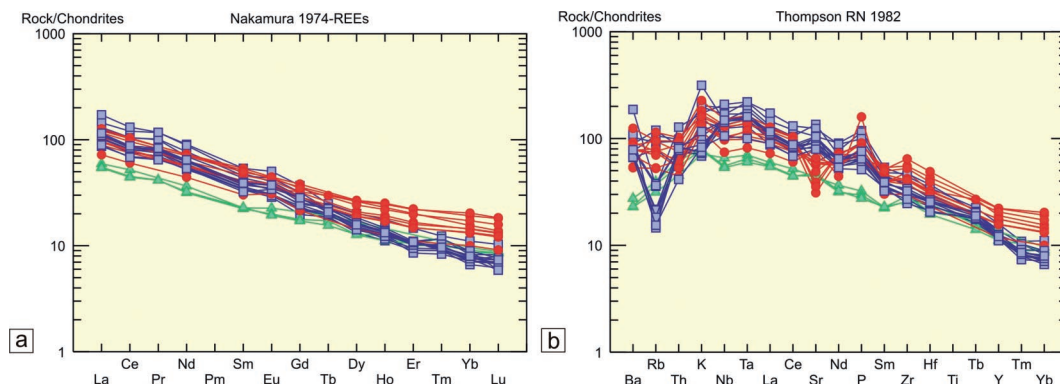
miento hacia las rocas más diferenciadas. Los BSVF son Ol-Di-Ne normativos, característicos de magmas subsaturados, subaluminosos y peralcalinos y se proyectan en el campo de los basaltos olivínicos alcalinos en el diagrama de clasificación normativa de Thompson (1984), no incluido en este trabajo. Los BB son transicionales entre los basaltos alcalinos y las toleítas con olivino, en tanto los BCI son Di-Hy-Q normativos y se proyectan, en su mayoría, en el campo de las toleítas cuarzosas, por lo que se interpretan como derivados de magmas subsaturados a saturados, subaluminosos y subalcalinos. En el diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Le Bas *et al.* 1986, figura 2a) el espectro composicional varía desde basaltos (BB) a traquibasaltos (BSVF) a traquiandesitas basálticas (BCI). Dados los altos valores de pérdida por ignición de algunas muestras (hasta 7,2% para los BCI), se aplicó el diagrama de clasificación de Pearce (1996, figura 2b) que utiliza elementos inmóviles; las rocas se concentran en el campo de los basaltos alcalinos pero en grupos separados, y se reafirma el carácter más primitivo de los BSVF. En los diagramas Zr/ $\text{P}_2\text{O}_5$  vs. Nb/Y (Floyd y Winchester 1975, figura 2c) y Nb/Y vs. Ti/Y (Pearce 1982, figura 2d), es evidente la diferencia geoquímica existente, los BSVF son típicamente alcalinos de intraplaca, mientras que los BB y los BCI tienen carácter transicional. Todos se emplazaron en un ambiente de intraplaca continental ("rift") (figuras 2d y 2f).

El comportamiento de los elementos mayores y traza y su relación respecto al índice de diferenciación ( $\text{ID} = \text{Ab}+\text{Or}+\text{Q}+\text{Ne}$  normativos) de Thornton y Tuttle (1960, figura 3), ponen de manifiesto tendencias de diferenciación muy disímiles, pero que sugieren que el fraccionamiento mineral habría sido el mecanismo de diferenciación dominante en todos los casos, corroborado por las variaciones texturales y composicionales de los fenocristales.

Los perfiles de tierras raras (REE) normalizados al condrito (figura 4a) muestran enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) en relación a las pesadas (HREE), rasgo común en basaltos alcalinos de intraplaca (Wilson 1989), aunque con una pendiente más pronunciada en el caso de los BSVF con  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14,39$  y relaciones  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6,81$  para los BCI y 6,35 para los BB. No hay anomalía de Eu, lo cual también es común en basaltos alcalinos de intraplaca, y podría indicar que plagioclasa no fue una fase significativa en el fraccionamiento, o que la plagioclasa en la fuente estuvo completamente fundida cuando se generó el basalto (Cullers y Graf 1986). Los contenidos y el comportamiento de las REE, los LILE ("large ion lithophile elements") y HFSE ("high field strength elements") (figura 4b), las relaciones entre elementos incompatibles (Tabla 1) y los valores isotópicos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7033 y 0,7046 (Alexandre *et al.* 2009 y datos inéditos propios), son característicos



**Figura 3.** Diagramas de variación entre el índice de diferenciación (ID) de Thornton y Tuttle (1960) y los óxidos (% peso) de elementos mayores y menores y de elementos traza (ppm). Símbolos como en la figura 2.



**Figura 4.** a) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Nakamura 1974), b) diagrama multielementos normalizado al condrito (Thompson 1982). Símbolos como en la figura 2.

de fuentes mantélicas enriquecidas y heterogéneas.

**Edad del magmatismo.** Dataciones K/Ar en los basaltos de los cerros Morado y Negro en la cuenca de Ischigualasto y algo más al norte, dieron valores entre  $225 \pm 5$  Ma y  $215 \pm 5$  Ma (González y Toselli 1971, en Limarino *et al.* 2008). Mozetic (1975) obtuvo una edad K/Ar de  $220 \pm 10$  Ma para las mismas rocas. Los BCI aparecen intercalados o en la parte superior de las sedimentitas del Triásico medio y superior, por lo que Limarino *et al.* (2008) los asignaron tentativamente al Triásico medio. Alexandre *et al.* (2009) citan una edad de  $228 \pm 2$  Ma (método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total) para el basalto del Cerro Morado, en tanto el Basalto de Usno en Valle Fértil dio una edad de  $238,1 \pm 0,4$  Ma (método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total), que lo ubica en la parte superior del Triásico medio (López *et al.* 2015). Estas edades atestiguan actividad magmática a partir del Triásico medio más alto (Ladiniano) para los BSVF, y concentrada en la parte media del Triásico superior (Noriano-Rhaetiano) para los de BCI.

**Discusión y conclusiones.** Page *et al.* (1997) y Limarino *et al.* (2008) incluyeron en la Formación Baldecitos a los basaltos de la cuenca de Ischigualasto y a los de la Sierra de Valle Fértil. Las evidencias de campo, petrológicas, geoquímicas, y los datos de edad absoluta, muestran diferencias significativas entre ellos que responden a la evolución magmática experimentada por cada uno. Los BSVF son producto de erupciones volcánicas superficiales y flujos con enfriamiento rápido ocasionados por derrames fisurales y volcanes monogenéticos. Las texturas son muy variadas e indican diferentes condiciones de cristalización, con predominio de la textura microporfírica con matriz intergranular y otras típicas de sobreenfriamiento (cristales esqueléticos, variolitas, etc.). En

Ischigualasto y Baldecitos los cuerpos mayores son intrusivos y comprenden diques, filones capa y lacolitos con texturas ofítica y subofítica propias de rocas hipabisales. Todos los basaltos estudiados poseen olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, pero el piroxeno en Valle Fértil es diópsido y en Baldecitos-Ischigualasto domina la augita-augita titanada. Los BSVF son Ol-Di-Ne normativos consistente con la mineralogía de los fenocristales (Pl+Ol+Cpx), indicando que los mismos evolucionaron a partir de un magma primario rico en MgO, en tanto los BCI son Di-Hy-Q normativos.

Del análisis textural y del comportamiento geoquímico de los elementos mayores y traza, se desprende que la cristalización fraccionada fue el proceso dominante de diferenciación en todos los casos. Los fundidos basálticos se originaron en el manto astenosférico (Page *et al.* 1997, Castro de Machuca *et al.* 2015), pero la variabilidad geoquímica observada -que determina las dos asociaciones magmáticas Ne e Hy normativa-, sugiere para este magmatismo básico fuentes de origen diferente y evolución en forma separada a lo largo del tiempo. Esta hipótesis se contrapone con la de una fuente común y una evolución controlada por fraccionamiento con distintos grados de fusión parcial propuesta por Page *et al.* (1997), y confirmaría la idea de fuentes mantélicas múltiples de Alexandre *et al.* (2009). Los BSVF son fuertemente alcalinos, más primitivos, y su edad absoluta los ubica en la parte más alta del Triásico Medio (Ladiniano). La fuente podría corresponder a un manto fuertemente metasomatizado enriquecido en elementos litófilos y con un bajo grado de fusión parcial, lo que explicaría los contenidos de Sr extremadamente altos y el mayor enriquecimiento en elementos incompatibles. Los BB tienen carácter transicional, y los BCI son menos alcalinos con tendencia subalcalina, más evolucionados, más jóvenes (Noriano-Rhaetiano), y su génesis también se vincularía a un manto enriquecido posiblemente modificado por fluidos deri-

vados de una corteza oceánica subductada (Alexandre *et al.* 2009).

**Agradecimientos.** Este trabajo ha sido financiado por los subsidios PIP 00294-CONICET y E935-UNSJ. Las atinadas críticas de un revisor anónimo contribuyeron sensiblemente a mejorar la versión original.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alexandre, F., Sommer, C., Lima, E., Chemale, F., Marsicano, C., Mancuso, A. y Brond, J. 2009. Petrology of the Cerro Morado basic magmatism in the Ischigualasto-Villa Unión triassic basin (NW Argentina). *Pesquisas em Geociencias* 36: 295-295.
- Castro de Machuca, B., López, M.G., Morata, D., Conte-Grand, A. y Pontoriero, S. 2015. La Aguadita Trachyte: new exponent of triassic alkaline magmatism in Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 551-562.
- Cullers, R. y Graf, J. 1986. REE in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, London, 501p.
- Floyd, P. A. y Winchester, J. A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile trace elements. *Earth and Planetary Sciences Letters* 27: 211-218.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Limarino, C., Poma, S., Caselli, A., Net, L. Litvak, V., Pieters, P. y Lyons, P. 2008. Hoja Geológica 3166-I Chemical. Provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico-Minero Argentino. Boletín 257, 67 p., Buenos Aires.
- López, M.G., Castro de Machuca, B., Gómez, R. y Palacio, G. 2015. Contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Actas, 51. Sao Paulo.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Mirré, J. C. 1976. Descripción geológica de la Hoja 19e Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 147, Buenos Aires.
- Mozetic, A. 1975. El Triásico de los alrededores al valle del río Bermejo, Provincias de La Rioja y San Juan. Universidad de Buenos Aires, Tesis inédita N° 1476.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Page, S., Limarino, C.O. y Caselli, A. 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 202-208.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley and Sons, Chichester, 697 p.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basaltic discrimination diagrams. En: Wyman, D.A. (ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada Short Course Notes 12: 79-113.
- Pearce, J.A. y Norry, M.L. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Ramos, V. 1993. El magmatismo triásico-jurásico de intraplaca. Ramos, V. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino, Relatorio I (8): 79-86, Mendoza.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- Thompson, R.N. 1984. Dispatches from the Basalts Front. 1. Experiments. *Proceedings of the Geologists' Association* 95: 249-262.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Thornton, C. P. y Tuttle, O. F. 1960. Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. *American Journal of Science* 258: 84-664.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, Londres, 466 p.



## TRAVERTINOS DE LA TERRAZA ALTA DEL SALAR DE POCITOS, PUNA DE SALTA

Chanampa Eliana G.<sup>1</sup> y Alonso, Ricardo N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Lithea Argentina Inc., Av. Tavella 2580, (4400) Salta, Argentina.

E-mail: elianagchanampa@gmail.com

<sup>2</sup> UNSa-CONICET, Av. Bolivia 5150, Castañares, (4400) Salta, Argentina.

E-mail: rnalonso@unsa.edu.ar

**Resumen.** En este trabajo se describen desde un punto de vista petrográfico, mineralógico y genético las terrazas de travertinos presentes en la margen occidental del salar de Pocitos, localizado en el Departamento Los Andes, Salta. Este salar forma parte de las cuencas cerradas de la Puna Austral y se encuentra ubicado entre las depresiones de Arizaro al oeste y Pastos Grandes al este. Está limitado por bloques tectónicos al oriente y occidente, y por un cierre volcánico al norte (Complejo TUMEPO). Las oscilaciones climáticas durante el Cuaternario hicieron que el salar tuviera etapas de aridez y otras de humedad, convirtiéndose en estas últimas en lagos temporarios. El salar presenta depósitos internos de evaporitas: yesífera, halítica y mirabilítica. Los boratos están restringidos al sector norte. En el borde occidental se presenta una plataforma travertínica elevada donde se reconocen distintas facies petrográficas, de origen ma-

yormente lacustre, que fueron analizadas y descritas en este trabajo.

**Palabras clave.** Travertinos, evaporitas, salar Pocitos, Puna, Cuaternario, Pleistoceno.

**Abstract.** In this study we have described travertine deposits located on high terraces on the western border of Pocitos salar (Los Andes department, Salta Province). We have studied the travertine from the mineralogical, petrographical and genetic points of views. Pocitos is one of the internal basins of Southern Puna located between Arizaro (west) and Pastos Grandes (east). The tectonic basin of Pocitos is limited by compressive blocks to the east and the west, and a volcanic lock in the northern part (TUMEPO volcanic complex). The main climatic Quaternary oscillations changed the main characteristics of salt pan on temporary lakes several times. Evaporites of gypsum, halite, borate and mirabilite are present. An elevated terrace of travertines, until 3 m thick, is located on the western border. Here we make recognition of the different petrographic facies that are present in the travertine limestone of lacustrine origin.

**Keywords.** Travertine, evaporites, Pocitos salar, Puna, Quaternary, Pleistocene.

**Introducción.** Los ambientes evaporíticos han recibido en general menos atención que otros am-

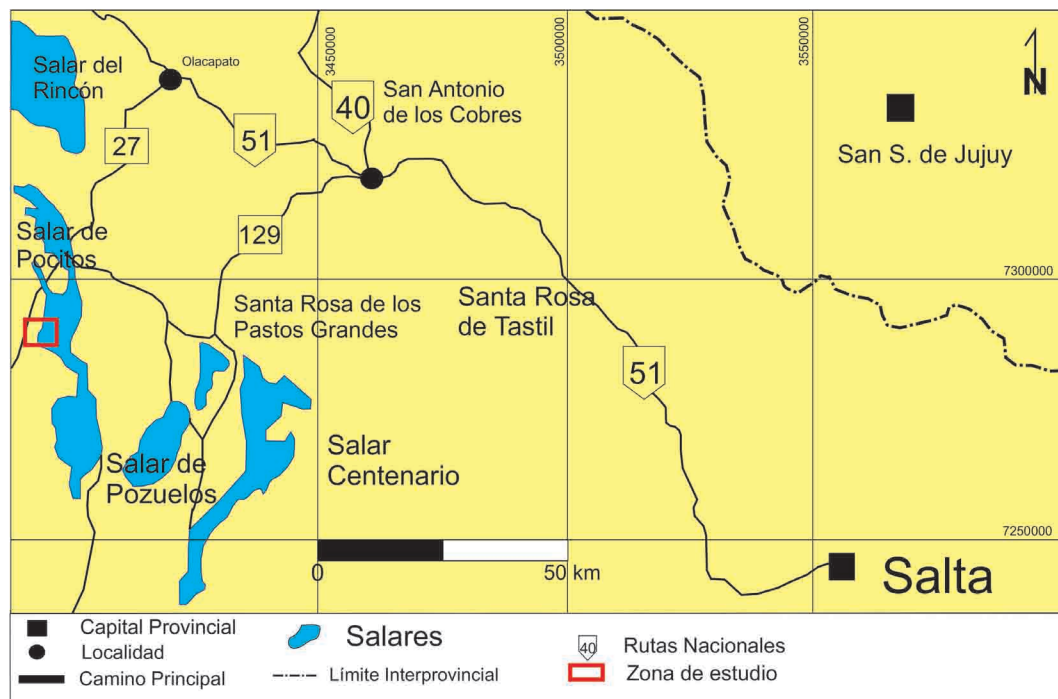
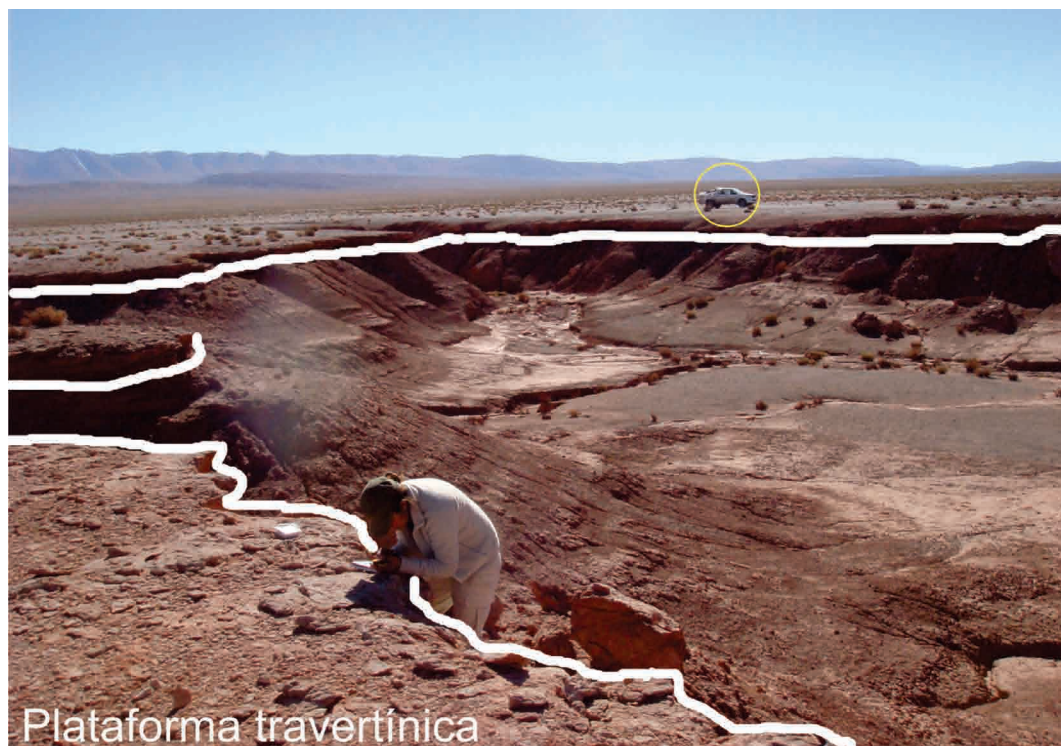


Figura 1. Mapa de ubicación, salar de Pocitos.



**Figura 2.** Extensión completa en el sector occidental de la plataforma travertínica en el salar de Pocitos.



**Figura 3.** Terrazas.

bientes sedimentarios. Las evaporitas son sedimentos químicos precipitados a partir de salmueras. A diferencia de los sedimentos terrígenos clásticos que provienen de la destrucción de una roca madre y que son transportados hasta un ambiente deposicional donde adquieren sus características faciales de acuerdo con las variaciones en el tamaño de los granos y sus estructuras sedimentarias, los sedimentos evaporíticos se originan dentro del propio ambiente deposicional por precipitación físico-química. Por ello, James y Kendall (1992) señalan que mientras los sedimentos terrígenos “se hacen” los evaporíticos “nacen”. El modelo básico de facies, para evaporitas continentales, es el de una cuenca cerrada con un nivel somero de agua subterránea y un ambiente de playa-lake más o menos centrado. Las evaporitas continentales están confinadas así a las partes centrales de esas cuencas particularmente en asociación con salares y playa-lake sumado a las llanuras salinas fangosas secas (mud flats) que las rodean. Esas áreas son las partes más bajas en una cuenca de drenaje y el ambiente se caracteriza por ser prácticamente horizontal y plano, con vegetación escasa a ausente y dominio de materiales de grano fino. La escasez biológica sumado a la capacidad química disolvente de los minerales salinos lleva a registros fósiles muy pobres o ausentes en los ambientes evaporíticos.

Los principales antecedentes bibliográficos sobre el salar de Pocitos corresponden a Cordini (1950), Turner (1964, 1972), Alonso *et al* (1984), Alonso (1986), Igarzábal (1996), Hong y Seggiaro (2001), Sánchez *et al* (2003), Ruiz (2012), Bekeschus *et al* (2013), Chanampa (2015).

**Ubicación y accesos.** La cuenca evaporítica del salar de Pocitos se ubica al noroeste de la República Argentina, al oeste de la provincia de Salta, entre los paralelos 24° 15' a 24° 45' de latitud sur y los meridianos 66° 30' a 67° 30' de longitud oeste y a una altura de 3.700 m sobre el nivel del mar. Desde San Antonio de los Cobres hacia el oeste, el trayecto es por la ruta nacional N°51 con aproximadamente 60 km hasta la localidad de Olacapato para luego recorrer 38 km de la ruta provincial N° 27 hasta la Estación Ferroviaria de Salar de Pocitos en el extremo noreste e ingresar por caminos de servidumbre hacia los distintos sectores de la cuenca (Fig. 1). Se realizó un levantamiento geológico de las terrazas travertínicas con observaciones de campo, toma de muestras, cortes petrotómicos, análisis químicos y descripciones petrográficas.

**Plataforma travertínica.** La zona occidental del salar de Pocitos corresponde a una plataforma carbonática de aproximadamente 6,5 km<sup>2</sup> (Fig. 2), de espesor variable entre 1-3 metros a lo largo de la cuenca. La plataforma abarca 25 km longitudinalmente, tiene una distribución discontinua, tabular y

horizontal, donde el travertino representa bancos aterrazados, testigos del antiguo nivel lacustre ocupado por el salar de Pocitos (Fig. 3). Presenta coloraciones blancas y rosáceas al encontrarse contaminado por el material terrígeno de la zona (arenas, limos, arcillas), evidenciando un gran aporte al momento del depósito de la cuenca.

Muestra una estructura masiva, dura y compacta, donde es muy difícil observar la presencia de restos orgánicos a simple vista. También es notable la existencia de fracturas y oquedades rellenas por ónix.

De acuerdo a la distribución superficial de facies clásticas, químicas y evapofacies del salar de Pocitos, se distinguen y se estudian en este trabajo, las facies carbonáticas. Estas se encuentran distribuidas en las márgenes e incluso en el interior próximo de gran parte del salar y están constituidas por depósitos travertínicos (caliche-travertino), los cuales se presentan en diferentes formas de acuerdo a las condiciones geológicas y el ambiente. Fueron analizadas y caracterizadas la plataforma de los niveles aterrazados travertínicos del sector occidental de la cuenca.

**Resultados.** Desde el techo hacia la base el perfil, ubicado en el borde occidental del salar (Fig. 4) está representado por las siguientes facies:

- Facies de Travertino Cavernoso. Constituida por travertinos cavernosos sucios, de colores pardos que presentan incrustaciones de diferentes clastos volcánicos de colores oscuros. Se presentan en bancos de 0,40 m de espesor.

- Facies de Travertinos Algaes. Constituida por travertinos de colores ocre y pardos en las cuales se observan abundantes restos algales con formación de concreciones (ooides) que varían en tamaño. Se presentan en bancos de 0,50 m de espesor.

- Facies de arenas finas. Constituida por areniscas finas de colores marrones chocolate, friables, débilmente carbonosas. Se presentan en bancos de aproximadamente 1m de espesor. Determinan el contacto con el travertino, y marca el nivel de base en el que comenzó su depósito.

- Facies de limo-arcilloso. Constituida por arcillas carbonáticas de colores marrones, muy macizas, con abundante presencia de carbonatos de colores blancos. Se presentan en bancos de 0,30 m de espesor.

- Facies de limo rojo. Constituida por limo de colores rojizos a marrón chocolate con presencia de eflorescencias salinas de colores claros. Se presentan en bancos con estratificación horizontal de aproximadamente 4 m de espesor.

**Análisis petrográfico.** Del análisis macroscópico de las muestras tomadas a lo largo de un sector de la plataforma occidental del salar de Pocitos se reconocieron cuatro facies: a) Facies de Travertinos Cavernoso, b) Facies de Travertinos Ani-

llados, c) Facies de Travertinos Microbiales y d) Facies de Travertinos Laminados.

Del análisis petrológico, se determinó que la mineralogía se caracteriza por la presencia de aragonita primaria de hábito tabular, fibrorradiado y laminar, presencia de clastos de cuarzo, feldespatos, biotitas bioferrilizadas, titanitas y otros accesorios. El cemento está constituido por esparita y subesparita. En otras muestras analizadas se observa matriz micrítica, clastos, materia orgánica.

Las rocas estudiadas al microscopio presentan texturas grano sostenidas (más de 10% de granos), ausencia de matriz, cemento esparítico y subesparítico. Basado en la Clasificación de Folk (1959) se denominaron Calizas Aloquímicas y siguiendo las características de la Tabla de Dunham corresponderían a Grainstones, con porosidad primaria intergranular. Como componentes aloquímicos característicos se observan:

– Oolitas presentes en amplias variedades, algunas con características de ooides modernos, de ambientes lacustres, con centros de nucleación clásticos a partir del cual irradian agujas aragoníticas y de textura fibrorradiada en forma perpendicular a partir del núcleo. Algunas oolitas están micritizadas y han perdido totalmente su estructura interna, y otras con centro de nucleación micrítico, crecimiento concéntrico y tangencial bien preservado, con precipitación de aragonita. Pueden observarse conjuntos de oolitas coalescentes formados por varios centros de nucleación y cubiertas por una corona micrítica los cuales se denominan poliooides (Fluguel, 1982) (Fig. 5).

– Pisolitas que varían de 2-12 mm de diámetro, las cuales evidencian centros de nucleación terrígenos o agregados denominados grapestones, donde los núcleos de estos, son agregados de rocas, de grano medio. En ellos han sido reconoci-

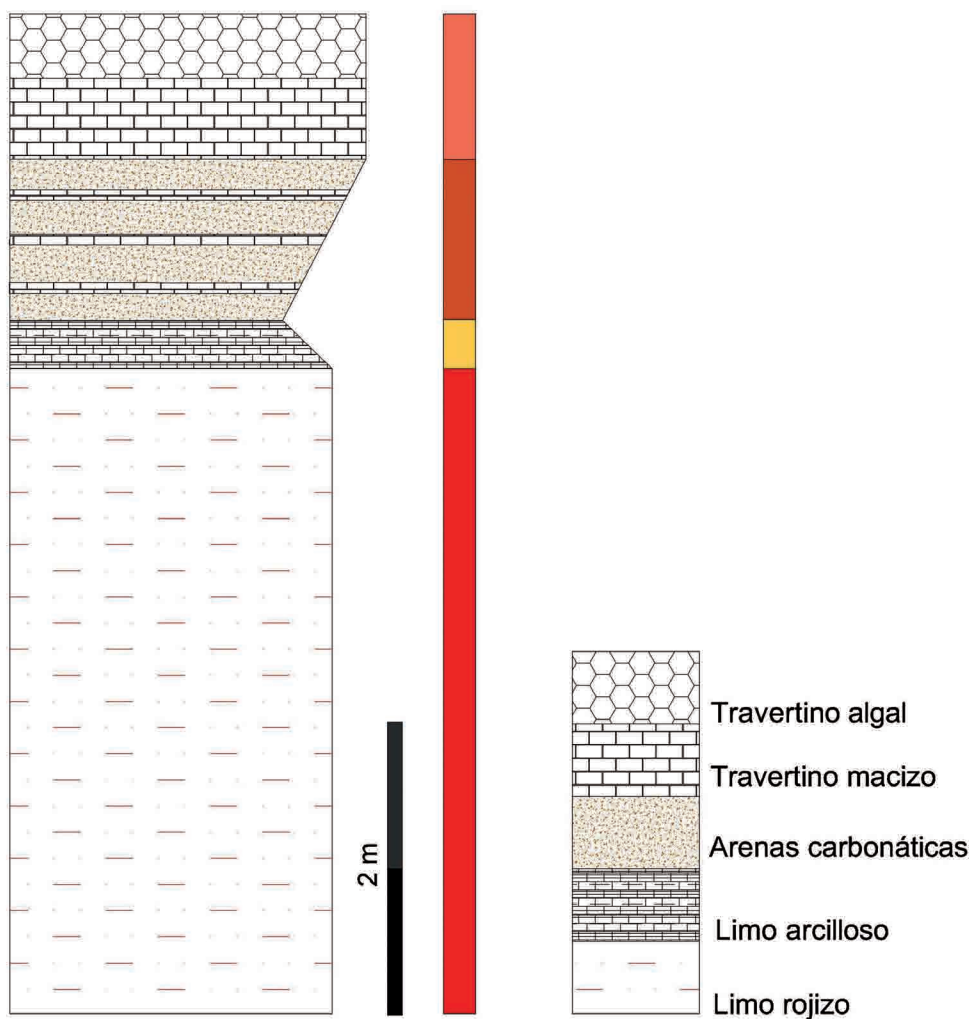
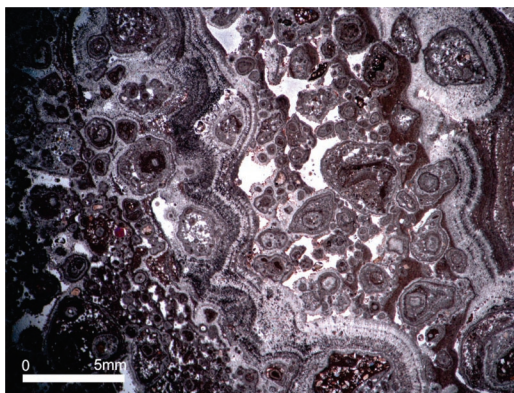


Figura 4. Perfil de la zona de estudio.

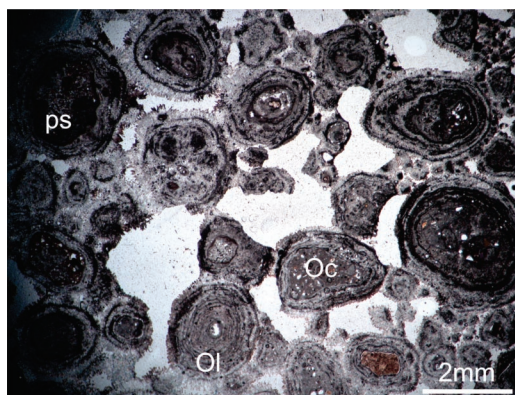




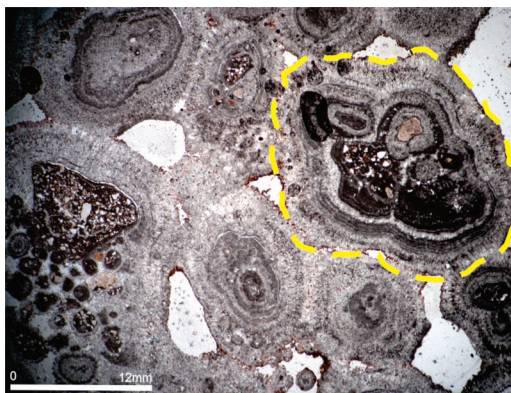
**Figura 5.** Obsérvese las oolitas rodeadas de alternancia de láminas micríticas (oscuras) y microesparíticas (claras) asociadas con formas botroidales irregulares.

dos cristales de cuarzo con extinción ondulosa, feldespatos alcalinos, pequeños cristales de plagioclasas macladas bordeados por coronas de aragonita fibrosa y cementados por esparita (Fig.6). Estas pisolitas también se encuentran rodeadas por envolturas concéntricas regulares bien preservadas que son características de la precipitación inorgánica. En la mayoría de los casos se encuentran fracturadas.

– Oncolitos, en los que se observan núcleos micritizados que pierden su estructura interna, poseen crecimiento concéntrico asimétrico, donde sus láminas son irregulares lo que los distingue de las oolitas presentes. El cemento en la roca es abundante correspondiente a esparita con porosidad intergranular (Fig.7).



**Figura 7.** Porosidad intergranular, oolitas (Ol) de crecimiento concéntrico tangencial, de color oscuro lo que da indicios de materia orgánica incorporada, oncolitos (Oc) de crecimiento asimétrico, obsérvese el carácter ondulado de sus láminas, bordeados por una pequeña corona esparítica en forma de agujas.

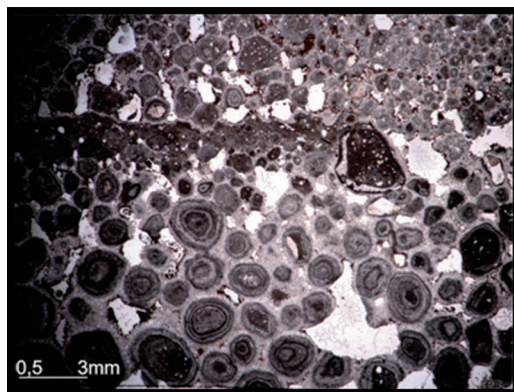


**Figura 6.** Círculo mostrando agregados o grapestone formados por oolitas y clastos, bordeados por coronas fibroradiadas de aragonita.

– Pellets de micrita sin ningún tipo de estructura interna, en su mayoría de pequeño tamaño (menor a 0,1mm), de formas circulares y elípticas (Fig. 8).

– Agregados de granos constituidos por conjuntos irregulares de diferentes rocas, cementados por esparita de grano fino y que se encuentran bordeados por coronas aragoníticas. En algunas muestras están formados por conjuntos de oolitas de pequeños tamaños y cementados por micrita.

**Discusión.** Las características topográficas de la Puna, así como su elevada aridez, permitieron formar numerosas cuencas restringidas con drenaje interno y depositación evaporítica que da lugar a los clásicos salares. Por ej., salar de Pocitos. Un factor muy importante son las bajas precipitaciones en la zona y las altas tasas de evaporación que condicionan los depósitos presentes en el salar dominado por evaporitas.



**Figura 8.** Oolitas con centros de nucleación peloidales, estructura tangencial y concéntrica bien preservada, con núcleos de carbonato micrítico y pequeños oncolitos envueltos en una matriz micrítica.

Los niveles de terrazas estudiados, así como los análisis macroscópicos y microscópicos realizados en diferentes sectores en la zona occidental de la plataforma travertínica en los bordes del salar de Pocitos, nos dan vestigios sobre condiciones más húmedas en períodos pluviales pasados.

Los cambios en las precipitaciones, la temperatura y la nubosidad han jugado un papel importante con respecto a la evaporación del agua y la formación de un lago. Los estudios de modelado climático (Haselton, *et al.*, 2002) apoyan la idea de que múltiples glaciaciones en estas zonas áridas como el Altiplano y la Cordillera Oriental pueden haber estado asociados con episodios recurrentes con mayor disponibilidad de fuentes de humedad provenientes del este (Hermanns y Strecker, 1999).

Son mantos potentes de travertinos, muy compactos y de gran dureza, los cuales actúan como un protector del relieve, que evidencian una inundación antigua. Algunos sectores presentan vetillas de ónix, muy finas y paralelas entre sí, lo que indica la presencia de aguas que fluyeron por fracturas que luego fueron rellenadas. Las interacciones entre la morfología preexistente y cambiante, la velocidad del flujo y los componentes biológicos conducen a la depositación de un amplio rango de litofacies travertínicas. En el salar de Pocitos, estas terrazas travertínicas presentan estructuras de origen lagunar como son las grandes pisolitas encontradas en diferentes tamaños (2-12 mm), oolitas (< 2 mm), oncolitos, biohermas (carbonatos algales), laminaciones y estructuras cavernosas.

Si la erosión varía, porciones de la superficie pueden quedar expuestas a condiciones sub aéreas y, dependiendo del período de exposición, pueden craquelarse parcialmente o alterarse pedogenéticamente (láminas brechadas y horizontes de paleosuelos maduros). En la zona occidental del salar de Pocitos las terrazas travertínicas presentan amplio fracturamiento y/o diaclasamiento indicios de etapas de desecación periódica, y en algunos sectores, hacia el este de la zona de estudio pueden observarse formas retrabajadas.

La etapa lacustre final del salar llegó a cubrir 500 km<sup>2</sup> y a tener una profundidad somera, incorporando un volumen de agua de 9 km<sup>3</sup>, lo cual queda demostrado por la ubicación de la terraza travertínica más alta en el salar de Pocitos. Ella se encuentra 24 m por encima del nivel de base (Bekeschus *et al.*, 2013). Al Comparar estos datos con estudios realizados recientemente en Laguna de Pozuelos (Jujuy), en salares del Altiplano boliviano y en el salar de Atacama (Chile), se deduce que estos fueron coetáneos en el tiempo geológico.

**Conclusiones.** Se describe una plataforma carbonática de composición travertínica, en el sector occidental del salar de Pocitos que alcanza aproximadamente 6,5 km<sup>2</sup>, abarca 25 km longitudinalmente, de aspecto discontinuo, de espesor va-

riable en toda la cuenca entre 1 y 3 metros, con estratificación tabular y horizontal. En algunos sectores presenta vetillas de ónix, lo que indica la presencia de flujos laminares que recorrieron la superficie del salar en tiempos postdeposicionales.

A partir del análisis de la plataforma carbonática se determinó una composición travertínica con diversas estructuras como pisolitas, oolitas de formas variables, biohermas (carbonatos algales), poliooides, grapestones y laminaciones de pequeña escala. Se reconocieron cuatro facies macroscópicas: a) Facies de Travertinos Cavernoso, b) Facies de Travertinos Anillados, c) Facies de Travertinos Microbiales y d) Facies de Travertinos Laminados. En el análisis microscópico se determinaron oolitas, pisolitas, oncolitos, pellets y agregados de granos con cemento esparítico. Todos estos caracteres de las rocas estudiadas nos dan vestigios sobre las condiciones húmedas que predominaron en el ambiente durante el período Pleistoceno.

**Agradecimientos.** Se agradece al personal de las Cátedras de Mineralogía I y II de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta. Se agradece al revisor Horacio Echeveste y a los editores por los consejos para mejorar este trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, R.N. 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta, 196 páginas. Salta.
- Alonso, R.N., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino. Actas I: 43-63. Buenos Aires.
- Bekeschus, B., Bookhagen, B., Manfred R. Strecker, Freymark, J., Eckelmann, F., y Alonso, R. N. 2013. Palaeoclimate reconstructions from lacustrine terraces and lake-balance modeling in the southern central Andes: New insights from salar de Pocitos (Salta Province, Argentina). Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013.
- Camacho, M. 2009. Sedimentología y mineralogía de los depósitos superficiales aluviales y lacustres del Bolsón de La Laguna de Los Pozuelos (BLLP), Puna jujeña, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, 205 p.
- Cordini, R. 1950. Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos de Argentina. Anales de la Dirección Nacional de Minería y Geología, Tomo III, Buenos Aires.
- Chanampa, E. G. 2015. Estudio geológico de las evapofacies travertínicas del borde occidental

- del Salar de Pocitos, Puna Salteña. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta.
- Flügel, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*: Berlin, Springer Verlag, 633 p.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1-38.
- Haselton, K. Hilley, G. y Strecker, M.R. 2002. Average Pleistocene Climatic Patterns in the Southern Central Andes: Control on Mountain Glaciation and Paleoclimate Implications. *The Journal of Geology*, 110 (2), 211-226.
- Hermanns, R. y Strecker M. 1999. Structural and lithological control on large Quaternary rocks avalanches (sturzstrom) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (6), 934-948.
- Hongn, F.D. y Seggiaro R, E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 96 páginas.
- Igarzábal, A. 1996. Los salares de la Puna Argentina (provincias de Jujuy, Salta y Catamarca). Instituto de Beneficios de Minerales. Universidad Nacional de Salta. Inédito, Salta.
- James, N.P. y Kendall, A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies model. In: R.G. Walker and N.P. James, eds., *Facies Models. Geological Association of Canada*, 265-275.
- Ruiz, E., G. 2012. Estudio geológico de los depósitos de sulfato de sodio del extremo sur del salar de pocitos, Salta. Tesis profesional. Universidad Nacional de Salta.
- Sánchez, M. C., Sastre, V. E. y Salfity J. A. 2003. Geomorfología de la Cuenca del Salar de Pocitos, Puna Argentina. II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Actas I: 379-388. Tucumán.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi (provincia de Salta). *Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol.* 99. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1972. Puna. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* (A. Leanza, Ed.), p. 91-116. Córdoba.



# DEFORMACIÓN INTRACRISTALINA EN CUARZO: PEGMATITA DON ARTURO, SIERRA DE ANCASTI, CATAMARCA

Cisterna, Clara E.<sup>1</sup>, Battich, María E., Aldonate, Daniela<sup>2</sup>, Sardi, Fernando<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT-CONICET.

<sup>2</sup> Fundación Miguel Lillo.

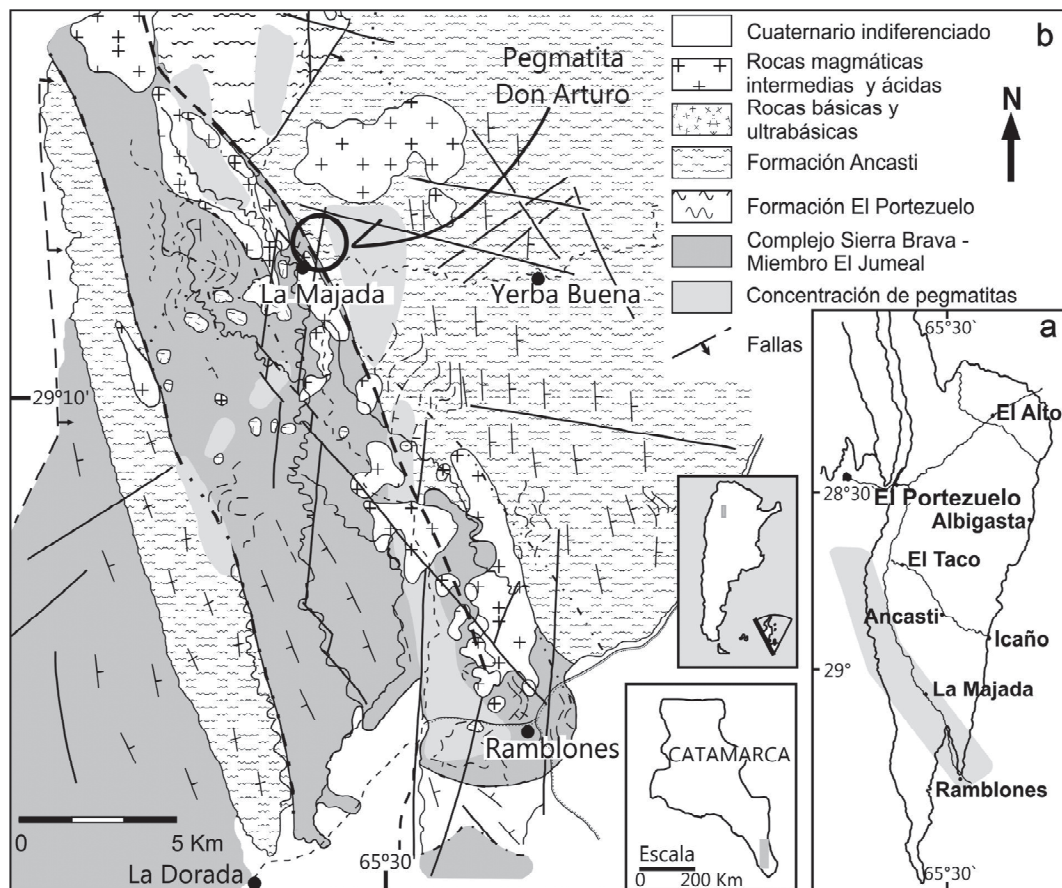
**Resumen.** Se analiza la deformación en cuarzo bandeado que integra la zona externa de la pegmatita Don Arturo, sierra de Ancasti, Catamarca. Al microscopio, este mineral presenta patrones estructurales propios de episodios de deformación por presiones dirigidas. Se suman conspicuas estructuras adjudicadas en principio a una importante deformación planar.

**Palabras clave.** Deformación intracrystalina, cuarzo, pegmatita, Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Abstract.** The study is focused on the banded quartz forming the external zone of the Don Arturo pegmatite, sierra de Ancasti, Catamarca. At the microscope scale, the quartz show typical structures of deformational shear episodes but they also develop others, conspicuous and probably related to a planar deformation.

**Keywords.** Intracrystalline deformation, quartz, pegmatite, Sierras Pampeanas Septentrionales.

La sierra de Ancasti (Sierras Pampeanas Septentrionales, SE de Catamarca) está compuesta principalmente por rocas del basamento ígneo – metamórfico del Proterozoico – Paleozoico inferior. En su tramo centro - sur se extiende una faja de dirección NO-SE (figura 1a), que está limitada hacia el Norte y Sur por fallas transcurrentes. Esta zona fue afectada por diferentes episodios de deformación, correspondiendo al más reciente una cizalla dúctil. Como testimonios de esta deformación se han reconocido estructuras características de cizalla impresas en las diferentes unidades y observadas en macro y micro escala. Sin embargo,



**Figura 1.** a) Sierra de Ancasti, Catamarca. b) Mapa geológico sintetizado de la Faja La Majada – Ramblones.

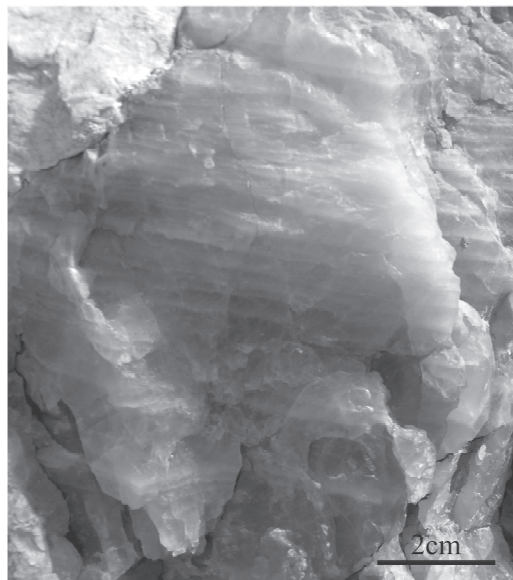


es en los cristales de cuarzo que componen la pegmatita Don Arturo donde se presentan estructuras que resultarían del accionar de fuertes presiones dirigidas y que hasta el presente fueron casi exclusivamente descritas en rocas de impacto. La finalidad de este trabajo es dar a conocer el desarrollo de tales estructuras y proponer variables para explicar su formación.

A lo largo de la faja La Majada – Ramblones afloran esquistos bandeados, gneises, anfibolitas y migmatitas que son testimonios de más de un episodio de metamorfismo, anatexis y deformación. Se suma la existencia de numerosos cuerpos ígneos sin y postcinemáticos, con composiciones que varían desde granitos a tonalitas, y de pegmatitas. Es característico de esta zona el desarrollo heterogéneo de un episodio de deformación dúctil que afecta los diferentes litotipos, generando estructuras características y una foliación discontinua con dirección general NO-SE. La pegmatita Don Arturo, ubicada en el norte de La Majada (29°01'9,49" - 29°00'49,17" S y 65°33'39" - 65°33'52,14" O), se dispone de modo concordante y en contacto neto con esquistos bandeados (Bt+Pl+Qz+Sil+Grt) y, hacia el extremo noroeste, con una granodiorita. Esta pegmatita es lenticular, con una potencia máxima de 40 m y se extiende a lo largo de 170 m con dirección NO-SE. Su ubicación y disposición coincide con la falla transcurrente que limita la zona hacia el norte (figura 1b). El cuerpo presenta zonación interna de tipo complejo y asimétrico, con una zona de borde discontinua, una externa con textura gráfica que comprende las asociaciones Qz+Pl+Ms y Qz+Mc+Ms, una intermedia de microclino peritítico y el núcleo, con cuarzo y microclino peritítico.

En la pegmatita la deformación es heterogénea, con desarrollo de estructuras adjudicadas a diferentes episodios de deformación, como fracturamiento (cataclasis), plegamiento y cizalla dúctil.

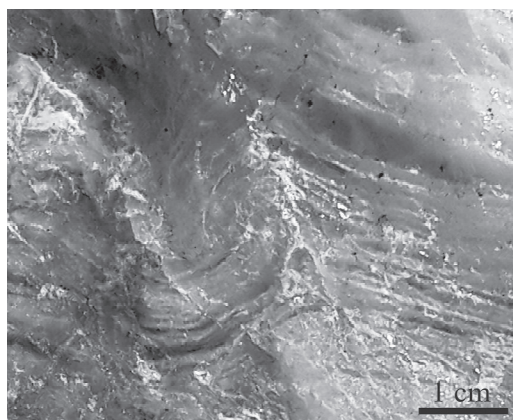
El cuarzo integra diferentes zonas, su color varía de blanquecino a rosado y se destaca por el desarrollo de un marcado bandeamiento, especialmente en las masas que forman la zona externa del cuerpo. Estas bandas varían de 1 a 5 mm de espesor, son de diferente tonalidad y paralelas entre sí (figura 2). Pueden estar plegadas, dando lugar a pliegues simétricos (hasta 15 cm de amplitud). Aunque menos comunes, se reconocen en la pegmatita masas de cuarzo con una deformación penetrativa representada por un juego de fracturas paralelas (espaciado de 0,5 a 5 cm), que también pueden estar plegadas (figura 3). Al microscopio se observa el desarrollo de “bandas o cintas” de deformación paralelas. Las estructuras más conspicuas son las presentes en los cuarzoes bandeados de la zona externa, que se observan en escala microscópica. En estos granos son comunes las inclusiones fluidas, con frecuencia alineadas. La extinción es fragmentosa discontinua, también en damero (“chessboard”) y los bordes entre subgra-



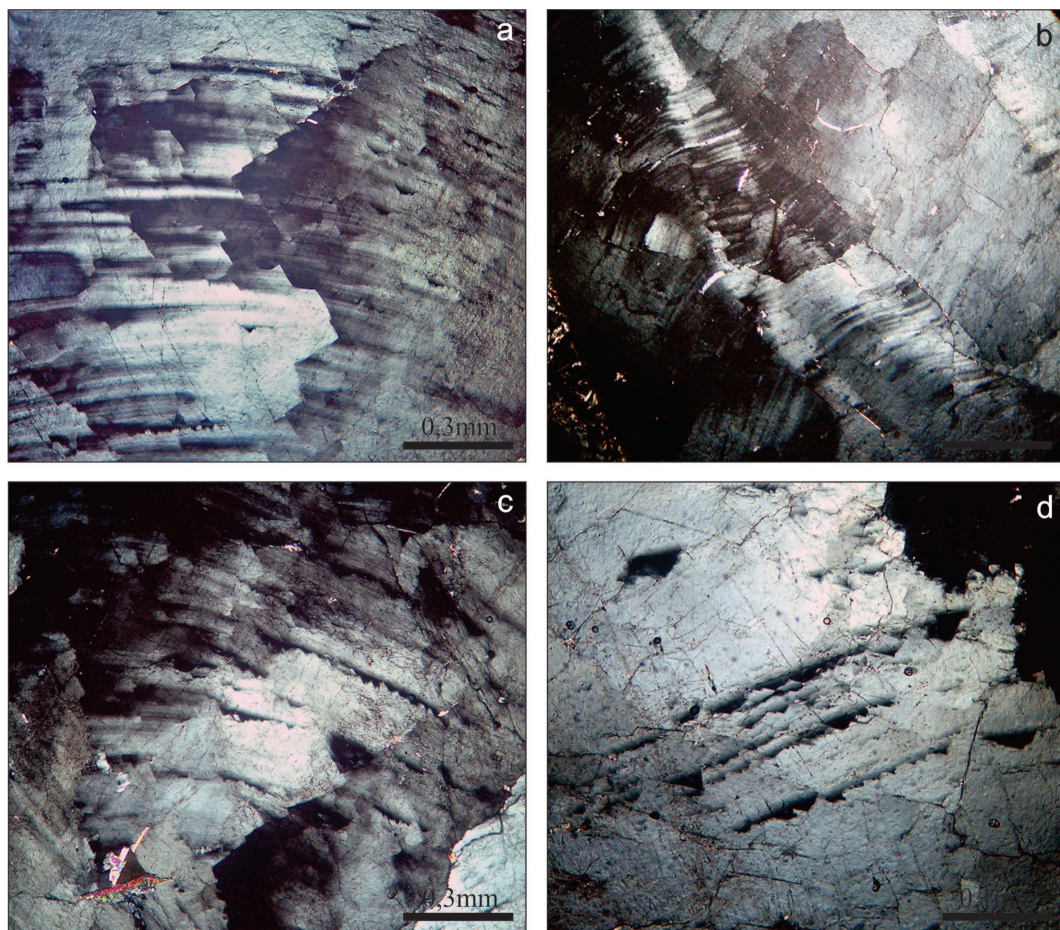
**Figura 2.** Cuarzo bandedo de la zona externa.

nos son lobulados o aserrados (“bulging”). Se presentan granos determinando figuras sigmoideas con bordes tipo mortero. Las estructuras destacadas son las maclas (figura 4a) que se disponen de modo heterogéneo, concentrándose por zonas. Los individuos son generalmente curvos y discontinuos, siendo frecuente el desarrollo de “micro-kinks” (figura 4b). También se reconocen cuarzoes deformados según lamelas con diferente orientación óptica, entre las que se disponen alineadas inclusiones fluidas con diseño geométrico (figura 4c) y se reconocen por ser de zonas oscurecidas a lo largo del grano (figura 4d).

Las estructuras observadas en los granos de cuarzo se pueden adjudicar a episodios de deformación por presión dirigida, con características de



**Figura 3.** Pliegue en cuarzo bandedo.



**Figura 4.** Fotomicrografías en cuarzo(polarizador cruzado). a) Macla múltiple. b) Estructuras «kink». c) y d) Inclusiones fluidas con diseño geométrico.

tipo dúctil. Sobre este tema son numerosos los autores que se refieren a los condicionantes físicos y mecánica de formación (Passchier y Trouw, 2005; entre otros). Sin embargo, el desarrollo de estructuras planares como las maclas descriptas, “kink” y cristales curvos en el cuarzo representa un punto con mayor complejidad que involucra dislocaciones y rotaciones de la red cristalina ante condiciones de presiones elevadas, relativamente transitorias, y temperaturas medias (500° - 550°C) (Wenk *et al.*, 2011; entre otros). Respecto a la formación de lamelas paralelas, también se adjudican a deformación planar y la presencia de inclusiones fluidas a lo largo de sus bordes, se explicaría por la formación de “islas” ante muy altas presiones normales a los borde de los granos (Drury y Urai, 1990). En estas “islas” se ubicarían componentes de la fase fluida. El origen de estas presiones es controvertido.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Drury, M. y Urai, J. 1990. Deformation-related re-crystallization. *Tectonophysics* 172: 235-253.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Heidelberg, 366 pp.
- Wenk, H.R., Janssen, C., Kenkmann, T. y Dresen, G. 2011. Mechanical twinning in quartz: Shock experiments, impact, pseudotachylites and fault breccias. *Tectonophysics* 510: 69-79.



# IDENTIFICACIÓN DE PARAGÉNESIS EN DESEQUILIBRIO POR MEDIO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA DE LA FACIES ANDESÍTICA DE LAS VULCANITAS TRAYÉN NIYEU, MESETA DE SOMÚN CURÁ, PATAGONIA EXTRAANDINA

**Cordenons Pablo D.<sup>1,2,\*</sup>; Remesal Marcela B.<sup>1,2</sup>; Salani Flavia M.<sup>1,2</sup>; Cerredo Maria E.<sup>2</sup>; Colombo Fernando<sup>3</sup>; Guerreschi Alina B.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> IGEB-CONICET-FCEN, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup> CICTERRA-CONICET-FCEyN-UNC, Av. Vélez Sarsfield 1611 (X5016CGA), Pabellón de Geología, Córdoba, Argentina.

\* Autor para correspondencia. Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.  
padacorde@gl.fcen.uba.ar (P. D. Cordenons)  
remesal@gl.fcen.uba.ar (M. B. Remesal)  
flaviamsalani@gmail.com (F. M. Salani)  
cerredo@gl.fcen.uba.ar (M. E. Cerredo)  
fosfatos@yahoo.com.ar (F. Colombo)  
alina.guerreschi@unc.edu.ar (A. B. Guerreschi)

**Resumen.** Las Vulcanitas Trayén Niyeu (VTN) son representantes de un inusual magmatismo calcoalcalino mioceno relacionado con el estadio post-plateau de la Provincia Magmática Somún Curá (PMSC), de carácter mayormente alcalino. Cubren un área de 650 km<sup>2</sup> en el margen noroeste del Macizo Nordpatagónico, determinando una zona de transición entre el ambiente de retroarco y el antepaís. Estudios texturales y de microsonda electrónica sobre una andesita permitieron establecer que la paragénesis en equilibrio químico con este líquido está compuesta por En<sub>78-80</sub> y An<sub>43-52</sub>, mientras que individuos de composición An<sub>15-19</sub> no se encuentran en equilibrio, desarrollando en grado variable un reborde de textura celular esponjosa de composición An<sub>30-38</sub>. A su vez, los cambios texturales observados en los minerales en equilibrio como la textura celular "boxy" en la plagioclasa cálcica y el reborde de clinopiroxeno en el ortopiroxeno, probablemente hayan estado relacionados al descenso de temperatura asociado a la disolución y recristalización de la plagioclasa sódica. En este marco, la evolución del magmatismo del cerro Trayén Niyeu debe involucrar procesos en los que interactúan magmas con propiedades físicas y/o químicas contrastantes, tales como mezcla de magmas por inyección, recarga o convección.

**Palabras Clave.** Vulcanismo, Texturas de desequilibrio, Mioceno, Macizo Nordpatagónico, Microsonda Electrónica.

**Abstract.** "Identification of disequilibrium paragenesis by electron microprobe analysis of the andesitic facies of Trayén Niyeu Volcanites, Somún Curá plateau, Extra-andean Patagonia". The Trayén Niyeu Volcanites (TNV) represent an unusual miocene calc-alkaline magmatism related to the post-shield stage of the Somún Curá Magmatic Province, of mainly alkaline nature. They develop a 650 km<sup>2</sup> mesa at the north-western margin of the North Patagonian Massif, defining a back-arc to foreland transition zone. Textural and EMPA studies on TNV andesitic facies allowed us to establish that the equilibrium paragenesis with this liquid is of En<sub>78-80</sub> and An<sub>43-52</sub> composition, whereas individuals of composition An<sub>15-19</sub> are not in equilibrium, developing a more calcic (An<sub>30-38</sub>) rim with spongy cellular texture of varying intensities. The growing of a boxy cellular texture rim on plagioclase and a clinopyroxene epitactic overgrowth on the orthopyroxene, probably result from the temperature drop associated to the dissolution and recrystallization of the sodic plagioclase. In this regard, TNV's magmatic evolution must involve processes that account for the interaction of magmas of contrasting physico-chemical properties, such as magma mixing by injection, chamber replenishment or convection.

**Keywords.** Volcanism, Disequilibrium Textures, Miocene, North Patagonian Massif, Electron Microprobe Analysis.

**Introducción.** El cerro Trayén Niyeu (41°06'S; 68°21'O) es un aparato volcánico mioceno ubicado en el límite noroccidental de la Provincia Magmática de Somún Curá (PMSC), en la región extra-andina del macizo Nordpatagónico, a más de 550 km del límite de placas Nazca-Sudamérica (figura 1). Las efusiones de este centro y otros menores relacionados definen la unidad Vulcanitas Trayén Niyeu (VTN), que forman una meseta de ~650 km<sup>2</sup> y comprenden composiciones mayormente basandesíticas a andesíticas. Esta unidad también incluye diferenciados dacíticos y riolíticos ubicados en el cerro Trayén Niyeu.

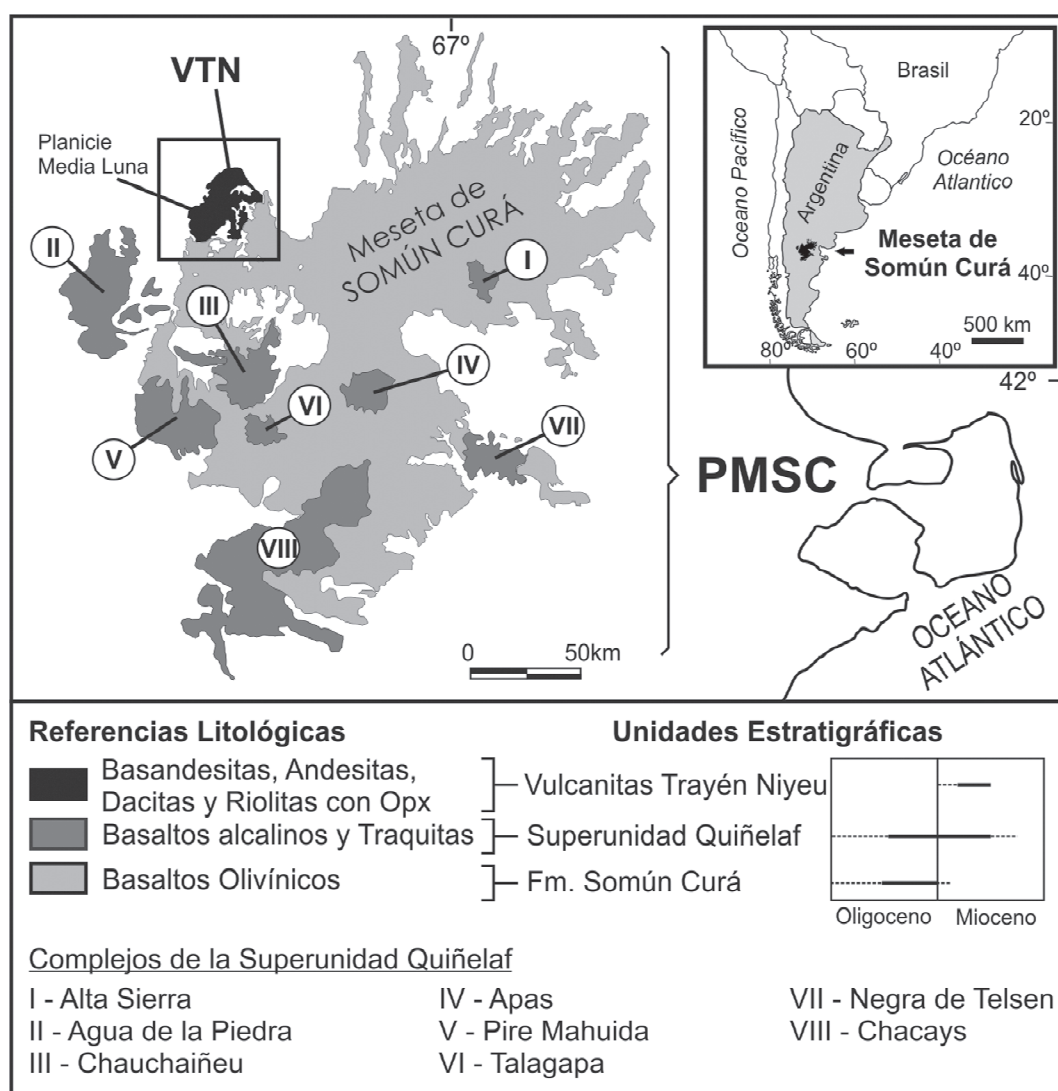
Los primeros trabajos específicos en la zona, de carácter estratigráfico y petrológico, corresponden a Remesal *et al.* (2005). Salani *et al.* (2006) datan el vulcanismo en 18,8±0,5 Ma (Burdigaliano), mientras que Cordenons (2012) y Cordenons y Remesal (2012) profundizan sobre su petrología y geoquímica. De forma general pueden definirse, de base a techo, tres litofacies para las VTN: I) Basandesitas ortopiroxeníticas; II) Andesitas y dacitas clastogénicas brechosas y bandeadas; y III) Vitrófiro dacíticos y riolíticos (Cordenons *et al.*, 2016, en prensa). Las VTN forman una serie calcoalcali-

na de 54 a 70 %SiO<sub>2</sub>, de intermedio a alto potasio (0,6-4,3 %K<sub>2</sub>O), con relativamente altos contenidos de magnesio para los términos basandesíticos (4,9-6,5 %MgO). Su evolución netamente subalcalina resulta algo inusual para el ámbito de la PMSC, de naturaleza mayormente alcalina. Al igual que en otras áreas de la meseta, esta evolución es acompañada de múltiples evidencias de desequilibrio químico y procesos de diferenciación complejos (Cordenons, 2013; Maro y Remesal, 2012).

Asociados a la fase post-plateau de la PMSC, se han observado lavas con características petrográficas y químicas similares a las VTN (Remesal *et al.*, 2016, en prensa), por lo que su estudio de-

tallado tiene una importancia que va más allá de su localización puntual.

**Metodología.** Se prepararon cortes petrográficos de la andesita bandeada TrN 34, realizando por separado láminas pulido espejo de la banda negra (TrN 34 N) y roja (TrN 34 R). Ambas fueron caracterizadas petrográficamente y estudiadas en el Centro de Microscopías Avanzadas de la Universidad de Buenos Aires por medio de un microscopio electrónico de barrido (SEM) Zeiss Supra 40 con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X por dispersión de energía (EDS) Inca X-Sight 7426 de Oxford Instruments. Para este trabajo se obtu-





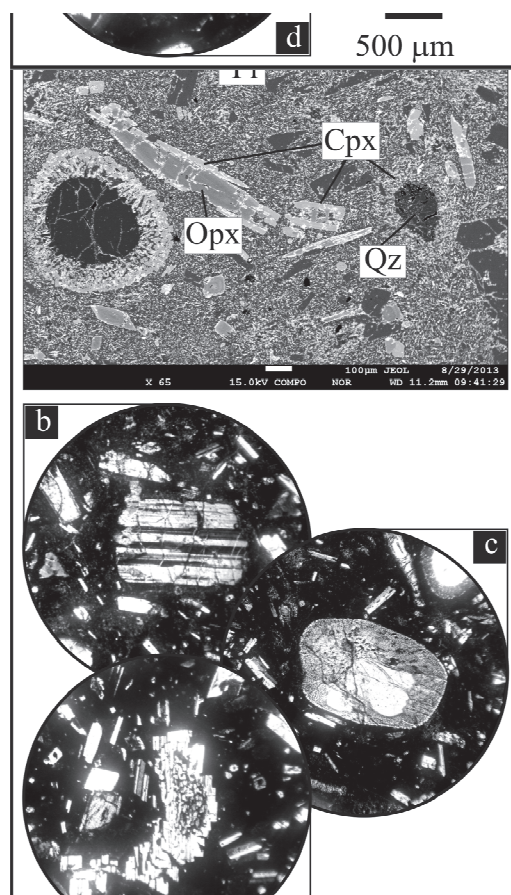
vieron composiciones de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa de la muestra TrN 34 N con una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX, Universidad Nacional de Córdoba) en modo de espectrometría de dispersión de longitud de onda de rayos X (WDS). El diámetro del haz fue de 1-5  $\mu\text{m}$ . El voltaje de aceleración fue de 15,0 kV y la corriente del haz de 10 nA para los feldespatos y 20 nA para los piroxenos. El tiempo de medición de cada elemento fue de 5 s para el fondo y 10 s para el pico. Se utilizaron detectores con cristal TAP (Na, Mg, Al y Si), PETJ (P, K, Ti, y Ca), y LIF (Cr, Mn, Fe). El Na se colocó como primer elemento a medir para evitar pérdida por difusión durante la medición. Los estándares utilizados fueron: anortoclasa (Na), diópsido (Mg), ortoclasa (Al, K, Si en plagioclasa), apatito (P), wollastonita (Ca, Si en ortopiroxeno), fayalita (Fe), titanita (Ti), cromita (Cr) y rodonita (Mn). Se midió también Sr, Ba y Pb pero en casi todos los casos por debajo del límite de detección. Los datos de intensidad fueron procesados con la rutina ZAF mediante el software provisto por JEOL. Las fórmulas estructurales fueron calculadas en base a 8 y 6 oxígenos para feldespatos y piroxenos respectivamente.

La composición química de roca total de la muestra TrN 34 N se determinó en ACME Analytical Laboratories, Vancouver (Canadá) a partir de ICP-OES para los elementos mayores, Ni y Sc; e ICP-MS para el resto de los elementos menores y traza.

**Petrografía.** La andesita TrN 34 de la Facies II, se emplaza en la cumbre del cerro Trayén Niyeu y es de naturaleza clastogénica, con bandas de coloración rojas y negras. Su textura es glomeroporfírica a seriada en el rango de 50-800  $\mu\text{m}$ , con un alto contenido de microfenocristales y fenocristales (~40%) de ortopiroxeno y plagioclasa en proporciones semejantes. Los fenocristales de ortopiroxeno se presentan en glomérulos de entre 1-4 mm, mientras que los individuos de plagioclasa varían entre 1,5-6 mm. Los microfenocristales constituyen la fracción granulométrica entre 0,8-1,5 mm que se presentan de forma aislada. La pasta tiene textura hialopilitica fluidal, compuesta por un agregado muy fino de minerales opacos, plagioclasa y piroxenos esqueléticos, inmersos en una mesostasis de vidrio. En la banda negra (TrN 34 N) el contenido de plagioclasa es mayor que el de ortopiroxeno, y los microfenocristales de ortopiroxeno son de hábito prismático corto, con un buen desarrollo de rebordes de clinopiroxeno cristalográficamente en zona con el eje c (figura 2a). En la banda roja (TrN 34 R) el contenido de ortopiroxeno es mayor que el de plagioclasa. Los microfenocristales de ortopiroxeno poseen un hábito prismático largo a esquelético y un reborde rojo oxidado que ocasionalmente es precedido por un fino reborde de clinopiroxeno.

Los cristales de plagioclasa poseen diferente grado de desarrollo de texturas de desequilibrio, distinguiéndose tres poblaciones (figura 2b-d): I) sin reabsorción, subhedrales con maclas polisintéticas anchas; II) anhedrales a ovoidales, con textura celular esponjosa formando un manto alrededor de un núcleo no afectado, o bien sin el núcleo preservado; III) euhedrales con textura celular "boxy". En la banda roja predomina el Tipo III, seguido del Tipo II y I, mientras que en la banda negra predomina el Tipo II con menor proporción del Tipo I y III respectivamente.

Se observa también una variedad de xenocristales. En la banda roja se encuentran enclaves de olivina totalmente iddingsitizados con inclusiones



**Figura 2.** a. Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de la muestra TrN 34 N. Se observan microlitos de plagioclasa y de ortopiroxeno con reborde de clinopiroxeno, así como cuarzo con corona de reacción de clinopiroxeno; b-d. Fotomicrografías mostrando plagioclasa Tipo I, II y III, respectivamente (luz polarizada).

de apatito pleocroico, así como cristales de biotita intensamente reabsorbidos y reemplazados por un agregado de óxidos de hierro y titanio, clinopiroxeno y plagioclasa. En la banda negra, los xenocristales son de clinopiroxeno verde diopsídico cribado, biotita reabsorbida, y de cuarzo con o sin corona de clinopiroxeno.

**Química Mineral.** Los resultados de WDS (Tabla 1) indican que los núcleos de los microlitos de ortopiroxeno poseen una composición enstatítica ( $Wo_{3,0-3,2}$ ;  $En_{78-79}$ ;  $Fs_{18-19}$ ;  $Ac_{0,10}$ ), mientras que los de plagioclasa son andesinas-labradoritas ( $An_{50-52}$ ;  $Ab_{46-49}$ ;  $Or_{1,3-1,4}$ ). Los microlitos de ortopiroxeno a su vez, muestran una zonación a composiciones más cálcicas y ferrosas ( $Wo_{3,7-3,8}$ ;  $En_{73}$ ;

$76;Fs_{20-23}$ ;  $Ac_{0,1-0,2}$ ) hacia el borde, luego del cual ocurre el pasaje neto a clinopiroxeno de composición augítica diopsídica ( $Wo_{35-37}$ ;  $En_{44-42}$ ;  $Fs_{19-20}$ ;  $Ac_{1,0-1,3}$ ). Los glomérulos de ortopiroxeno poseen una composición homogénea enstatítica ligeramente más magnésiana y sódica ( $Wo_{2,8-2,9}$ ;  $En_{80}$ ;  $Fs_{17}$ ;  $Ac_{0,28-0,45}$ ) que los microlitos. En cuanto a los feno y microfenocristales de plagioclasa, se observan correlaciones sistemáticas entre su textura y su composición. El Tipo I es oligoclasa ( $An_{16-19}$ ;  $Ab_{74-77}$ ;  $Or_{6,4-7,4}$ ). El Tipo II presenta núcleos de oligoclasa semejante al Tipo I ( $An_{15-19}$ ;  $Ab_{71-77}$ ;  $Or_{6,9-9,8}$ ) pero gradada a andesina hacia los rebordes esponjosos ( $An_{30-38}$ ;  $Ab_{59-65}$ ;  $Or_{3,8-5,5}$ ). Finalmente, el Tipo III tiene una composición semejante a los microlitos, entre andesina y labradorita ( $An_{43-52}$ ;  $Ab_{46-54}$ ;  $Or_{1,5-2,6}$ ).

**Tabla 1.** Composición química de la muestra TrN 34 N y rango de composiciones representativas de piroxenos y feldespatos. Fen.: fenocristales; ML.: microlitos; Reb.: rebordes sobre microlitos de ortopiroxeno; Plagioclasa Tipo I-III: ver texto; b.: bordes; n.: núcleos; n.d.: no detectado; n.m.: no medido.  $FeO$  y  $Fe_2O_3$  de TrN 34 N fueron calculados a partir de  $Fe_2O_3T$  en base a Middlemost (1989) utilizando  $Fe_2O_3/FeO = 0,35$ .  $Kd(X-Y)^{min-liq}$  es el coeficiente de distribución interno de los componentes X e Y entre un mineral y el líquido). Ver texto.

% p.	TrN 34 N	Opx Fen.	Opx ML. (n)	Opx ML. (b)	Cpx Reb.	Pl I	Pl II (n)	Pl II (b)	Pl III	Pl ML. (n)
SiO <sub>2</sub>	61,2	55,0-55,2	53,9-54,4	54,3-54,6	50,7-51,0	64,5-65,4	64,3-65,5	59,2-61,2	55,5-58,0	55,9-56,4
TiO <sub>2</sub>	1,34	0,21-0,24	0,34-0,42	0,45-0,49	1,17-1,18	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	2,42-2,55	2,70-3,56	1,60-2,17	2,67-2,84	22,4-22,9	22,1-22,9	25,0-26,6	26,8-28,8	27,9-28,6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,27-0,37	0,39-0,54	0,17-0,33	0,00-0,04	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
MnO	0,07	0,16-0,27	0,19-0,22	0,28-0,38	0,27	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
FeO	4,78	11,0-11,1	11,3-12,4	13,1-14,6	11,6-12,2	0,13-0,37	0,14-0,23	0,08-0,50	0,31-0,92	0,31-0,65
MgO	3,28	29,8-30,0	28,8-29,3	26,8-28,0	14,6-15,4	0,00-0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	4,59	1,46-1,53	1,53-1,64	1,93-1,95	16,9-17,7	3,26-3,73	2,99-3,89	6,06-7,53	8,59-10,28	9,8-10,4
Na <sub>2</sub> O	3,76	0,08-0,13	0,03-0,04	0,03-0,06	0,26-0,33	8,11-8,70	7,78-8,85	6,47-7,21	4,98-5,98	5,08-5,34
K <sub>2</sub> O	2,51	0,00-0,02	n.d.	0,00-0,02	n.d.	1,10-1,29	1,18-1,65	0,64-0,94	0,26-0,42	0,21-0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	n.m	n.m	n.m	n.m	0,00-0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
LOI	1,2	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
Total	99,36	100,5-101,2	100,5-101,3	100,2-101,1	99,2-100,0	100,8-101,6	100,3-101,8	100,1-101,0	99,6-100,8	100,0-100,9
$Kd(X-Y)^{min-liq}$		0,251-0,255	0,269-0,295	0,320-0,375	0,541-0,545	0,732-0,879	0,674-0,956	0,289-0,401	0,165-0,234	0,165-0,184

**Discusión.** Determinar si la cristalización de las fases minerales se produjo o no en equilibrio en una roca volcánica es difícil, ya que durante el ascenso del magma se producen cambios súbitos de presión y tasa de enfriamiento, que repercuten en la capacidad de reequilibrarse de las diferentes fases minerales (Mollo *et al.*, 2011). En líneas generales, podemos asumir que las composiciones de los núcleos de los microlitos deberían estar en equilibrio con la composición global de la roca (Putirka, 2008). Esto fue corroborado entre la composición de roca total de la muestra TrN34 N (banda negra) y las composiciones medidas en los núcleos de sus microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno ( $An_{50-52}$ ;  $Ab_{46-49}$ ;  $Or_{1,3-1,4}$  y  $Wo_{3,0-3,2}$ ;  $En_{78-79}$ ;  $Fs_{18-19}$ ;  $Ac_{0,10}$ ) a través de los “tests” de equilibrio de Rhodes *et al.* (1979) y de Putirka (2008). El mismo procedimiento se utilizó para los glomérulos de ortopiroxeno y las distintas poblaciones texturales de plagioclasa (Tabla 1). Los valores de equilibrio para las respectivas reacciones de intercambio son:  $Kd(Fe-Mg)_{Opx-Liq} = 0,29 \pm 0,06$  (Rhodes, 1979);  $Kd(Fe-Mg)_{Cpx-Liq} = 0,27 \pm 0,03$  y  $Kd(Ab-An)_{Pl-Liq} = 0,1 \pm 0,05$  ( $T < 1050$  °C) o  $0,27 \pm 0,11$  ( $T > 1050$  °C) (Putirka, 2008). Tanto los glomérulos como los núcleos de los microlitos de ortopiroxeno se encuentran en equilibrio, mientras que sus rebordes más cálcicos se alejan parcialmente de estas condiciones. Los rebordes de clinopiroxeno de los microlitos no se encuentran en equilibrio. Las plagioclasas Tipo III, bordes Tipo II y los microlitos están en equilibrio para  $T > 1050$  °C, mientras que las Tipo I o núcleos de las Tipo II en ningún caso están en equilibrio. Estos resultados concuerdan con observaciones previas basadas en datos de EDS interpretados en Cordenons (2013), confirmando la coexistencia de cristales pertenecientes a distintas paragénesis en un mismo magma.

Los datos de equilibrio químico sumados a las evidencias texturales permiten acotar la historia de estos minerales. En una primera etapa, el magma andesítico de composición TrN 34 N cristalizaba en equilibrio ortopiroxeno y plagioclasa euhedrales de composición  $En_{78-80}$  y  $An_{43-52}$ . En una etapa posterior, este líquido interactúa con un sustrato (¿magma más diferenciado?) del cual obtiene cristales de plagioclasa de composición  $An_{15-19}$ , produciéndose una reacción de disolución y recristalización a composiciones más cálcicas ( $An_{30-38}$ ), reflejada en la textura celular esponjosa (Hibbard, 1995) de las plagioclasas Tipo II. Paralelamente, los individuos de plagioclasa y ortopiroxeno cogenéticos son desplazados momentáneamente fuera del equilibrio, produciéndose la textura celular “boxy” (Hibbard, 1995) observada en las plagioclasas Tipo III, y el reborde más cálcico seguido de clinopiroxeno en el ortopiroxeno. Ambas texturas son compatibles con tasas de nucleación y crecimiento elevadas y baja difusión, y se desarrollaron probablemente como respuesta al descenso de temperatura

acoplado a la disolución de las plagioclasas sódicas. La falta de evidencia de disolución en las plagioclasas de Tipo I, podría explicarse si éstas fueron incorporadas inmediatamente antes de la extrusión, careciendo del tiempo necesario para llevarse a cabo la reacción con el magma, o bien si al momento de su incorporación la temperatura o reactividad del líquido andesítico fue insuficiente. Finalmente, el sistema se estabiliza y cristalizan los microlitos de ortopiroxeno y plagioclasa de composición  $En_{78-79}$  y  $An_{50-52}$ .

En vistas de la limitada información disponible por el momento, una serie de escenarios alternativos podrían brindar un marco teórico coherente con nuestras observaciones e interpretaciones. El modelo más simple implica la existencia de una cámara magmática diferenciada, no estratificada, que sufre la inyección de un magma básico, produciéndose convección y mezcla entre los líquidos. Si la cámara estuviera estratificada existen dos posibilidades para romperla y desencadenar la convección: por la inyección de magma, o bien a partir de la ganancia de calor por difusión térmica de un subplacado de magma situado a niveles inferiores (Couch *et al.*, 2001).

Más información es necesaria para determinar si el sistema es abierto o cerrado (intercambio de masa y calor o solo de calor), y si los líquidos interactuantes son o no cogenéticos. La asociación de diópsido, olivina y apatito pleocroico, es frecuente en las vulcanitas alcalinas la PMSC (Maro y Remesal, 2012; Cordenons *et al.*, 2014). La presencia de xenocristales de estos minerales en las VTN no permite descartar la participación de líquidos no cogenéticos durante la evolución de este magmatismo. A su vez, en el contexto de PMSC, con un desarrollo de más de 25.000 km<sup>2</sup>, sería plausible la existencia de un subplacado basáltico.

**Conclusión.** Las características texturales y composicionales de la banda negra de una andesita clastogénica de las Facies II de las VTN, permitieron establecer que la paragénesis en equilibrio con este líquido es  $En_{78-80}$  y  $An_{43-52}$ . El magma andesítico interactuó con un sustrato del cual obtuvo cristales de plagioclasa de composición  $An_{15-19}$ , produciéndose una reacción de disolución (textura celular esponjosa) y recristalización a composiciones más cálcicas ( $An_{30-38}$ ). El descenso de temperatura aparejado a esta reacción promovió la rápida cristalización en los minerales cogenéticos, evidenciado por la textura celular “boxy” en la plagioclasa y el reborde de clinopiroxeno en el ortopiroxeno. En este marco, la evolución del magmatismo del cerro Trayén Niyeu debe involucrar procesos en los que interactúan magmas con propiedades físicas y/o químicas contrastantes, tales como mezcla de magmas por inyección, recarga o convección. La convivencia de diversos estadios de disolución de las plagioclasas sódicas sugiere cier-

ta recurrencia en los procesos, así como que estos procesos sean los causantes de la erupción.

**Agradecimientos.** Este trabajo es una contribución al proyecto UBACYT 20020130100650BA. Agradecemos a los revisores por las correcciones y a la Dra. M. C. Marchi del Centro de Microscopías Avanzadas de la UBA por su gran ayuda en las sesiones de SEM.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cordenons, P. D. 2012. Geología del Campo Volcánico Trayén Niyeu, Departamento 25 de Mayo, Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito 121) 121 p. Buenos Aires.
- Cordenons, P. D. 2013. Correlation between disequilibrium features and mineral chemistry at the miocene Trayén Niyeu volcano, Somún Curá plateau, northern Patagonia, Argentina. *GeoSur* 2013. *Bollettino di Geofisica* 54 (2): 148-152.
- Cordenons, P. D. y Remesal, M. B. 2012. El Campo Volcánico Trayén Niyeu: Evidencias de desequilibrio en efusiones post-plateau, Patagonia Extraandina. XIII Congreso Geológico Chileno. Actas T3 Magmatismo y Metamorfismo: 407-409, Antofagasta.
- Cordenons, P. D., Cerrredo M. E., Salani, F. M. y Remesal, M. B. 2014. Insights into pleochroic apatites of the Somún Curá cenozoic bimodal volcanic complexes. X Encuentro International Center for Earth Sciences. Actas: p. 27.
- Cordenons, P. D., Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerrredo, M. E. (en prensa). Estratigrafía de las Vulcanitas Trayén Niyeu: Representante del magmatismo calcoalcalino mioceno en la meseta de Somún Curá. XI Encuentro International Center for Earth Sciences.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. y Carrol, M. R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 411: 1037-1039.
- Hibbard, M. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 587 p.
- Maro, G. y Remesal, M. B. 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 142-151.
- Middlemost, E. A. K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77 (1): 19-26.
- Mollo, S., Putirka, K. D., Iezzi, G., Del Gaudio, P. y Scarlato P. 2011. Plagioclase-melt (dis) equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos* 125: 221-235.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. En: Putirka, K. D., Tepley, F. (Eds.). *Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerrredo, M. E. 2005. Estratigrafía del volcán Trayén Niyeu, Provincia de Río Negro. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 791-794.
- Remesal, M. B., Cerrredo, M. E., Cordenons, P. D. y Salani, F. M. (2016, en prensa). The Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex, characterization of its basaltic components. XI Encuentro International Center for Earth Sciences.
- Rhodes J. M., Dungan M. A., Blanchard D. P. y Long P. E. 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics* 55: 35-61.
- Salani, F. M., Remesal, M. B., Cerrredo, M. E., Franchi, M. y Ardolino, A.A. 2006. Contribution to the age of the Somún Curá post-plateau events. Extra Andean Argentinean Patagonia. En: Gaucher, C., Bossi, J. (Eds.). V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Actas: 415-419.



## RESULTADOS PRELIMINARES DE LOS ÁNGULOS DE EXTINCIÓN ONDULANTE MEDIDOS EN CUARZO DE ROCAS PROVENIENTES DE LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.

Correa María J.<sup>1,2</sup>; Del Blanco Miguel A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).

<sup>2</sup> Instituto de Recursos Minerales FCNyM UNLP.

**Resumen.** En la provincia de Buenos Aires existen numerosas canteras de granitos y metamorfitas que son utilizados para variados fines. Los diversos ensayos geotécnicos, permiten caracterizar estos materiales y seleccionar los más apropiados de acuerdo a las normativas vigentes para cada obra en particular.

El estudio petrográfico preliminar, permite observar composiciones y texturas de las rocas que pueden influir en su respuesta geomecánica.

En particular la técnica de medición del ángulo de extinción ondulante en el cuarzo, permite estimar la posible reactividad de este mineral frente a la reacción álcali agregado. En este caso, se aplicó una de las técnicas que existen para la medición de este ángulo con el objeto de comparar los resultados de diferentes litologías y relacionarlas con sus características geológicas. Los resultados preliminares que aquí se presentan indican que si bien la mayoría de los valores se mantienen dentro de los límites de aceptación que marca el método, existen diferencias entre granitos y metamorfitas. De acuerdo a la interpretación que aquí se presenta, dichas variaciones, podrían estar ligadas al tipo de roca, grado de metamorfismo y deformación tectónica asociada.

**Palabras clave.** Ángulo de extinción ondulante, álcali-agregado, método Dólar-Mantuani.

**Abstract.** "Preliminary results of undulating extinction angles measured in quartz from rocks obtained at Sierras Septentrionales, Buenos Aires province". In Buenos Aires province there are numerous quarries of granites and metamorphic rocks which are used for various purposes. Different geotechnical tests, allow to characterize these materials and select which are the most appropriate according to the current regulations for each particular work. Preliminary petrographic study allows us to see compositions and textures of the rocks that may influence in their geotechnical response. Angle measurement undulating extinction quartz technique in particular, is used to estimate the possible reactivity of quartz against the alkali aggregate reaction. In this case, one of the available techniques for measuring this angle in order to

compare the results of different lithologies was applied. Preliminary results presented here indicate that although most values are kept within acceptable limits marked for the method, there are differences between granites and metamorphic rocks. According to the interpretation presented here, such variations could be related to the type of rock, grade of metamorphism and tectonic deformation associated.

**Keywords.** Undulatory extinction angles, alkali aggregate, Dólar Mantuani method.

**Introducción.** El estudio petrográfico de los áridos es una de las tareas que debe realizarse de manera preliminar para la identificación de sustancias minerales potencialmente reactivas, principalmente aquellos áridos que serán utilizados en hormigones. Aún con las limitaciones que el estudio óptico implica, las observaciones de texturas y presencia de minerales potencialmente reactivos pueden ayudar a aportar datos importantes sobre la posible reactividad de los áridos con los álcalis del hormigón. Esta característica está relacionada directamente con los componentes mineralógicos tales como: dolomita, calcita, sulfuros (pirita, pirrotina y calcopirita) y variedades de la sílice. Entre estas, se destacan la sílice amorfa y criptocristalina y el cuarzo deformado con extinción ondulante (Bustillo *et al.* 1983).

Una técnica que puede aplicarse es la medición del ángulo de extinción ondulante en el cuarzo (AEO), para la cual existen varias metodologías que difieren principalmente en el tipo de platina utilizada (plana o universal). En esta contribución se eligió utilizar la metodología de Dólar Mantuani (1981) como una primera aproximación en la obtención de valores de AEO de un conjunto de muestras obtenidas de diversas canteras ubicadas en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

**Metodología.** En la presente contribución se seleccionaron cinco canteras ubicadas en las inmediaciones de las localidades de Olavarría y Tandil: una de granito, denominada en este trabajo cantera 1 y cuatro de rocas metamórficas que incluyen una milonita, dos gneises y una migmatita (denominadas canteras 2 a 5). En la determinación del ángulo de extinción ondulante (AEO) existen diferentes métodos, entre los cuales para este trabajo se ha seleccionado el de Dólar Mantuani (1981). Si bien algunos autores (Andersen *et al.*, 1989, Smith *et al.*, 1992) consideran que su precisión es insuficiente con respecto a aquellos que utilizan platina universal, la sencillez y practicidad de este método hacen que su aplicación resulte de gran utilidad y validez. La técnica de medición del AEO en cuarzo a través de esta metodología permite estimar la posible reactividad del cuarzo frente a la reacción álcali agregado.

En laboratorio se realizaron estudios petrográficos con un microscopio Nikon, con cámara fotográfica adosada. Para la aplicación del método se midieron los AEO de los cristales de cuarzo con mayor deformación identificados al microscopio, siguiendo la metodología óptico-mineralógica convencional.

Esta metodología consiste en:

- Elegir cristales de cuarzo cuyo eje cristalográfico “c” se encuentre ubicado paralelo a la platina.

- Tomar nota del ángulo en el cual se aprecia la primer zona en presentar una extinción completa, sin importar el tamaño ni la ubicación de dicha zona.

- Girar la platina en sentido horario hasta que las sombras de la última parte del cristal que se haya extinguido estén prácticamente desaparecidas. Siendo éste el segundo valor que se toma.

- La diferencia entre ambos valores corresponde al AEO.

Para mejorar la precisión del método se realizaron las mediciones en sentido contrario y se promediaron ambas medidas. En la figura 1 se observa un ejemplo de las mediciones realizadas.

De acuerdo con la U.S. Army Corps of Engineers (1994) se establece que aquellas muestras que presenten más de un 20% de cuarzo con valores de AEO superiores a 15° se consideran potencialmente reactivas.

**Resultados.** De la observación petrográfica realizada se resumen las características mineralógicas y texturales más relevantes de cada una de las canteras. Cantera 1: se trata de un granito de textura granuda a porfiroide con tamaño de grano medio a grueso. Los cristales de mayor tamaño corresponden a feldespato potásico (ortosa) y cuarzo, se distingue la presencia de biotita ocupando espacios intergranulares y en menor medida muscovita. Tam-

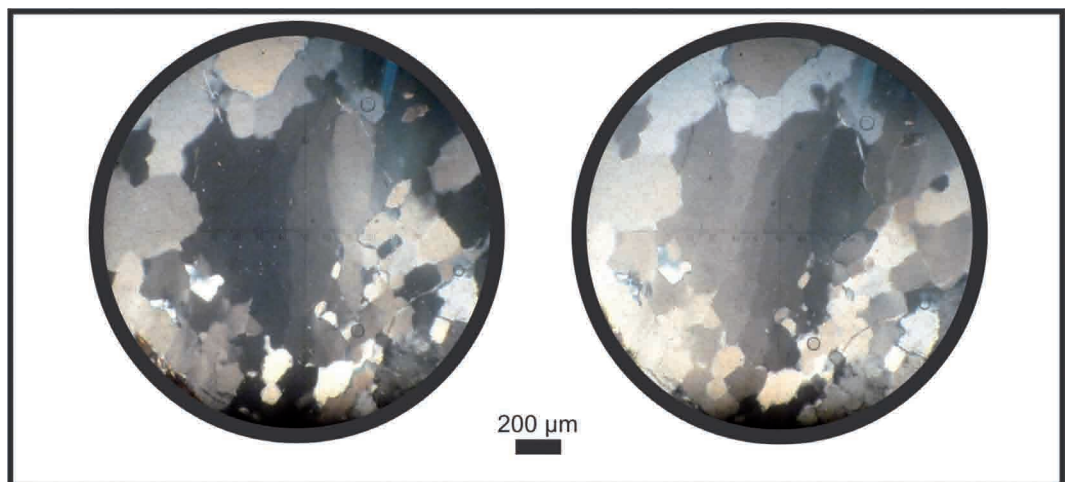
bién se reconocen algunos cristales de plagioclasa y como mineral accesorio la presencia de titanita. En el caso de la cantera 2 se observa una textura porfiroclástica con marcada molienda y en algunos casos también recrystalización. La matriz de grano fino está integrada por cuarzo y feldespato, en la que se destacan porfiroclastos redondeados de cuarzo y otros de contornos irregulares de hornblenda y variedad edenita.

En la cantera 3 se observa una textura granuda de grano grueso, con lineaciones marcadas formadas principalmente por cristales de cuarzo que presentan uniones triples e importante extinción ondulante. Entre los cristales de mayor tamaño se distingue feldespato potásico perfitico. La plagioclasa es escasa y en espacios intercristalinos se observan escamas de biotita fracturadas y/o flexuradas.

En el caso de la cantera 4 se observa una roca de grano grueso con textura bandeada de tipo gneiss y desarrollo de “ojos” de cuarzo y feldespato potásico. Se observa planaridad dada por la orientación preferencial de minerales laminares como la biotita.

La cantera 5 se identifica como una roca de alto grado metamórfico tipo migmatita, con fuerte bandeamiento y dos facies bien diferenciadas una de color rosado y tamaño de grano medio con predominio de feldespato potásico y otra de color verdoso y menor tamaño de grano que la anterior con predominio de minerales máficos.

En las muestras obtenidas de cada cantera se procedió a tomar las mediciones del ángulo de extinción ondulante y se obtuvieron entre 12 y 18 mediciones para cada una. La cantidad de medidas tomadas dependió fundamentalmente de encontrar cristales de cuarzo orientados con su eje cristalográfico c paralelo a la platina.



**Figura 1.**

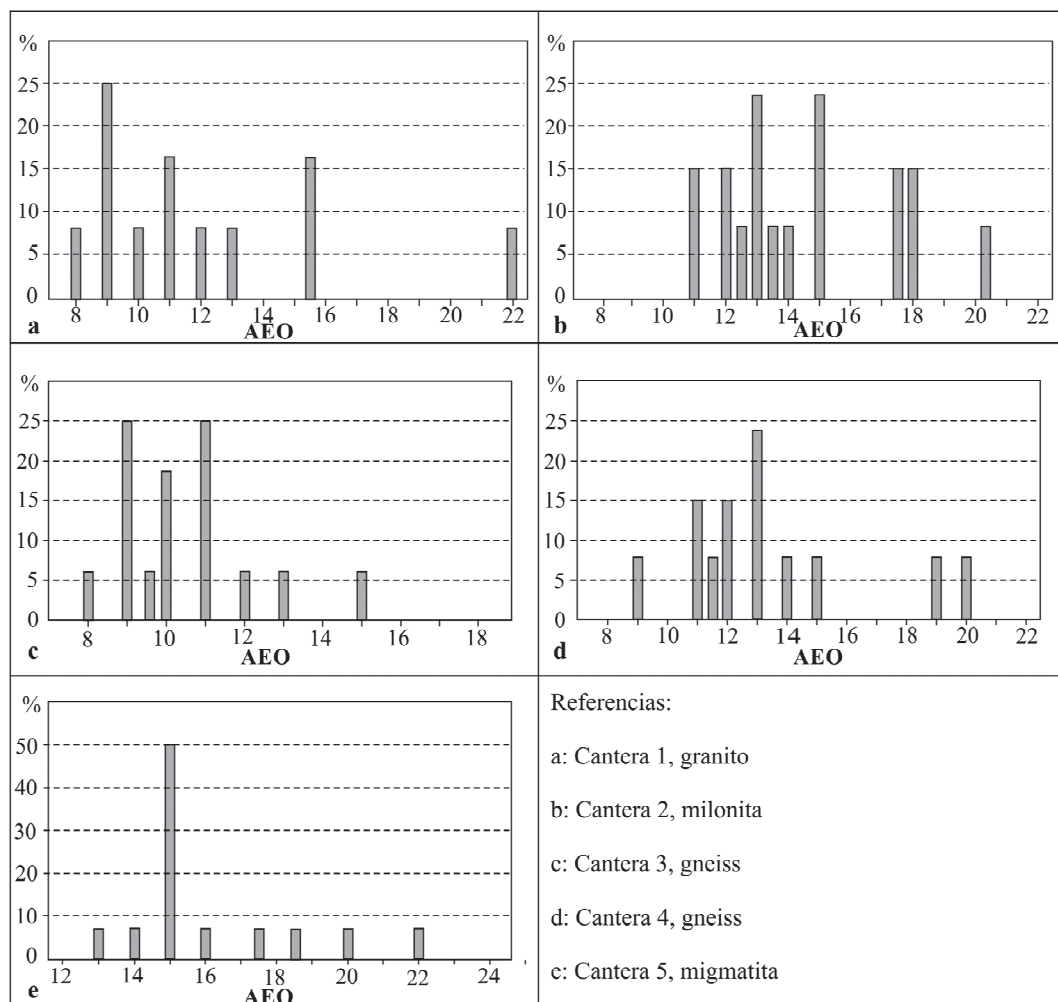


Figura 2.

**Discusión.** Si bien la mayoría de los resultados obtenidos se enmarcan dentro de los límites de aceptación propuestos por la metodología, un análisis detallado de los mismos permite observar ciertas diferencias que pueden vincularse al tipo de roca.

Los AEO obtenidos para el granito resultaron más bajos en comparación con los obtenidos para las metamorfitas en general. Entre estas últimas se observan leves diferencias en relación al tipo y grado metamórfico definidos según las texturas observadas.

En el caso del granito (figura 2a) el 25% de los valores obtenidos de AEO fue de 9°, para la milonita (figura 2b) hay un 23% de valores de 15° y un 30% que se ubica entre los 17,5 y 18°.

En cuanto al gneiss de la cantera 3 presenta un 25% con valores de 9° y otro 25% con valores de 11°, es decir que el rango de AEO se mantiene

cercano al obtenido para el granito (figura 2c). Por su parte la roca de la cantera 4 que petrográficamente se clasificó como un gneiss “de ojos”, es decir con una deformación más avanzada que en el caso anterior, tiene un 23% de los valores de AEO que se ubican en los 13°. Finalmente la migmatita (cantera 5) arroja un 50% de mediciones que se encuentran en los 15° de AEO, (figuras 2d y e).

De este modo se puede observar que las canteras 3 y 4 definidas como gneises presentan valores levemente superiores a los del granito, mientras que los de la cantera 2 identificada como milonita son aún mayores que los obtenidos para los gneises y levemente inferiores que los que se obtuvieron para la migmatita (cantera 5).

**Conclusiones.** Se interpreta que la obtención de menores valores del AEO en cuarzo para las ro-

cas graníticas resulta compatible con la escasa o nula deformación tectónica observada en el campo y al microscopio. Por su parte las rocas tipo gneiss presentan valores intermedios dentro de los cuales los mayores estarían vinculados al gneiss de ojos. Las mediciones obtenidas para la migmatita la ubican en el límite de los valores considerados aptos para su uso en hormigones, mientras que la milonita posee un porcentaje de mediciones que superaría el límite de lo requerido por la técnica.

Esta condición estaría vinculada a que la milonita se encuentra emplazada dentro de una faja de fuerte deformación tectónica, lo cual permitiría justificar desde el punto de vista geológico los valores mayores obtenidos.

De acuerdo a la interpretación que aquí se presenta y sobre la base de las observaciones petrográficas realizadas, las leves variaciones encontradas en los ángulos de extinción ondulante del cuarzo estarían relacionadas con las variaciones petrográficas, texturales y tipo de metamorfismo alcanzado. Como es lógico suponer los mayores valores de AEO están asociados a mayor grado de metamorfismo y mayor grado de deformación tectónica.

**Agradecimientos.** Parte de los estudios petrográficos aquí se presentan fueron realizados en el marco del proyecto (PID/IN) "Geología y geotecnia de los áridos de la Provincia de Buenos Aires para materiales viales, estimación del recurso y conservación del medio ambiente", desarrollado en

la UTN, Facultad Regional La Plata y la Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

## REFERENCIAS

- Andersen, K., Thordal, K. y Thaulow, N. 1989. The application of undulatory extinction angles as an indicator of alkali-silica reactivity of concrete aggregates. In: Proceedings of the 8th international conference on alkali-aggregate reaction in concrete. The Society of Material Science, Kyoto, pp. 489-494.
- Bustillo, M.A., Soriano, J., Barba, C. y Riesgo, L., 1983. Áridos reactivos. Acción de hidróxidos alcalinos sobre minerales opalinos. Boletín Sociedad Española de Mineralogía, 7: 199-209.
- Dólar Mantuani, L.M.M. (1981). Undulatory extinction in quartz used for identifying potentially alkali-reactive rocks. Proceedings of conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete. Pretoria, Surafrica. Paper S252/36.
- Smith, A.S., Dunham, A.C., West, G., 1992. Undulatory extinction of quartz in British hard rocks. In: Proceedings of the 9th international conference on alkali-aggregate reaction in concrete, Concrete Society, London, pp. 1001-1008.
- U.S. Army Corps of Engineers. 1994. Engineering and design. Standart practise for concrete for civil works structures. Appendix D.



## ANÁLISIS MINERALÓGICO Y GRANOMÉTRICO DE MATERIAS PRIMAS UTILIZADAS POR CERAMISTAS EN LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

**Crosta, Sabrina<sup>1</sup>; Lobo, Constanza<sup>1</sup>; Villarreal, María<sup>1</sup>; Menegatti, Nilda<sup>1</sup> y Morosi, Martín<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales (ICPA), UNTDF.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata (FCNyM). Cátedra F. de Geología.

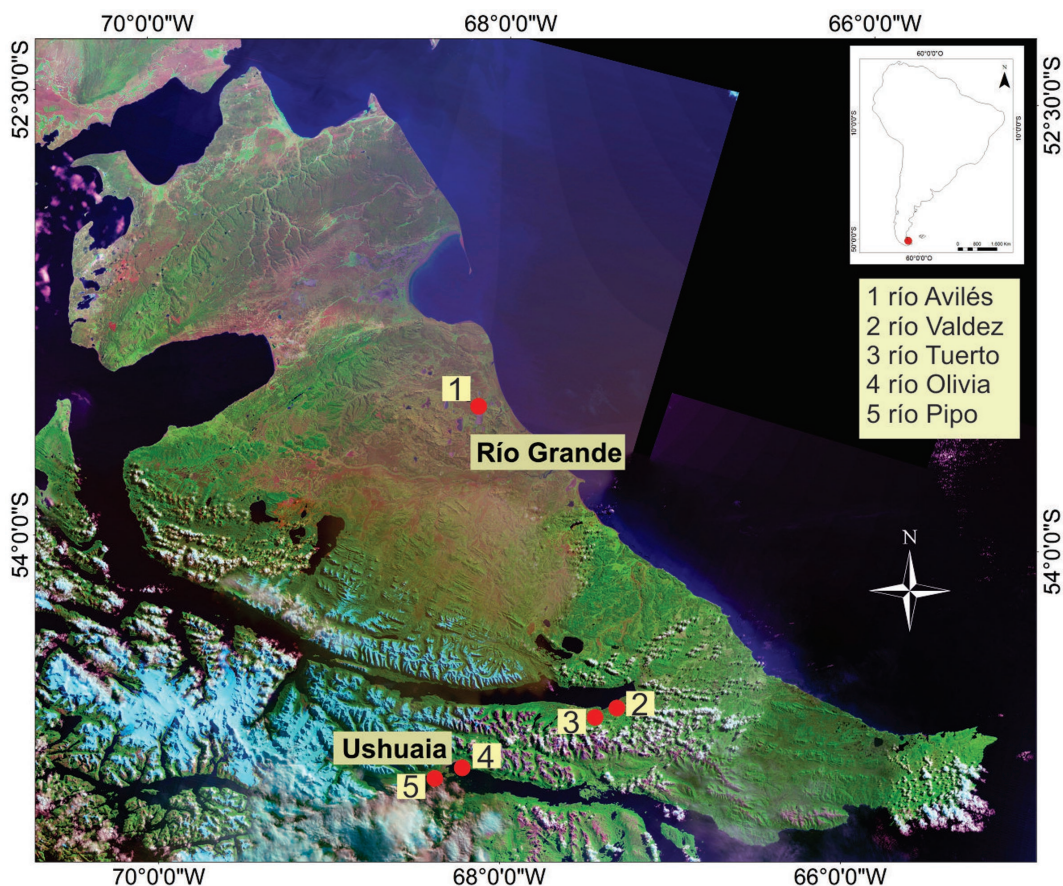
**Resumen.** En la Isla Grande de Tierra del Fuego se localizan varios sitios donde los artesanos extraen el material para la fabricación de cerámica. De los cinco puntos de muestreo relevados en este trabajo, se observó que la granometría predominante es limo y arcilla, con una composición mineralógica que corresponde a cuarzo, feldespato y en menor proporción a argilominerales. De acuerdo a los resultados obtenidos y a la experiencia de los artesanos, se considera que el material proveniente de

río Pipo es el que reúne las condiciones óptimas para la fabricación de cerámica artesanal.

**Palabras clave.** Arcilla, cerámica, Tierra del Fuego.

**Abstract.** "Mineralogical and granometric analysis of source materials used by ceramist in the Isla Grande de Tierra del Fuego". There are several places located in the Isla Grande de Tierra del Fuego from where artisans remove the material for the manufacture of ceramics. Out of the five sampling points that were surveyed, it was found that the predominant granulometry is silt and clay, and the mineralogical composition is quartz, feldspar, and clay minerals in smaller proportion. According to the results and the experience of artisans, the material from Pipo river gathers the optimal conditions for the production of handcrafted ceramics.

**Keywords.** Clay, ceramic, Tierra del Fuego.



**Figura 1.** Mapa de localización del área de estudio y de los sitios muestreados (Fuente: Imagen SID 19-50 United State Geological Survey (USGS)).

**Introducción.** El objetivo de este trabajo fue determinar la composición mineralógica y la granulometría de la materia prima que extrae y utiliza la comunidad de artesanos de Ushuaia para obtener pastas cerámicas en la fabricación de piezas, a los efectos de optimizar sus propiedades y potencializar su uso. Se trata de un estudio preliminar y constituye el primer aporte para la provincia sobre la caracterización de las arcillas que se utilizan para la industria artesanal de cerámica. Las muestras analizadas provienen de cinco sitios de la Isla Grande de Tierra del Fuego: río Pipo, río Olivia, río Tuerto, río Valdez y río Avilés (figura 1). En su mayoría, se trata de depósitos de till correspondientes a las últimas glaciaciones pliocenas-holocenas (Olivero *et al.* 1999) que afloran en los márgenes de los ríos mencionados. Su utilización para la fabricación de cerámica artesanal y de alfarería se debe principalmente al fácil acceso a los afloramientos, y que al ser un material no consolidado no requiere trituración previa para ser utilizado.

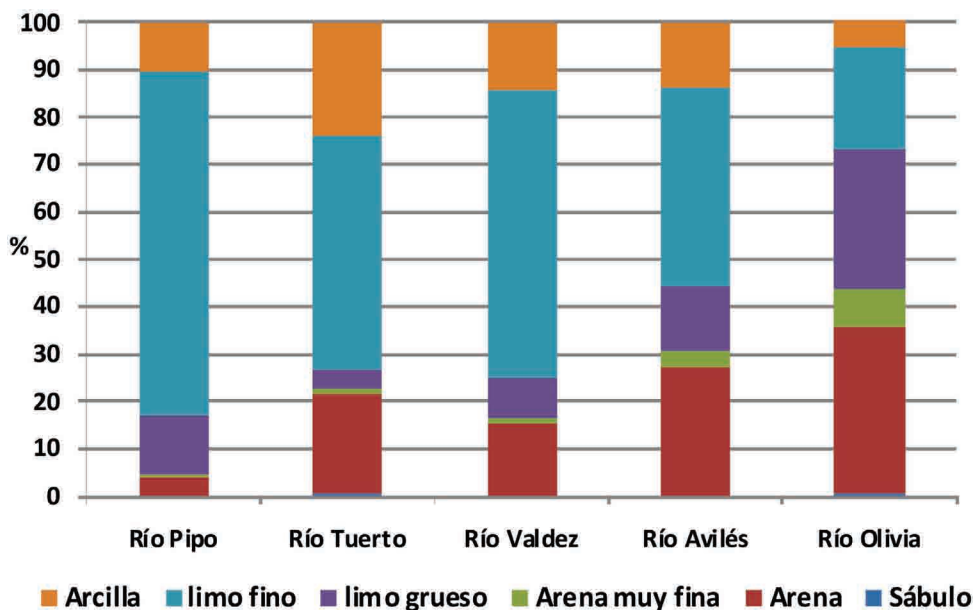
**Metodología.** En primer lugar, se tomaron cinco muestras de los sitios donde los ceramistas recolectan la materia prima y se realizó el análisis granulométrico por tamizado en vía húmeda a través de las mallas 100 y 200, determinando el peso de cada fracción en una balanza con una sensibilidad de 0,01 %. Posteriormente, las fracciones menores a malla 200 se analizaron mediante sedígrafo Mastersizer Malvern 2000, en el laboratorio del Centro Austral de Investigaciones Científicas. La mineralogía se determinó mediante la técnica de difracción de rayos X sobre roca total, para la caracteriza-

**Tabla 1.** Análisis cuantitativo por DRX (Rietveld). Fracc. pasante #200 (% en peso).

Muestra	RP	RT	RV	RA	RO
Cuarzo	36	42	50	33	52
Plagioclasa	15	20	18	37	24
Feldes. K	2	2	2	8	5
Calcita	-	-	-	2	-
Clor+Caol	16	10	9	-	9
Illita/Mica	31	26	21	-	10
Esmectita	-	-	-	20	-

ción de fases minerales y su cuantificación por el método de Rietveld, y sobre muestras orientadas (natural, glicolada y calcinada, de acuerdo a la metodología convencional), para una identificación más precisa de los argilominerales presentes. Los análisis se realizaron en los laboratorios del CETMIC y del Departamento de Geología de la UNS respectivamente.

**Resultados.** En la figura 2, se presenta la composición granulométrica media para cada sitio de estudio. Si bien en la mayoría de los casos existe un predominio de la fracción limo fino (entre 31 y 41 µm), el material proveniente de río Pipo es el que contiene la proporción más elevada de limo fino y arcilla —seguido por el de río Valdez— y es el que



**Figura 2.** Distribución granulométrica media de los materiales estudiados.

muestra además baja proporción de arena. En contraposición, el material de río Olivia es el de selección de grano más pobre. La composición granulométrica presenta mayor contenido de arena y menor proporción de arcillas respecto al resto de las muestras analizadas. El análisis mineralógico por difracción de rayos X permitió determinar que no existe variación composicional entre las diferentes fracciones granulométricas de un mismo sitio y que en todas las muestras existe un predominio de cuarzo, feldespato, illita/mica y en una proporción (no mayor al 16%) le sigue clorita/caolinita, salvo la muestra proveniente de río Avilés que contiene esmectita (Tabla 1). A partir de los difractogramas obtenidos de las muestras orientadas, se destaca que las muestras de los ríos Pipo, Tuerto y Valdez, contienen caolinita y clorita con predominio de la primera, y que la de río Olivia no posee caolinita. El material de río Tuerto se caracteriza por contener la mayor variedad de argilominerales (caolinita, clorita, illita, montmorillonita).

**Conclusión.** El material proveniente de río Pipo es el que presenta características mineralógicas y granulométricas más favorables para su utilización en la elaboración de pastas cerámicas, ya que es el que contiene menor proporción de arena y mayor porcentaje de caolinita/clorita. No obstante, dada la elevada proporción de cuarzo y feldespatos (antiplásticos) en todos los materiales estudiados, los ceramistas –en función de su experiencia– adicionan arcillas industriales (APM y bentonita) en iguales proporciones sin importar la procedencia).

**Agradecimientos.** Los autores agradecen a la UNTDF, especialmente a la Casa de las Artes, al Lic. Ignacio Magneres por el análisis granulométrico mediante sedígrafo y a la comunidad de artesanos de Ushuaia.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Olivero, E., Martinioni, D., Malumián, N. y Palamarczuk, S. 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego. XIV Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 291-294.

## ISÓTOPOS ESTABLES E INCLUSIONES FLUIDAS EN LA PEGMATITA "LA DICHOSA", SIERRA DE AMBATO, LA RIOJA

Curci, Marcela V.<sup>1</sup>; Ramis, Andrea M.<sup>1</sup> y de Barrio, Raúl E.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Cátedra de Mineralogía-Instituto de Recursos Minerales, INREMI (Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP), La Plata.

E-mail: marcecurci@yahoo.com

**Resumen.** En este trabajo se realizaron análisis de inclusiones fluidas e isótopos estables en muestras de cuarzo provenientes de la pegmatita La Dichosa (Sierra de Ambato, La Rioja). Los estudios microtermométricos revelan claramente la presencia de tres tipos de inclusiones fluidas. Tipo I correspondiente a fluidos  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-(\text{CH}_4)$ , con salinidades entre 0% a 5% en peso NaCl equivalente y temperaturas de homogeneización ( $T_h$ ) entre 320°C y 390°C. Tipo II caracterizadas por un fluido de composición  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  cuya salinidad oscila entre 3,23% y 6,45% en peso NaCl equivalente, mientras que las  $T_h$  varían entre 230°C y 260°C. Tipo III caracterizadas por un fluido acuoso de baja temperatura ( $T_h$  140°C-180°C). Asimismo los resultados de isótopos estables revelan valores  $d^{18}\text{O}_{\text{qz SMOW}}$  entre +13,1‰ y +13,3‰. Recalculados estos valores con la ecuación de fraccionamiento isotópico se obtuvieron valores de  $d^{18}\text{O}_{\text{fluido SMOW}}$  entre +8,39‰ y +8,59‰ que son congruentes con fluidos de procedencia magmática.

**Palabras clave.** Cuarzo, inclusiones fluidas, microtermometría, isótopos estables, Pegmatita La Dichosa.

**Abstract.** Fluid inclusion analysis and stable isotope data in quartz samples from La Dichosa pegmatite (Sierra de Ambato, La Rioja) are reported in this paper. The study carried out by means of microthermometric analyses, clearly reveals the presence of three types of fluid inclusions. Type I corresponds to a  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-(\text{CH}_4)$  fluid, with a salinity between 0%-5 wt % NaCl equiv., and homogenization temperatures ( $T_h$ ) between 320°C and 390°C. Type II: characterized by a fluid of  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  composition with a salinity between 3.23% and 6.45 wt % NaCl equiv., whereas the  $T_h$  varies from 230°C to 260°C. Type III: characterized by a fluid with low temperature ( $T_h$  140°C-180°C). Also, oxygen stable isotope data from quartz samples reach up values between  $d^{18}\text{O}_{\text{qz SMOW}}$  entre +13,1‰ y +13,3‰. These values, recalculated by the isotopic fractionation equation reach up  $d^{18}\text{O}_{\text{fluid SMOW}}$  + 8,39‰ and + 8,59‰ that are congruent with a magmatic signature for the mineralizing fluids.

**Keywords.** Quartz, fluid inclusions, microthermometric data, stable isotopes, La Dichosa pegmatite.

**Introducción.** La pegmatita La Dichosa, Sierra de Ambato, Departamento Arauco, La Rioja, se ubica en el área noroccidental del sistema de Sierras Pampeanas (figura 1a). La geología de la región ha sido estudiada por diversos autores entre los que se pueden citar a González Bonorino, 1950; Quartino y Villar Fabre, 1960 y Caminos, 1979.

La pegmatita La Dichosa se caracteriza por presentarse en cuerpos de formas lenticulares, globosas y tabulares con longitudes individuales de 20 m a 80 m en dirección NNE-SSO (figuras 1b y 1c). Registra estructuras heterogéneas y zonadas, con núcleos centrales de cuarzo y microclino rosado, zonas intermedias de microclino perfitico, cuarzo, muscovita, escasa biotita y nidos de andalusita. Delgadas zonas marginales de grano fino presentan además plagioclasas, cuarzo, microclino (gráfico), biotita y muscovita. También han sido citados granates (Garrido *et al.*, 1984) tanto en la zona intermedia como en la marginal. Desde el punto de vista mineralógico la andalusita es el mineral más llamativo (figura 1d). Se presenta en agregados fibroradiales, de coloraciones castaño-rojizas a gris verdosas, distribuidos a modo de lentes preferentemente en las zonas intermedias y en los bordes de las pegmatitas (contacto pegmatita-granito), asociados a cuarzo y microclino (Schalamuk y Ramis, 1999).

Según Schalamuk y Ramis (1999) y en base a la clasificación de Ěrřný (1982) esta pegmatita correspondería a una tipología transicional entre las clases Muscovita y Elementos Raros.

El objetivo de esta contribución es presentar nuevos resultados de los estudios de isótopos estables e inclusiones fluidas realizados en muestras de cuarzo de la pegmatita de la mina La Dichosa, Sierra de Ambato, a fin de aportar mayores precisiones acerca de las condiciones físico-químicas de formación del cuerpo pegmatítico.

**Metodología. Inclusiones fluidas.** Se realizaron estudios de inclusiones fluidas sobre pastillas doblemente pulidas (200im de espesor) utilizando un microscopio Nikon y una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam THMS 600 que permite operar en un rango comprendido entre - 180°C y + 600 °C, con una precisión de  $\pm 0,1$  °C, combinando un sistema de circulación de nitrógeno líquido con una resistencia para calentamiento. Las mediciones fueron realizadas en el laboratorio del Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.

**Isótopos estables.** Las relaciones isotópicas  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fueron determinadas en un espectrómetro de masa de fuente gaseosa, modelo SIRA II equipa-



do con un "cold finger". Las mediciones fueron realizadas en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España.

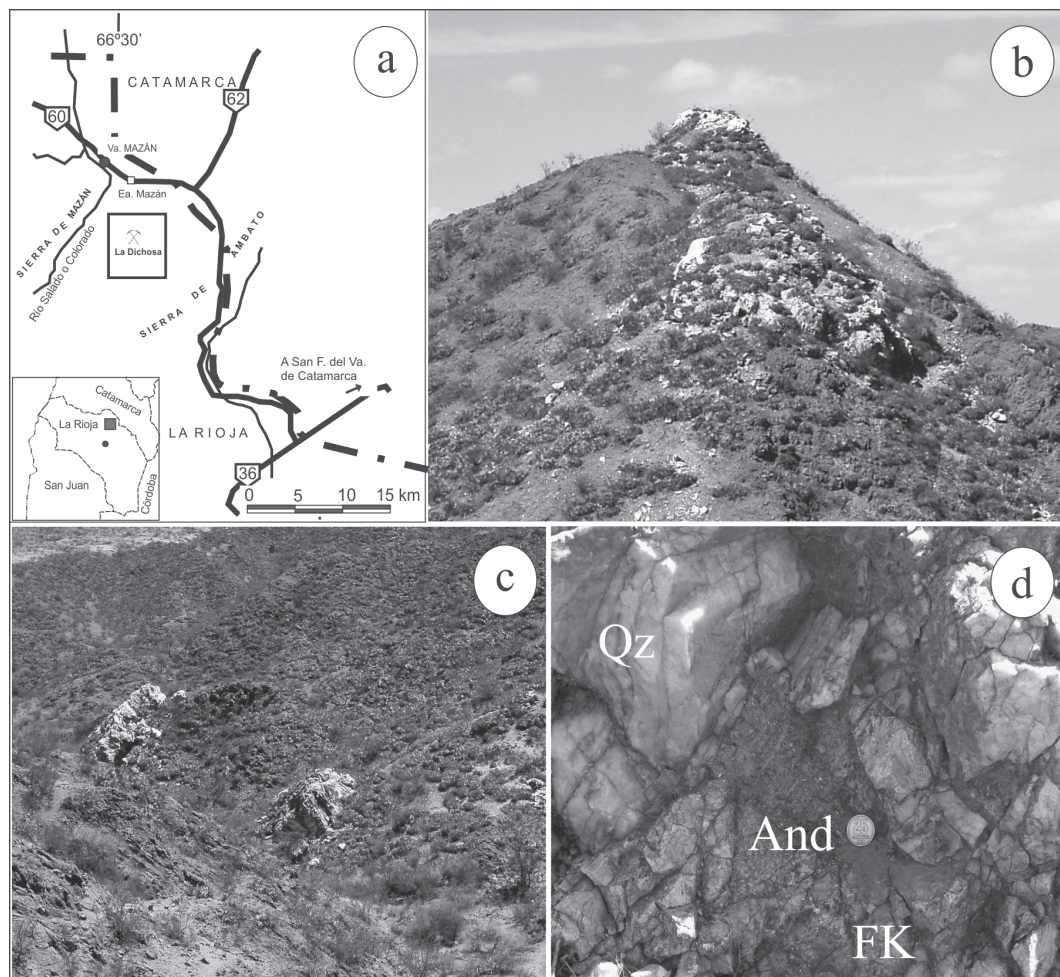
### Resultados obtenidos. Inclusiones fluidas.

Los estudios petrográficos y microtermométricos de las inclusiones fluidas se llevaron a cabo en muestras de cuarzo procedentes del sector central de la pegmatita La Dichosa.

El estudio de las secciones pulidas dio como resultado la presencia de tres tipos de inclusiones fluidas: Tipo I, Tipo II y Tipo III.

Tipo I: Acuás-carbónicas  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$ - $(\text{CH}_4)$ . Son inclusiones bifásicas ( $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2}$ ) y monofásicas ( $\text{V}_{\text{CO}_2}$ ). La proporción volumétrica de la fase rica en  $\text{CO}_2$  varía entre 40% - 60% del volumen total de la inclusión, llegando a ocupar el 100% del volumen en las monofásicas. Presentan morfologías irregulares, alargadas y ovoides con tamaños que varían entre 20 y 40 micrones (figura

2 a, b y c). Están distribuidas en grupos conformando arreglos tridimensionales aleatorios (origen primario). La temperatura de fusión del  $\text{CO}_2$  ( $T_{\text{mCO}_2}$ ) tiene lugar entre  $-57^\circ\text{C}$  y  $-62^\circ\text{C}$ . La temperatura de fusión hallada, por debajo del punto triple del  $\text{CO}_2$  puro ( $-56,6^\circ\text{C}$ ) indicaría la presencia de significativas pero variables cantidades de otro componente ( $\text{CH}_4$ ) disueltas en la fase  $\text{CO}_2$  (Hollister y Burruss, 1976). La salinidad del fluido acuoso entrampado en las inclusiones analizadas ha sido determinada a partir de la temperatura de fusión de los clatratos; el rango obtenido varía entre  $+10^\circ\text{C}$  y  $+8^\circ\text{C}$ , correspondiéndole salinidades de 0% a 5% en peso  $\text{NaCl}$  equivalente (Bozzo *et al.*, 1973); no obstante, en algunas inclusiones dicha temperatura superó los  $+10^\circ\text{C}$  ( $+15^\circ\text{C}$ ) corroborando la existencia de  $\text{CH}_4$  (Shepherd *et al.*, 1985). Por su parte, la  $T_{\text{hparcial CO}_2}$  (en fase vapor) se encuentra entre  $+1^\circ\text{C}$  y  $-34^\circ\text{C}$  poniendo de manifiesto una densidad menor a la crítica ( $0,468 \text{ g/cm}^3$ ). La  $T_{\text{h total}}$  en fase

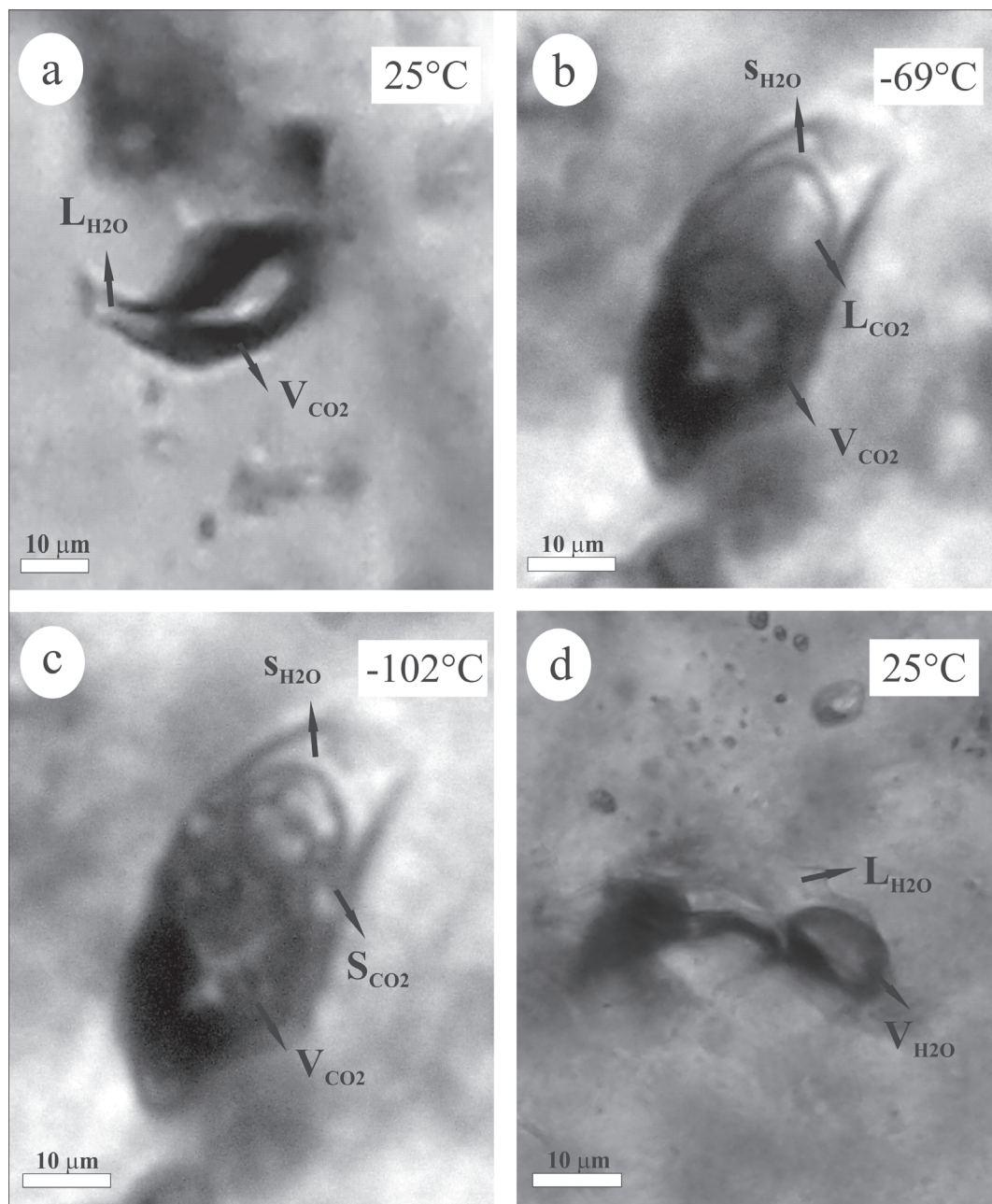


**Figura 1.** a) Mapa de ubicación, b y c) Afloramientos de la pegmatita La Dichosa, d) Detalle de la mineralogía. Qz: cuarzo, And: andalucita y Fk: feldespato potásico.

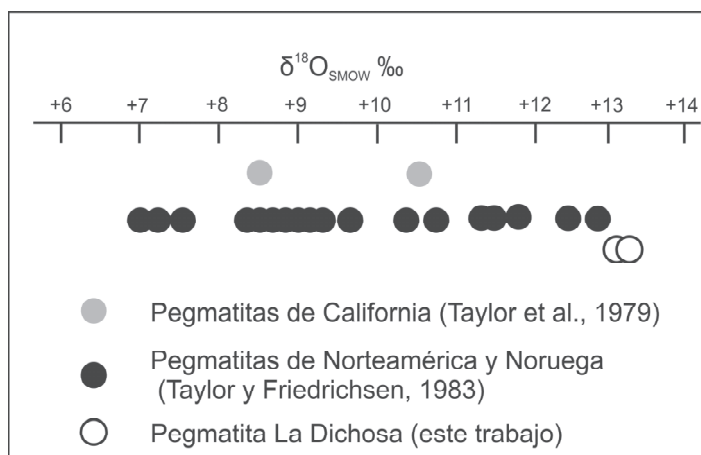
carbónica y crítica fue determinada entre 320°C y 390°C. En aquellas inclusiones con un importante porcentaje de fase vapor (>60%  $V_{total}$ ) dicha temperatura fue difícil de alcanzar debido a la decrepitación de las cavidades por aumento de la presión interna con el aumento de la temperatura.

Tipo II: Son inclusiones bifásicas acuosas, la

fase vapor ocupa entre 20% y 40% del volumen total de la inclusión (figura 2 d). Tienen morfología regular hasta cristal negativo y en ocasiones ovoideas. El tamaño de las cavidades varía entre 20 y 50 micrones. Están distribuidas a lo largo de planos de microfracturas y en menor medida al azar, se las interpreta como pseudosecundarias. La Te



**Figura 2.** Fotomicrografías de inclusiones fluidas: a) Tipo I rica en fase vapor de  $CO_2$  a 25°C, b) Tipo I evidenciando la formación de una película de  $CO_2$  líquido durante la etapa criométrica (-69°C) c) Idem b) donde se observa la solidificación del  $CO_2$  (-102°C) d) Tipo II bifásica acuosa a 25°C.



**Figura 3.** Gráfico de comparación de isótopos de oxígeno de pegmatitas graníticas tipo Moscovita de diversas localidades del mundo y de la pegmatita La Dichosa.

(temperatura del eutéctico) ocurre entre  $-22^{\circ}\text{C}$  y  $-20^{\circ}\text{C}$ , evidenciando un sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ . La temperatura de fusión final de los cristales de hielo ( $T_{\text{hielo}}$ ) varió entre  $-1.9^{\circ}\text{C}$  y  $-4^{\circ}\text{C}$ . La salinidad presenta valores entre 3,23% y 6,45% en peso NaCl equivalente. (Bodnar, 1993). La  $T_{\text{total}}$  osciló entre  $230^{\circ}\text{C}$  y  $260^{\circ}\text{C}$ .

Tipo III: Son inclusiones bifásicas acuosas de muy pequeño tamaño, no superan los 10 micrones y están dispuestas en trenes. Su origen es secundario. Debido al reducido tamaño de las cavidades no siempre fue posible observar los cambios de fase durante los ensayos microtermométricos. En escasas ocasiones pudo determinarse la temperatura de homogeneización ( $T_{\text{homogeneización}}$ ) arrojando valores comprendidos entre  $140^{\circ}\text{C}$  y  $180^{\circ}\text{C}$ .

**Isótopos estables.** En muestras de cuarzo provenientes de la pegmatita La Dichosa (M-3169, M-5003, M-5015a, M-5015b), se realizaron estudios de isótopos estables ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ). Los resultados de isótopos de oxígeno están dados en relación al estándar SMOW (Standard Mean Ocean Water). La aplicación del método mencionado se basa en la relación entre la temperatura y el fraccionamiento isotópico entre fases minerales en un ambiente geológico (Cardellach, 1999). Para calcular el fraccionamiento isotópico de las aguas en equilibrio

( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}/\text{SMOW}}$ ) se utilizó la siguiente ecuación:

$$10^3 \ln \alpha_{(\text{Qz}-\text{H}_2\text{O})} = D (10^6) T^{-2} + E (10^{-3}) T^{-1} + F$$

Donde D, E y F son las constantes experimentales propuestas por Zheng (1993). El valor de temperatura corresponde a la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas tipo I ( $390^{\circ}\text{C}$ ). En la tabla 1 se presentan los valores para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del cuarzo y sus respectivos  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  del fluido en equilibrio. Los resultados obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$  arrojan valores comprendidos entre  $+8.39\text{‰}$  y  $+8.59\text{‰}$ , indicando una afinidad con fuentes magmáticas.

Comparados los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de la pegmatita La Dichosa con los de otras pegmatitas tipo Moscovita de Norteamérica y Noruega, también en muestras de cuarzo (Taylor *et al.*, 1979, Taylor y Friedrichsen, 1983) se observa que los datos obtenidos, variables entre  $\delta^{18}\text{O}_{\text{QzSMOW}} +13,1$  y  $+13,3\text{‰}$ , son apenas superiores a los registrados en esas localidades (Fig. 3) que alcanzan a máximos de  $+12,8\text{‰}$ .

#### Consideraciones finales y Conclusiones.

En general las pegmatitas graníticas se caracterizan por presentar composiciones peraluminosas a hiperaluminosas (Ěerný y Hawthorne, 1982). El

**Tabla 1.** Valores de isótopos de oxígeno en muestras de cuarzo.

Mineral cuarzo	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰	$T^{\circ}\text{C}$ (Th IF tipo I)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}/\text{SMOW}}$ ‰
M-3160	13.2	390	+8.49
M-5003	13.3	390	+8.59
M-5015b	13.3	390	+8.59
M-5015a	13.1	390	+8.39



exceso de Al se expresa en la presencia de importantes cantidades de biotita, moscovita y turmalina. En el caso de la pegmatita La Dichosa, de emplazamiento intragranítico (Sardi y Lozano Fernández, 2010), este exceso de Al se manifiesta además por la existencia de andalusita y granates, circunscripta a las zonas marginal e intermedia. El entorno granítico representado por el Granito Mazán, refuerza este ambiente peraluminoso destacándose a la cordierita como uno de los minerales índice producto de un magmatismo calcoalcalino, de composición peraluminosa, emplazado en niveles supracorticales (Toselli *et al.*, 1991).

Los nuevos datos de inclusiones fluidas e isótopos estables han permitido caracterizar con mayor precisión el fluido generador de la pegmatita peraluminosa de La Dichosa. Poseen una composición compleja  $H_2O-CO_2-NaCl-(CH_4)$  cuya salinidad corresponde a valores entre 0% y 5% en peso NaCl equivalente.

Las temperaturas de homogeneización de las IF determinadas son consideradas como valores mínimos y oscilan entre 320°C y 390°C. Se estima que el entrapamiento del fluido ocurrió a temperaturas más elevadas.

La presencia de inclusiones monofásicas ( $CO_2$ ) y bifásicas acuosas-carbónicas de variado porcentaje de fase vapor, es producto de un proceso de deformación al que ha estado sujeta la pegmatita. Este proceso favoreció la fuga de la solución acuosa generando de esta manera inclusiones con el 100% de  $CO_2$  (Johnson and Hollister, 1995). Estas evidencias son coincidentes con lo sostenido por Galliski (1994) para muchos distritos de pegmatitas de elementos raros de las Sierras Pampeanas, donde se han desarrollado deformaciones post-emplazamiento. Así, las inclusiones acuosas (Tipo II) podrían ser el resultado del entrapamiento durante una etapa de recristalización posterior a la consolidación de la pegmatita.

Condiciones microtermométricas y etapas evolutivas similares a las de la pegmatita La Dichosa han sido reconocidas en pegmatitas estanníferas portadoras de minerales ricos en Al de la sierra de San Luis (Montenegro y Sosa, 2003).

Los resultados obtenidos a partir de los isótopos estables de O son congruentes con fluidos de procedencia magmática, aunque algo superiores a los registrados en pegmatitas graníticas tipo Moscovita de otras localidades del mundo, denotando quizás su transicionalidad a la tipología de pegmatitas de Elementos raros.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al Dr. Clemente Recio (Universidad de Salamanca, España) por las determinaciones isotópicas, a la Dra. Teresita Montenegro (UBA) por facilitar el uso del equipo de microtermometría y al árbitro Dr. F.Sardi por su revisión crítica.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bodnar, R. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $H_2O-NaCl$  solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 683-684.
- Bozzo, A.; Chen, J. y Barduhn, A. 1973. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide. In: 4<sup>th</sup> International Symposium of Fresh Water from the Sea (A. Delyannis y E. Delyannis, Ed.) 3:437-451.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas noroccidentales. Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. *Geología Regional Argentina*: 225-291. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cardellach, E. 1999. Geoquímica de los isótopos estables de C, O, H y S. Departamento de Geología. Universidad Autónoma de Barcelona.
- Ěrný, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En Ěrný, P. Editor: *Granitic pegmatites in Science and Industry*. Mineralogical association of Canada, Short Course, Handbook 8:1-39. Winnipeg, Canadá.
- Ěrný, P. y Hawthorne, F.C. 1982. Selected peraluminous minerals. En (Ěrný *et al.*, edit.) *Granitic pegmatites in science and industry*. 163-186. Winnipeg.
- Galliski, M.A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 113-122. Buenos Aires.
- Garrido, L.; Etcheverry, R.O.; Fernández, R.R. y Schalamuk, I.B. 1984. La andalusita de Mazán (provincia de La Rioja) y sus características tecnológicas. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología*, IX (78): 121-140. La Plata.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. T V (3): 81-110.
- Hollister, L.S. y Burruss, R.C. 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 163-175.
- Johnson, E. and Hollister, L., 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure  $CO_2$  fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology*. 16: 239-249.
- Montenegro, T. y Sosa, G. 2003. Inclusiones fluidas en pegmatitas portadoras de estaño de la Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 347-355.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J. 1960. Observaciones sobre el Precámbrico de la zona oriental de



- la Sierra de Velazco, provincia de La Rioja. I Jornadas Geológicas Argentina, II: 279-286.
- Sardi, F. y Lozano Fernández, R. 2010. Estudio geoquímico preliminar sobre la composición de feldespatos potásicos y muscovitas de pegmatitas de las sierras de Velasco y Mazán, provincia de La Rioja. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 233-240. Río Cuarto.
- Schalamuk, I. y Ramis, A. 1999. Pegmatitas andalucíticas de Mazán, Provincia de La Rioja. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, anales 35: 397-400.
- Shepherd T.J; Rankin A.H y Alderton D. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie. Glasgow and London, 239 pp.
- Taylor, B.E.; Foord, E.E. y Friedrichsen, H. 1979. Stable isotope and fluid inclusion studies of GEM-bearing granitic pegmatite-aplite dikes, San Diego Co., California. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68: 187-205.
- Taylor, B.E. y Friedrichsen, H. 1983. Light stable isotope systematic of granitic pegmatites from North America and Northway. Isotope Geoscience 1: 127-167. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Toselli, G.; Saavedra, J.; Córdoba, G. y Medina, M. 1991. Petrología y geoquímica de los granites de la zona Carrizal-Mazán, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 36-50.
- Zheng, Y.F. 1993: Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals; Geochimica et Cosmochimica Acta 57: 1079-1091.

# CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y MINERALÓGICA DEL SISTEMA DE VETAS EPITERMALES ESTE- OESTE DEL DISTRITO MINERO ANDACOLLO, PROVINCIA DE NEUQUÉN

D'Annunzio, M. Celeste<sup>1</sup>, Strazzere, Leonardo<sup>1</sup> y Tamborindéguy, Melisa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Cátedra de Geología Minera, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Sur, e Instituto Geológico del Sur, CONICET.

<sup>2</sup> CORMINE SEP.

**Resumen.** El Distrito Minero Andacollo, se ubica en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, en la provincia de Neuquén. La mineralización está alojada en un sistema de vetas (Cerro Minas).

El sistema vetiforme analizado (N70°-N90°, Este-Oeste), está formado por vetas ricas en sulfuros que constituyen afloramientos irregulares. Su morfología en superficie está caracterizada por sombreros de hierro y lixiviados de cuarzo, limonitas y arcillas rojas. Estos sistemas son ricos en Au, definiéndose una relación Au:Ag de 1:5 a 1:20. Están constituidas por pirita, calcopirita, galena, esfalerita y oro en ganga de cuarzo. El oro forma cristales anhedrales aislados de hasta 100 µm. Se reconoce además muy escasos cristales de electrum menores a 10 µm.

**Palabras clave.** Distrito Minero Andacollo, Vetas Epitermales Este- Oeste, sulfuros, oro.

**Abstract.** The Andacollo Mining District is located in the west side of the Cordillera del Viento in the Neuquén Province. The ore is related to vein system (Cerro Minas). The sulfurs veins (N70°-N90°) conform irregular outcrops. In surface is formed by gossan and quartz lixiviates, limonite and red clays. This systems are rich in gold, characterized by the ratio Au:Ag de 1:5 a 1:20. Is formed by pyrite, chalcopirite, galena, sphalerite and gold with quartz gangue. The gold constitutes anhedral crystals (100 µm). Were recognized too, scarce electrum crystals (10 µm.).

**Keywords.** Andacollo district mining, East-West epithermal veins, sulfides, gold.

**Introducción.** El distrito Minero Andacollo se ubica en el flanco occidental de la Cordillera del Viento, a 2 km al oeste de la localidad de igual nombre en la provincia de Nuequén (figura 1).

Los sistemas de vetas del Distrito se encuentran alojadas en tobas riolíticas, areniscas y lutitas del Carbónico Superior y en rocas volcánicas básicas del Pérmico Superior (figura 2).

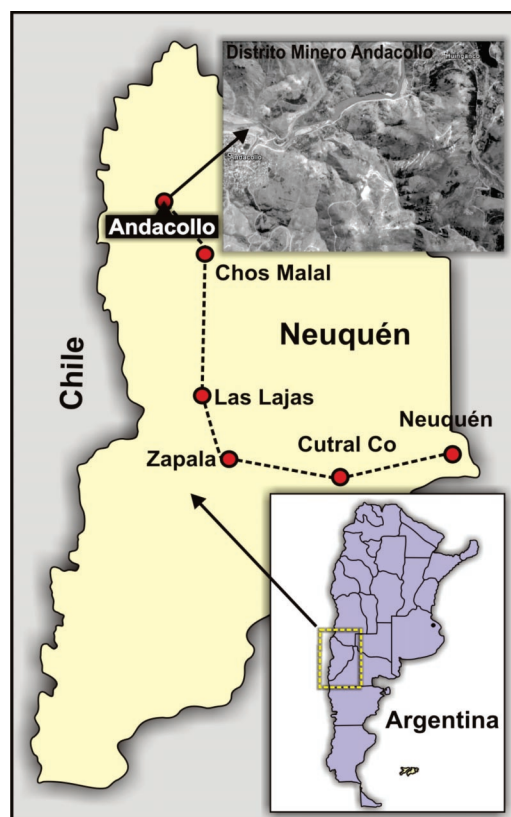
Los primeros estudios sobre las mineralizaciones, corresponden a Stoll (1957) quien describe las

vetas de Andacollo como mesotermiales determinando una edad eocena para la mineralización. Zöllner y Amos (1973) en la Hoja Geológica Chos Malal aportan mapeos y determinan en base a descripciones geológicas y estructurales una edad para la mineralización entre el Pérmico y el Cretácico.

Domínguez y Garrido (1982) relacionan genéticamente las vetas con importantes procesos volcánicos y aportes de aguas magmáticas. Establecen temperaturas de homogeneización a partir de inclusiones fluidas variando entre 190°C y 310°C. Determinan una edad comprendida entre el Triásico-Cretácico Superior para la mineralización.

Domínguez *et al.* (1984), describen además un sistema hidrotermal de tipo pórfido aflorando 3 km al suroeste de Andacollo. Establecen una edad de  $67 \pm 3$  Ma para un cuerpo tonalítico con alteración potásica y de  $34 \pm 3$  Ma para un cuerpo de pórfido dacítico con evidencias de mineralización. Estos autores además relacionan el emplazamiento de los sistemas epitermales alojados en el Grupo Choiyoi, con estos cuerpos.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la mineralogía de las menas del sistema de vetas Este-Oeste o vetas ricas en sulfuros. Se realizará además la correlación geológica de este sistema vetiforme con sus correspondientes rocas de caja.



**Figura 1.** Ubicación del Distrito Minero Andacollo.

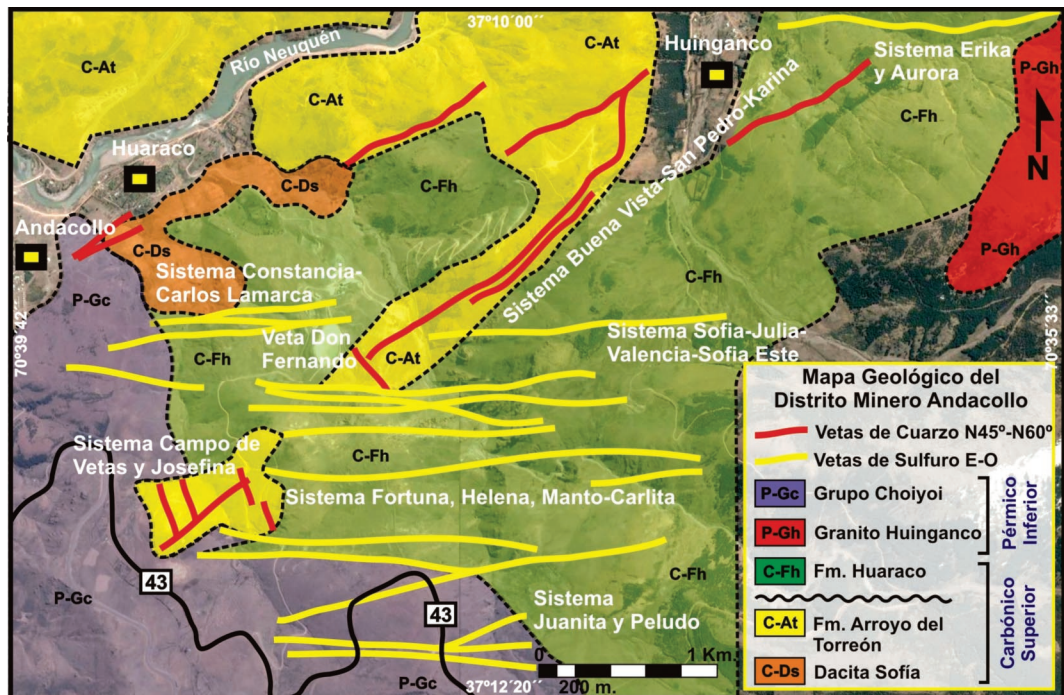


Figura 2. Geología y ubicación de los sistemas vetiformes del Distrito Minero Andacollo.

**Geología del área.** Las rocas aflorantes en el área de estudio fueron agrupadas por Zöllner y Amos (1973) como Grupo Andacollo. Este Grupo está dividido en tres formaciones, Tobas Inferiores, Fm. Huaraco (lutitas y areniscas; figura 2), y Tobas Superiores, las cuales se encuentran separadas por discordancias erosivas.

Rovere, *et al.* 2004 describen para el Grupo Andacollo las Formaciones Arroyo del Torreón, compuesta por ignimbritas y tobas de composición dacítica a riolítica, la Fm. Huaraco que representa una secuencia marina de lutitas oscuras, areniscas y conglomerados, y finalmente la Fm. La Premia, compuestas por tobas y volcanitas básicas.

Intruyendo las unidades anteriores, se reconoce al Granito de Huinganco, (Zöllner y Amos, 1973, Rovere, *et al.* 2004, Llambías, *et al.* 2007, figura 2) con facies graníticas, granodioríticas y porfíricas. Una datación K-Ar realizadas sobre biotitas magmáticas (Suárez y De La Cruz, 1977) arroja una edad de  $287 \pm 9$  Ma. La dacita Sofía (Rovere, *et al.* 2004) representa reducidos cuerpos subvolcánicos de dacitas y riolitas fluidales. Una datación K-Ar sobre roca total efectuada por Llambías (1986) arroja una edad de  $260 \pm 10$  Ma. Nuevos datos aportados por Suárez *et al.* (2008) indican una edad U-Pb en circones de  $327.9 \pm 2.0$  Ma. Finalmente, espesos estratos de ignimbritas, brechas volcánicas y coladas de composición andesítica a riolítica del Grupo Choiyoi (Zöllner y Amos, 1973, Rovere, *et al.* 2004, Llambías, *et al.* 2007) cubren dis-

cordantemente las unidades anteriormente mencionadas y se las interpreta como los equivalentes efusivos y piroclásticas del Granito de Huinganco. Suárez *et al.* (2008) aportan una edad U-Pb en circones de  $281.8 \pm 2.1$  Ma.

El análisis tectónico y estructural de Giacosa (2011) indica regímenes compresionales y extensionales que generan fallas y fracturas donde se alojan los cuerpos vetiformes portadores de Au y Ag. Este autor, sugiere que la fase compresional es de edad pre-Eoceno y habría sido sincrónica con alguna de las fases que contribuyeron al alzamiento de la cordillera del Viento a partir del Cretácico superior.

Importantes cambios en la estratigrafía de la Cordillera del Viento (Rovere, *et al.* 2004, Llambías 2007) y trabajos inéditos pertenecientes a la empresa Minera Andacollo Gold S.A. (Suárez 2007, Strazzere 2008 y 2009) han puesto en manifiesto que al menos existen 3 eventos magmáticos independientes y separados por importantes lapsos de tiempo, que pudieron aportar fluidos hidrotermales potencialmente responsables de mineralización.

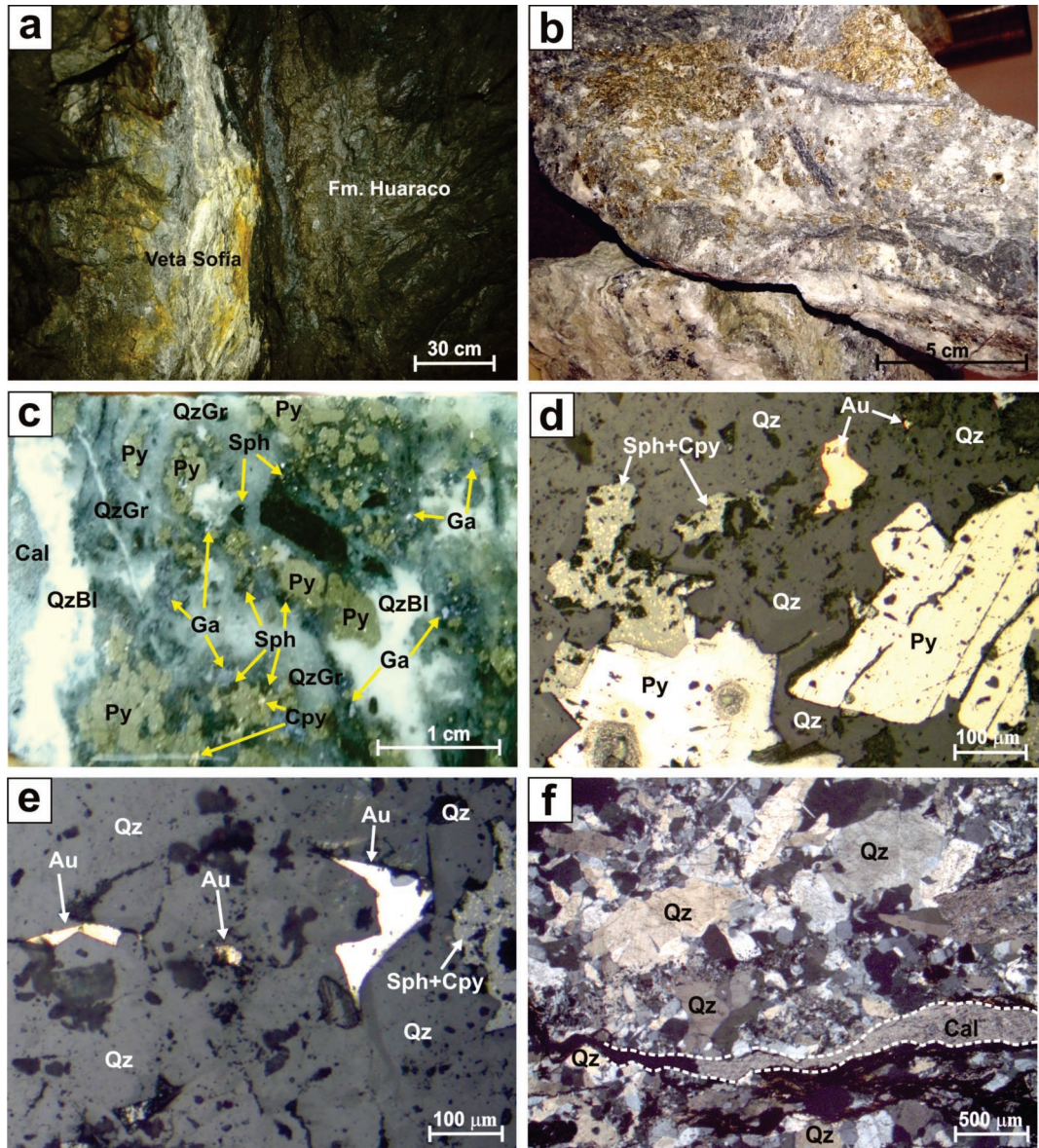
**Resultados.** Las vetas del sistema Este-Oeste, afloran de manera irregular y se las reconoce por presentar sombreros de hierro y lixiviados de cuarzo, limonitas y arcillas rojas. Debido a la cantidad de sulfuros que contienen, producen un relieve negativo que puede ser reconocido con facilidad en fotografías aéreas e imágenes satelitales.



Representan sistemas de fallas/vetas y fallas con espesores entre 50 cm. a 2-3 m. teniendo en cuenta la veta y la salbanda de la falla. Se extienden

por más de 1 km, pudiendo llegar a los 4 km. como el caso de Erika (figura 2).

La orientación de estos cuerpos es N70°- N90°



**Figura 3.** Características generales de las vetas ricas en sulfuros. a) Veta Sofía en interior mina, emplazada en zonas de falla que afectan a la Formación Huaraco. b) Textura bandeada donde intercalan bandas de cuarzo blanco, cuarzo gris traslúcido, calcita y sulfuros. Qz: Cuarzo. Arg: Argentita. Cpy: Calcopirita. Ga: Galena. c) Muestra pulida donde se observa cuarzo gris, blanco, calcita y sulfuros típicos de estas vetas. QzBl: Cuarzo blanco. QzGr: Cuarzo gris. Cal: Calcita. Sph: Esfalerita. Ga: Galena. Py: Pirita. Cpy: Calcopirita. d) Microfotografía de corte calcográfico donde se observan las asociaciones típicas minerales. Qz: Cuarzo. Au: Oro nativo. Py: Pirita. Sph+Cpy: Exsolución de calcopirita en cristales de esfalerita. e) Microfotografía de corte calcográfico donde se muestra un detalle del oro nativo comprendido dentro del cuarzo gris. Qz: Cuarzo. Au: Oro nativo. Sph+Cpy: Exsolución de calcopirita en cristales de esfalerita. f) Microfotografía de corte petrográfico con polarizador donde se muestra la textura del cuarzo masivo con venillas de calcita. Qz: cuarzo. Cal: Calcita.



(este-oeste) siendo los principales ejemplos del Distrito Minero los Sistemas Sofía (Figura 3 a)-Julia-Valencia-Sofía Este, Constancia-Carlos Lamarca, Fortuna-Helena-Manto-Carlita, Juanita-Peludo y Erika-Aurora (figura 2).

Estos cuerpos se encuentran emplazados en las lutitas de la Fm. Huaracó (Zöllner y Amos 1973, Rovere, *et al.* 2004) afectada por fallas de rumbo en la dirección este-oeste. En la Fm. Arroyo del Torreón se reconocen vetas de sulfuros aunque son menos frecuentes.

En muestra de mano el tipo de cuarzo es gris traslúcido, siendo común también blanco y en algunos sectores sacaroidal (figuras 3 a y b). Con frecuencia se presenta intercalado con bandas de sulfuros, de calcita y clorita. La mineralización corresponde a Au (oro nativo) acompañado por pirita, galena y proporciones menores de esfalerita. El porcentaje de sulfuros es superior al 20% (figura 3 c).

De la observación de los cortes calcográficos, se desprende que las vetas E-O están constituidas por pirita, calcopirita, galena, esfalerita y oro en ganga de cuarzo (figuras 3 d, e y f). La pirita se encuentra como cristales euhedrales a subhedrales piroedricos aislados (hasta 200  $\mu\text{m}$ ) o dispuestos en forma masiva (figuras 3 d). La calcopirita se halla asociada a la pirita y se encuentra como cristales aislados de dimensiones cercanas a los 150  $\mu\text{m}$ . o como exoluciones dentro de la esfaletrita (figura 3 d). La galena se presenta espacialmente asociada a los minerales antes mencionados y a esfalerita constituyendo masas de cristales. La esfalerita se encuentra como cristales aislados anhedrales (figura 3 d). El oro forma cristales anhedrales aislados de hasta 100  $\mu\text{m}$  (figura 3 e). Se reconoce además muy escasos cristales de electrum menores a 10  $\mu\text{m}$ . Respecto del cuarzo fueron reconocidas, texturas de crecimiento primario. Los cristales presentan extinción ondulosa con inclusiones fluidas bifásicas (relación líquido/ vapor 70/30) de formas regulares (10  $\mu\text{m}$ ) coexistiendo con inclusiones unifásicas de vapor. La textura en peine está formada por cristales de cuarzo con desarrollo del eje C perpendicular a la superficie a partir de la cual comienzan a desarrollarse; los cristales son prismáticos, paralelos y subparalelos, con terminaciones euhedrales. La textura maciza es común en el centro de las texturas en peine (figura 3 f). Se encuentra formada por cristales idio e hipidiomórficos de cuarzo de dimensiones similares. No se observaron en las muestras analizadas texturas de recristalización o de reemplazo. Los carbonatos son de grano fino y cortan al cuarzo en forma de venillas de trayectoria irregular (figura 3 f).

Se reconoce un evento sobreimpuesto a la mineralización hipógena evidenciado por el reemplazo de calcopirita por limonita indígena desarrollando texturas en enrejado y en escasa proporción se reconocieron cristales parcialmente alterados a covelina.

Ocasionalmente están acompañados por sericita. Los sulfuros descriptos, al igual que el oro y el electrum se encuentran distribuidos en las bandas de cuarzo con textura en peine.

**Discusion y Conclusiones.** En el Distrito Minero Andacollo fue posible diferenciar dos sistemas de vetas: el sistema Este- Oeste, formado por vetas portadoras de sulfuros y el sistema N45-N60, constituido por vetas de cuarzo.

Las vetas portadoras de sulfuros (orientación Este- Oeste) están limitadas a la Fm. Huaraco y se encuentran vinculadas a fallas. Estas estructuras son posteriores a la depositación de esta unidad, es decir post-Carbónico Superior

Son ricas en Au manteniendo una relación Au:Ag de 1:5 a 1:20. El porcentaje de sulfuros es superior al 20%. Además de cuarzo presentan bandas de calcita y clorita. El oro forma cristales anhedrales aislados de hasta 100  $\mu\text{m}$ . Se reconocen además muy escasos cristales de electrum menores a 10  $\mu\text{m}$ .

**Agradecimientos.** El presente trabajo fue financiado por la SECyT-UNS a través del PGI 24/ZH24. Se agradece especialmente a los directivos de Minera Andacollo Gold por permitir el ingreso al área Mina para poder coleccionar el material requerido para el presente trabajo.

Los autores agradecen a la Dra. Mirta Garrido, quien contribuyo a mejorar la versión final del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Domínguez, E. A. y Garrido, M. 1982. La variación vertical de la mineralización Plumbo-Zincífera subvolcánica en La Primavera, Andacollo, provincia de Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II: 679-697. Argentina.
- Domínguez, E. A., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J. C., Ronconi, N., Case, A. M. y Palacion, M. 1984. "Los Maitenes-El Salvaje". Un sistema Hidrotermal de Tipo pórfido. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas VII: 443-458. Bariloche, Rio Negro.
- Giacosa, R. 2011. Geología estructural de los sistemas vetiformes del cerro Las Minas Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N° 33 SEGEMAR.
- Llambías, E. J. 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41(1-2): 22-32.
- Llambías, E., Leanza, H., y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas eviden-

- cias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 217-235.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. y Danieli, J. 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298, 104 p. Buenos Aires.
- Stoll, W. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6, 35 pg., Buenos Aires.
- Suárez, M. 2007. Geología del área Andacollo –parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 50 p, Andacollo.
- Strazzere, L. 2008. Informe geológico económico de los sistemas vetiformes del área de Andacollo, sector Mina. Andacollo, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 100 pp.
- Strazzere, L. y Tamborindéguy, M. X. 2009. Informe geológico económico de los sistemas vetiformes del área de Andacollo, sector San Pedro Norte, San Pedro Sur y Campo de Vetas. Andacollo, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 100 pp.
- Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M., y Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb shrimp dates and tectonic implications. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas, 906-907, S.S. Jujuy.
- Suarez, M., Echert, H. 2008. Magmatismo y alteración hidrotermal del Cretácico tardío en Andacollo, provincia del Neuquén: Edades KAr. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas, 908-909, S.S. Jujuy.
- Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Provincia del Neuquén Neuquén). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 143, 91 p. Buenos Aires.

## VARIACIONES COMPOSICIONALES EN BARITINAS Y CELESTINAS DE DEPÓSITOS DE BA-SR EMPLAZADOS EN LA SECUENCIA JURÁSICO-CRETÁCICA DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN

de Barrio, Raúl E.<sup>1</sup>; Del Blanco, Miguel A.<sup>1</sup>; Colombo, Fernando<sup>2</sup>; Martín-Izard, Agustín<sup>3</sup>; Ramis, Andrea M.<sup>1</sup> y Curci, Marcela V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Cátedra de Mineralogía-Instituto de Recursos Minerales (FCNyM-UNLP).

E-mail: debarrio@inremi.unlp.edu.ar

<sup>2</sup> Cátedra de Mineralogía, FCEfYN (UNC)-CONICET

<sup>3</sup> Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, España.

**Resumen.** Composiciones intermedias en la serie isomorfa  $\text{BaSO}_4$ - $\text{SrSO}_4$  son relativamente raras en la naturaleza. En la inmensa mayoría de los casos las composiciones de estos sulfatos se sitúan cercanas a ambos extremos de la serie isomorfa. Los depósitos barítico-celestínicos de la provincia del Neuquén se encuentran distribuidos entre las localidades de Chos Malal y Zapala y alojados en la secuencia carbonático-evaporítica jurásico-cretácica. Los minerales de mena son baritina y celestina que contienen variables contenidos de Sr y Ba, respectivamente. En este trabajo son presentados algunos aspectos cristalográficos, mineralógicos y geoquímicos de estos sulfatos.

**Palabras clave.** Baritinas-celestinas, variaciones composicionales, provincia del Neuquén.

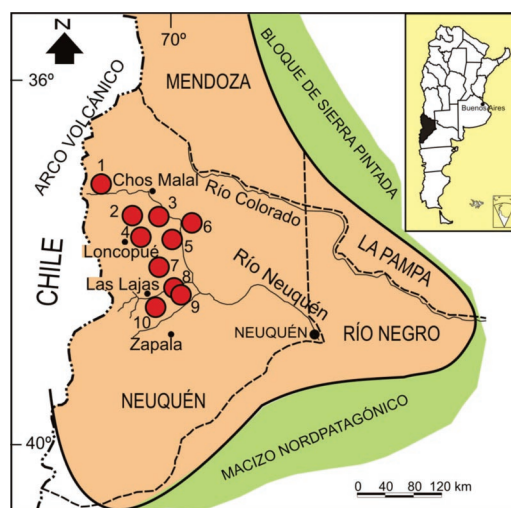
**Abstract.** "Compositional variations in Sr-barites and Ba-celestites of Ba-Sr ore deposits in the Jurassic-Cretaceous sequence of Neuquén Province". Intermediate compositions in the  $\text{BaSO}_4$ - $\text{SrSO}_4$  solid solution series are relatively rare in nature. Sulfate compositions are near to both end members of the isomorphic series in the overwhelming majority of cases. The Ba-Sr ore deposits of the Neuquén Province are distributed between the Chos Malal and Zapala localities. They are hosted by the Jurassic-Cretaceous carbonate-evaporitic sequence showing a strong stratabound character. The ore minerals are barite and celestite that contain variable amounts of Sr and Ba, respectively. In this paper, some crystallographic, mineralogical, and geochemical features of these minerals are presented.

**Keywords.** Sr-barites, Ba-celestites, compositional variations, Neuquén Province.

**Introducción.** Sulfatos intermedios de la serie isomorfa  $\text{BaSO}_4$ - $\text{SrSO}_4$  son relativamente raros en la Naturaleza (Hanor, 1968). Su composición se acerca en general a los extremos puros, con sus-

tituciones parciales de Ba por Sr y viceversa, donde las baritinas pueden contener  $\text{SrSO}_4$  hasta 7-8 % molar y las celestinas  $\text{BaSO}_4$  hasta 4-6 % molar (Starke, 1964, en Bolonin y Nikiforov, 2014 y Hanor, 1968). Sin embargo, en los últimos años se han dado a conocer composiciones químicas intermedias, incluso en grandes volúmenes económicos (Tekin *et al.*, 2002; Bolonin y Nikiforov, 2014).

En la Cuenca Neuquina son pocos los trabajos que tratan sobre las variaciones composicionales de las menas sulfáticas de los depósitos de Ba y Sr. Hayase y Bengochea (1975), Más (1976) y Hayase *et al.* (1979, 1980) expusieron consideraciones acerca de los contenidos en Ba y Sr, y caracterizaron las variaciones composicionales de los sulfatos de Ba y Sr del yacimiento Achalay, Neuquén, mediante el uso de rayos X, midiendo el desplazamiento de los principales picos difractométricos entre las diferentes especies. Brodtkorb y Etcheverry (1994) informaron contenidos de Sr y Ba en baritinas y celestinas de las minas Achalay y Llao Llao. En los últimos años, de Barrio *et al.* (2008) dieron a conocer estudios mineraloquímicos hechos mediante técnicas de EDAX en depósitos barítico-celestínicos neuquinos mientras que corresponde a de Barrio *et al.* (2009) comunicar los primeros datos analíticos mediante microsonda



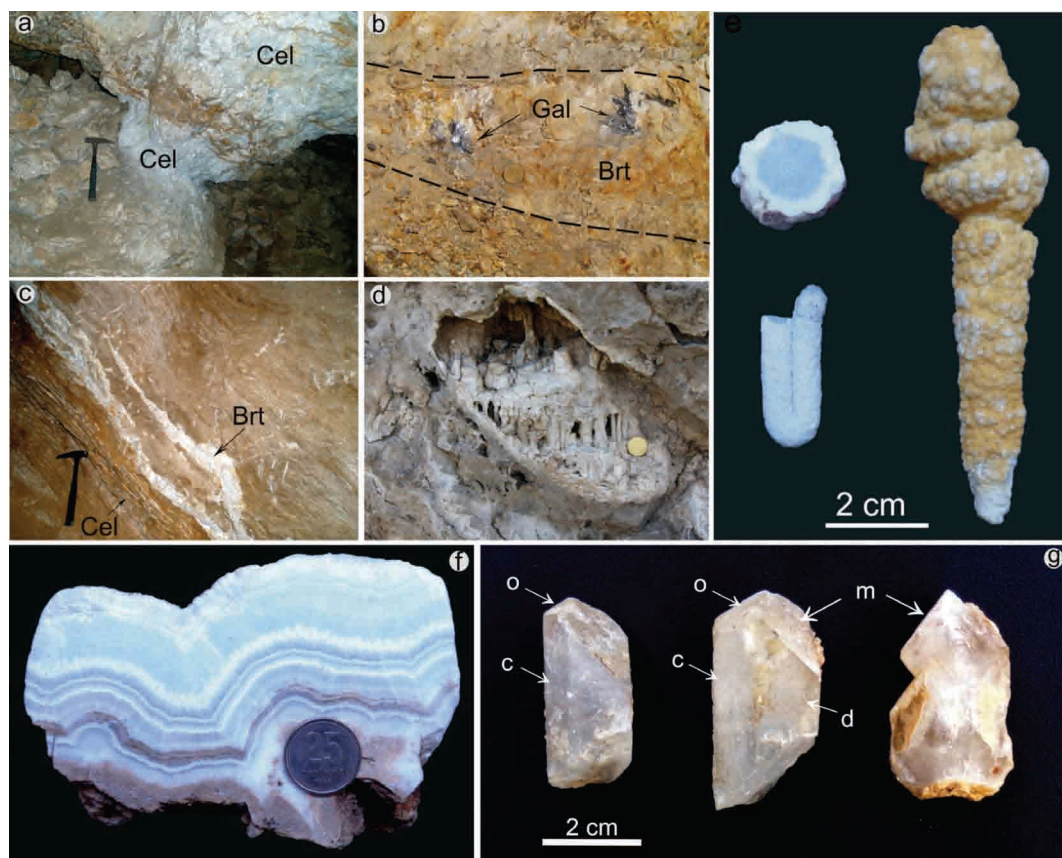
**Figura 1.** Mapa de la cuenca Neuquina con la distribución de los principales depósitos de Ba-Sr investigados. 1: Mina Arroyo Nuevo; 2: Distrito Colipilli. 3: Distrito Naunauc-Taquimilán (minas Don Candelario, Clementina, Taquimilán); 4: Distrito Loncopué (minas La Rosita, La Florcita y otras); 5: Grupo Continental-Distrito Cordón del Salado; 6: Mina Barda Klein; 7: Distrito Bajada del Agrio (minas 3, 4 y 5 de noviembre, Santa Bárbara, Santa Ana y otras); 8: Mina Llao Llao; 9: minas Achalay, La Porfía y Río Agrio; 10: Distrito Cordón Curymil (minas San Charbel y otras).

electrónica de estas celesto-baritinas y barito-celestinas.

**Las baritinas y celestinas de los depósitos de Ba-Sr del Neuquén.** Los depósitos barítico-celestínicos del Neuquén se encuentran distribuidos a lo largo de una alargada faja N-S (Fig. 1) que va desde Chos Malal por el norte hasta Zapala, por el sur (Brodtkorb *et al.*, 1975). Se alojan en diversas unidades jurásico-cretácicas, con un marcado carácter estratoligado. Exhiben yacencias estratiformes y vetiformes con signos de removilización (Fig. 2c) y relleno de cavidades kársticas (Fig. 2d). En su gran mayoría son de carácter epigenético,

alojados en rocas carbonáticas o yesíferas a través de procesos de reemplazo y relleno. En un caso, la mina Arroyo Nuevo, alojada en pelitas negras de la Fm. Los Molles (Jurásico Medio), la deposición barítica ha sido singenética, acompañada de sulfuros minoritarios (Fe, Zn, Cu y Pb). Correspondería a la tipología de depósitos sedimentario-exhalativos con Ba (Zappettini, 1999; de Barrio *et al.*, 2014).

En la composición de los depósitos prevalecen ampliamente baritinas y/o celestinas en algunos casos con minoritarios sulfuros de metales base (Pb, Zn y Cu) y de Fe (pirita, marcasita, melnikovita), calcita, dolomita y cuarzo. En unidades del Ju-



**Figura 2.** a) manto de celestina (Cel) en mina San Charbel; b) banco de baritina en mina Achalay con «ojos» de galena (Gal); c) manto de celestina cebrada (Cel) con baritina removilizada (Brt) en mina Santa Bárbara; d) cavidad kárstica rellena con baritina estalactítica. Diámetro de la moneda: 24 mm. Abreviaturas de minerales según Kretz (1983); e) Morfologías estalactíticas de baritina de mina Cecilia (Grupo Continental). En la sección transversal, tanto el sector central (celeste) como el periférico (blanco) corresponden a baritina con muy bajo contenido de SrO; f) Hábito fibroso-bandeado de baritina en cavidad kárstica de mina Santa Elena. La banda color castaño corresponde a precipitación de  $\text{CaCO}_3$ . En las diferentes capas de baritina (colores blancos y celestes) los contenidos de  $\text{SrSO}_4$  son muy bajos y prácticamente no hay variaciones composicionales. Diámetro de moneda: 24 mm; g) Cristales idiomorfos de celestina de mina Don Candelario. c {001} tercer pinacoide; d {011} prisma de 1ª posición; o {101} prisma de 2da posición; m {210} prisma de 3ª posición. Hacia la derecha cristales en crecimiento paralelo.



rásico Medio-Superior (Fms. Tábanos y Lotena) se sitúan en el área de Loncopué, entre otros, los depósitos baríticos de La Rosita y La Florcita y la mina de celestina San Charbel en el cordón de Curymil (Fig. 2a). En el Jurásico superior (Fms. Auquileo y Tordillo) se sitúan los depósitos barítico-celestinicos de Llao Llao y Achalay (Fig. 2b) y en la secuencia eocretácica, en las Formaciones Agrio y Huitrín, se ubican los yacimientos estratiformes y vetiformes de Colipilli, Bajada del Agrio (minas 3, 4 y 5 de Noviembre, Santa Bárbara), del cordón del Salado-cerro Pichi Mula (minas Dios Alado, Los Robertos, La Nicola, La Luisiata), Naunauco-Taquimilán y del Grupo Continental-Santa Helena (Fig. 1).

Las baritinas exhiben cristales de hábito tabular grueso, pulverulento (Fig. 2c), estalactítico (Fig. 2e) y fibroso-bandeado (Fig. 2f) de colores blanquecinos, celestes y amarillentos. El tamaño de los individuos puede variar desde milimétrico a centimétrico, controlado por la yacencia y por procesos

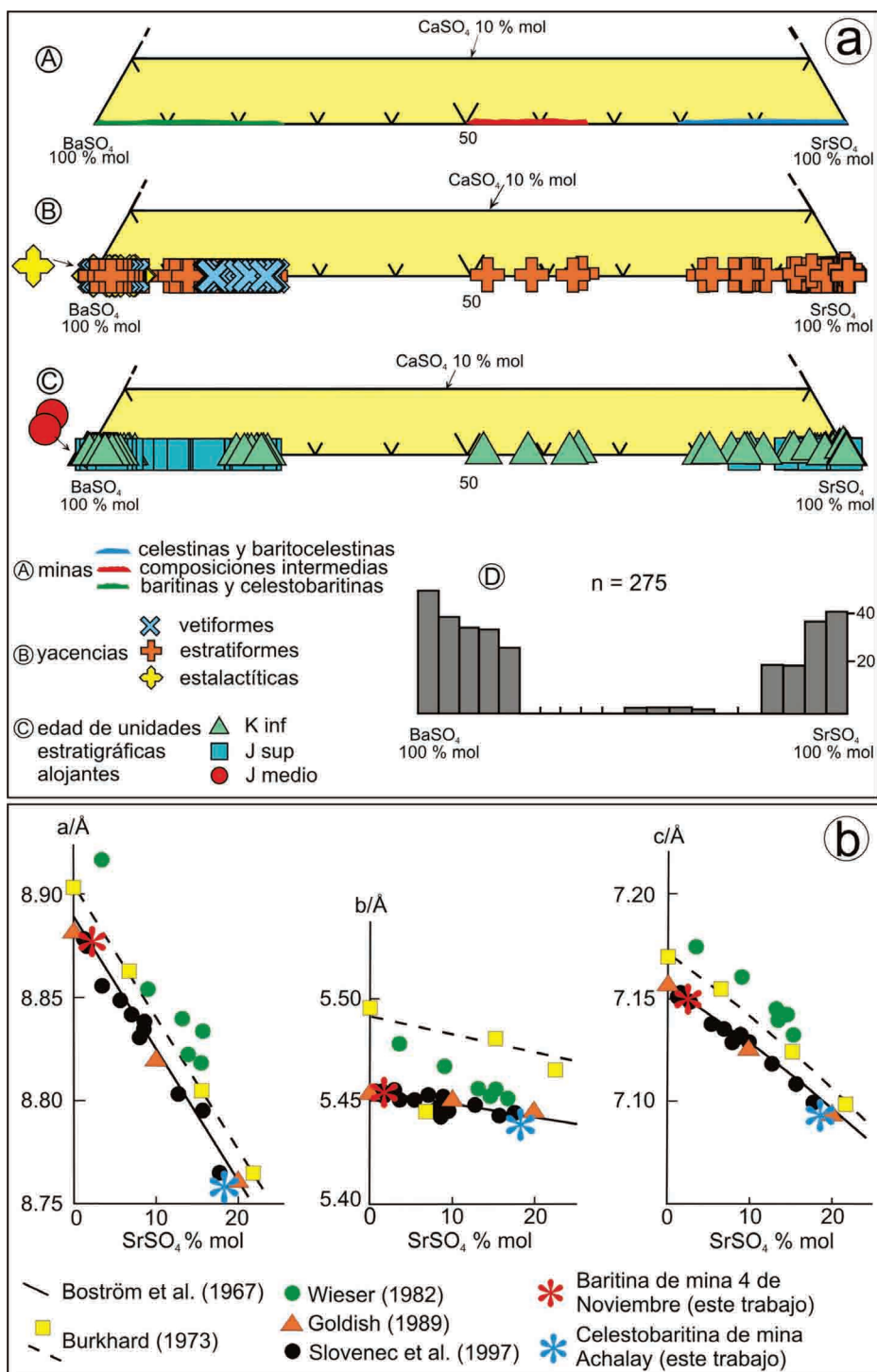
de recristalización. Las celestinas exhiben coloraciones entre tonos celestes, amarillentos, castaños claros y blanquecinos. Su hábito va desde tabular-prismático a granular, con tamaños milimétricos a centimétricos. Los cristales idiomorfos (Fig. 2g) resultan de la combinación de prismas de 1ª posición {011}, 2ª posición {101} y 3ª posición {110} con franco desarrollo del 3er pinacoide {001}.

**Metodología.** Los análisis mineraloquímicos fueron ejecutados en una microsonda CAMECA Camebax modelo SX-100 (Universidad de Oviedo) con cinco espectrómetros WDS y microscopio electrónico de barrido (SEM). Las condiciones analíticas fueron 15 kV de voltaje de aceleración, corriente 20 nA, haz 1 a 2 micrones, con patrones naturales certificados por MAC (Micro Analysis Consultants Ltd., U.K.).

Para el cálculo de parámetros de celda unitaria, los análisis difractométricos fueron hechos con

**Tabla 1.** Análisis químicos de baritinas y celestinas de diferentes depósitos de Ba y Sr de la provincia del Neuquén. (mediante EDAX: 1: de Barrio et al., 2008; con microsonda electrónica, 2: de Barrio et al., 2009; 3: Escobar, 2016; 4: Salvioli, 2016; 5: este trabajo).

		BARITOCeleSTINAS-CEleSTOBARITINAS (% en peso)						
MINA/DEPÓSITO MINERAL		SO <sub>3</sub>	CaO	PbO	BaO	SrO	TOTAL	Ref.
Arroyo Nuevo	estratiforme	32,31-35,09	0,00-0,05	0,00-0,12	62,45-65,69	0,5-2,74	99,24-100,89	5
		33,53-34,74	0,00-0,06	0,00-0,16	61,80-64,27	1,40-2,96	98,18-100,12	5
	vetiforme	33,05-33,97	0,00-0,02	0,06-0,26	65,03-65,93	0,35-0,88	98,88-100,57	5
San Charbel (estratiforme)		41,2-44,5	-	-	0,5-2,4	51,2-57,6	-	1
		45,77-48,32	0,02-0,31	0,00-0,21	0,53-8,31	48,95-52,68	99,19-101,19	5
		43,51-46,07	0,01-0,23	0,00-0,41	0,10-2,89	52,85-55,46	98,14-100,81	5
Llao Llao (estratiforme)		32,4-42,6	0,25	14,8-18,9	-39,0-52,8	6,4-9,9	-	1
		43,1-45,4	-	-	0,00-5,27	51,6-56,6	-	1
		43,80-46,80	0,11-0,51	0,00-0,47	0,78-4,74	50,36-55,10	99,03-100,83	5
		33,61-36,00	0,02-0,07	0,00-0,35	55,88-61,28	3,79-7,68	99,13-100,88	5
Achalay	estratiforme	33,4-39,4	-	-	48,7-58,6	6,78-10,9	-	1
		43,4-44,8	-	-	39,9-43	13,6-15,2	-	1
		34,12-36,37	0,01-0,05	0,00	51,73-57,13	8,14-13,74	98,64-101,88	5
	brecha	40,4-44,4	0,08-0,44	-	41,9-50,6	7,9-13,4	-	1
		33,58-36,36	0,00-0,06	-	50,59-65,56	0,35-12,97	98,7-100,72	5
		33,43-35,47	0,00-0,03	-	52,28-55,58	8,90-12,05	99,08-100,1	5
	vetiforme	34,29-35,78	0,01-0,04	0,01-0,09	51,09-55,00	9,32-12,97	99,56-99,98	5
Don Candelario (estratiforme)		43,00-43,50	0,08-0,38	-	0,03-1,94	53,88-55,71	-	2
		42,97-43-55	0,11-0,19	-	0,01-0,28	54,53-56,30	-	2
Taquimilán (estratiforme)		33,28-34,97	0,01-0,03	0,00-0,11	63,85-65,60	0,16-1,89	99,15-101,15	5
Distrito Bajada del Agrio (estratiforme)	4 de Noviembre	38,9-48,1	-	-	47,8-57,4	2,8-4,1	-	1
		32,41-33,79	0,01-0,17	-	64,16-65,60	0,59-2,37	-	2
	Santa Bárbara	44,5-47,8	-	-	4,1-8,4	45,6-50,7	-	1
		41,88-43,55	0,03-1,55	-	0,00-3,90	54,11-56,35	-	2
		30,10-33,50	0,13-2,23	-	61,52-65,44	0,00-0,12	-	2
Cordón del Salado	vetiforme	35,47-36,67	0,00-0,05	0,05-0,37	49,72-55,02	7,57-13,38	98,20-100,12	3
	estratiforme	39,63-43,59	0,16-0,51	0,00-0,33	0,43-30,09	28,15-54,29	98,02-100,60	3
		43,39-44,93	0,06-0,26	0,00	0,13-1,21	52,76-56,65	98,53-100,35	3
		42,73-44,29	0,07-0,18	0,00-0,25	0,08-1,97	52,64-55,55	98,39-100,01	3
Grupo Continental (estratiforme)		40,70-42,20	-	-	32,2-55,8	3,4-25,6	-	1
		33,90-34,30	0,05-0,12	-	62,44-63,75	0,03-0,08	-	2
		33,73-35,53	0,03-0,13	-	62,37-63,35	0,58-3,17	-	2
Colipilli	estratiforme	33,30-34,15	0,01-0,07	-	63,22-65,55	0,54-1,95	-	2
		33,63-34,25	0,01-0,05	-	61,74-65,45	0,58-3,60	-	2
		32,39-35,41	0,00-0,05	0,00-0,23	62,71-65,55	0,19-2,23	98,48-101,75	4
		33,44-34,79	0,00-0,95	0,00	63,81-65,27	0,17-1,99	99,20-100,59	4



**Figura 3.** a) Diagramas de contenido de  $\text{SrSO}_4$  % mol versus parámetros de celda de baritinas sintéticas y naturales de diversos lugares del mundo comparados con baritinas neuquinas; b) Diagramas ternarios  $\text{BaSO}_4$ - $\text{SrSO}_4$ - $\text{CaSO}_4$  (cortados a 10%  $\text{CaSO}_4$  % molar) de las baritinas y celestinas investigadas. A: distribución según depósitos minerales; B: distribución según yacencias; C: distribución según unidades estratigráficas alojantes; D: histograma de distribución de frecuencias (n= 275).

**Tabla 2.** Parámetros de celda unitaria obtenidos por Hayase *et al.* (1979) en productos sintéticos de la serie baritina-celestina y parámetros de celda unitaria calculados en el presente trabajo en muestras de depósitos de Ba-Sr del Neuquén (en negrita). M543: baritina de mina 4 de Noviembre, M542: celestobaritina de mina Achalay, M537: baritocelstina de mina San Charbel, M527: celestina de mina Llao Llao. Las columnas están ordenadas de acuerdo a la variación de los porcentajes molares de  $\text{SrSO}_4$ .

	SO <sub>4</sub> Sr % molar											
	Baritina 0	M 543 2,52	10	M 542 18,52	20,09	35,12	50,13	65	80	M 537 88,45	M527 93,09	Celestina 100
a	8,887	8,877	8,8208	8,755	8,7818	8,6927	8,6085	8,5348	8,4641	8,3676	8,3608	8,3572
b	5,4522	5,4507	5,4446	5,4450	5,4428	5,4401	5,4244	5,4146	5,3892	5,3502	5,3543	5,3492
c	7,1534	7,1519	7,1237	7,0956	7,0989	7,0619	7,0073	6,9749	6,9262	6,8662	6,8701	6,8701

radiación Cu K $\alpha$  en un equipo PANalytical X'PERT Pro (UNC). Los valores angulares obtenidos se usaron para el cálculo de celda con el programa UnitCell (Holland y Redfern 1997).

**Análisis por microsonda electrónica.** En la Tabla 1 se exponen los resultados de los análisis (% en peso,  $n = 275$ ) por microsonda electrónica realizados en baritinas y celestinas de distintos yacimientos del Neuquén, tanto estratiformes como vetiformes. La rutina analítica contempló la medición de S, Ca, Ba, Sr y Pb (expresados en óxidos). En general las variaciones composicionales son congruentes con las de la mayoría de los diferentes depósitos de Ba-Sr del mundo. Las baritinas presentan contenidos variables de  $\text{SrO}$  entre 0,16 y 15,2 % en peso (Tabla 1), mientras que en las celestinas los porcentajes de variación del  $\text{BaO}$  se encuentran entre 0,01 y 30,09 % en peso. Este máximo corresponde a yacencias estratiformes del cordón del Salado (mina Dios Alado y otras), donde a su vez el  $\text{SrO}$  llega a valores de 56,65 %. Asimismo, los resultados analíticos obtenidos por microsonda electrónica en las baritinas y celestinas neuquinas se graficaron en diagramas ternarios composicionales  $\text{BaSO}_4\text{-SrSO}_4\text{-CaSO}_4$  (Fig. 3a, A, B y C). En el primer diagrama ternario (Fig. 3a, A) se observa la distribución discreta de los sulfatos de Ba-Sr, con contenidos muy bajos en  $\text{CaSO}_4$ , menos del 2,2 % molar, definiéndose tres agrupamientos: alrededor de ambos extremos en forma mayoritaria y uno tercero, muy minoritario, entre 50 y 65 % molar de  $\text{SrSO}_4$ . En el diagrama ternario de la Fig. 3a, B, los valores analíticos fueron discriminados por sus diferentes yacencias: vetiformes, estratiformes y estalactíticas. Se observa que hacia el extremo barítico se sitúan valores correspondientes a las tres tipologías señaladas mientras que a lo largo de gran parte del intervalo baritina-celestina y el extremo celestínico las yacencias estratiformes se distribuyen discretamente. Asimismo, en cada depósito o distrito mineral se ve una tendencia a que las morfologías mantiformes tengan un mayor grado de mezcla de Ba-Sr (Fig. 3a, B).

En el caso de las variaciones según la edad de las formaciones alojantes (Fig. 3a, C) se visualiza que las composiciones baríticas se sitúan tanto en unidades del Jurásico Medio (Arroyo Nuevo), del Jurásico Medio-Superior (Loncopué), del Jurásico Superior (Llao Llao y Achalay) como en las eocretácicas (4 de Noviembre, Grupo Continental, Taquimilán), mientras que las composiciones celestínicas se ubican en el del Jurásico Medio (San Charbel), Jurásico Superior (Llao Llao) y Cretácico Inferior (Santa Bárbara, Don Candelario, Grupo Continental, Colipilli).

Si bien son frecuentes las mezclas de sulfatos cercanas a ambos extremos de la solución sólida (Fig. 3a, A y D), son escasos los ejemplos de alta pureza. En las baritinas de Arroyo Nuevo, conocidas por su alto peso específico, los tenores de  $\text{SrO}$  no superan el 3% en peso, estando el promedio en 2%. En resumen, en la amplia mayoría de los depósitos de baritina y celestina del Neuquén, se han registrado porcentajes variables pero en general con valores cercanos a los términos extremos.

**Parámetros de celda unitaria y su relación con las variaciones composicionales.** La dependencia de los parámetros de celda unitaria de las baritinas con la variación del contenido de Sr en las soluciones sólidas  $(\text{Ba,Sr})\text{SO}_4$  ha sido demostrada por diversos mineralogistas en trabajos donde se comparan baritinas sintéticas y naturales (Boström *et al.*, 1967, Burkhard, 1973, Wieser, 1982 y Goldish, 1989 en Slovenec *et al.* 1997). Más (1976) y Hayase *et al.* (1979) sintetizaron productos de la serie baritina-celestina y establecieron una relación directa entre las proporciones de Ba-Sr y los parámetros de celda unitaria. En la presente investigación se han calculado las dimensiones de celda de dos baritinas (minas 4 de Noviembre y Achalay) y dos celestinas (minas Llao Llao y San Charbel) y se obtuvieron las composiciones químicas de esas muestras mediante microsonda electrónica. Los datos, cotejados con los calculados por Hayase *et al.* (1979) mediante rayos X, obser-

van una generalizada correspondencia entre la variación de los parámetros de celda y los contenidos porcentuales molares de  $\text{SrSO}_4$  (Tabla 2). Además, los resultados de las dos baritinas neuquinas se graficaron en los diagramas utilizados por Slovenec *et al.* (1997) quienes cotejaron valores de  $\text{SrSO}_4$  % molar con los parámetros de celda unitaria, para baritinas sintéticas y de diferentes depósitos baríticos de Polonia, Bosnia y Herzegovina (Fig. 3b). Se ve cómo los datos de las baritinas neuquinas alcanzan una marcada coincidencia con las rectas de regresión de las baritinas sintéticas estudiadas por Boström *et al.* (1967).

**Discusión sobre variaciones composicionales en la serie baritina-celestina.** Un modelo para la formación de sulfatos de Ba y Sr que ha sido sostenido en los últimos años por diferentes autores invoca la acción de aguas cuencales o de formación que pueden atravesar potentes pilas sedimentarias, con sucesiones carbonático-evaporíticas y silico-clásticas, lixiviando elementos metálicos tales como Pb, Zn, Cu, Ba y Sr. Hanor (2004) determinó que estas aguas de formación presentan altas relaciones Sr/Ba por lo que son más propensas a formar celestina en lugar de baritina. Esta situación explicaría la génesis de los depósitos estratiformes de Sr-Ba alojados en la Fm. Huitrín, donde la celestina reemplaza horizontes carbonático-yesíferos. La menor solubilidad del  $\text{BaSO}_4$  respecto del  $\text{SrSO}_4$  (Hanor, 2000) provoca que primero se precipite el  $\text{BaSO}_4$ , el cual puede producir el relleno de fracturas. Esto puede explicar las mineralizaciones vetiformes de Ba-Pb-Fe presentes en la Formación Agrio en el cordón del Salado y Colipilli.

En la generalidad de los depósitos neuquinos se observa la coexistencia de celestinas y baritinas con porcentajes discretos de variación de BaO y SrO, respectivamente, distribuidos y controlados por los distintos niveles estratigráficos de la secuencia, por fracturas y por oquedades kársticas. Las celestinas se sitúan en los niveles de la secuencia carbonático-evaporítica donde los procesos de reemplazo han sido dominantes. Estos niveles han sido afectados por dos procesos de removilización: a) por acción de fluidos hidrotermales provenientes de cuerpos magmáticos o de aguas de formación y b) por procesos kársticos, que a través de aguas meteóricas han generado numerosas cavidades de disolución en niveles carbonáticos, posteriormente rellenas por materiales baríticos. Llamativamente, estos materiales baríticos de alta pureza presentan coloraciones blanquecinas y celestes de diferente intensidad, ya sea en los rellenos epigenéticos (Fig. 2c y f) como en las estalactitas generadas en las cavidades kársticas (Fig. 2d y e), donde los contenidos en SrO son muy bajos, en general menores a 1% en peso. Estas variaciones en el color de las baritinas es posible se deban a la presencia de centros de color tal

como ocurre en muchas celestinas de coloraciones celestes (Bernstein, 1979).

**Consideraciones finales.** Los análisis mineraloquímicos realizados en las baritinas y celestinas neuquinas, ya sea en yacencias vetiformes, estratiformes como de relleno de cavidades, reflejan una distribución bimodal (Fig. 3a, D) con poblaciones cercanas mayoritariamente a ambos extremos de la serie isomorfa. Las únicas composiciones intermedias se encuentran en las baritoceléstinas del cordón del Salado (mina Dios Alado) donde en los depósitos estratiformes se han dado las condiciones físicoquímicas necesarias para que presenten contenidos aproximadamente similares de Sr y Ba.

En aquellos depósitos alojados en unidades del Jurásico Medio-Superior, predominan los contenidos baríticos, como por ejemplo en de Arroyo Nuevo, Loncopué (minas La Florcita, La Rosita, y otras), Mallín Quemado (mina Achalay), en general con minoritarios sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu. La excepción la constituye los depósitos celestínicos del cordón Curymil (mina San Charbel) mientras que en la mina Llao Llao coexisten mineralizaciones celestínicas y baríticas estratiformes. Por su parte, en los depósitos alojados en unidades eocretácicas (Fms. Mulichinco, Agrio y Huitrín), la tendencia es a mostrar mineralizaciones celestínicas estratiformes con sectores baríticos removilizados como en Bajada del Agrio, Taquimilán, Naunauco y Grupo Continental. Por su parte en las yacencias vetiformes de Sierra de Chorriaca, cordón del Salado y Colipilli, la mineralización es francamente barítica, acompañadas en estas dos últimas localidades por paragénesis sulfuradas de metales base (Pb, Cu, Zn).

Finalmente, las variaciones composicionales registradas en un mismo yacimiento han condicionado durante décadas las explotaciones priorizándose aquellos sectores con más altos valores de densidad, como por ejemplo en los distritos del Grupo Continental y Barda Klein, donde en forma artesanal se han beneficiado horizontes con gran cantidad de cavidades kársticas con baritina de alta ley.

**Agradecimientos.** La presente contribución fue financiada por los proyectos de investigación UNLP-11N540 y 11N692 y por el PIP-CONICET 0285.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bernstein, L.R. 1979. Coloring mechanisms in celestite. *American Mineralogist* 64: 160-168.
- Bolonin, A.V. y Nikiforov, A.V. 2014. Intermediate Sulfates in Barite-Celestite Isomorphic Series: Composition and Mode of Occurrence. *Geology of Ore Deposits* 56 (4): 302-314.
- Boström, K., Frazer, J. y Blankenburg, J. 1967: Subsolidus phase relations and lattice cons-



- tants in the system  $\text{BaSO}_4\text{-SrSO}_4\text{-PbSO}_4$ . *Arkivum Mineralogische Geologische*, 4: 477-485.
- Brodtkorb, M.K. de, Ramos, V.A. y Ametrano, S. 1975 Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén. Argentina. 2° Congreso Ibero-americano de Geología Económica., 2:143-168. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R.O. 1994. Diferentes modelos de depósitos de baritina y celestina de la Cuenca Neuquina, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 794-798. Concepción.
- de Barrio, R.E., Botto, I.L., Del Blanco, M.A., García, M.L., Ramis, A. y Ametrano, S. 2008. Características mineralógicas y espectroscópicas (FTIR) de sulfatos de Ba y Sr de depósitos emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 9-16. S.S. de Jujuy.
- de Barrio, R.E., Del Blanco, M.A., García, M.L. y Martín Izard, A. 2009. Estructuras estromatolíticas y su relación con las mineralizaciones de Ba-Sr emplazadas en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. IX Congreso Geología Económica. Actas: 45-51. Catamarca.
- de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Del Blanco, M.A., Domínguez, E.A., Recio Hernández, C., Escobar, R.I. y Salvioli, M.A., 2014. Nuevos datos y esquemas genéticos de los depósitos barítico-celestínicos vinculados a la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (2): 184-200. Buenos Aires.
- Escobar, R.I. 2016. Geología y génesis de las mineralizaciones barítico-celestínicas asociadas a la secuencia cretácica entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal, provincia del Neuquén. Tesis doctoral, FCNyM, UNLP.
- Hanor, J.S. 1968. Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. *The American Mineralogist* 53: 1215-1222.
- Hanor, J.S. 2000. Barite-Celestine Geochemistry and Environments of Formation. Barite-celestine Geochemistry and environments of formation, in C.N.Alpers, J.L.Jambor, and D.K.Nordstrom, eds., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Sulfate Minerals: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance*, Mineralogical Society of America 40: 193-275.
- Hanor, J.S. 2004. A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted Celestine ( $\text{SrSO}_4$ ) deposits. *Journal of Sedimentary Research* 74: 168-175.
- Hayase, K. y Bengochea, A.L. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina; prov. de Neuquén; República Argentina. II Congreso Ibero-americano de Geología Económica. Actas 2: 295-314. Buenos Aires.
- Hayase, K., Más, G.R. y Bengochea, A.L. 1979. Síntesis de la Serie Baritina-Celestina. VI Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 97-104. Buenos Aires
- Hayase, K., Bengochea, A.L., Dristas, J. y Labudía, C. 1980. Estudio del yacimiento de baritina-celestina mina Achalay, Mallín Quemado, provincia del Neuquén. VI Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 61-68.
- Holland, T.J.B. y Redfern, S.A.T. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine* 61: 65-77.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Más, G.R. 1976. Síntesis de la Serie Baritina-Celestina, y su aplicación en el estudio mineralógico de los yacimientos de estos minerales. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. Inédito.
- Salvioli, M.A. 2016. Análisis por microsonda electrónica de baritinas del área de Colipilli, provincia del Neuquén. Instituto de Recursos Minerales (FCNyM, UNLP). Informe inédito.
- Slovenec, D., Šiftar, D., Jakšić, M. y Jurković, I. 1997. Strontium dependence of the lattice constants of barites from the Kresevo Area in Central Bosnia (Bosnia and Herzegovina). *Geol. Croatica* 50 (1): 27-32. Zagreb.
- Tekin, E., Varol, B. y Sayili, I.S. 2002. Indications of intermediate compositions in the  $\text{BaSO}_4\text{-SrSO}_4$  solid-solution series from the Bahçeçiktepe celestine deposit, Sivas, East-Central Anatolia, Turkey. *The Canadian Mineralogist* 40: 895-908.
- Zappettini, E., 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E.Zappettini). SEGEMAR. Anales 34: 75-103. Buenos Aires.

# PETROGRAFÍA DE CUERPO DE DIABASA PRESENTE EN LOS DEPÓSITOS ARCILLOSOS DE LOMA DEL PIOJO (JUÁREZ), SISTEMA DE TANDILIA

**Delgado, María L.<sup>1</sup>; Nigro, Joaquín<sup>2</sup>; Tessone, Mario<sup>1</sup> y Etcheverry, Ricardo<sup>3,1</sup>**

<sup>1</sup> INREMI – Facultad de Ciencias Naturales y Museo – UNLP. mlaura\_delgado@hotmail.com

<sup>2</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CIC).

<sup>3</sup> CONICET.

**Resumen.** Dentro del Sistema de Tandilia se han descrito cuerpos básicos, tanto formando parte del basamento como intruyendo a la secuencia sedimentaria (Neoproterozoico – Ordovícico?). En el área de Loma del Piojo (partido de Juárez) se ha identificado un cuerpo de diabasa, debido a los avances en las actividades extractivas en la región. La realización de estudios de detalle llevo a la definición del cuerpo básico como diabasa, el cual habría experimentado la acción de fluidos, probablemente deutérico-hidrotermales que produjeron una alteración propilítica y argílica en el citado

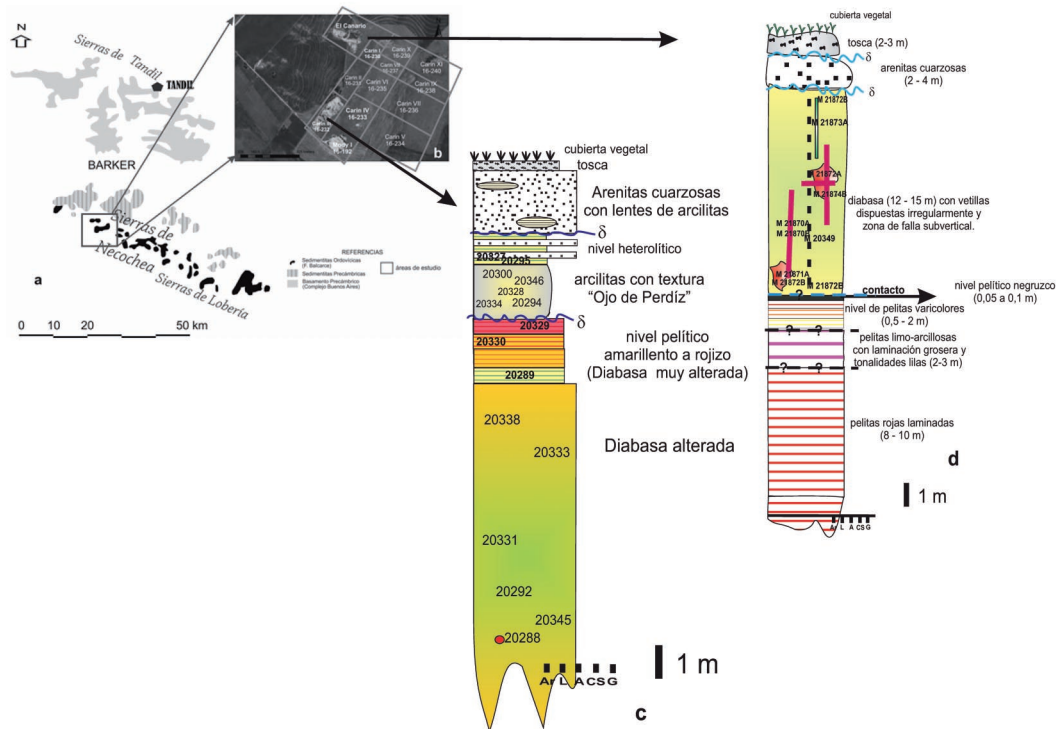
cuerpo. El material resultante de dicha alteración se comercializa como “arcillas”.

**Palabras clave.** Diabasa, secuencia sedimentaria, alteración hidrotermal, Tandilia.

**Abstract.** In the Tandilia System they have been described basic bodies, both part of the basement as intruding the sedimentary sequence (Neoproterozoic-Ordovician?). In the area of Loma del Piojo (Juárez) due to advances in mining activities in the region, a body of diabase was identified. A detailed petrographic study led to the definition of basic body classified as diabase. It was affected by the action of fluids, probably deuteric- hydrothermal, that produced a propylitic and argillic alteration. This material resulting is marketed as “clay”.

**Keywords.** Diabase, sedimentary sequence, hydrothermal alteration, Tandilia.

**Introducción, ubicación y antecedentes.** La Sierra o Loma del Piojo forma parte de las Sierras de Necochea (partido de Benito Juárez), en el centro-oeste del Sistema de Tandilia (figura 1a). En la misma se localizan varias labores mineras, alguna de ellas



**Figura 1.** a- Sector central del Sistema de Tandilia, con la ubicación de la Loma del Piojo (modificado de Iñiguez et al. 1989); b- Imagen de Google Earth y plano de catastro minero. c- Perfil esquemático de las aperturas Carin III y Modyl; d- Perfil esquemático la apertura El Canario.

en actividad: "El Canario" de la que se extraen pelitas rojas y arcillas amarillento verdosas; "Carin III" y "Mody I" donde se explotan arcillas amarillento verdosas; así como otras (por ejemplo "Carin IV") que no se encuentran en actividad, aunque antiguamente se extraían de ella niveles de arcillas caoliníferas intercaladas entre las cuarcitas de la formación Balcarce (Borrello, 1966). Figura 1 b.

Dentro de la secuencia sedimentaria del Sistema de Tandilia se describieron distintos cuerpos de diabasa, primeramente identificados por Amos *et al.* (1972), quienes los mencionan en la Sierra de Los Barrientos; los cuales posteriormente fueron estudiados por Rapela *et al.* (1974), describiéndolos como una diabasa subcalina normal, caracterizada por la presencia de piroxenos (augita) junto con plagioclasas en un arreglo textural ofítico, presentando como alteración epidoto, cloritas y sericita. Estos autores dataron la diabasa por el método K/Ar roca total, obteniendo una edad promedio de 495 Ma (Ordovícico medio-inferior). Posteriormente, Cingolani *et al.* (1985) describen otro nivel de diabasa hallado a través de una perforación realizada en el sector del Cerro del Corral, dicha roca también fue datada por K/Ar en roca total siendo la edad resultante:  $396 \pm 11$  Ma. Estos últimos autores la correlacionan con la diabasa descrita por Rapela *et al.* (1974). Finalmente Domínguez *et al.* (2000) también reconocieron a partir de una perforación con aire-reverso, efectuada en la pertenencia "Mody I", una probable diabasa muy alterada. En el presente trabajo se presenta la distribución y descripción del cuerpo emplazado en Loma del Piojo, así como la petrografía y geoquímica del mismo.

**Metodología.** Se llevó a cabo un relevamiento geológico del sector y de las aperturas existentes, realizando un muestro sistemático con el objetivo de identificar la mineralogía y los procesos de alteración que afectaron al cuerpo de diabasa. Se seleccionaron muestras con diferentes grados de alteración y se les practicaron estudios petrográficos convencionales; difracción de rayos X (DRX) con un equipo Phillips PW 3710 sin monocromador y con tubo de cobre, interpretándose los diagramas resultantes con el software XPowder versión 2010.01.02 ISBN: 84-609-1497-6 Dp.Lg.Gr-1001/04. Reg. 4071204 del cual se cuanta con la licencia académica. Los análisis geoquímicos de muestras seleccionadas fueron realizados en el laboratorio ALS MINERALS, bajo la rutina CCP-PKG01 (técnica ME-ICP06 para los elementos mayoritarios).

**Desarrollo.** El relevamiento de las unidades litológicas presentes en la labor El Canario permitió reconocer, de base a techo (figura 1 d) la presencia de pelitas rojas laminadas (8-10 m de espesor), de carácter horizontal a subhorizontal; le sigue transicionalmente un nivel de pelitas limo-arcillosas con laminación gruesa y de tonalidad lila-violácea (2-3 m de

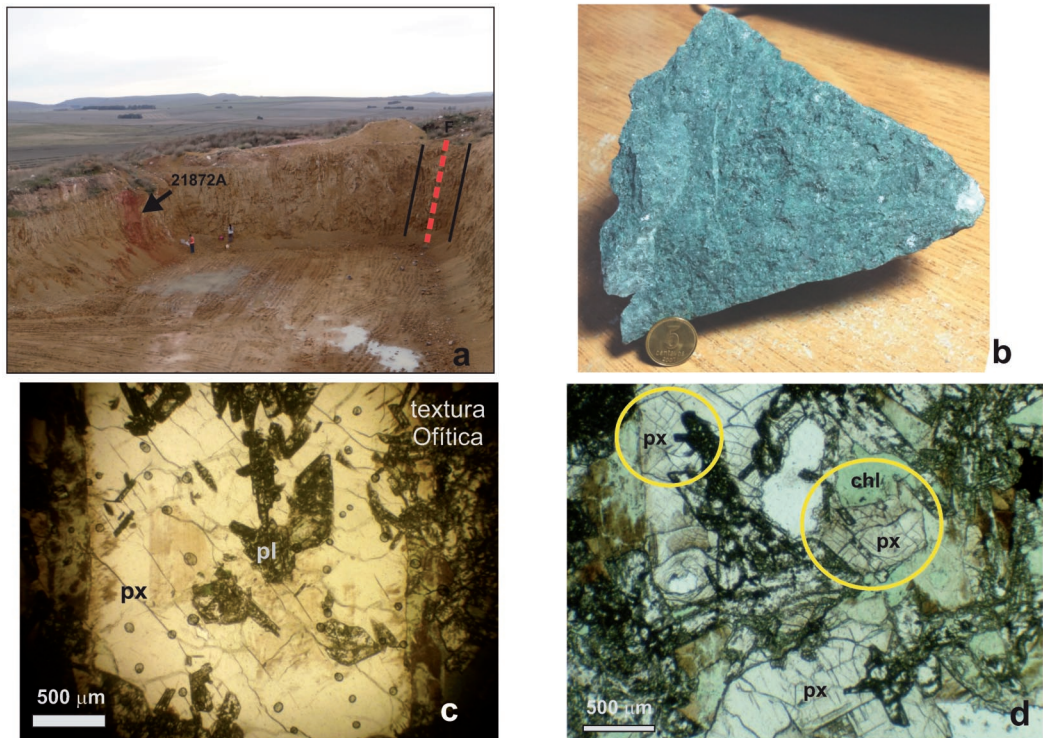
espesor). Por encima, también a través de un pasaje gradual, se presentan arcillitas varicolores con laminación fina. Suprayaciendo a esa secuencia sedimentaria y a través de un contacto no visible (cubierta) se identifica un material granudo de tonalidades amarillento verdosas, el cual, por yacencia y petrografía es caracterizado como un filón capa de composición básica. El mismo se encuentra atravesado por diaclasas, con orientaciones predominantes N60/90° y otras ortogonales a estas; en algunos de estos planos se desarrollan vetillas rellenas de materiales finos de tonalidades negruzcas, verdosas y blanquecinas. Este cuerpo, en los sectores cercanos a las vetillas, presenta menos coherencia y adquiere una coloración rojiza.

En discordancia erosiva, se desarrolla un nivel de arenitas cuarzosas (3 a 4,5 m de espesor) con estratificación planar gruesa. Luego de una nueva discordancia erosiva se reconoce un banco de tosca (2,5 – 3 m) sobre el que se desarrolla un incipiente suelo. Hacia el frente NO de esta apertura se identificó una zona de falla con orientación N15E/subvertical, con abundante material deleznable (figura 2 a), en este sector se interrumpe el desarrollo de la labor principal.

En las labores "Carin III" y "Mody I", dispuestas al Sur de la anterior, se relevó el siguiente perfil (figura 1 c), de base a techo: un cuerpo básico alterado (piso de las canteras) con un espesor aparente de 8 a 12 m, reconociéndose en su techo un mayor grado de alteración. En discontinuidad erosiva prosigue un nivel de arcillitas con textura en "ojo de perdiz" (1 – 1,2 m). Le sobreyace de manera transicional, un nivel heterolítico (0,5 – 2 m). A través de una discordancia erosiva, continúan arenitas cuarzosas de grano medio, con estratificación gruesa, las cuales presentan lentes de arcillitas de composición caolínica e icnofósiles saltuarios. El perfil culmina con un desarrollo de tosca, que no supera 1,5 m de espesor; el cual es cubierto por una delgada cubierta vegetal (figura 2 b).

En la labor El Canario, la más desarrollada, se puede apreciar que el cuerpo básico es subhorizontal, de aproximadamente 500 metros de longitud y que alcanza una potencia variable, entre 10 y 15 metros. Este cuerpo se emplaza por encima de un nivel negruzco portador de altas concentraciones de minerales de hierro y manganeso; mientras que en las otras dos aperturas, no está expuesta su sección inferior. Las tareas de explotación de los concesionarios mineros evidenciaron pequeños cuerpos o bochones básicos, ovoidales a esféricos, de 25 a 60 cm de diámetro, con bajo grado de alteración (figura 2 c), que se disponen en la base de las aperturas "Carin III" y "Mody I" que posibilitaron reconocer texturas y mineralogía de la roca original.

Dentro del cuerpo básico se pudieron identificar zonas con características distintivas:



**Figura 2.** a- Fotografía del frente NO apertura El Canario donde se identifica la zona de falla descrita (F, línea de trazos); b- Fotografía donde se observa textura granuda; c- Fotomicrografía de textura ofítica (2X - sin analizador) d- Fotomicrografía donde se aprecian secciones basales de piroxenos y agregados de cloritas (chl) como alteración (2X - sin analizador). Abreviaturas según Kretz, 1983.

– *Cuerpos ovoidales levemente alterados.* Se determinó la presencia de bochones ovoidales con escasa alteración, compuestos por piroxenos (px) con secciones basales (figura 2d) y prismáticas. Colores de interferencia en el límite del 1er y 2do orden,  $\gamma_c$  de  $24^\circ$  a  $48^\circ$ , signo óptico (+), identificados como pigeonita. Varios individuos se encuentran alterados a serpentinas (srp) y/o cloritas (chl) (figura 2f). Las plagioclasas (pl) están casi totalmente alteradas a argilominerales, y presentan un arreglo textural ofítico (figura 2e), dicho arreglo textural y la yacencia del cuerpo nos lleva a clasificarlo como *diabasa*. Asociados a los individuos de plagioclasa se identificaron cristales de epidoto (ep). La asociación cloritas + epidoto + metales opacos (pirita, reconocida por la forma euhedral que desarrollan los individuos), permite determinar la presencia de una alteración propilítica junto con otra argílica. Dichos cuerpos se disponen en las cercanías al piso de las aperturas “Carin III” y “Mody I”.

– *Diabasa alterada.* Este material es el de mayor distribución en las canteras. La intensidad de la alteración, se evidencia por la pérdida de coherencia de la roca, presentándose como material de-

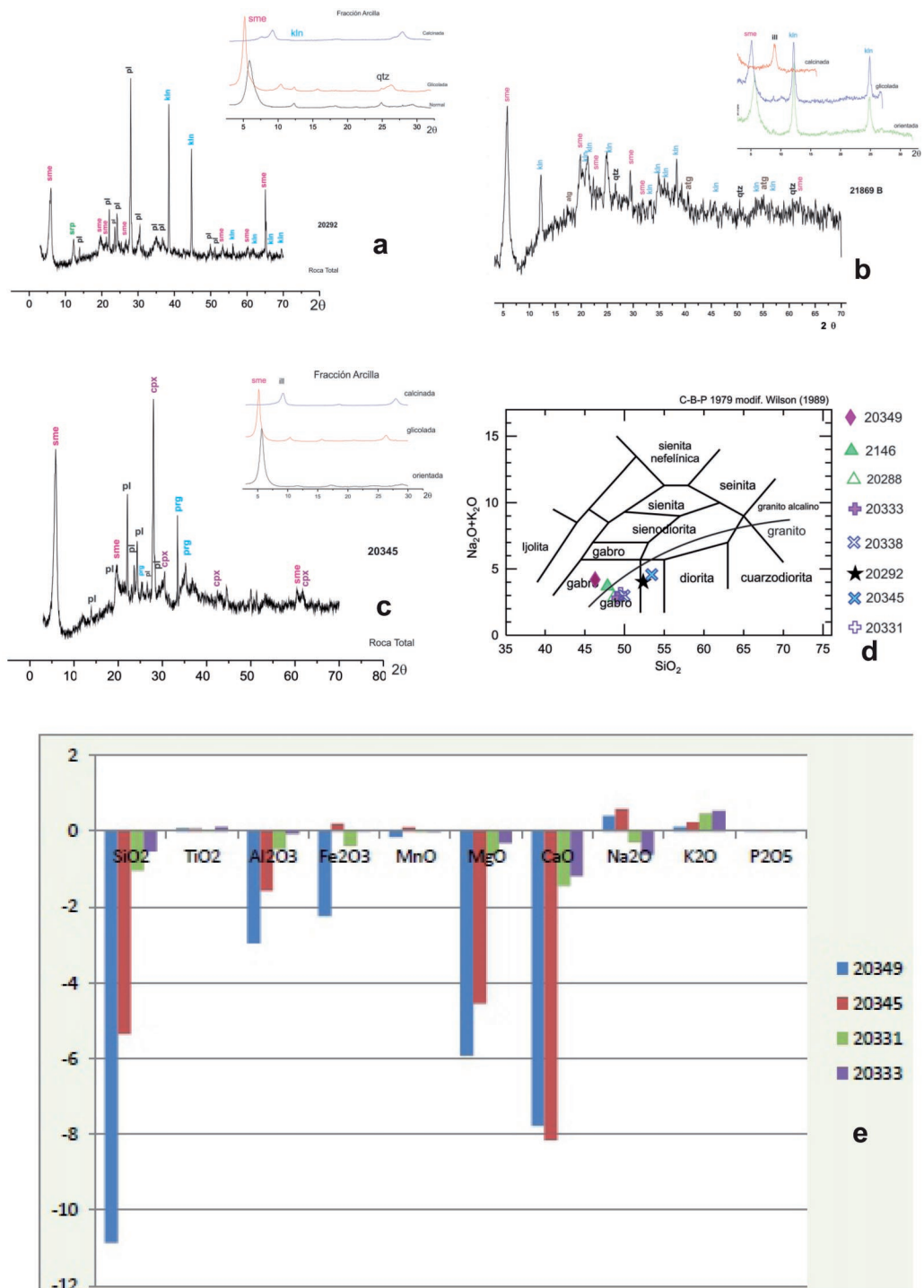
leznable y de granulometría fina. El mismo es el principal motivo de explotación en el sector. Su mineralogía se destaca por la abundancia de arcillas, producto de la alteración de plagioclasas, las cuales se incluyen dentro de los individuos de piroxenos que evidencian un arreglo textural ofítico. Estos piroxenos se presentan tanto secciones prismáticas como basales, con colores de interferencia de primer orden,  $\gamma_c$  entre  $26^\circ$  y  $43^\circ$ , han sido clasificados como pigeonita. Es frecuente que parte de ellos se presenten alterados a serpentinas y cloritas. También se reconocieron anfíboles alterados principalmente a cloritas y óxidos de hierro.

La alteración propilítica desarrollada sobre la diabasa consiste en una asociación de epidoto + cloritas. Mientrás que la argílica, de acuerdo a los DRX realizados, está compuesta por esmectitas >> caolinita (Fig.3 a, b y c).

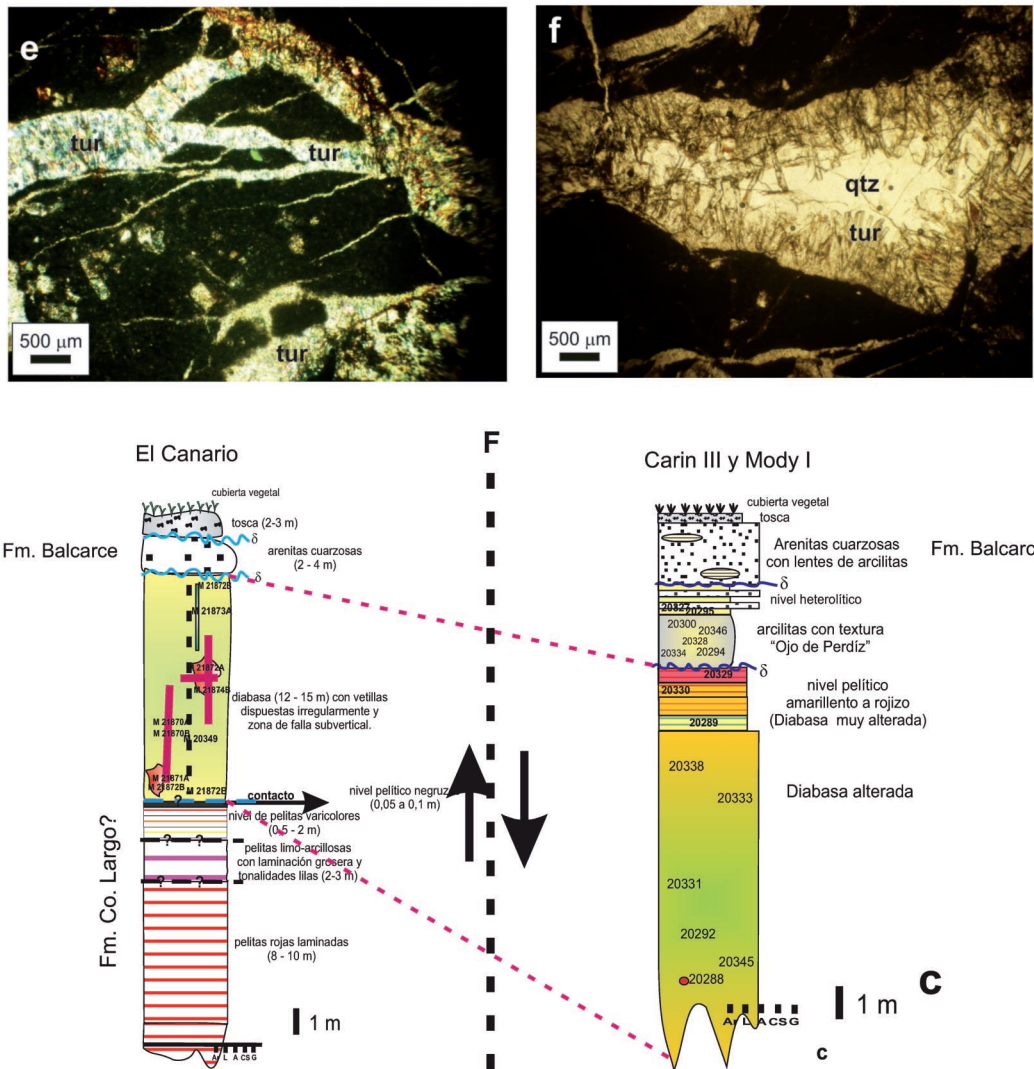
Con el objetivo de verificar que las muestras identificadas pertenecen al mismo cuerpo básico y determinar su asignatura geoquímica se realizaron análisis y se volcaron esos resultados en diagramas específicos (figuras 3e y f).

– *Zona de vetillas.* El cuerpo básico emplazado en El Canario, está atravesado por algunas ve-





**Figura 3.** a- Difractograma roca total y fracción arcilla de M20292; b- Difractograma roca total y fracción arcilla de M21869B; c- Difractograma roca total y fracción arcilla M20345 (Abreviaturas según Kretz, 1983, Whitney y Evans, 2010); d- Diagrama de clasificación TAS (Cox et al. modificado) para rocas plutónicas Wilson (1989); e- Balance de masas de elementos mayoritarios (precursor M20288) de las muestras de El Canario.



**Figura 4.** a- Fotomicrografía de microvetillas (con analizador 2X); b- Fotomicrografía de cavidades de vetillas rellenas de turmalinas (tur) y cuarzo (qtz) - (sin analizador 2X). (Abreviaturas según Kretz, 1983); c- Esquema de unidades geológicas reconocidas y procesos estructurales ocurridos.

tillas de coloración verdoso-blancuecinas, y otras de tonalidades oscuras a verdosas, estas últimas con silicificación y asociadas comúnmente a porciones rojizas del cuerpo, las cuales se disponen en los sectores más alterados de la diabasa. Las vetillas blanco verdosas están integradas por anfíboles levemente pleocroicos, piroxenos alterados a óxidos o hidróxidos de hierro y plagioclasas alteradas a argilominerales. También se identificó la presencia de cuarzo intersticial. Algunas microvetillas (figura 4 a) cuentan con espacios "abiertos" rellenos por turmalina (figuras 4b, c y d). Aquellas porciones del cuerpo que presentan tonalidades rojizas contienen predominantemente calcita con

textura en mosaico, asociada a argilominerales y óxidos e hidróxidos de hierro.

**Discusión y Resultados.** Como consecuencia de lo observado en el relevamiento de campo y los análisis de laboratorio efectuados se interpreta que las muestras descritas conforman la misma unidad litológica, es decir el cuerpo de diabasa (figura 3 e). Debido a su tipo de yacencia, concordante con los planos de estratificación que presenta la secuencia sedimentaria expuesta, y no habiendo evidencias importantes de perturbaciones térmicas, aunque si hay una marcada concentración de óxidos e hidróxidos de hierro en los secto-

res cercanos al límite inferior, características observadas por Llambías (2003) para otros sitios, se interpreta que este constituye el contacto entre el cuerpo intrusivo básico y la secuencia sedimentaria precámbrica.

Como evidencia su composición química y mineralógica, el cuerpo básico exhibe diferentes grados de alteración, encontrándose una marcada pérdida en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$  debido principalmente a la alteración de los piroxenos y a los procesos de lixiviación que resultan en un aumento muy notorio de la porosidad, lo cual convierte en una roca cuasi deleznable. También se observa un leve aumento en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  debido a la abundancia de esmectitas como parte principal de la alteración (figura 3 e).

A las vetillas identificadas en el cuerpo, se las interpreta como zonas de circulación de fluidos deutérico-hidrotermales que facilitaron la alteración del cuerpo básico.

Teniendo presente que las aperturas estudiadas en la Loma del Piojo se encuentran separadas por una zona cubierta, consideramos que en el sector de "El Canario" se expone el piso del filón capa y las rocas pelíticas sobre la cual se intruye, mientras que en "Carin III" y "Mody I" no se observa la parte basal del filón pero si su porción superior en concordancia con un nivel pelítico de tonalidades amarillento rojizas (diabasa muy alterada), sobre las que se encuentran las arcillitas "Ojo de Perdiz", consideradas como depósitos piroclásticos en zonas próximas (Frisicale, 1991). A nivel general de la Loma del Piojo se interpreta el desarrollo de una falla subvertical (cubierta por sedimentos modernos) entre ambos sectores de canteras (1.c y 1.d), donde el bloque ascendido corresponde al sector de "El Canario", y el descendido al de "Carin III" (figura 4 e).

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al subsidio otorgado por la UNLP (11N/666) que posibilitó el presente estudio y esta comunicación.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Amos, A.J., Quartino, B.J. y Zardini, R.A. 1972. El Grupo La Tinta, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Paleozoico o Precámbrico. *Anal. XXV Congreso Brasileiro de Geología*. Actas 211-221. Río de Janeiro, Brasil.
- Borrello, A.V. 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense* 5: 1-42.
- Cingolani, C., Varela, R. y Aceñolaza, F. 1985. Caracteres geológicos e icnológicos del Cerro del Corral (partido de Necochea), prov. de Buenos Aires. 1 Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 891 – 908.
- Domínguez, E., Anchil, J., Etcheverry, R. y Tessone, M. 2000. Utilización de métodos eléctricos en la exploración de depósitos de arcillas en el Sistema de Tandilia, prov. de Buenos Aires. X Congreso Argentino e Internacional de Cerámica, Vidrio y Refractarios. V Congreso de Cerámica del Mercosur. Asociación Argentina de Cerámica. SEGEMAR, Actas: 180-189. Buenos Aires.
- Frisicale, MC. 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por actividad hidrotermal, en las Sas. Septentrionales de la prov. de Buenos Aires. Tesis Doctoral Universidad Nacional del Sur (Inédito), 217 pp. Bahía Blanca
- Iñiguez Rodríguez, A.; del Valle, A.; Poiré, D.; Spalletti, L. y Zalba, P. 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, prov. de Buenos Aires. En: Chebli, G. & Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, pp. 245-263. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie de Correlación Geológica 6. Universidad Nacional de Tucumán.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Geology* 68: 277-279.
- Llambías, E. 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina – Serie B-Didáctica y Complementaria n° 27. Instituto de Correlación Geológica – Serie Correlación Geológica n°15.
- Rapela, C.W., Dalla Salda, L. y Cingolani, C.A. 1974. Un intrusivo básico ordovício de la Formación La Tinta (Sierra de Los Barrientos, Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29 (3): 319-331.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 95: 185 – 187.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.

# PULSOS DE CUARZO, BRECHAMIENTO Y MINERALIZACIÓN DE CU-AU EN EL PROSPECTO ALTAR NORTE, DEPARTAMENTO DE CALINGASTA, SAN JUAN

Di Giuseppe Noelia<sup>1,2</sup>, Maydagán Laura<sup>1,3</sup>, Franchini Marta<sup>1,2,4</sup>, Impiccini Agnes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, CONICET. E-mail: noedg14@live.com

<sup>2</sup> Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue. Buenos Aires 1400, Neuquén.

<sup>3</sup> INGEOSUR-UNS, Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

<sup>4</sup> Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro. Av Julio A. Roca 1242. General Roca, Río Negro.

**Resumen.** Altar Norte es un prospecto de Cu-(Au) ubicado próximo al depósito tipo pórfido de Cu-(Au) Altar (31°29'S, 70°28'O) en la provincia geológica Cordillera Principal, SO de San Juan, Argentina. La mineralización de Cu-Au se asocia a la intrusión de un stock porfírico de composición dacítica cortado por múltiples generaciones de vetillas de cuarzo y sulfuros, y asociado a varios tipos de brechas. El análisis de las relaciones de corte entre vetillas permitió diferenciar tres pulsos de mineralización de cobre asociados a los eventos de alteración potásica, fílica y supergénica. Las asociaciones minerales (calcopirita + pirita, esfalerita, marcasita, tennantita) se interpretan como indicadoras de un estadio de enriquecimiento hipogénico de cobre en un ambiente transicional pórfido-epitermal.

**Palabras clave.** Pórfido, vetillas, brechas, pulsos de mineralización.

**Abstract.** Altar North is a Cu-(Au) prospect located close to the Altar Cu-(Au) porphyry-type deposit (31° 29'S, 70° 28' W) in the Main Cordillera of San Juan province, Argentina. The mineralization at Altar North is related to a dacitic porphyritic stock, multiple veins generations and different types of breccias. The study of veins cross cutting relationships allowed to differentiate three pulses of copper mineralization associated with potassic, phyllic and supergenic alteration events. Mineral assemblages of late veins are interpreted as an event of hypogenic copper enrichment in a transitional porphyry to epithermal environment.

**Keywords.** Porphyry, veins, breccias, sulfides, mineral assemblages.

**Introducción.** Altar Norte es un prospecto de Cu-(Au) descubierto recientemente por la empresa Peregrine Metals Argentina S.A (Stillwater Mining)

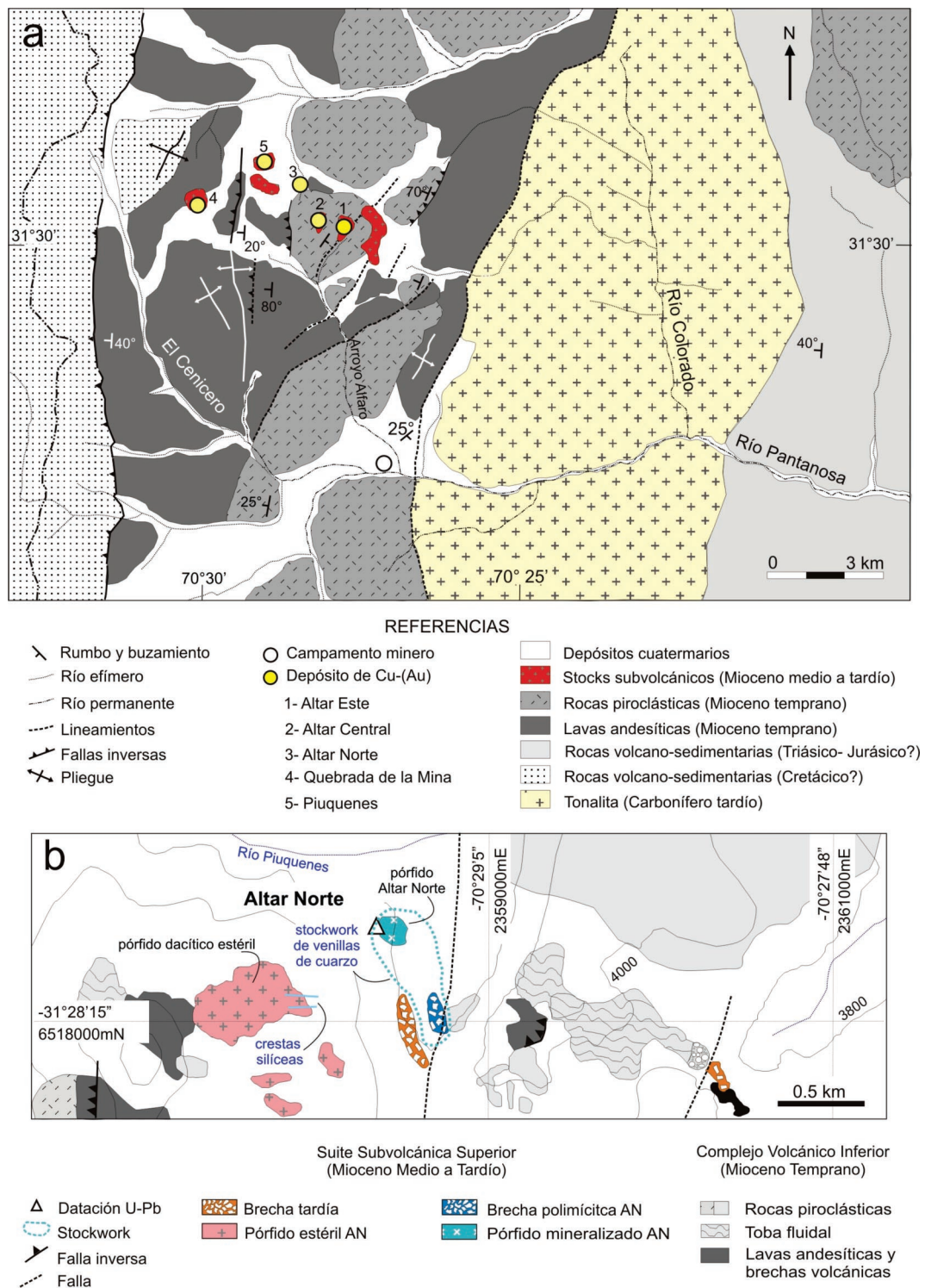
en cercanías al pórfido de Cu-(Au) Altar (31° 29'S, 70° 28' O) en la Cordillera Principal, SO de la provincia de San Juan, Argentina. La geología del área está caracterizada por un batolito tonalítico del Carbonífero tardío que aflora al este del distrito Altar (figura 1a, Maydagán *et al.*, 2014) y por rocas sedimentarias cretácicas presentes a lo largo del límite argentino-chileno, al oeste (Mpodozis, comunicación personal). El depósito Altar (recursos medidos de 2057 Mt @ 0,33% Cu, 0,079 g/t Au, Marek, 2014) está hospedado en rocas volcánicas del Mioceno Temprano (complejo volcánico inferior, Maydagán *et al.*, 2011) equivalente al Grupo Doña Ana en la zona del El Indio (30° S, e.g., Kay *et al.*, 1987), Fm Abanico (Charrier *et al.*, 1996) y al Complejo Volcánico El Teniente en Chile (34° S, Kay *et al.*, 1999). La secuencia volcánica fue deformada por un evento compresivo entre 21 y 18 Ma (Jara y Charrier, 2014) e intruida por stocks y diques porfíricos de composición andesítica-dacítica en el Mioceno medio a tardío (Maydagán *et al.*, 2011; 2014). Estos stocks albergan la mayor parte de la mineralización. La relación Au/Cu de  $0,14 \times 10^{-4}$  en Altar Central es inferior a la reconocida en los pórfidos de Cu-Au de la región andina de trasarco, pero mayor a la de los depósitos de cobre gigantes de Chile (Los Pelambres, El Pachón, Río Blanco y Los Bronces, Zwahlen *et al.*, 2014).

Altar Norte se destaca por el desarrollo de un "stockwork" de vetillas con numerosas generaciones de relleno de cuarzo y sulfuros. Se estudiaron muestras de dos perforaciones del prospecto minero con el objetivo de describir en detalle las distintas generaciones de cuarzo, los pulsos de brechamiento y de mineralización. Se describieron los distintos tipos de brechas presentes en el prospecto y se analizó su relación con la mineralización de Cu y Au.

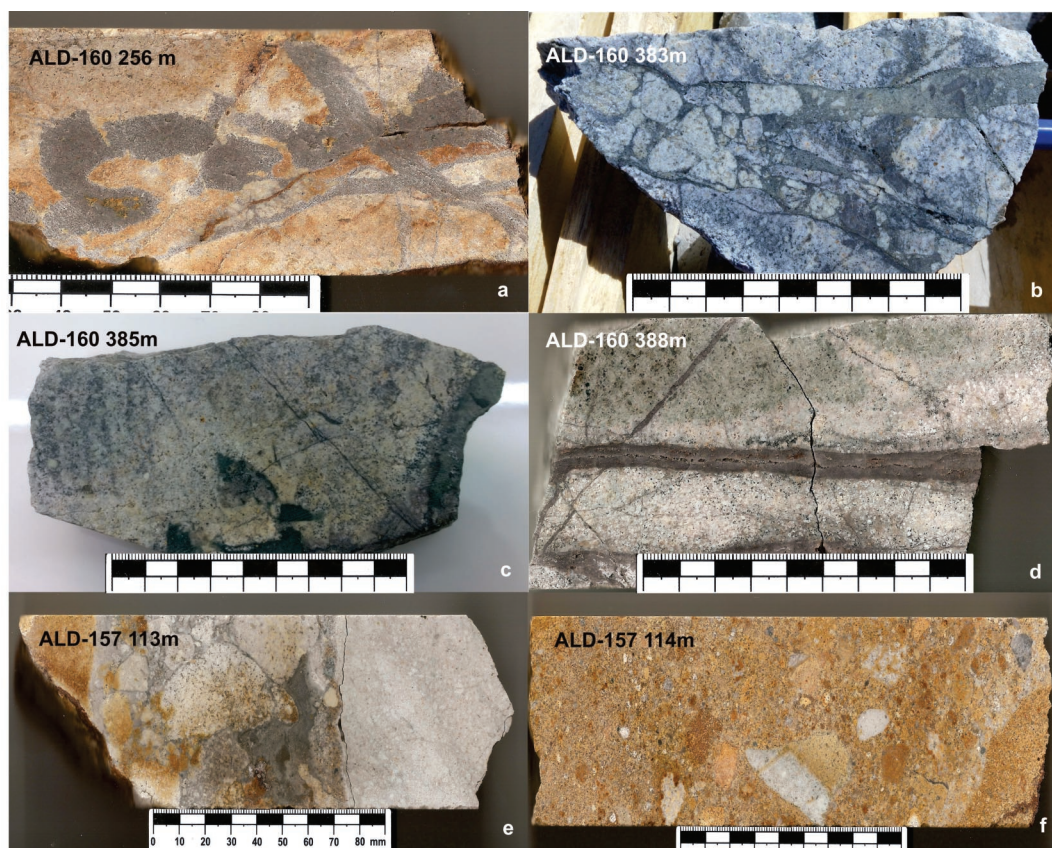
**Metodología.** Se describieron 35 muestras de mano (de superficie y de testigos de perforación) mediante lupa binocular y 17 cortes delgados petro-calcográficos con microscopio NIKON Eclipse para analizar minerales transparentes y opacos. Se analizaron las asociaciones minerales en equilibrio, relaciones de corte entre vetillas, entre brechas y vetillas y reaperturas de vetillas. Por último, se cuantificó la abundancia de cada asociación mineral, registrada en porcentaje en volumen en base a estimación visual y se correlacionó lo observado con la información geoquímica de los elementos Cu, Au, Ag, Zn, As y Pb, provista por la empresa Peregrine Metals Argentina S.A (Peregrine Metals, 2011).

**Resultados.** El área del prospecto Altar Norte está mayormente cubierta por detritos cuaternarios; al oeste aflora un cuerpo subvolcánico dacítico de ~0,15 km<sup>2</sup> (pórfido dacítico estéril, figura 1b) caracterizado por dos poblaciones de fenocristales





**Figura 1.** a) Mapa geológico y ubicación de Altar Norte, Altar Este, Altar Central, Quebrada de la Mina y Piuquenes (Maydagán et al. 2014). b) Mapa geológico de Altar Norte (AN) (Maydagán et al. en revisión).



**Figura 2.** a) Pórfido Altar Norte con venillas deformadas tipo A. b) "Pebble dike" atravesando el pórfido Altar Norte. c) Pórfido AN con fragmentos de venillas y venillas finas tipo A. d) Pórfido AN con venillas tipo A gruesas reabiertas por venillas transicionales D-E de sulfuros y venillas finas tipo A. e) Brecha clasto sostén mineralizada (izquierda) en contacto con pórfido (derecha). f) Brecha matriz sostén.

de plagioclasa (55% vol; 0,1 a 0,3 mm y 1 a 4 mm) y de anfíbol (5-8% vol; 0,1 a 0,2 mm y 1 a 3 mm), escasos fenocristales de cuarzo y apatito como mineral accesorio (0,05mm) en una pasta microcristalina de cuarzo + feldespato (0,02-0,05 mm) y sin mineralización. Se encuentra fresco, o afectado por alteración propilítica leve a intensa.

En el valle central aflora un cuerpo subvolcánico de ~550 m<sup>2</sup> (pórfido mineralizado Altar Norte, figura 1b) que presenta fenocristales de plagioclasa (55%, 1-3 mm), biotita (1%, 1-5 mm) y anfíbol (1%, 1-3 mm), en una pasta de grano fino. Está afectado en primera instancia por alteración clorítica, en la cual las plagioclasas están reemplazadas por filosilicatos, el anfíbol por clorita y la pasta por cuarzo hidrotermal junto a hematita diseminada. Posteriormente es afectado por alteración fílica, que consiste en el reemplazo de las plagioclasas por filosilicatos y de la pasta por cuarzo con soles de turmalina y ramilletes de rutilo según opacos (Di Giuseppe *et al.*, 2015). Ambas alteraciones albergan relictos de alteración potásica, caracterizada

por biotita secundaria y feldespato potásico en la pasta.

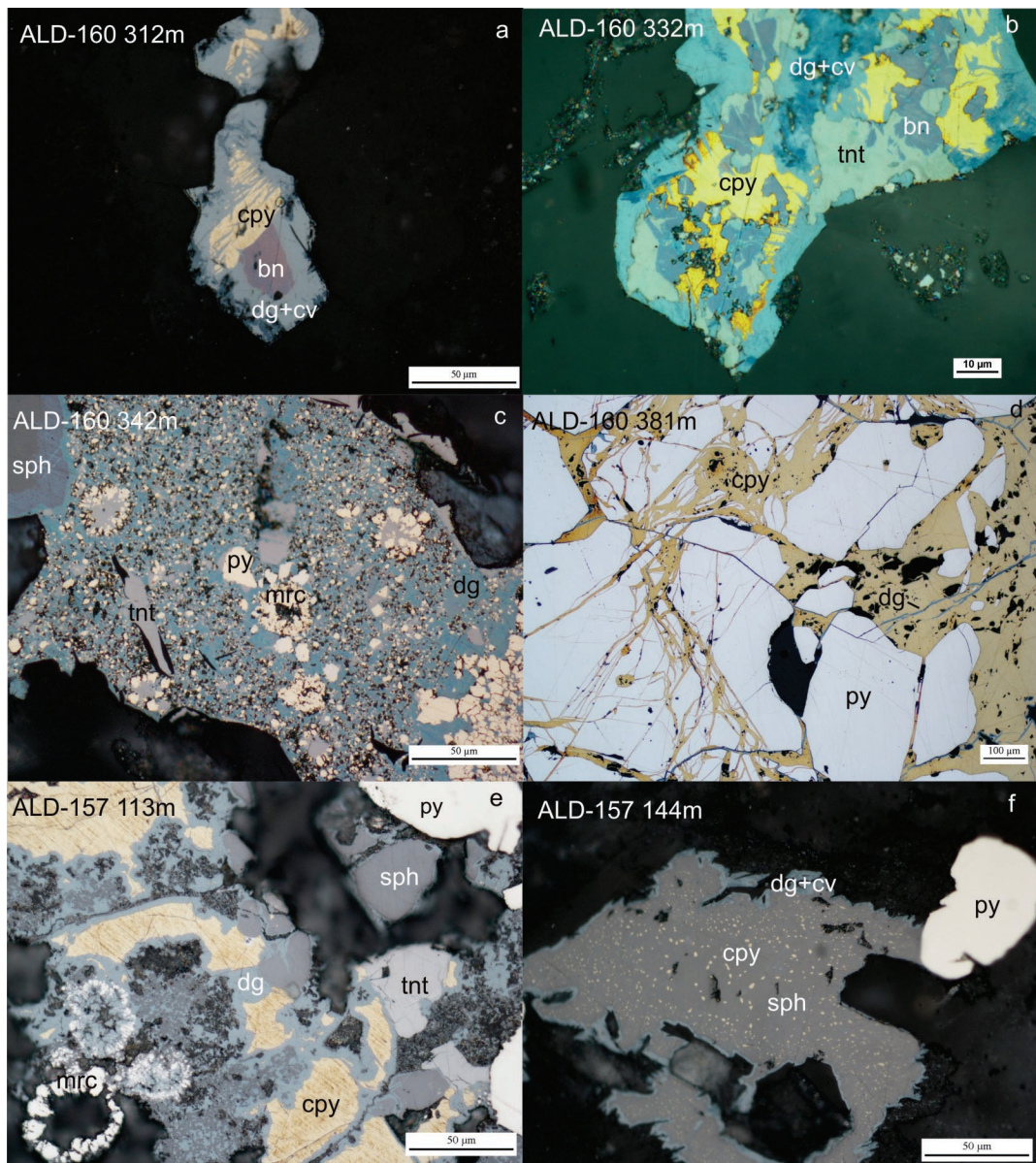
El sondeo ald-160 ubicado al norte del prospecto es un sondeo vertical con una profundidad de 409 metros que intercepta el pórfido mineralizado Altar Norte. El pórfido está atravesado por un stockwork de vetillas de cuarzo granular tipo A. Estas vetillas presentan varios subtipos: 1) Una primera generación de vetillas con paredes rectas de 5 mm a 1 cm de espesor y mineralización de calcopirita en equilibrio con bornita (figura 3 a). En ocasiones presentan dos tipos de cuarzo, anhedral en los bordes y subhedral en el centro. Suelen encontrarse fragmentadas (figura 2 c) o deformadas y carecer de mineralización (figura 2a). 2) Una segunda generación de vetillas A de menor espesor (1-5 mm) rellenas por cuarzo anhedral + calcopirita + trazas de bornita y magnetita, atraviesan y en ocasiones dislocan a la primera generación de vetillas. 3) Vetillas capilares paralelas de cuarzo con calcopirita, acompañados por filosilicato cortan a las vetillas fragmentadas. Las vetillas A contie-



nen abundantes inclusiones fluidas polifásicas y ricas en vapor.

Las vetillas gruesas tipo A son reabiertas por vetillas tardías rellenas por pirita subhedral y de cuarzo (1- 6mm espesor). La pirita subhedral está

fracturada y reemplazada por calcopirita (figura 3 d), que se asocia a una segunda generación de pirita de grano fino, y esfalerita. Marcasita reemplaza a pirita (figuras 3c y e) y tennantita a calcopirita. En una muestra se reconocieron trazas de



**Figura 3.** a) Calcopirita con bornita, reemplazadas por digenita + covelina. b) Calcopirita y bornita reemplazadas por tenantita, y luego por digenita + covelina. c) Soles de marcasita-tenantita, relictos de pirita, tenantita y esfalerita. Digenita reemplaza a calcopirita, esfalerita y tenantita. d) Pirita fracturada e invadida por calcopirita, digenita reemplaza a calcopirita. e) Calcopirita y esfalerita, tenantita en equilibrio con pirita y soles de marcasita. Digenita reemplaza a calcopirita, tenantita y esfalerita según sus bordes. f) Pirita subhedral en equilibrio con esfalerita con inclusiones de calcopirita. Digenita  $\pm$  covelina altera los bordes de la esfalerita. bn: bornita; cpy: calcopirita; dg: digenita; cv: covelina; py: pirita; sph: esfalerita; tnt: tenantita, mrc: marcasita.

bornita reemplazada por tennantita (figura 3b). Finalmente, digenita reemplaza a calcopirita, bornita, esfalerita y tennantita según sus bordes (figuras 3a, b, c). Entre los 220 metros y 383 metros el pórfido se encuentra cortado por "pebble dikes" de 1-3 cm de espesor que oscilan entre clasto sostén con 70 % de clastos de pórfido a matriz sostén con 20 % de clastos (pórfido y cuarzo) en una matriz silicificada o alterada a filosilicato + clorita (figura 2b). Contiene mineralización de pirita, calcopirita y digenita diseminada en la matriz y en los clastos. Los "pebble dikes" se encuentran cortados por vetillas de turmalina irregulares y discontinuas, asociadas a opacos (calcopirita, pirita) y por vetillas de filosilicato con calcopirita anhedral (60-300  $\mu\text{m}$ ), trazas de pirita subhedral (20  $\mu\text{m}$ ), tennantita (40-130  $\mu\text{m}$ ) y soles de turmalina. El sondeo ald-157 se encuentra en el centro del área de estudio y tiene una profundidad de 200 metros. Atraviesa brechas polimícticas clasto sostén con clastos subredondeados (60-70%) de pórfido, roca porfírica y cuarzo que oscilan entre 5mm y 3 cm en una matriz (30-40%) con fragmentos de cristales de grano fino (figura 2e). Estas brechas gradan a brechas polimícticas matriz sostén, con clastos redondeados a subredondeados (10-30%) de pórfido de hasta 6 cm y clastos angulosos de roca silicificada (1 cm) en una matriz (70-90%) de filosilicato + cuarzo + pirita, y óxidos de hierro (figura 2f).

Las brechas interceptadas en el sondeo 157 contienen mineralización tanto en los clastos de pórfido (5%) como en la matriz (15%) que consiste de pirita anhedral a subhedral con escasa calcopirita y trazas de esfalerita, tennantita y marcasita. En la matriz de las brechas clasto sostén, la digenita fractura a la calcopirita y reemplaza a esfalerita y tennantita según sus bordes (figuras 3e y f). En el sondeo 157, las brechas están intercaladas con un pórfido de composición intermedia con fenocristales de plagioclasa y máficos (anfíboles?) en una pasta félsica de grano fino con rutilo y trazas de pirita, calcopirita, esfalerita y digenita± covelina (figura 2 e). Este pórfido está cortado por escasas vetillas discontinuas de pirita de 1 mm de espesor.

**Discusión.** Según las relaciones de corte entre las vetillas que atraviesan el pórfido Altar Norte se distinguen varias generaciones de vetillas: 1) vetillas de cuarzo tipo A, 2) vetillas de pirita, de filosilicato y de turmalina que se interpretan como subtipos de vetillas D, 3) vetillas de sulfuros rellenas por calcopirita+ esfalerita+ pirita, con tennantita y marcasita tardías que representarían una transición entre vetillas tipo D y E (Gustafson y Hunt, 1975). Las vetillas tipo A están asociadas a un primer pulso de mineralización de Cu, con calcopirita y trazas de bornita. El segundo pulso de mineralización está representado por las vetillas de sulfuros + cuarzo, que se interpretan como transicionales entre vetillas D y E. El último pulso de minerali-

zación de cobre ocurre durante la alteración supergénica en la que digenita y covelina reemplazan a calcopirita, bornita, esfalerita y tennantita previas según sus bordes y en ocasiones completamente.

Las brechas y "pebble dikes" descriptos en ambos sondeos se corresponden con las zonas de mayor abundancia (hasta 15%) de pirita en matriz y clastos, en comparación con el pórfido Altar Norte que en general no supera el 2%. Las leyes de Cu y Au en las brechas del sondeo ald-157 son significativamente más bajas (0.029 % Cu, 0.030 ppm Au) que en los pórfidos (0.819 % Cu, 0.171 ppm Au) debido al menor porcentaje de sulfuros de Cu, mientras que en los "pebble dikes" la presencia de calcopirita y digenita diseminadas le confieren leyes altas de 1.145 % de Cu y 0.261 ppm de Au.

La asociación calcopirita + bornita indica un fluido hidrotermal de sulfuración baja a intermedia (Einaudi *et al.* 2003) durante la formación de las vetillas A. El reemplazo de pirita por calcopirita observado en las vetillas tardías puede estar ligado a un proceso de enriquecimiento hipogénico que comienza durante la alteración fílica (Brimhall, 1979). Se genera por una disminución de temperatura y pH de los fluidos que disuelven los sulfuros previos y los re-precipitan en asociaciones de mayor sulfuración (Maydagán *et al.*, 2013). La transformación de pirita a marcasita indica un descenso en la temperatura y aumento de la acidez en comparación con el primer pulso de pirita de pH 6-7 a pH <5 (Grønvdal y Westrum, 1962). Un incremento en la  $f\text{O}_2$  y un leve decaimiento de la  $f\text{S}_2$  de los fluidos correspondientes a una etapa hidrotermal tardía favorecieron el reemplazo de calcopirita por tennantita. Las asociaciones minerales de esfalerita, tennantita y marcasita en vetillas tardías son similares a las observadas en el depósito de pórfido de Cu Chuquicamata (Ossadón *et al.* 2001). La presencia de digenita y covelina supergénicas que reemplazan a calcopirita, bornita, esfalerita y tennantita indica una evolución del fluido hacia un estado de sulfuración muy alto y una alta fugacidad del  $\text{S}_2$  (Einaudi *et al.* 2003) durante el evento supergénico asociado a las leyes más altas de Cu (0,82 - 1,91 %) y leyes de Au entre 0,11 y 0,32 ppm (Di Giuseppe *et al.*, 2015).

**Conclusión.** Se analizaron las litologías, relaciones de corte entre vetillas, brechas y pulsos de mineralización del prospecto de Cu-Au Altar Norte, San Juan. Las asociaciones minerales indican una evolución de los fluidos hidrotermales desde un primer estadio de sulfuración baja a intermedia (calcopirita + bornita, primer pulso de mineralización), un evento de enriquecimiento hipogénico de sulfuración intermedia que se inicia en la alteración fílica (calcopirita + pirita + esfalerita, marcasita, tennantita, segundo pulso de mineralización) y la etapa de enriquecimiento supergénico con fluidos de



sulfuración muy alta relacionados al tercer pulso de mineralización de Cu.

**Agradecimientos.** Este artículo forma parte de una tesis de grado de Licenciatura en Ciencias Geológicas que está incluida dentro del proyecto de investigación 'Yacimientos y Prospectos de Cu y Au localizados en el Margen Andino y en la Cuenca Neuquina' del Centro de Estudios Metalogénicos de la Universidad del Comahue/ CONICET. Agradecemos al staff de Peregrine Metals S.A. por proveer acceso, apoyo logístico y datos geoquímicos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Brimhall, G.H. 1979. Lithologic determination of mass transfer mechanisms of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana: Vein formation by hypogene leaching and enrichment of hypogene protore. *Economic Geology* 74: 556-589.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher III, C., Norell, M., Zapatta, F., McKenna, M., y Novacek, M. 1996. New evidence for late Mesozoic early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinquiririca Valley (35° S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 393-422.
- Di Giuseppe, N., Maydagán, L., Franchini, M., Impicini, A. y Rey, R. 2015. El prospecto de Cu Au Altar Norte, San Juan: Geoquímica, alteraciones hidrotermales y pulsos de mineralización. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Resúmenes 3: 58-59, General Roca.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. e Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Volcanic, geothermal and ore-forming fluids. En: S.F. Simmons y I. Graham (eds.), *Rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists Special Publication 10: 285-314.
- Grønvold, F., y Westrum, E. 1962. Heat capacities of iron disulfides. Thermodynamics of marcasite from 5 to 700 K, pyrite from 300 to 780 K, and the transformation of marcasite to pyrite. *Journal of Chemical Thermodynamics* 8: 1039-1048.
- Gustafson L.B. y Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 857-912.
- Jara, P. y Charrier, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology* 41 (1): 174-209.
- Kay, S.M., Maksae, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22-33 S latitude). En: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* 7. Society of Economic Geologists, Special Publication: 27-59.
- Marek, J.M. 2014. Estimated mineral resources Altar and Quebrada de la Mina deposits, San Juan Province Argentina, Reporte Técnico, 169 p.
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia M., Pons, J., Impicini, A., Toohey, J., y Rey, R. 2011. Petrology of the Miocene igneous rocks in the Altar Region, Main Cordillera of San Juan, Argentina: A geodynamic model within the context of the Andean flat-slab segment and metallogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 30-48.
- Maydagán, L., Franchini, M., Lentz, D., Pons, J. y McFarlane, C. 2013. Sulfide composition and isotopic signature of the Altar Cu-Au deposit, Argentina: constraints on the evolution of the porphyry-epithermal system. *The Canadian Mineralogist* 51: 813-840.
- Maydagán, L., Franchini, M., Chiaradia, M., Dilles, J., y Rey, R. 2014. Intrusion history of the Altar porphyry Cu-(Mo-Au) deposit (Argentina): a complex magmatic-hydrothermal system with evidence of recharge processes. *Economic Geology* 109: 621-641.
- Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D. y Zentilli, M. 2001. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report. *Economic Geology* 96: 249-270.
- Peregrine Metals Ltd. 2011. Altar Project, San Juan Province, Argentina, NI 43-101. Reporte técnico, 151 p.
- Zwahlen, C., Cioldi, S., Wagner, T., Rey, R., y Heinrich, C. 2014. The Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit at Altar (Argentina): Tracing Gold Distribution by Vein Mapping and LA-ICP-MS Mineral Analysis. *Economic Geology* 109: 1341-1358.

## PETROGÉNESIS DEL VOLCANISMO DE LA FORMACIÓN VENTANA EN EL CORDÓN RIVADAVIA, PROVINCIA DE CHUBUT, ANDES NORDPATAGÓNICOS

**Fernández Paz, Lucía; Iannelli, Sofía B.; Litvak, Vanesa D.; Echaurren, Andrés; Folguera, Andrés**

Laboratorio de Tectónica Andina. IDEAN. Universidad de Buenos Aires – CONICET.

**Resumen.** Las secuencias más australes de la Formación Ventana comprenden facies de basandesitas, tobas cristalolíticas, basaltos de grano fino, brechas volcánicas, basaltos afaníticos y andesitas porfíricas. Su signatura geoquímica las vincula con el desarrollo de un magmatismo de arco en el marco de un evento extensional paleógeno en la región andina.

**Palabras clave.** Arco volcánico, extensión, geoquímica, Paleógeno.

**Abstract.** The southernmost outcrops of Ventana Formation comprehend basandesites, crystallo-lithic tuffs, fine grained basalts, volcanic breccias, aphanitic basalts and porphyritic andesitic facies. Their geochemical signature show an arc-related setting, associated with a paleogene extensional event in the Andean region.

**Keywords.** Volcanic arc, extension, geochemistry, Paleogene.

**Introducción.** El cordón Rivadavia, al este de la ciudad de Esquel, constituye una de las exposiciones más australes de Serie Andesítica Occidental, correlacionable con la Formación Ventana en la región andina, cuya edad se asigna al Paleoceno superior-Mioceno inferior (p.ej. Rapela *et al.* 1982, 1988, Ramos 1982). Sin embargo, en la región en estudio, las edades se restringen al intervalo Eoceno-Oligoceno (Sepúlveda 1980).

Las secuencias volcánicas en el cordón Rivadavia comprenden una sucesión de lavas basandesíticas, brechas y tobas líticas, asociadas a geometrías de "synrift" (Litvak *et al.* 2015, Echaurren *et al.* 2016). El objetivo de este trabajo es caracterizar en detalle las litofacies de este volcanismo y evaluar su petrogénesis, en base a su signatura geoquímica.

**Geología del cordón Rivadavia.** Sobre la base de tres secciones estratigráficas relevadas, se definieron para la Formación Ventana seis facies litológicas, de base a techo: basandesitas, tobas cristalolíticas, basaltos de grano fino, brechas volcánicas, basaltos afaníticos y andesitas porfíricas. La facies de basandesitas se compone de lavas porfíricas con fenocristales de andesina, in-

mersos en una pasta afieltrada. Se destaca que la misma presenta cuarzo y feldespato intersticial, conformando un arreglo granofírico; el cual se corresponde con un rasgo textural frecuente de basaltos toleíticos.

La facies de tobas cristalolíticas comprende rocas clasto sostén, compuestas en su mayoría por litoclastos volcánicos de composición basáltica y cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, inmersos en una matriz vítrea formada por polvo y ceniza volcánica. Se reconocen fragmentos de pómez y trizas vítreas, moderadamente deformados, conformando una pseudomatrix. Estos rasgos permiten interpretar al depósito como un flujo piroclástico, con leve retrabajo de la fracción clástica.

La columna estratigráfica continúa con una espesa sucesión de lavas basálticas que incluye a las facies de basaltos de grano fino, brechas volcánicas y basaltos afaníticos. La mineralogía de las lavas incluye plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos, en general, conformando rocas de textura afírica a microporfírica, con pasta intersertal. Las variedades microporfíricas se reconocen en los basaltos de grano fino, con olivina profusamente alterada a iddingsita-bowlingita y en los basaltos afaníticos, con microfenocristales de plagioclasa. El rasgo distintivo de estas tres facies es la disminución gradual en el tamaño de grano hacia el tope de la secuencia, donde predominan los basaltos afaníticos. Esta espesa secuencia de facies lávicas representa un evento efusivo subaéreo, mientras que las intercalaciones de brechas corresponden al desarrollo de autobrechas de flujo, de la misma composición. Finalmente, la facies de andesitas porfíricas constituye un dique que intruye la secuencia antes descrita. Estas andesitas son porfíricas, con fenocristales de andesina, inmersos en una pasta de textura hialopilitica.

**Geoquímica.** Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas de las distintas facies litológicas identificadas. Los mismos se realizaron en *ActLabs* de acuerdo a las metodologías del laboratorio (análisis LithoResearch; [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com)).

Las rocas de la Formación Ventana en el cordón Rivadavia corresponden a la serie subcalina y químicamente quedan comprendidas en los campos de andesitas basálticas (53%-55% SiO<sub>2</sub>), andesitas (56%-62% SiO<sub>2</sub>) y dacitas (65% SiO<sub>2</sub>), evidenciando un aumento en el contenido de sílice de base a techo de la secuencia. Se destaca que la basandesita basal se clasifica como dacita, dado el contenido de cuarzo y feldespato alcalino intersticial. Las relaciones FeO/MgO son típicas de rocas toleíticas; sin embargo, la tendencia de la secuencia en conjunto indica un enriquecimiento inicial en FeO y MgO, que deriva en un incremento

en álcalis, más asociado a series calcoalcalinas. Los elementos traza muestran similitudes con magmas de arco, con enriquecimientos en K, Rb, Ba, Cs, La y Ce (LILE y REE) respecto del Nb y Ta (HFSE). Se destacan las relaciones La/Ta~30-40, Ba/La~10-20 y Ba/Ta~500, cuyos valores se asocian a aquellos encontrados en arcos magmáticos. Las relaciones La/Yb y Sr/Y muestran que los magmas evolucionaron en el contexto de una corteza de espesor normal a adelgazada (Ducea *et al.* 2015).

**Discusión y conclusiones.** El magmatismo más austral asignado a la Formación Ventana se caracteriza por la presencia flujos lávicos subaéreos e intercalaciones de flujos piroclásticos con escaso retrabajo. Químicamente, las volcanitas de la Formación Ventana en el cordón Rivadavia muestran rasgos vinculados a un magmatismo toleítico en sus inicios, con características más calcoalcalinas hacia el techo de la secuencia. Esto refleja un magmatismo con aportes de fundidos derivados de la fusión en la cuña astenosférica y fluidos derivados de la losa. Dada las estructuras extensionales que controlan el emplazamiento de estas secuencias y sus relaciones de elementos trazas, se infiere que este volcanismo se habría desarrollado en el margen de subducción andino durante un estadio extensional paleógeno.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., y Bergantz, G. 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43: 299-331.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41-44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.009.
- Litvak, V. D., Fernández Paz, L., Iannelli, S., Echaurren, E., Ibarra, F. y Folguera, A. 2015. Facies litológicas de la Formación Ventana en el extremo sur del cordón Rivadavia, Cordillera Principal, provincia de Chubut. 3° Simposio de Petrología Ígnea. *Actas*: 88-89, Río Negro.
- Ramos, V. A. 1982. Las intrusiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia. 3° Congreso Geológico Chileno: 262-288, Santiago.
- Rapela, C.W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C. y Aragón, E. 1982. Estudio geoquímico y petrológico del volcanismo paleógeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la Sierra de Cuyín Manzano, Provincia de Río Negro y Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. *Actas* 3: 567-584, Buenos Aires.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40° S–42° S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 75-88.
- Sepúlveda, E. 1980. Estudio palinológico de sedimentitas intercaladas en la "Serie Andesítica Andina", cordón occidental del Futalaufquen, Chubut. Parte I: Restos de Hongos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 248-272.

## PRESENCIA DE CELADONITA EN LA QUEBRADA CHIGUAS, PRECORDILLERA OCCIDENTAL, SAN JUAN.

Ferrarini, Paolo D.<sup>1</sup>; Torres, María G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología (INGEO) y Departamento de Geología. Universidad Nacional de San Juan.

E-mail: paolofer@hotmail.com

<sup>2</sup> CONICET – Departamento de Geología. Universidad Nacional de San Juan.

E-mail: torresmaria9@hotmail.com

**Resumen.** Se halló un mineral verde azulado rellenando vesículas y reemplazando minerales en rocas volcánicas de la Formación Las Trancas, en la Quebrada Chiguas, en el depósito de arcillas, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Este mineral se estudió por medio de microscopio de polarización y los resultados permitieron identificar a este mineral como celadonita.

**Palabras clave** Celadonita, Quebrada Las Chiguas, Alteración Hidrotermal.

**Abstract.** A bluish green mineral with filling vesicles and replacing minerals in volcanic rocks of the Las Trancas Formation in the Quebrada Las Chiguas, in the deposit of clays, Precordillera Occi-

dental, province of San Juan, was found. This mineral was studied by polarizing microscope and the results it possible to identify the mineral as celadonite.

**Keywords.** Celadonite, Broken The Chiguas, Hydrothermal Alteration.

**Introducción.** La presente contribución constituye la primera mención de celadonita, en el ámbito de Precordillera Occidental, y tiene por objeto caracterizarla ópticamente y a través de espectrómetro de reflectancia, determinar la paragénesis que la acompaña y estimar sus condiciones de formación.

Se identificó celadonita en el depósito de arcillas bentónicas Las chiguas, ubicado a 200 km al NO de la ciudad de San Juan, a los 69 ° 10 'W y 29 ° 50' S (figura 1), en las rocas volcánicas y volcánicas de la Formación Las Trancas, afloramiento que se encuentran al oeste de Precordillera Occidental. Limarino *et al.* (2002) y Cardó *et al.* (2000) asociaron estas rocas con las del Grupo El Áspero de edad miocena.

**Metodología.** Se tomaron muestras de las rocas volcánicas de la facie superior de la Formación Las Trancas, en las tres diferentes áreas del depósito: occidental, centro y oriental; y la minera-

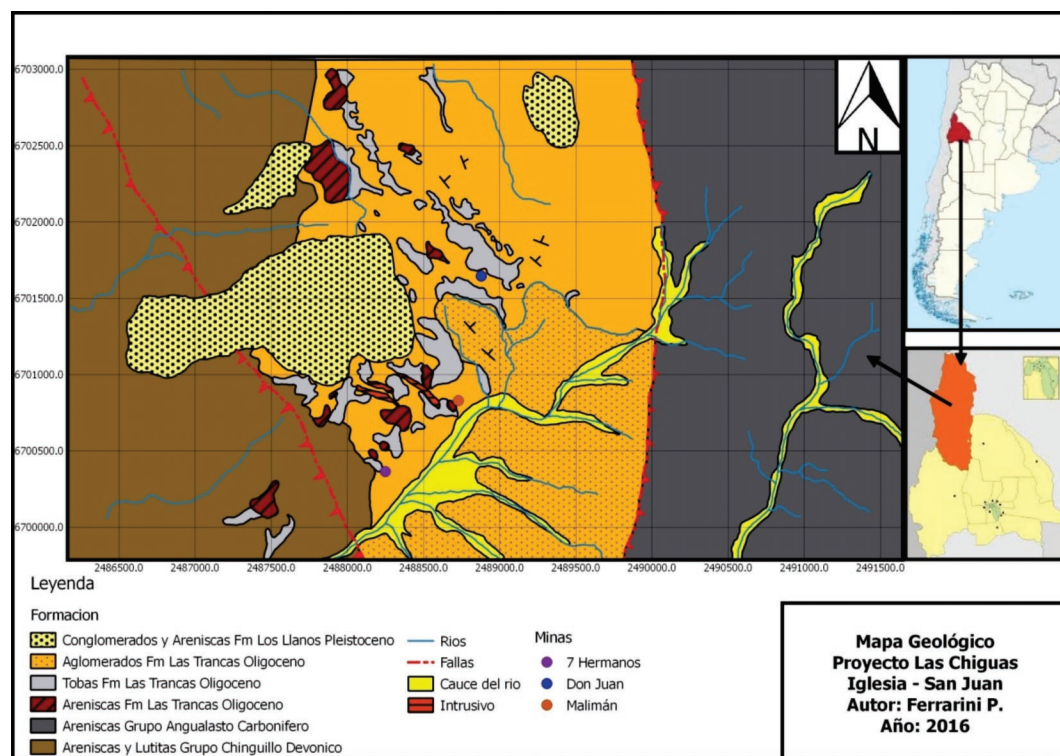
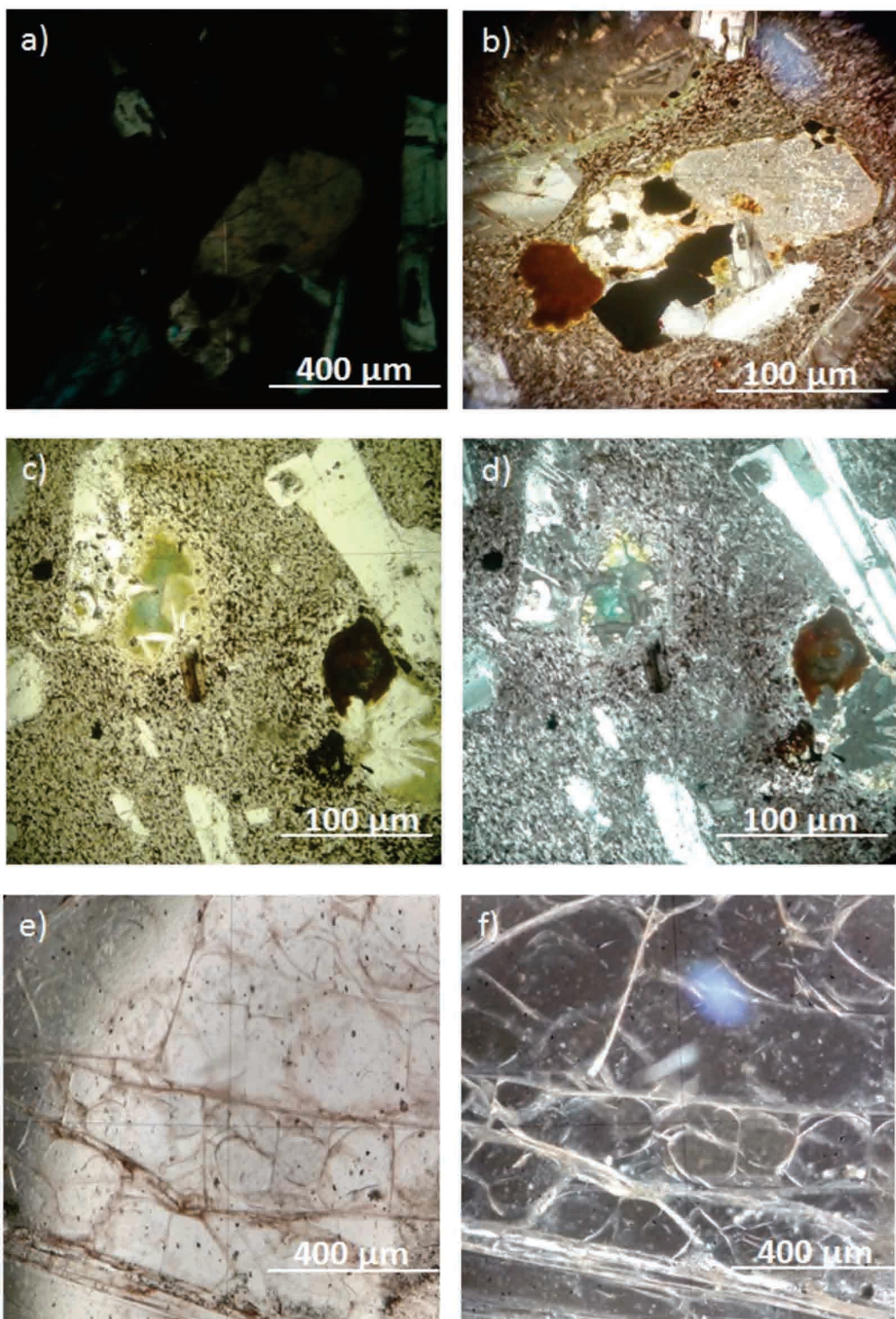
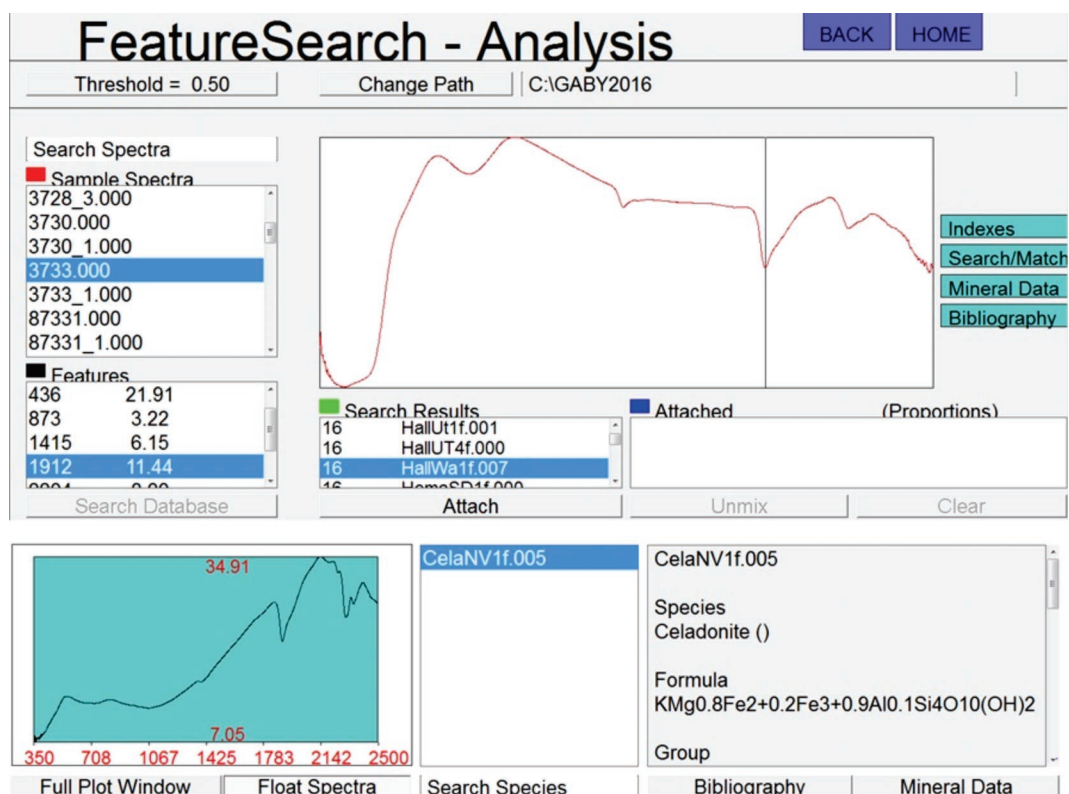


Figura 1. Ubicación de la zona de trabajo.





**Figura 2.** a) y b) microfotografía en nicols X, que ilustra individuos subhedrales reemplazados por calcita. c) y d) Microfotografía, con y sin analizador respectivamente, destacándose la textura de la roca. e) y f) Microfotografía, con y sin analizador respectivamente, que muestra la textura perlítica del vidrio.



**Figura 3.** Comparación entre curva obtenida de muestras del afloramiento y una curva patrón de celadonita.

logía se determinó mediante microscopio de polarización y el empleo de un espectrómetro de infrarrojo Terraspec® 4Hi-Res (AusSpec International – ASD Inc.).

#### **Resultados. Petrografía de la roca madre.**

Macroscópicamente las rocas presentan texturas porfíricas de color N6 (Medium Ligth Gray) a 5GY 6/1 (Greenish gray), que le confiere la pasta. Se destacan fenocristales de feldespatos con tamaños de hasta 1,2mm, ocupando un 30% del volumen total de la roca, y se observan cavidades, que ocupan un 10% en el volumen total de la roca, rellenas por mineral de tonalidad blanquecina a verde claro.

Microscópicamente, las rocas tienen textura porfírica (figuras 2 c y d), la pasta, que ocupa un 55% del volumen total de la muestra, contiene microlitos de plagioclasa con textura pilotáctica, en parte enmascarada por minerales de alteración. Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasas, algunos microfracturados y rellenos por celadonita (figuras 2 c y d); y posibles minerales máficos, que ocupan un 5% del volumen total de la roca, totalmente reemplazados. Se reconocen individuos subhedrales, de hasta 1,4mm de tamaño máximo reemplazados completamente por calcita (Fig. 2 a y

b). De acuerdo con su mineralogía y textura, según la clasificación de IUGS, a las rocas se las calificó como Andesita. Cabe aclarar, que en una de las muestras se observó vidrio, con textura perlítica (figuras 2 e y f).

**Espectrometría de la roca madre.** Mediante el empleo del espectrómetro de infrarrojo se determinaron diferentes tipos de minerales pertenecientes a la clase de los Filosilicatos. Dentro del grupo de la Esmectita se diferenciaron Beidelita, Saponita y apofilita. Dentro del grupo de las micas, se halló Celadonita (figura 3). Los rasgos de absorción distintivos que permiten identificar la presencia de la celadonita se localizan aproximadamente, dentro del espectro electromagnético, en las siguientes posiciones: 1067, 1425, 1912 y 2224 nm.

**Características de alteración.** El proceso de alteración comienza con la hidratación y la desvitrificación de la roca, evidenciado por la presencia de perlitas y esferulitas (figuras 4 a y b). En una etapa posterior, la asociación celadonita + (ceolita ± calcita) aparece a lo largo de las fracturas y / o relleno de vesículas y reemplazando individuos (figuras 4 c y d).

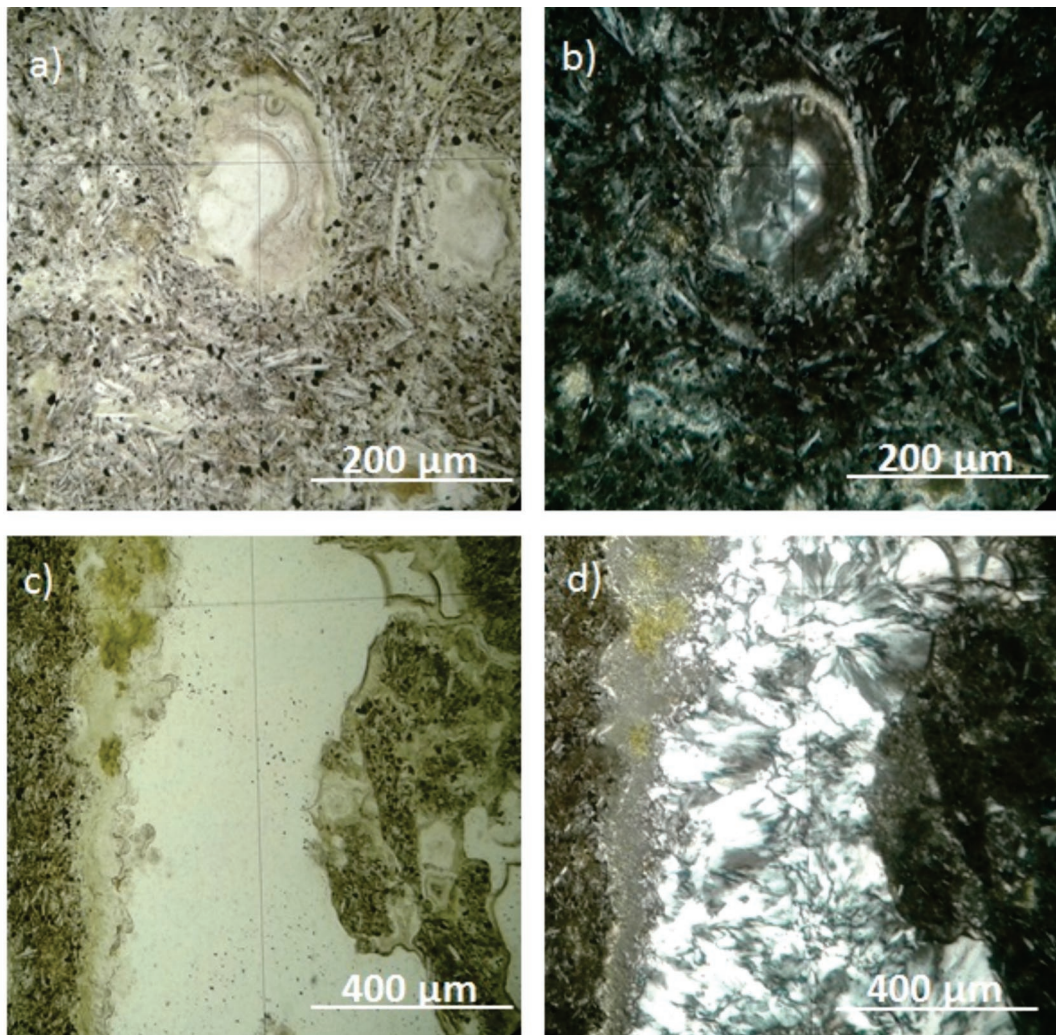


**Características ópticas.** El comité de Nomenclatura de la AIPEA (*Association Internationale Pour L'Etude Des Argiles*) ha definido a la celadonita como una mica dioctaédrica, con una composición ideal  $\text{KMgFe}^{3+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . La celadonita en las rocas del yacimiento Las Chiguas, se presenta en venillas y rellenando cavidades irregulares; microscópicamente forma agregados esferulíticos, asociada con calcita  $\pm$  ceolitas; normalmente la celadonita tapiza las paredes de las cavidades y en la parte interna se encuentra la calcita y/o las ceolitas. Se presenta pseudomórfica de un mineral de sección prismática (posibles mineral máfico), y en algunos casos en la pasta en masas irregulares.

Las propiedades ópticas determinadas son: color verde, pleocroísmo de verde amarillento a

verde azulado, extinción recta y elongación positiva. Dichas propiedades ópticas, la paragénesis y el tipo de roca que la hospeda permiten sugerir la presencia de celadonita como especie predominante en dichos agregados.

**Discusión.** Wise y Eugster (1964) demostraron que el límite superior del área estable de la celadonita de  $\text{MgFe}^{3+}$  cae cerca de los  $410^\circ\text{C}$ , lo que sugiere que la celadonita puede cristalizar por una actividad hidrotermal. Por otra parte Honda y Muffler (1970), señalaron la presencia de una celadonita hidrotermal asociada con clinoptilolita y montmorillonita en muestras de perforación realizada en Yellowstone. Esto también sugiere que la celadonita puede formarse por una actividad hidrotermal.



**Figura 4.** a) y b) Microfotografía, con y sin analizador respectivamente, destacándose las esferulitas de composición cuarzo-feldespáticas. c) y d) Microfotografía, con y sin analizador respectivamente, que muestra fracturas y vesículas rellenas por celadonita y esferulitas radiales.

**Conclusión.** La roca de caja de la celadonita de la Formación Las Trancas es un Andesita con numerosas cavidades y fracturas rellenas por celadonita, calcita y ceolitas; y se considera que estos minerales cristalizaron a causa de actividad hidrotermal.

**Agradecimientos.** Esta investigación fue financiada por el proyecto 80020150300075SJ (FCE-FyN-SJ). Los autores desean expresar su agradecimiento a la Dra. Estela Meissl y al Lic. Raúl Cardo por los considerados aportes en la ejecución de este trabajo. Al Lic. Gustavo Sotarello por su valiosa colaboración.

## BIBLIOGRAFÍA

- Cardó, R.; Díaz, I.; Poma, S.; Litvak, V.; Santamaría, G. y Limarino, C. 2001. Memoria Hoja Geológica 2969-III, Malimán, SEGEMAR, 67 p.
- Honda, S. y Muffler, L. J. 1970. Hydrothermal alteration in core from research drill hole Y-1, Upper geyser basin Yellowstone, Wyoming. *Am. Min.*, 55: 1714-1737.
- Limarino, C.O.; Fauqué, L.A.; Cardó, R.; Gagliardo, M. L. y Escosteguy, L. 2002. La faja volcánica miocena de la Precordillera Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 289-304.
- Wise, W. S. y Eugster, H. P. 1964. Celadonite: Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8: 225-280.



# HYDROTHERMAL ALTERATION AND FLUID CHEMISTRY OF THE OROGENIC TURBIDITE-HOSTED, SHEAR ZONE CONTROLLED INCAHUASI GOLD DEPOSIT CATAMARCA PROVINCE, ARGENTINA

Fogliata, Ana<sup>1,2</sup>; Hagemann, Steffen G.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina.

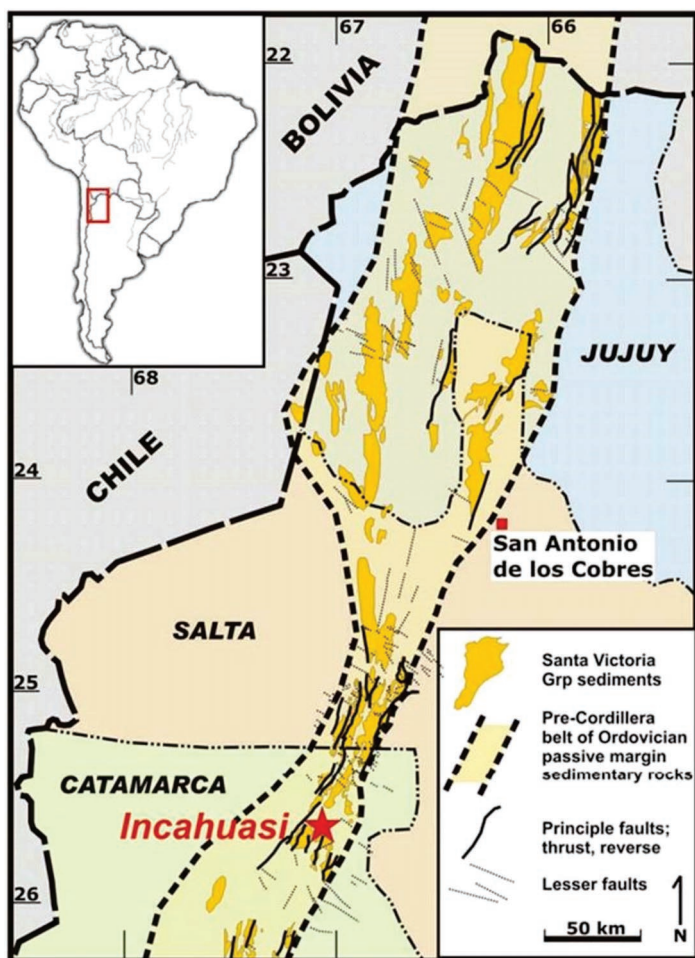
<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales, UNT.

<sup>3</sup> Centre for Exploration Targeting, University of Western Australia, Crawley, WA 6009, Australia.

The Incahuasi gold deposit is located in the Austral Puna, northern Sierras de Pampeanas, in NW Argentina. Between 1936 and 1954, the underground deposit produced gold at an average grade of 14.21 g/t Au. The presently abundant mine is hosted in low-grade metamorphosed and upright

folded turbidites of mid-Ordovician age (González, 1999) and aligned-parallel to the regional NNE trending anticlines. At the deposit-scale gold mineralization is controlled by the 1 to 5 m wide, 05 to 10 NNW striking and 30° to 60° ENE dipping "Dead Man Shear Zone (DMSZ)" and associated gold-bearing quartz shear and extension veins. The DMSZ trends locally parallel to the axial plane of anticlines and dip of reverse faults and contains the majority of old workings including extensive underground stopes down to 100m below the present surface. Late-stage faults off-set the shear zones and ore bodies significantly.

Hydrothermal alteration is predominantly characterized by sericite and minor Fe-carbonate in the inner alteration and core of the shear zones and chlorite in the outer alteration zone. Sulfides are mainly characterized by two generations of pyrite: (1) syn-deformation pyrite, and (2) post-deformation, euhedral pyrite that overprints the shear zone foliation.



**Fig. 1.** Location map of the Incahuasi Property, Catamarca province, Argentina (modified by Cardero Resource Corporation Summary Report, 2008).

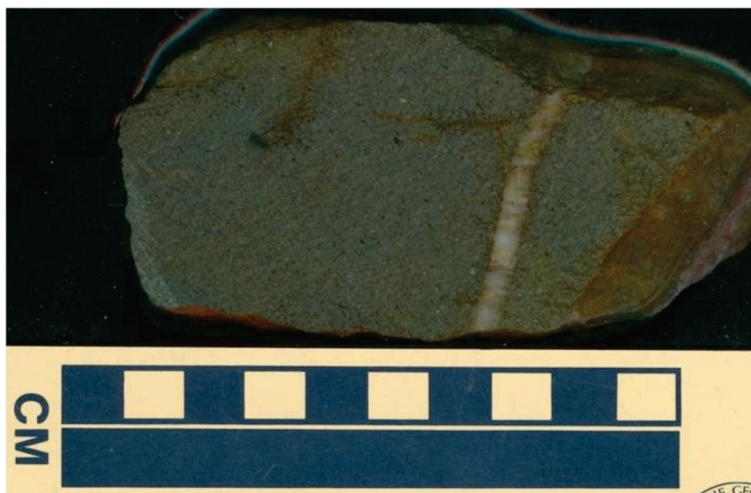


**Fig. 2.** E-W sections, Dead Man Shear Zone quartz veins.



**Fig. 3.** Entrance Level II (Upper), Dead Man Shear Zone.





**Fig. 4.** Drill cores sample (DDH 8/06, box 33, 91m) select for fluid inclusion study.

There are distinct distal, intermediate and proximal hydrothermal alterations zones: (1) *Distal Alteration Zone* is characterised by dark gray colour and fine grained quartz-K feldspar-rutile-chlorite alternating with quartz-chlorite zones. The intensity of alteration is weak.

(2) *Intermediate Alteration Zone* it is well developed in the DMSZ. Coarse grained quartz-chlorite-sericite-pyrite is foliated and brecciated. The intermediate alteration is characterized by stronger foliation including multiple pressure shadows and mortar textures when compared to the distal alteration zone.

(3) *Proximal Alteration Zone* can be up to 20 m wide and is developed in intensely sheared zones and/or gold-bearing shear veins. Abundant sericite causes a distinct bleaching of the strongly altered wallrock. The mineral assemblage is sericite-quartz- Fe carbonate  $\pm$  tourmaline-pyrite  $\pm$  other sulfides.

Preliminary fluid inclusion analyses of gold-bearing quartz shear veins within proximal alteration zones revealed: (1) low-salinity aqueous fluid

inclusions that homogenized into liquid between 250 to 350°C, and (2) low salinity aqueous-carbonic fluid inclusions with locally <10 mole % CH<sub>4</sub> which homogenized into liquid also between 250° and 350°C.

The Incahuasi gold deposits is part of a cluster of Paleozoic turbidite-hosted orogenic gold deposits which stretch from the northern edge of Catamarca province northwards into the Sierra de la Rinconada-Sto. Domingo-Farillón gold district in Jujuy province and further north into Bolivia and possibly southern Perú.

#### BIBLIOGRAPHY

- Cardero Resource Corporation Summary Report 2008. Unpublished report. Summary Report on the Incahuasi Gold Project.
- Gonzalez, O. E., 1999, Mina Incahuasi, Catamarca. En. Recursos Minerales de la Republica Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geologia y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 515-520, Buenos Aires.

PRESENCIA DE TELURUROS DE AG( $\pm$ AU),  
BI Y PB EN MINERALIZACIONES  
EPITERMALES DEL PROSPECTO PUESTO  
LA ESTANCIA, DISTRITO LA CAROLINA,  
SAN LUIS (ARGENTINA)

Gallard-Esquivel M. Cecilia<sup>1</sup>; Cepedal Antonia<sup>2</sup> y  
Fuentes-Fuente Mercedes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> UNSL-CONICET, Departamento de Geología, Ejército  
de los Andes 950 Bloque II planta baja (5700),  
San Luis, Argentina. cecilia.gallard@gmail.com

<sup>2</sup> Universidad de Oviedo, Departamento de Geología,  
Jesús Arias de Velasco s/n (33005), Oviedo,  
España. mcepedal@geol.uniovi.es, mercedf@  
geol.uniovi.es

**Resumen.** Se reconoció la presencia de telururos que contienen Ag( $\pm$ Au), Bi y Pb asociados con calcopirita en muestras procedentes de las mineralizaciones epitermales del prospecto Puesto La Estancia, ubicado en el área sureste del distrito La Carolina, provincia de San Luis. Las imágenes de electrones retrodispersados y los análisis de química mineral permitieron caracterizar a las especies estudiadas como hessita, stützita, silvanita, volynskita, telurobismutita y altaíta. La aparición de stützita y volynskita constituyen la primera mención para la provincia de San Luis y la mención de telurobismutita es la segunda a nivel provincial siendo la primera para el distrito La Carolina.

**Palabras clave.** Stützita, volynskita, telurobismutita, epitermal, La Carolina.

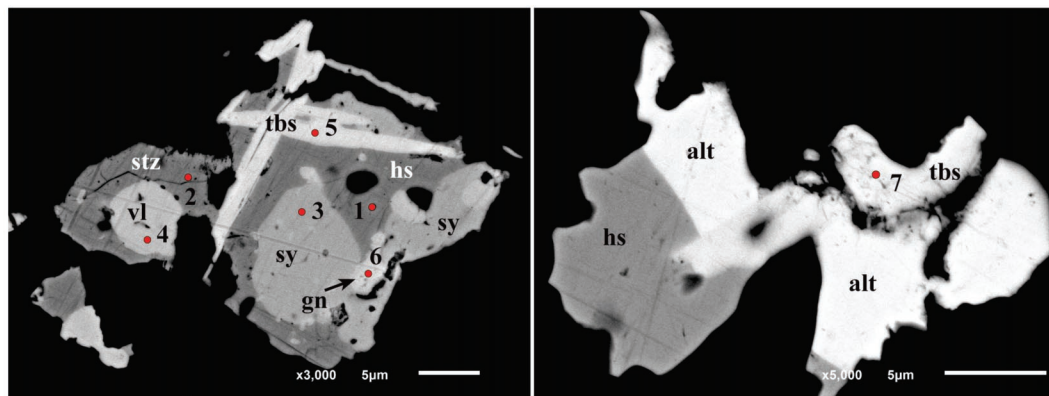
**Abstract.** "Presence of Ag( $\pm$ Au), Bi and Pb tellurides in epithermal mineralizations at the Puesto La Estancia prospect, La Carolina district, San Luis (Argentina)". Ag ( $\pm$ Au), Bi and Pb tellurides associated with chalcopyrite have been recognized in samples from the epithermal mineralizations of

Puesto La Estancia prospect, southeastern part of La Carolina mining district in San Luis province. Backscattered images and chemical microanalyses allowed us to characterize the mineral species as hessite, stützite, sylvanite, volynskite, tellurobismuthite and altaite. The occurrence of stützite and volynskite is the first mention of these minerals for the province of San Luis and in the case of tellurobismuthite is the second for the province and the first for the La Carolina mining district.

**Keywords.** Stützite, volynskite, tellurobismuthite, epithermal, La Carolina.

**Introducción.** El distrito minero La Carolina se ubica en la provincia de San Luis, 90 km al NNE de la ciudad capital. El distrito alberga depósitos epitermales vetiformes y depósitos de tipo diseminado o "stockwork" como Puesto La Estancia, Cerro Mogote, Puesto Olguín entre otros (Gallard-Esquivel *et al.*, 2012). En esta contribución se presenta la paragénesis mineral de telururos identificada en el prospecto Puesto La Estancia situado en el extremo SE del distrito. La misma fue estudiada en la Universidad de Oviedo (España), mediante microscopía electrónica de barrido (MEB), utilizando un equipo JEOL modelo JSM-6610LV equipado con detectores (EDS) que permitió hacer análisis semicuantitativos, y microsonda electrónica (CAMECA SX100) para obtener la composición química cuantitativa de estos minerales (tabla 1).

**Resultados.** La asociación de telururos se localizó en la perforación DDH33 a una profundidad de 203 m, formando agregados minerales complejos hospedados por calcopirita a la cual reemplazan mediante contactos inversos de caries. Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y los análisis de química mineral permitieron diferenciar hasta seis fases minerales (figura 1):



**Figura 1.** Imágenes de BSE. A. Agregado de hessita (hs), stützita (stz), silvanita (sy), volynskita (vl), telurobismutita (tbs) y galena (gn). Los números coinciden con los análisis de EDS de la tabla 1. B. Agregado mineral con ocurrencia de altaíta (alt) en lugar de galena indicando las condiciones de  $f_{Te}$ .



**Tabla 1.** Muestra los valores de % en peso y los valores atómicos calculados en función de la fórmula mineral de cada especie presentada. Las columnas con \* son análisis de SEM-EDS, el resto son análisis de microsonda electrónica.

ANÁLISIS	Hessita		Stützita		Volynskita		Telurobismutita		Altaíta	Silvanita	Galena	
	8	1*	27	2*	20	4*	5*	7*	2	3*	93	6*
S % peso	0,313		0,184		0,207						13,667	15,09
Fe	0,506		0,749		0,351				1,239			
Cu	0,572		1,222		0,507				1,905			
Zn			0,630		0,086				0,097			
Ag	59,573	59,22	51,896	57,00	19,235	18,700			0,976	14,800	0,071	
Sb	0,207		0,366		0,276				0,183			
Te	37,637	40,78	41,767	43,00	44,531	45,090	46,860	47,440	37,411	61,360		
Au	0,503									23,840		
Pb								1,680	57,769		85,725	84,91
Bi			2,133		33,729	36,210	53,140	50,880				
Total	99,309	100,00	98,946	100,00	98,921	100,000	100,000	100,000	99,858	100,00	99,463	100
S a.p.f.u.	0,03		0,05		0,04						1,01	1,07
Fe	0,03		0,12		0,04				0,07			
Cu	0,03		0,18		0,04				0,09			
Zn			0,09		0,01							
Ag	1,88	1,90	4,43	4,88	1,00	0,99			0,03	1,11		
Sb	0,01		0,03		0,01							
Te	1,01	1,10	3,01	3,12	1,96	2,02	2,95	2,96	0,92	3,91		
Au	0,01									0,98		
Pb								0,06	0,89		0,98	0,93
Bi			0,09		0,90	0,99	2,05	1,98				
Total	3,00	3,00	8,00	8,00	4,00	4,00	5,00	5,00	2,00	6,00	2,00	2,00

**Teluros de Ag y Au.** La fase mineral más abundante es hessita ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ), presente en prácticamente todos los agregados estudiados. Algunos de los análisis reflejan una proporción de Ag:Te más acorde con stützita ( $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ ,  $x = 0,24$  a  $0,36$ ), por lo que coexistirían ambos minerales. Silvanita  $[(\text{Au},\text{Ag})_2\text{Te}_4]$  es el único telururo de Au y Ag detectado y generalmente aparece rodeado por los telururos de Ag.

**Teluros de Bi.** Se han identificado dos fases minerales diferentes con Bi. La más abundante es volynskita ( $\text{AgBiTe}_2$ ), la cual pudo ser analizada también con microsonda, y en menor proporción se identificó telurobismutita ( $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ ), como un mineral blanco de hábito laminar. Su composición química fue corroborada a través de dos análisis EDS debido a que por su reducido tamaño fue imposible obtener buenos análisis con microsonda electrónica.

**Minerales de Pb.** En los agregados estudiados se han identificado tanto galena ( $\text{PbS}$ , figura 2A) como altaíta ( $\text{PbTe}$ , figura 2B), lo que indica unas condiciones de  $f_{\text{Te}}$  en el entorno del equilibrio  $2\text{PbS} + \text{Te}_2 = 2\text{PbTe} + \text{S}_2$  (Affifi *et al.*, 1988).

**Conclusiones.** La presencia de telururos en depósitos epitermales es común, aunque sólo son localmente importantes en sistemas de baja sulfuración asociados a magmatismo alcalino (Sillitoe y

Hedenquist, 2003). Este estudio es un aporte más a las paragénesis de metales preciosos de los depósitos epitermales en Argentina, identificándose algunas especies minerales como stützita, volynskita y telurobismutita por vez primera en el distrito de La Carolina.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al proyecto P-3-2-0414 de CyT de la UNSL y al servicio de Microsonda Electrónica y Microanálisis de la Universidad de Oviedo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Affifi A.M., Kelly W.C. y Essene E.J. 1988. Phase Relations among Tellurides, Sulfides and Oxides: I. Thermochemical Data and Calculated Equilibria. *Economic Geology*, 83: 377-394.
- Gallard-Esquivel, M.C., Urbina, N.E., Sruoga, P. y Japas, M.S. 2012. Depósitos epitermales de baja sulfuración ricos en sulfuros de metales base, distrito aurífero La Carolina, San Luis, Argentina. Aportes al magmatismo y metalogénesis asociada de la República Argentina. *Serie de Correlación Geológica*, 28 (1): 91-102.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10: 314-343.

## MICROTEXTURAS DE REACCIÓN EN ZONAS DE BLACKWALL, FAJA MÁFICA-ULTRAMÁFICA DEL RÍO DE LAS TUNAS, CORDILLERA FRONTAL DE MENDOZA

Gargiulo M. Florencia; Asiaín Lucía M.; Bjerg Ernesto A.

INGEOSUR – CCT CONICET Bahía Blanca y Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, Bahía Blanca, Argentina.

E-mail: mfgargiulo@uns.edu.ar

**Abstract.** “Reaction microtextures in blackwall zones, Río de Las Tunas mafic-ultramafic belt, Cordillera Frontal of Mendoza”. Reaction microtextures developed in the chlorite blackwall zones located in between bodies from Río de Las Tunas mafic-ultramafic belt and schist country rock were studied in this contribution. The outcrops belong to the Cordillera Frontal of Mendoza province. The studied microtextures are developed in porphyroblasts completely replaced by chlorite. Around these porphyroblasts is observed a rim with microvermiform spinel<sub>s.l.</sub> aggregates in reaction with chlorite and magnetite groundmass. Small amphibole porphyroblasts with chemical zoning is superimposed to these reaction rims. The studied microtextures can be explained by the reaction chlorite + magnetite → spinel, which indicates a relative increase in the T of the system. This increase can be related with the gondwanic magmatism developed in the area.

**Keywords.** Reaction microtextures, blackwall, Río de Las Tunas belt, Cordillera Frontal.

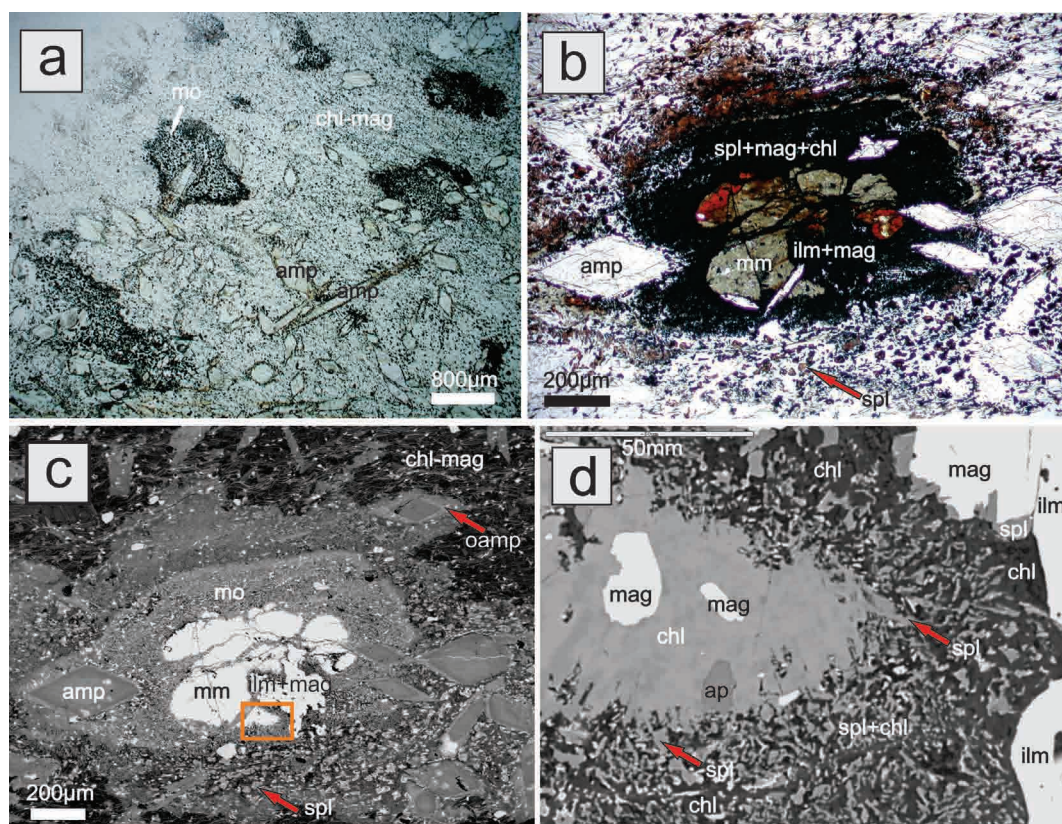
El área de estudio se encuentra 35 km al oeste de la localidad de Tupungato, dentro del distrito minero Salamanca, ámbito de la Cordillera Frontal de Mendoza. Allí, afloran cuerpos máficos y ultramáficos pertenecientes a la faja del Río de Las Tunas, emplazados en diferentes unidades metamórficas de protolito sedimentario que, en conjunto, integran el basamento metamórfico de la Cordillera Frontal (Complejo Guarguaráz). En el sector de discontinuidad entre cuerpos ultramáficos y su encajonante, es común encontrar zonas de reacción caracterizadas por concentraciones minerales con variaciones laterales transicionales y distribución relativamente concéntrica al cuerpo ultramáfico. Se identifica una zona de talco, seguido de una zona de anfíbol y luego una zona de clorita o “blackwall” en el sector cercano a la roca de caja metasedimentaria u ortoanfibolítica. El ancho de afloramiento de cada una de estas zonas minerales puede variar entre unos 10 y 100 cm, y su desarrollo depende del tamaño del cuerpo ultramáfico al que se vinculan. Toda la zona de reacción puede alcanzar entre 1 y 5 m de potencia en el área de estudio (Gargiulo y Bjerg 2014). El objetivo de esta contribución es

mostrar microtexturas de reacción observadas en la zona de clorita (*blackwall*) correspondiente a una de estas zonas de reacción situada en el sector norte de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, donde el encajonante es un esquistoso biotítico-cuarzoso correspondiente a la Asociación Metasedimentaria del Complejo Guarguaráz. La zona de *blackwall* estudiada está conformada predominantemente por clorita verde-azul oscuro, con fábrica planar y textura lepidoblástica, constituyendo una filita clorítica o cloritita. Microscópicamente, la textura es porfirolepidoblástica (Fig. 1a), integrada por 35% de agregados laminares finos, paralelos e hipidoblásticos de clorita incolora, con birrefringencia baja, de primer orden, que determinan la foliación de la roca. Entre ellos, se disponen agregados granulares muy finos de magnetita (10%) y cristales idioblásticos de apatita (5%) con secciones prismáticas (25-125 µm) subparalelas a la foliación principal y dispuestas entre los agregados de clorita. La roca presenta 30% de porfiroblastos de clinoanfíbol (20%) y clorita (10%). Los primeros están dispuestos al azar, son incoloros, de contornos idioblásticos a hipidioblásticos y de hábito acicular (largo entre 200 µm y 2,5 mm). Las secciones basales son pseudo hexagonales a pseudorrómbicas (H” 40-800 µm) con dos direcciones de clivaje y sobrecrecimiento de ortoanfíbol. Los porfiroblastos de clorita (300 µm a 1 mm de largo) son incoloros, tienen baja birrefringencia, contornos hipidioblásticos y hábito laminar con clivaje característico. Se disponen cortando la foliación principal. Además, se distinguen sectores con mayor concentración de minerales opacos (Fig. 1a-d) a modo de motas (20%) de 0,7 a 3,6 mm de largo. Los agregados granulares de minerales opacos en estas motas, forman microtexturas de reacción con agregados muy finos de clorita incolora y rodean cristales centrales hipidioblásticos de ilmenita (5%) (200 a 680 µm de largo) acompañada por magnetita y/o un mineral máfico (5%) (olivina?, anfíbol?), completamente reemplazado por un agregado muy fino de clorita verdosa (Fig. 1b). Algunas de estas motas no presentan cristales centrales (Fig. 1a). Las motas con mineral máfico cloritizado tienen las texturas de reacción estudiadas (Fig. 1c, d). En los bordes del porfiroblasto central se distinguen prolongaciones microvermiformes de espinelo (sensu lato, s.l.) en una base de clorita (Fig. 1c, d), a modo de textura simplectica. Alrededor, de los cristales de magnetita que acompañan a la ilmenita y al mineral máfico cloritizado, se observa sobrecrecimiento de espinelo<sub>s.l.</sub> a expensas de la base de clorita (Fig. 1d). Asimismo, al incrementarse la distancia desde el borde del porfiroblasto, los individuos de espinelo<sub>s.l.</sub> adquieren mayor tamaño (H” 10-70 µm), color verde o castaño-rojizo pálido (Fig. 1b, flecha roja), hábitos equidimensionales, contornos idioblásticos a hipidioblásticos, inmersos en la base de clorita. Todo este conjunto conforma una

especie de corona que rodea al porfiroblasto central (Fig. 1b, c) y constituye las motas descriptas. La secuencia de formación planteada para estas microtexturas es: mineral máfico (mm) à clorita (chl) + magnetita (mag) à espinelo (spl)

Bucher y Frey (1994) mencionan que el metamorfismo de rocas ultramáficas correspondientes al sistema químico CMASH puede formar estructuras indicativas del reemplazo de clorita por minerales de la serie espinelo-hercinita, evidenciado por el desarrollo de sobrecrecimiento de espinelo<sub>s.l.</sub> en cristales de magnetita, junto con clorita resorbida. Sin embargo, mencionan la presencia de olivina + ortopiroxeno + clinoanfíbol ± clinopiroxeno. Dado que no se han identificado relictos de olivina ni de piroxenos, se infiere que estas fases minerales pueden corresponder a los porfiroblastos completamente cloritizados, reconocidos en las motas descriptas. Pero dada la ausencia de ortopiroxeno como fase magmática relíctica en los cuerpos ul-

tramáficos de los alrededores a esta zona de reacción, es posible descartar la presencia de este mineral en las texturas estudiadas. Por otro lado, Cruciani *et al.* (2008) modelaron texturas coroníticas en gabros a través de pseudosecciones y obtuvieron, entre otras, las paragénesis: clorita + anfíbol + espinelo + clinopiroxeno, y clorita + anfíbol + olivina + espinelo + clinopiroxeno, afines a las asociaciones minerales presentes en las metaperidotitas del área de estudio. Sin embargo, el rango de T y P obtenido por estos autores para tales paragénesis corresponde a la transición entre la facies anfíbolita y granulita, muy superior a la que se asume para el desarrollo de las zonas de reacción, que corresponde a condiciones de transición entre la facies anfíbolita y esquistos verdes. Aún así, se estima que los porfiroblastos cloritizados pueden corresponder a olivina y/o anfíbol y que las microtexturas de reacción observadas son consecuencia de la reacción: clorita + magnetita à



**Figura 1.** a y b fotomicrografías sin analizador intercalado, c y d imágenes de barrido electrónico de microtexturas de reacción en zonas de blackwall. a) Aspecto general de la cloritita con porfiroblastos de anfíbol y concentraciones diferenciales de minerales opacos a modo de motas (mo). b) Motas con porfiroblasto central (mm) totalmente cloritizado, acompañado por ilmenita (ilm) y magnetita (mag) y rodeados de una concentración de minerales opacos a modo de corona. c) Mismo sector que en b. d) Ampliación del rectángulo naranja indicado en c, con prolongaciones microvermiformes de espinelo (spl) alrededor del porfiroblasto cloritizado (chl).

espinelo<sub>s.l.</sub>, indicando un aumento de la T en el sistema, al igual que el desarrollo de sobrecrecimiento de ortoanfibol en los porfiroblastos de clinoanfibol. Este aumento de T posterior al desarrollo de la zona de reacción, puede vincularse al emplazamiento de los cuerpos magmáticos gondwánicos, aflorantes en el área de estudio.

Este trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. E. Bjerg por la SGCyT-UNS, proyecto 24/H131 y por el CONICET, proyecto PIP 112-201101-00285.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bucher, K. y Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete revision of Winkler's Textbook, Chapter 5. Springer-Verlag, Berlin, 147-169.
- Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N. y Vaselli, O. 2008. Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): a key to post-magmatic evolution. *Journal of Metamorphic Geology* 26: 759-774.
- Gargiulo, M.F. y Bjerg, E.A. 2014. Metasomatismo en metaperidotitas de la faja máfica-ultramáfica del Río de Las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza y su relación con el ciclo de metamorfismo regional. XIX Congreso Geológico Argentino. Actas S21-18: 1448-1449, Córdoba.



## COMPOSICIÓN DE LOS FLUIDOS MINERALIZADORES Y MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN EN EL YACIMIENTO DE TIPO MVT, PUESTO GREGOR, NEUQUÉN

Garrido, Mirta M.<sup>1</sup>; Gómez, María C.<sup>†</sup>; Cesaretti, Nora N.<sup>1</sup> y Domínguez, Eduardo A.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. mirta.garrido@uns.edu.ar

**Resumen.** Puesto Gregor es una mineralización alojada en una dolomía de la F. Lajas (Jurásico) en la Meseta de la Barda Negra, Neuquén. Una secuencia clástico-carbonática contiene una capa dolomitizada, próxima a un nivel de pelitas. La dolomía está brechada y cementada por dolomita, esfalerita, galena, pirita y marcasita. La dolomitización-mineralización fue ocasionada por fluidos con temperaturas entre 130-140°C y con trazas de fluidos orgánicos. Los isótopos de C indican aporte de materia orgánica. Inclusiones fluidas en esfalerita revelan la presencia de agua y prácticamente ausencia de N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>S. Algunas inclusiones tienen una proporción de agua dominante con trazas de algunas especies de azufre y temperaturas de homogeneización (Th) entre 60-160°C. La mineralización se produjo por fluidos cuencales; la precipitación de los sulfuros se dio por la mezcla lenta de fluidos portadores de metales y vapores de S generados a partir de la pila sedimentaria.

**Palabras clave.** Mineralización MVT, composición de fluidos, precipitación.

**Abstract.** "Hydrothermal fluid composition and precipitation mechanisms in the deposit of MVT, Puesto Gregor, Neuquén". Puesto Gregor is a mineralization hosted in a Lajas Fm. (Jurassic) dolostone at the Meseta de la Barda Negra, Neuquén. A clastic-carbonatic sequence contains a dolomitized-mineralized layer near shale horizon. Dolostone was brecciated and cemented by dolomite, sphalerite, galena, pyrite and marcasite. The dolomitization-mineralization was formed by fluids with temperatures between 130/140°C and with traces of organic fluids. C isotopes indicate inputs of organic matter. Sphalerite fluid inclusions reveal the water presence and almost absence of N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>S. Some inclusions have a high proportion of water with traces of sulfur species and have Th between 60/160°C. The mineralization was produced by sedimentary brines and the precipitation was the consequence of a slow mixture of metal bearing fluids with S vapors from the sedimentary pile.

**Keywords.** MVT mineralization, Fluids composition, Precipitation.

**Introducción.** Puesto Gregor es una mineralización de tipo MVT alojada en la Fm Lajas del Jurásico, localizada en la Meseta de la Barda Negra en Neuquén. El objetivo de este trabajo es brindar información sobre el fluido mineralizador y el mecanismo de precipitación de los sulfuros.

**Geología del Depósito.** En el yacimiento, la Fm Lajas está formada por una secuencia clástico-carbonática, dispuesta entre pelitas y carbonatos se encuentra una capa dolomitizada y mineralizada. La dolomía se formó por reemplazo de una caliza, presenta texturas típicas de las "dolomitas barrocas" y está brechada y cementada por dolomita, esfalerita, galena, pirita y marcasita.

**Metodología.** Las inclusiones fluidas en dolomita y esfalerita se estudiaron con platina Linkam, microscopía de epifluorescencia con irradiación UV, microscopía de infrarrojo y microanálisis Raman. En las pelitas se determinaron S y C orgánico e inorgánico e isótopos de  $\delta^{34}\text{S}$ .

**Resultados.** Las inclusiones en la dolomita son bifásicas y algunas con fluorescencia amarillo dorado. Sus Th oscilaron entre 130/140°C y los eutécticos entre -20 y -55°C debido a la presencia de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y Na<sup>+</sup>. Las temperaturas de fusión variaron entre -19 °/-25°C indicando salinidades entre 21/ 26%. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (PDB) entre -2,9/-9‰, mientras que los de  $\delta^{18}\text{O}$  (PDB) entre -2,6/-4‰. En la esfalerita se halló agua y casi ausencia de N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, SH<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>. En muestras existen evidencias de SH<sup>-</sup> y una mayor proporción de agua. Otras inclusiones tienen escaso N<sub>2</sub> con ausencia de CO<sub>2</sub>, SH<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> y con CH<sub>4</sub> en el vapor. La Th varió entre 60/ 160°C.

**Interpretación y Discusión.** La dolomita se generó por disolución de una caliza con participación de C orgánico similar al de las pelitas. La dolomita barroca precipitó entre 130 /140 °C, a partir de un fluido con presencia de compuestos orgánicos. La dolomita diáfana se generó a partir de un fluido cuya temperatura era similar pero sus salinidades mayores al 20 %, con contenidos de Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y Na<sup>+</sup>. La esfalerita precipitó a partir de un fluido acuoso con ausencia de H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y H<sub>4</sub>C. Los isótopos de S indican un origen cortical del S. Para explicar el origen de este tipo de depósitos existen tres modelos de transporte y precipitación (Anderson y McQueen 1982). En el primero el S reducido y los metales viajan juntos y la precipitación se da por cambios de pH, dilución o enfriamiento; en el segundo el S está presente como sulfato y en el tercero el S no está presente en el fluido. No existen argumentos para sostener la primera hipótesis debido a que no existen cambios de pH dado que la esfalerita tiene contactos netos con la dolomita. Los sulfuros deberían precipitar

en rangos de pH muy ácido y los carbonatos no serían estables. No se produjo una dilución porque la salinidad del fluido fue constante y si la precipitación hubiera ocurrido por enfriamiento, la dolomita se habría solubilizado. La segunda hipótesis implica la reducción del sulfato. Las inclusiones no registran la presencia importante de S y no se hallaron ni anhidrita ni baritina comunes con este mecanismo de precipitación. En la tercera hipótesis el fluido transporta metales y precipita en el lugar donde encuentra S. Es normal la presencia de  $H_2S$  en rocas generadoras de hidrocarburos y hasta podrían generarse simultáneamente con la llegada de los fluidos. El tamaño de los cristales de esfalerita y la inexistencia de texturas coloformes implican una precipitación lenta.

**Conclusión.** La mineralización fue generada por fluidos cuencales a temperaturas entre 60 y 160°C, con evidencias de la participación de componentes orgánicos y azufre. Los isótopos de C muestran un origen de C orgánico que no corresponde a las calizas. La precipitación de los sulfuros se produjo por una mezcla lenta de fluidos portadores de metal con vapores de S generados a partir del calentamiento de materia orgánica durante el soterramiento de la pila sedimentaria.

#### BIBLIOGRAFÍA

Anderson, G.M. y Macqueen, R.W. 1982. Ore deposit models-6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits: Geoscience Canada, v. 9, p. 107-117.

## ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES SILICATADAS DEL METEORITO "HUCHU PAYANA"

Gerarduzzi María F.; Varela María E.

ICATE-CONICET, Av. España 1512 Sur, San Juan J5402DSP, Argentina.

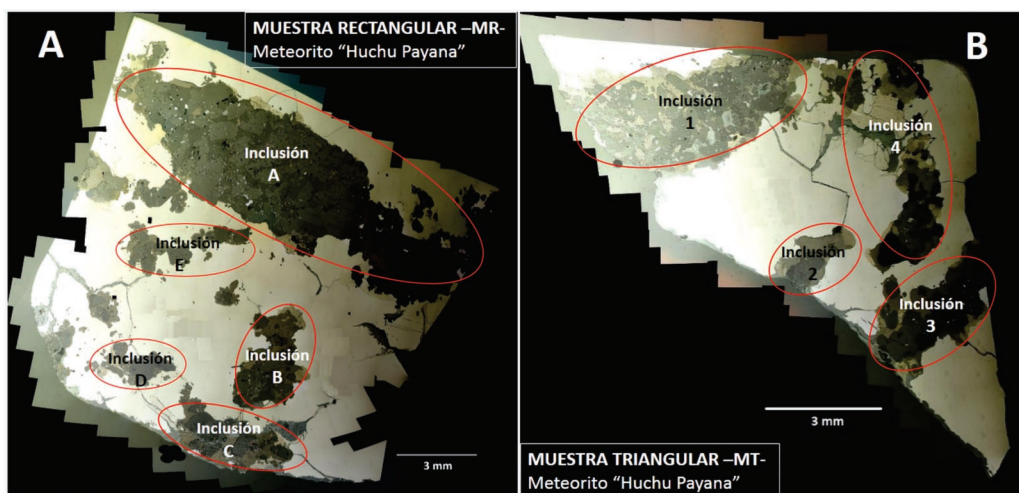
**Resumen.** El meteorito de hierro "Huchu Payana", con una masa total de 6,8 kg, fue recolectado en el año 1997 en la Provincia de Santiago del Estero, Argentina (Latitud 27°47'20" S – Longitud 64°16'20" O). A fin de estudiar sus inclusiones silicatadas, se elaboraron 2 secciones pulidas, denominadas "Muestra Rectangular" (MR) y "Muestra Triangular" (MT), a partir de una pieza donada al "Instituto de Ciencias Astronómicas de la Tierra y del Espacio" (ICATE). Las muestras se componen de metal, en el que se incluyen masas silicatadas de diversos tamaños. El estudio petrográfico de los minerales mayoritarios (ej. olivinos, piroxenos, plagioclasas) en cada una de estas inclusiones mostró que se caracterizan por tener una distribución heterogénea de estos minerales. Asimismo, la composición química de los minerales ferro-magnesianos permite establecer una clara relación de estas inclusiones con los acondritos primitivos: las winonaitas y lodranitas. Además, el bajo contenido de FeO que caracteriza a los olivinos y piroxenos de las inclusiones "Huchu Payana" es intermedio al que muestran estos minerales en las condritas de enstatita (E3) y las condritas ordinarias de tipo H.

**Palabras clave.** "Huchu Payana", meteorito de hierro tipo IAB, inclusiones silicatadas, acondrita primitiva, condritas ordinarias.

**Abstract.** The "Huchu Payana" iron meteorite with a mass of 6,8 kg, was collected in 1997 in the province of Santiago del Estero, Argentina (Latitude 27°47'20" S, Length 64°16'20" W). In order to study its silicate inclusions, 2 polished sections, from here on named "Muestra Triangular" (MT) and "Muestra Rectangular" (MR), were made from a donated sample granted to the "Instituto de Ciencias Astronómicas de la Tierra y del Espacio" (ICATE). The samples are composed of metal, in which silicate inclusions of variable sizes are included. The petrographic study of the major minerals (eg. olivines, pyroxenes, plagioclases) in each of these inclusions has shown that they are characterized by a heterogeneous distribution of these minerals. Additionally, the chemical composition of the ferromagnesian minerals allows to establish a clear relationship of these inclusions with the primitive achondrites: winonaites and lodranites. The low FeO content which characterizes olivine and pyroxene of the "Huchu Payana" inclusions is intermediate to that shown in these minerals in E3 chondrites and H-type ordinary chondrites.

**Key words.** "Huchu Payana", IAB iron meteorites, silicate inclusions, primitive achondrite, ordinary chondrites.

**1. Introducción.** El meteorito "Huchu Payana", con una masa total de 6,8 kg, correspondería a la gran masa principal de Campo de Cielo, y por lo tanto, forma parte de los meteoritos de hierro tipo IAB. En particular, los meteoritos de hierro tipo IAB son escasos y representan el 5,7% del total de caídas. Están compuestos mayoritariamente por metal (Fe-Ni) con amplios rangos en el contenido de níquel (5,5 a 60,8 % en peso) así como en las



**Figura 1.** Mosaico fotográfico realizado con microscopio óptico del meteorito «Huchu Payana», en el que se muestran las áreas de estudio correspondientes a cada muestra: (A) Muestra Rectangular (MR) y (B) Muestra Triangular (MT).

concentraciones de oligoelementos siderófilos (ej. Ga, Ge, Ir) (Choi *et al.*, 1995; Wasson y Kallemeyn, 2002). Este tipo de meteoritos se caracterizan por tener inclusiones silicatadas. Estas últimas poseen características petrológicas y composición química global e isotópica (ej. isótopos de oxígeno) semejantes a los meteoritos condriticos (Bunch *et al.*, 1970; Wasson, 1972; Benedix *et al.*, 2000). Si bien su composición química es condritica (y por lo tanto primitiva), las inclusiones silicatadas carecen de cóndrulas. Esto permite suponer que los silicatos pudieron haber sido expuestos a un proceso de fusión parcial, o haber experimentado una amplia recrystalización (Benedix *et al.*, 2000). El estudio de estas inclusiones silicatadas así como el metal que las contiene es de suma importancia dado que una asociación semejante, esto es, por un lado material primitivo (las inclusiones silicatadas) y por el otro material diferenciado (el metal), desafía la comprensión de los procesos evolutivos tempranos que dieron lugar a la formación de los planetesimales y asteroides.

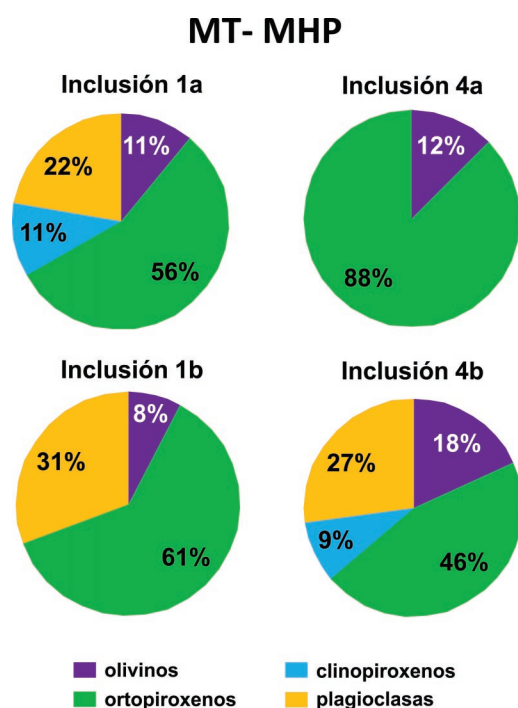
Si bien todos los meteoritos revisten gran importancia, Campo de Cielo es muy particular para Argentina. La gran masa Campo de Cielo fue des-

cubierta en el año 1576 por el Capitán Don Hernán Mexial, en la ciudad de Santiago del Estero. De las distintas masas que componen esta gran caída, el más renombrado es "El Chaco" (hallado en 1969 y extraído en 1980). Sus 37,4 toneladas lo convierten en el meteorito más grande caído en Argentina y el segundo más voluminoso del mundo después del meteorito "Hoba West" (Namibia), de 60 toneladas.

**2. Metodología y técnicas analíticas.** El análisis del presente meteorito requirió la elaboración de 2 secciones delgadas pulidas a las cuales nos referiremos de ahora en más como: Muestra Rectangular (MR) y Muestra Triangular (MT) (figura 1). Ambas fueron analizadas mediante microscopía óptica (microscopio óptico Olympus BX51) y análisis cuantitativos por microsonda electrónica (ARL-SEMQ equipada con cinco espectrómetros: 1 TAP, 2 LIF, 2 PET y configurada con estándares internacionales de silicatos y metales para el estudio de meteoritos). Ambos instrumentos pertenecientes a ICATE-San Juan. Las texturas de sulfuros fueron estudiadas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM: ZEISS FE-SEM Óigma) en el laboratorio LAMARX (Universidad Nacional de Córdoba).

**3. Resultados. 3.1 Estudio Petrográfico.** El análisis al microscopio óptico de las muestras (MT y MR) revela que ambas se encuentran constituidas por más del 50% de metal (Fe-Ni), el cual incluye cristales de cliftonita (grafito hexagonal) y presenta fracturas de espesores variables rellenas por óxidos, grafito y schreibersita ((Fe,Ni,Cr)<sub>3</sub>P).

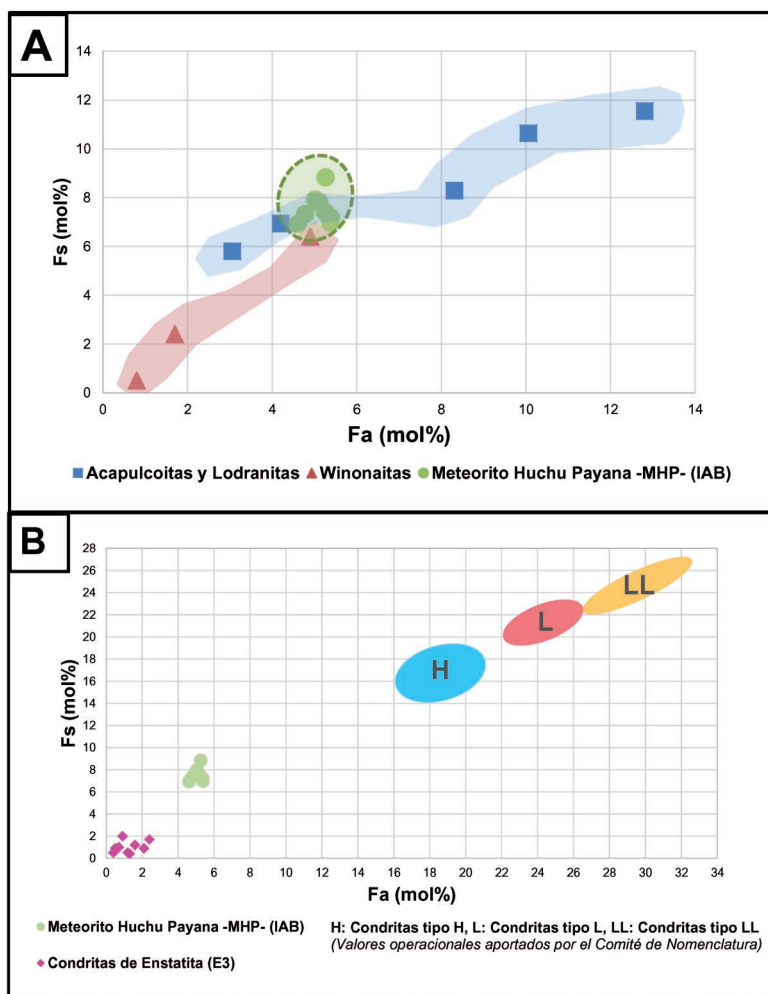
Las masas silicatadas están caracterizadas por una textura granoblástica gruesa, poseen tamaños variables, formas irregulares y bordes curvilíneos. En ellas se observan inclusiones de schreibersita, sulfuros, metal, grafito y óxidos primarios y secundarios. La morfología de los silicatos es variable a lo largo de las inclusiones: algunas de ellas presentan silicatos anhedral de gran tamaño en el centro, mientras que en los bordes se desarrollan cristales euhedrales. En otros casos, están constituidas sólo por cristales euhedrales y subhedrales. El grafito se presenta con un espesor variable y es el que abarca la mayor superficie de delineado de las inclusiones, bordeando a algunas casi en su totalidad. Es usual que cuando se encuentra en contacto con el metal presente una textura que denominamos "espina de pez", es decir, cristales orientados formando laminillas que confluyen en una línea guía que contornea el borde de la inclusión silicatada, mientras que en el interior de la inclusión conserva su hábito irregular. Por su parte, los sulfuros presentes en los bordes de las inclusiones, de color pardo claro, textura sacaroidea y de naturaleza monocristalina, presentan contactos convexos al metal, mostrando indicios de reacción con el mismo. El fosforo (schreibersita) presenta fracturas triangulares caracterís-



**Figura 2.** Distribución de fases minerales mayoritarias de las 4 inclusiones silicatadas analizadas correspondientes a la MT (1a, 1b, 4a y 4b). Nota: no se registraron análisis de clinopiroxenos en 1b ni 4a. No se registraron análisis de plagioclasas en 4a.







**Figura 3.** Composición de olivinos y piroxenos en las inclusiones silicatadas del meteorito «Huchu Payana» en comparación con los minerales en: (A) las condritas y (B) las acondritas primitivas.

Fuente de datos para acondritas primitivas: McCoy et al. (1996), Mc Coy et al. (1997), Mittlefehldt et al. (1996), Benedix et al. (2000), Bunch et al. (1970), Ruzicka A.. Hutson M. (2009), y Benedix et al. (1998). Fuente de datos para condritas E3: Weisberg et al. (2011).

ticas de este mineral y se dispone en los bordes de las inclusiones de forma irregular y discontinua, con contornos curvilíneos.

**3.2. Análisis Químicos.** Un total de 108 análisis distribuidos en forma representativa fueron realizados en el meteorito «Huchu Payana»; 67 de ellos correspondientes a la MR (compuesta por 5 inclusiones silicatadas principales), y 41 a la MT (compuesta por 4 inclusiones silicatadas principales).

Los análisis químicos de las inclusiones silicatadas destacan la presencia de 4 minerales mayoritarios en ambas muestras: olivinos ricos en magnesio ( $\text{Fo}_{94.24} \text{Fa}_{5.76}$  -  $\text{Fo}_{95.39} \text{Fa}_{4.61}$ ), piroxenos ricos en calcio ( $\text{En}_{50.24} \text{Fs}_{3.60} \text{Wo}_{46.17}$  -  $\text{En}_{53.06} \text{Fs}_{2.94} \text{Wo}_{44}$ ),

bajos en calcio ( $\text{En}_{80.31} \text{Fs}_{18.17} \text{Wo}_{1.52}$  -  $\text{En}_{92.59} \text{Fs}_{6.32} \text{Wo}_{1.09}$ ) y plagioclasas ricas en sodio ( $\text{Ab}_{78.66}$  -  $\text{Ab}_{90.60}$ ), cuyos rangos composicionales se presentan en la Tabla 1.

**3.3. Análisis de Heterogeneidad. Muestra Triangular (MT).** Como puede observarse en la figura 2, en las 4 inclusiones analizadas la fase dominante es el ortopiroxeno (en proporciones mayores al 46%), y en menor medida las plagioclasas, las cuales se distribuyen en 3 de las 4 inclusiones. El mineral más escaso es el clinopiroxeno, el cual fue detectado sólo en 2 de las inclusiones y representa tan sólo un 11% de las fases mayoritarias. Los olivinos se presentan en las 4 inclusiones, en proporciones menores al 20% en todos los casos.

**Muestra Rectangular (MR).** En las 5 inclusiones silicatadas se observó la presencia de ortopiroxenos, siendo una fase dominante en 2 de ellas. Las plagioclasas constituyen el segundo mineral en orden de abundancia en 4 de las 5 inclusiones. El clinopiroxeno es el mineral más escaso en la totalidad de las inclusiones, hallándose sólo en 2 de ellas. Las 5 inclusiones presentan olivino en proporciones muy variables.

**4. Discusión.** Tal como se mencionó en la introducción, debido a su lugar de hallazgo, así como a las fases minerales que lo componen (ej. metal con inclusiones silicatadas), el meteorito "Huchu Payana" pertenece al grupo de meteoritos de hierro tipo IAB, y se considera correspondiente a la masa principal de Campo de Cielo. Sin embargo, para obtener una clasificación definitiva será necesaria la determinación del contenido en el metal de elementos siderófilos tales como Ga, Ge e Ir.

Las inclusiones silicatadas del meteorito "Huchu Payana" están caracterizadas por proporciones variables de las fases minerales (ej. porcentajes variables de ortopiroxenos, olivinos, plagioclasas y clinopiroxenos que componen las dos muestras MT y MR analizadas). Esta heterogeneidad caracteriza a las inclusiones silicatadas de los meteoritos de hierro de tipo IAB (Bunch *et al.*, 1970).

Desde el punto de vista químico, los estudios realizados indican composiciones químicas consistentes con el grupo de meteoritos de hierro tipo IAB. Como puede observarse en la figura 3 A, los valores obtenidos de ferrosilita (Fs) y fayalita (Fa) para "Huchu Payana" se encuentran entre las composiciones típicas para las acapulcoitas - lodranitas y winonaitas (clan de meteoritos pertenecientes al grupo de las acondritas primitivas). Por otra parte, si la comparación es efectuada con las composiciones que caracterizan a los olivinos y piroxenos de las condritas, "Huchu Payana" presenta relaciones Fs – Fa intermedias entre las condritas del tipo E3 (condritas de enstatita, Weisberg *et al.*, 2011) y las condritas ordinarias (H) (figura 3 B). El hecho de que los minerales ferro-magnesianos se encuentren más próximos a las condritas de tipo E3 (figura 3 B) demuestra su mayor afinidad con los materiales primitivos formados en condiciones reductoras.

**5 Conclusión.** El análisis de las inclusiones silicatadas contenidas en los meteoritos de hierro tipo IAB es un vehículo fundamental para llegar a comprender los procesos formacionales que estuvieron involucrados en este tipo de meteoritos. Los silicatos presentes en las inclusiones de "Huchu Payana" evidencian que, cualquiera haya sido la naturaleza del proceso genético, éste no ocasionó alteraciones en su química primitiva (hecho que queda demostrado por su relación cercana tanto con los materiales condriticos como con aquellos

de tipo acondritos primitivos), y que las condiciones del ambiente formacional fueron reductoras.

**Agradecimientos.** Agradecemos al Sr. Eduar-do Jawerbaum por la donación de la muestra de "Huchu Payana" y al Ing. Jorge Godoy por su asistencia con la microsonda electrónica. El soporte financiero fue recibido de la Agencia (PICT N° 0142) y CONICET (PIP 063).

#### BIBLIOGRAFÍA

- Benedix, G. K., McCoy, T. J., Keil, K., Bogard, D. D., Garrison, D. H. 1998. A petrologic and isotopic study of Winonaites: Evidence for early partial melting, brecciation, and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 62, 2535-2553.
- Benedix, G.K., McCoy, T.J., Keil, K., Love, S.G. 2000. A petrologic study of the IAB iron meteorites: Constraints on the formation of the IAB-Winonaite parent body. *Meteoritics and Planetary Science*. 35, 1127-1141.
- Bunch, T. E., Keil, K., Olsen, E. 1970. Mineralogy and petrology of silicate inclusions in iron meteorites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 25, 297-340.
- Choi, B. G., Ouyang, X., Wasson, J. T. 1995. Classification and origin of IAB and IIICD iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 59, 593-612.
- McCoy, T. J., Keil, K., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Bogard, D. D., Garrison, D. H., Huss, G.R., Hutcheon, I.D., Wieler, R. 1996. A petrologic, chemical and isotopic study of Monument Draw and comparison with other acapulcoites: Evidence for formation by incipient partial melting. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 60, 2681-2708.
- McCoy, T. J., Keil, K., Clayton, R. N., Mayeda, T. K., Bogard, D. D., Garrison, D. H., Wieler, R. 1997. A petrologic and isotopic study of lodranites: Evidence for early formation as partial melt residues from heterogeneous precursors. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 61, 623-638.
- Mittlefehldt, D.W., Lindstrom, M.M., Bogard, D.D., Garrison, D.H., Field, S.W. 1996. Acapulco and Lodran-like achondrites: Petrology, geochemistry, chronology and origin. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 60, 867-882.
- Ruzicka, A., Hutson, M. 2009. Comparative petrology of silicates in the Udei Station (IAB) and Miles (IIE) iron meteorites: Implications for the origin of silicate-bearing irons. *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 74, 394-433.
- Wasson, J. T. 1972. Parent-body models for the formation of iron meteorites. *Proceeding of International Geological Congress*. 24, 161-168.

- Wasson, J. T., Kallemeyn, G. W. 2002. The IAB iron meteorite complex: A—group, five subgroups, numerous group lets, closely related, mainly formed by crystal segregation in rapidly cooling melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2445-2473.
- Weisberg, M. K., Ebel, D. S., Connolly, H. C., Kita, N. T., Ushikubo, T. 2011. Petrology and oxygen isotope compositions of chondrules in E3 chondrites. *Geochimica et Cosmochim. Acta* 75, 6556-6569.



## GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN AUCA PAN EN LOS ALREDEDORES DEL LAGO HUECHULAFQUEN, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Iannelli, Sofía B.; Fernández Paz, Lucía; Ramos, Miguel; Litvak, Vanesa D.; Folguera, Andrés

Laboratorio de Tectónica Andina, IDEAN (Universidad de Buenos Aires-CONICET)

**Resumen.** La Formación Auca Pan, de edad oligocena superior, está caracterizada por lavas basálticas a andesíticas, autobrechas y rocas piroclásticas. Los estudios geoquímicos muestran que este volcanismo está vinculado con un ambiente de arco con signatura calco-alkalina, desarrollado en el contexto de una corteza de espesor normal.

**Palabras clave.** Oligoceno Superior, arco volcánico, calco-alkalino.

**Abstract.** Oligocene Auca Pan Formation is characterized by basaltic to andesitic lavas, volcanic breccias and pyroclastic rocks. Geochemical signature shows that this volcanism is related to a calk-alkaline arc setting, developed within the context of a crust of normal thickness.

**Keywords.** Upper Oligocene, volcanic arc, calk-alkaline.

**Introducción.** El volcanismo oligoceno-mioceno inferior en los Andes Norpatagónicos se encuentra representado por las secuencias incluidas como parte de la faja Andina de la Serie Andesítica (Feruglio 1927) que se extiende entre los 40°-42°LS (Rapela *et al.* 1988). Este cinturón volcánico comprende flujos lávicos de composición basáltica a andesítica, y rocas piroclásticas subordinadas, formalmente incluidas en la Formación Ventana en cercanías al lago Nahuel Huapi (González Bonorino y González Bonorino 1978, González Díaz 1979).

En los alrededores del lago Huechulafquen, se exponen secuencias de similar composición agrupadas en la Formación Auca Pan, correlacionables con la Formación Ventana (Turner 1973, Dalla Saldá *et al.* 1981, Iannelli *et al.* 2015). Una reciente datación sobre un nivel basáltico en el margen norte del lago mencionado confirma la asignación de esta secuencia al intervalo Oligoceno-Mioceno inferior (K-Ar de  $29,6 \pm 1,2$  Ma; Ramos *et al.* 2014).

En este trabajo, se presentan nuevos datos geoquímicos y una caracterización petrológica de las secuencias oligocenas relevadas en los alrededores del lago Huechulafquen.

**Petrografía y geoquímica.** Las volcanitas de la Formación Auca Pan relevadas en la región en estudio han sido agrupadas en tres facies litológicas:

cas: predominan los flujos lávicos basálticos, con subordinadas intercalaciones de autobrechas volcánicas y tobas vítreas (Iannelli *et al.* 2015).

Las facies lávicas corresponden a rocas de color negro, de grano fino y homogéneo, que bajo el microscopio poseen textura porfírica (65 %), compuestas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivina y minerales opacos; en una pasta intergranular a intersertal. Tanto los fenocristales de plagioclasa, en ocasiones cribada, como los de augita están frescos, mientras que la olivina está moderadamente alterada a iddingsita y bowlingita.

Las facies de brechas corresponden a lavas basálticas que conforman autobrechas de flujo. Estas son monomíticas, con autoclastos mal seleccionados, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y minerales opacos. Las facies de tobas vítreas comprenden rocas blanquecinas, con escasos cristaloclastos (1-2 mm) de biotita reemplazados por minerales opacos. Los vitroclastos son predominantes y corresponden a trizas biaxonas y fragmentos pumíceos con moderado grado de soldadura y textura esferulítica. La matriz (85 %) está formada por ceniza y polvo volcánico, con textura felsítica, parcialmente alterada a arcillas.

Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas en muestras de basaltos y tobas vítreas, en ActLabs, según metodologías del laboratorio (análisis *Litho Research*; [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com)).

Las volcanitas analizadas de la Formación Auca Pan se clasifican en la serie subalkalina, como basaltos a andesitas, según su contenido de SiO<sub>2</sub> (47 a 60 %), a excepción de la toba vítrea que corresponde a una riolita. Los elementos trazas normalizados muestran anomalías de enriquecimiento relativo de Th y de empobrecimiento relativo en Ta y Nb indicadores de su signatura de arco. En concordancia, las relaciones La/Ta > 25 y los altos valores de Ba/Ta > 538 también indicarían su ambiente de arco. El comportamiento de las relaciones FeO/MgO y álcalis, sumado a las relaciones Ta/Hf < 0,2 y los valores de Th/Hf > 0,37 implicaría una fuente con tendencia calcoalkalina. A su vez, los valores obtenidos para las relaciones La/Yb y Sr/Y describen que este magmatismo se habría desarrollado en el marco de una corteza de espesor normal (Profeta *et al.* 2015).

**Conclusiones.** El magmatismo oligoceno relevado en la zona de estudio se caracteriza por una asociación de lavas basálticas a andesíticas, autobrechas y tobas vítreas. Estas coladas provendrían de fundidos generados en la cuña astenosférica, con influencia de fluidos derivados de la losa, equilibrados con fases residuales indicativas de bajas presiones. Esta secuencia de afinidad calco-alkalina representaría el magmatismo del margen andino

de subducción durante el Oligoceno superior, para estas latitudes de los Andes Nordpatagónicos.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Dalla Salda, L., Leguizamón, M., Mazzoni, M., Merodio, J., Rapela, C. y Spalletti, L. 1981. Características del Vulcanismo Paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20' S. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 629-657, San Luis.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapí. Boletín de Informaciones Petroleras, 4: 11-119, Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche. Revista Asociación Geológica Argentina 33: 184-202.
- González Díaz, E.F. 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34: 113-124.
- Iannelli, S., Fernández Paz, L., Ramos, M., Litvak, V. D. y Folguera, A. 2015. Caracterización de la Formación Auca Pan en los alrededores del lago Huechulafquen y cerro Auca Pan, provincia de Neuquén. 3er Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Actas: 80-81. General Roca.
- Profeta, L., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Scott, R. P., Henriquez Gonzales, S. M., Kirsch, M., Petrescu, L. y DeCelles, P. G. 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. Scientific Reports **5**, 17786; doi:10.1038/srep17786.
- Ramos, M.R., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y. y Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39-40°S). Journal of South American Earth Sciences 51: 59-75.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). Journal of South American Earth Science 1: 75-88.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138: 1-86. Buenos Aires.

# PRIMERA MENCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE MICROCLINO NEGRO EN VETAS PEGMATÍTICAS DEL BASAMENTO DE LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Lajoine María F.<sup>1,2</sup>; Canafoglia María E.<sup>3,4</sup>; Lanfranchini Mabel E.<sup>1,5</sup> y Etcheverry Ricardo O.<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI) FCNyM-UNLP-CIC. Calle 64 esq. 120, La Plata (1900), Argentina. Tel/Fax: +54(0221)-422-5648. florencialajo@hotmail.com

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

<sup>3</sup> Centro de Química Inorgánica (CEQUINOR) FCE-UNLP-CONICET.

<sup>4</sup> Facultad de Ciencias Naturales y Museo. FCNyM UNLP.

<sup>5</sup> Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA).

**Resumen.** El Cerro Guacho corresponde a uno de los asomos del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En este sector afloran rocas graníticas intruidas por vetas pegmatíticas cuya mineralogía está constituida por microclino + plagioclasa + cuarzo + turmalina (chorlo). Entre estos minerales se destacan los cristales de microclino por su particular coloración gris oscura a negra. Estudios petrográficos realizados en estos últimos permitieron la identificación de pertitas de reemplazo de grano grueso y de numerosas inclusiones sólidas cuyos tamaños son inferiores a los 300 nm. El empleo de microscopía electrónica y la ejecución de estudios semicuantitativos a través de un detector EDAX revelaron que estas inclusiones corresponden a nanocristales de PbS (galena), ZnS (esfalerita), fluorapatita y baritina. Las inclusiones de sulfuros de metales base representan un rasgo particular en el microclino, que le otorgan la coloración oscura. Por otra parte, la presencia de los mencionados sulfuros constituye una nueva evidencia de actividad hidrotermal en este ámbito, que se suma a las reportadas por otros autores. Este proceso estaría evidenciando la circulación de fluidos magmáticos póstumos, asociados a fundidos anatócticos generados tras el intenso metamorfismo al que fueron sometidas estas rocas durante el Ciclo Transamazoniano.

**Palabras clave.** Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, basamento, Paleoproterozoico, microclino negro, procesos hidrotermales.

**Abstract.** "First mention and characterization of black microcline in pegmatitic veins of the Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires basement". The Guacho Hill constitutes an

outcropping portion of the igneous-metamorphic basement of the Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. It comprises granitic rocks that host pegmatite veins which mineralogical composition is: microcline + plagioclase + quartz + tourmaline (schorl). Among these minerals, the microcline is highlighted due to its dark, almost black color. Petrographic studies allowed recognizing coarse grain pertites of replacement origin and a big amount of very small (<300 nm) solid inclusions distributed in microcline crystals. Electronic microscopy studies and semiquantitative analysis executed by an EDAX detector revealed that solid inclusions correspond to nanocrystal of PbS (galena), ZnS (sphalerite), fluorapatite and barite. The above mentioned sulphide presence represents a particular feature and should give the dark colour to these crystals. On the other hand, it should also point out a hydrothermal fluid circulation, which could be linked to anatectic meltings formed due to intense metamorphism that occurred during Transamazonian Cycle.

**Keywords.** Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, basement, Paleoproterozoic, black microcline, hydrothermal processes.

**Introducción.** Microclino, feldespató alcalino formador de una gran variedad de rocas, presenta una fórmula general:  $XZ_4O_8$ , donde X corresponde a Ba, Ca, K, Na, NH<sub>4</sub>, Sr y Z a Al, B y Si (Fleischer y Mandarino 1995). Típicamente presenta maclado en enrejado, clivaje perfecto según {001} en dos direcciones, muy bueno según {010} en dos direcciones y bueno según {110} en dos direcciones e intercrecimientos de albita exsuelta. Este mineral se presenta en diversas tonalidades claras tales como blanquecinas, amarillentas, rojizas, azuladas y grisáceas, mientras que los colores oscuros son poco frecuentes. En la presente contribución se realiza la primera mención de microclino negro identificado en vetas pegmatíticas del basamento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Los estudios realizados contribuyen a la caracterización mineraloquímica de este feldespató y sus implicancias genéticas, con énfasis en las causas que originaron su coloración anómala.

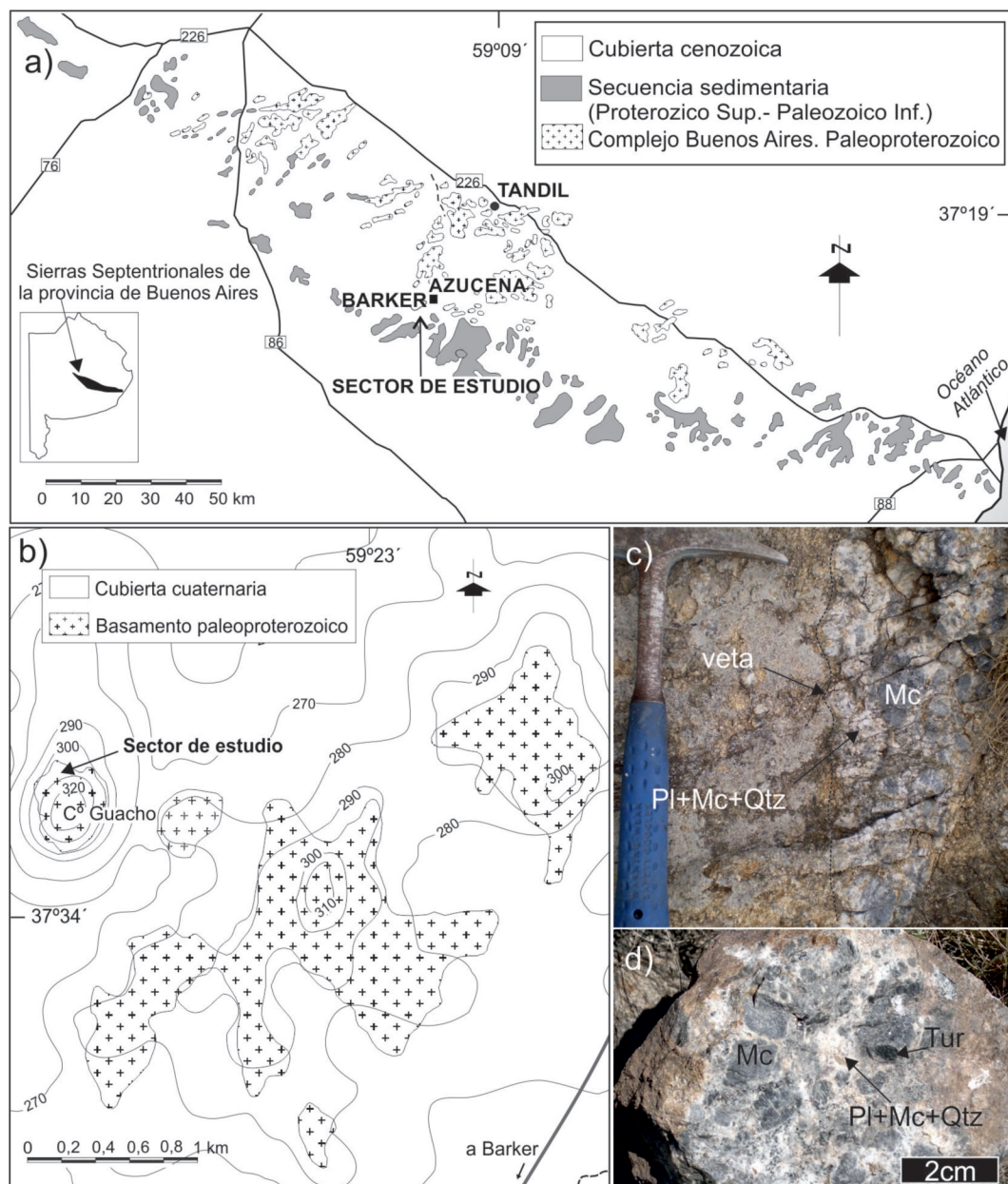
**Marco geológico.** El basamento cristalino de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires o Sistema de Tandilia (figura 1a), denominado Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975), corresponde a una típica asociación ígneo-metamórfica compuesta principalmente por gneises granítico-tonalíticos, migmatitas, anfibolitas y plutones graníticos y en menor proporción por mármoles, esquistos y diques de composición ácida y básica.

Su evolución tectonomagmática corresponde al Ciclo orogénico Transamazoniano que tuvo lugar entre los 2200-1800 Ma (Teruggi *et al.* 1973). Este

Ciclo, atribuido a un episodio de colisión continental (Cingolani y Dalla Salda 2000), generó deformación, metamorfismo y anatexis de las rocas corticales provocando el consecuente emplazamiento de cuerpos graníticos. Entre los 1800 y 1600 Ma aconteció un estadio de régimen distensivo post-colisional (Cingolani 2010).

La cobertura sedimentaria (figura 1a) está com-

puesta por dos sucesiones: una calcárea y silico-clástica contemporánea con el Ciclo Brasiliano que comprende el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez 1979 y Poiré 1987) y la Formación Cerro Negro (Iñiguez *et al.* 1989), y otra de composición silicoclástica que corresponde a la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez 1979) depositada durante el Paleozoico inferior (Ciclo Famatiniano).



**Figura 1. a)** Mapa geológico de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (simplificado de Dalla Salda *et al.* 2005), donde se destaca la ubicación del área de estudio. **b)** Detalle de la geología del área y ubicación del Cerro Guacho, modificado de Lajoine *et al.* (2013). **c)** Veta pegmatítica. **d)** Detalle de la mineralogía de las vetas. Abreviaturas minerales según Siivola y Schmid (2007).

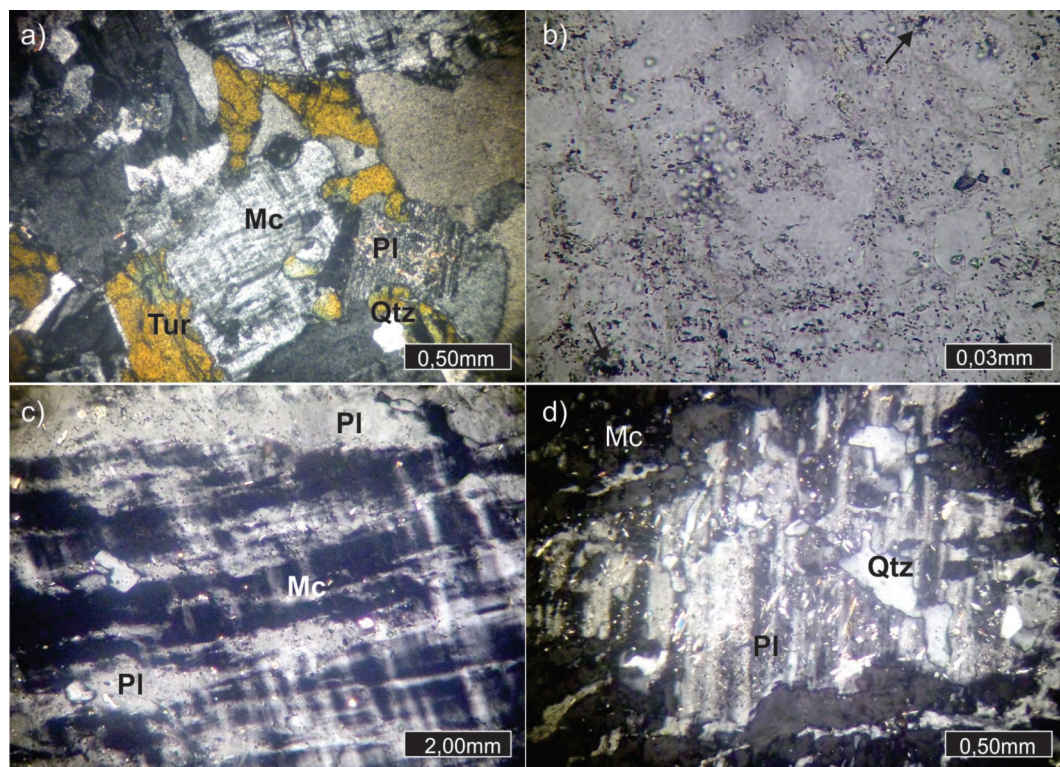


El área de estudio se ubica en el Cerro Guacho, emplazado entre las localidades de Barker y Azucena (figura 1b). En este sector el microclino negro integra vetas pegmatíticas de origen ígneo (figura 1c), en paragénesis con plagioclasa, cuarzo y turmalina de variedad chorlo (Lajoinie *et al.* 2013 y Lajoinie 2015), figura 1d.

**Metodología de trabajo.** Se realizaron estudios petrográficos, análisis por microsonda electrónica y microscopía electrónica de barrido (MEB) con difracción de electrones secundarios (EDS). El microanálisis se realizó en centro, bordes y perfiles de cristales, con dos microsondas electrónicas: una Cameca, modelo Camebax SX 100, en el laboratorio de microanálisis del Servicio de Ciencia y Técnica de la Universidad de Oviedo, España y otra marca JEOL, modelo Superprobe JXA-8230, en el Laboratorio de Análisis de Materiales por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba. Se usó aceleración de corriente 20 y 15 kV, respectivamente, intensidad de corriente entre 10 y 20 nA, diámetro de haz de electrones entre 1 y 2  $\mu\text{m}$  y estándares naturales convencionales. La microscopía electrónica de barrido se realizó con un

MEB (FEI Quanta 200) con filamento de tungsteno; se utilizaron electrones retrodispersados para la obtención de las micrografías. Para las determinaciones semi-cuantitativas EDS por microanálisis se utilizó un EDAX Detector Apollo 40 (LIMF-UNLP), a alto vacío.

**Resultados.** Los cristales de microclino presentan en muestra de mano color gris oscuro a negro y tamaños que oscilan entre 0,5 y 2 cm (figura 1d). Al microscopio, son subhedrales, con bordes irregulares, ocasionalmente reemplazados por plagioclasa y turmalina (figura 2a). Registran numerosas inclusiones sólidas, distribuidas casi uniformemente en todos los cristales (figura 2b). Poseen el típico maclado en enrejado, interrumpido por el desarrollo de pertitas “en llama” y “en bandas” de albita exsuelta (figura 2c). Algunas de estas bandas tienen buen desarrollo por lo que puede identificarse el maclado polisintético de plagioclasa y además la presencia de cristales de cuarzo que genera una textura mirmequítica (figura 2d). Algunos microclinos se encuentran englobando cristales más pequeños de plagioclasa y muscovita (textura poiquilítica).



**Figura 2.** Microclino: **a)** Con analizador, textura y mineralogía de la veta. **b)** Apariencia y distribución de las inclusiones de minerales opacos (sin analizador). **c)** Pertitas en «banda» y en «llama» (con analizador). **d)** Exsolución de plagioclasa en cristal de microclino con inclusiones de cuarzo mostrando una textura mirmequítica. Abreviaturas minerales según Siivola y Schmid (2007).

**Tabla 1.** Composición química promedio de los cristales de microclino, obtenida mediante microsonda electrónica.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{SrO}$  presentan valor igual a 0.

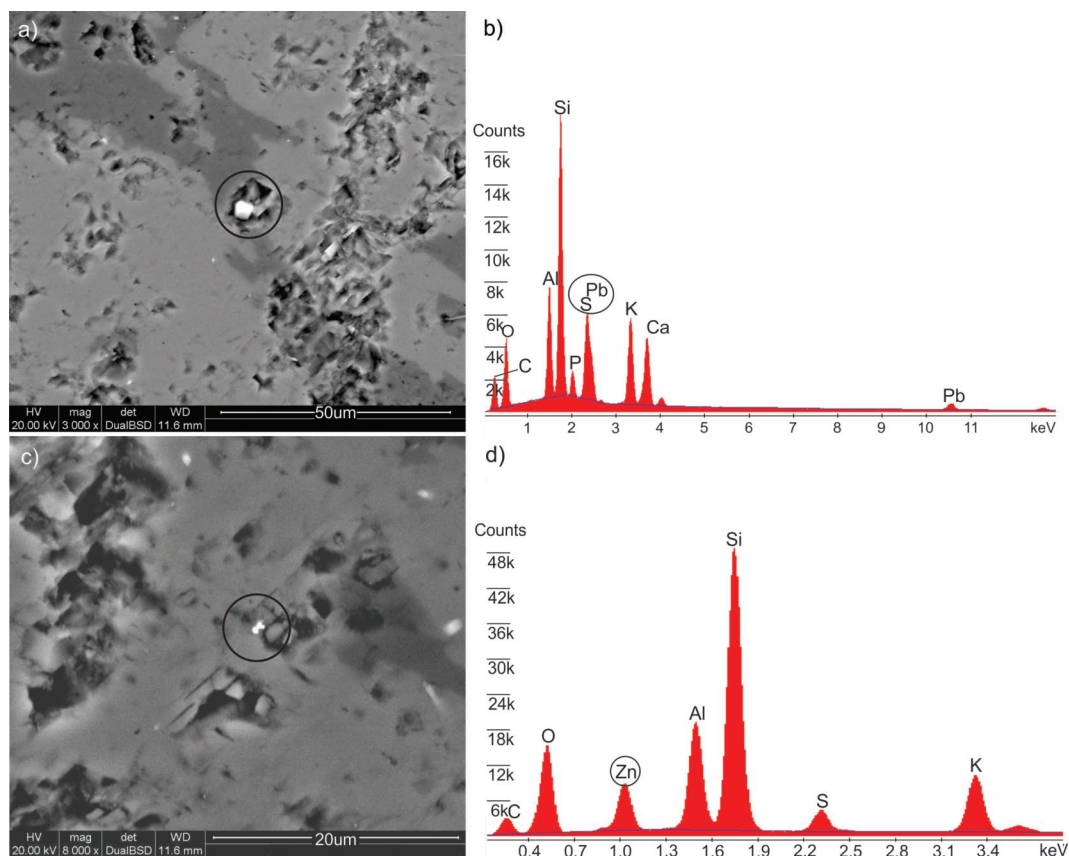
Óxido	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{BaO}$	$\text{P}_2\text{O}_5$
% promedio	65,05	19,09	0,01	0,00	0,02	15,21	0,36	0,14	0,13

Los valores composicionales promedio obtenidos por microsonda electrónica (Tabla 1) permitieron definir la siguiente fórmula química:  $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,01}\text{Ba}_{0,03}\text{K}_{0,94})\text{Al}_{0,69}\text{Si}_{3,31}\text{O}_8$ . Además, el análisis de los perfiles realizados en los cristales de microclino (no mostrados en el presente trabajo), permitió determinar una fluctuación en los contenidos de óxidos mayoritarios (como Na) y minoritarios y además correlacionar los mayores contenidos de Ca con los de  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Los estudios MEB posibilitaron la identificación de las inclusiones de nanocristales de PbS (galena, figuras 3a y b) y ZnS (esfalerita, figuras 3c y d). Los elementos constituyentes de estos minerales no pudieron ser determinados por microsonda electrónica debido a que el tamaño de los cristales es aproximadamente 2000 veces menor que la apertura

ra del haz del instrumento. En este sentido, la identificación de microcristales de fluorapatita mediante MEB permitió interpretar los resultados que habían sido previamente establecidos por microsonda electrónica. Otro mineral accesorio identificado fue baritina, cuyos cristales poseen dimensiones mayores, del orden de los 300 nm en promedio.

**Discusión.** La identificación de pertitas en los cristales de microclino es indicadora de procesos de desmezcla en estado sólido de feldespato potásico y albita, al dejar de ser miscibles por un descenso lento de la temperatura. Sin embargo, las pertitas de grano grueso (como en este caso), se formaron por alteración postmagmática, en la que la albita secundaria debió haber invadido al feldespato potásico por sus bordes en forma de "llamas"



**Figura 3.** Galena: **a)** micrografía de nanocristales y **b)** ajuste de la determinación de EDS. Esfalerita: **c)** micrografía de nanocristales y **d)** Gráfica de EDS.

o "bandas". Éstas son las denominadas pertitas de reemplazo o formadas por procesos de albitización, que pueden generarse sin cambios significativos en el quimismo del cristal en un sistema esencialmente cerrado, o bien por la circulación de fluidos en un sistema abierto (Castro Dorado 2015). De acuerdo al análisis de los datos químicos obtenidos de tres cristales de microclino y a la presencia de nanocristales de sulfuros de metales base puede interpretarse que estos se formaron a partir de la participación de pulsos de fluidos hidrotermales coloidales (de acuerdo al tamaño de los cristales) cuya naturaleza se encuentra aún en estudio. Sin embargo, cabe destacar que otros autores han mencionado evidencias de actividad hidrotermal en el basamento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Quartino y Villar Fabre 1967, Marchese y Di Paola 1975 y Dristas y Frisicale 1984), así como la presencia de manifestaciones metalíferas hidrotermales. Echeveste y Fernández (1994) determinaron una paragénesis integrada por sulfuros de Fe, Ni, Cu, Co asociados a óxidos de Fe-Ti, en diques básicos proterozoicos de la cantera San Luis, mientras que Coriale *et al.* (2011) identificaron también en el área de Tandil, sulfuros de Cu, Zn, Pb y Fe (calcopirita, esfalerita, galena y pirita) en vetillas de cuarzo y calcita.

Las inclusiones sólidas pueden otorgar coloraciones anómalas a los minerales. En este sentido, y dentro de las escasas citas existentes a nivel mundial de feldespatos oscuros, Cucurella *et al.* (2005) reportan la presencia de albitas negras en rocas volcánicas del distrito minero de Punitaqui (Chile). La coloración de estas plagioclasas es generada por la presencia de cristales micrométricos de magnetita que son atribuidos a la actividad hidrotermal existente en la zona y son considerados como un rasgo mineralógico de valor prospectivo.

**Conclusiones.** Las inclusiones de nanocristales de galena y esfalerita y de finas láminas de mica identificadas representan un rasgo particular en los cristales de microclino, que le otorgan la coloración gris oscura a negra.

La presencia de sulfuros de metales base en microclino es una nueva evidencia de actividad hidrotermal en este ámbito, que se suma a las reportadas por otros autores. Este proceso representaría un episodio póstumo del magmatismo que le sucedió al intenso metamorfismo acontecido en la región durante el Ciclo Transamazoniano. Este aporte contribuye al conocimiento de la evolución del basamento de la provincia de Buenos Aires.

**Agradecimientos.** La presente investigación fue financiada con subsidios de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA) y por la Universidad Nacional de La Plata (proyectos 11N-617 y 11N-716). Expresamos

nuestro agradecimiento al Dr. Julio Oyarzabal por la revisión del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. Paraninfo, Madrid. 253 pp.
- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata Craton: An overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H. 2000. Buenos Aires cratonic region. En: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, 139-146, Río de Janeiro.
- Coriale, N.G., de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Tessone, M.O., Etcheverry, R.O y Del Blanco, M.A. 2011. Manifestaciones hidrotermales metalíferas (Cu-Zn-Pb-Fe) en Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. XIX Congreso Geológico Argentino. Relatorio sesión S6, Neuquén.
- Cucurella, J., Oyarzún, J. y Pavicic, S. 2005. Hallazgo de albitas negras en andesitas basálticas porfíricas del distrito minero de Au-Cu-Hg de Punitaqui, Coquimbo, Chile. *Boletín Geológico y Minero* 116: 149-154.
- Dalla Salda, L.H. e Iñiguez, A.M. 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. XII Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 539-550, Neuquén.
- Dalla Salda, L.H., de Barrio, R.E., Echeveste, H. y Fernández, R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R., Caballé, M.F. y Llambías E.J. (Eds.), *Geología y Recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*. XXVI Congreso Geológico Argentino. Relatorio 32-50, La Plata.
- Dristas, J. y Frisicale, M. 1984. Estudio de los yacimientos de arcilla del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino. Actas 5: 507-521, San Carlos de Bariloche, Río Negro.
- Echeveste, H. y Fernández, R. 1994. Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos de las sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, Geología* 11: 99-118.
- Fleischer, M. y Mandarino, J. A. 1995. *Glossary of Mineral Species* 1995. The Mineralogical Record, Tucson.
- Iñiguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P.E. 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G y Spalletti, L.A.

- (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, 245-263, Tucumán.
- Lajoinie, M.F. 2015. Geología y geoquímica del skarn San Miguel, Sistema de Tandilla, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito 300), 300 p., La Plata.
- Lajoinie, M.F., Canafoglia, M.E., Lanfranchini, M.E. y Etcheverry, R.O. 2013. Estudio de turmalinas y su implicancia genética en cuerpos pegmatoides del cerro Guacho, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. XI Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas: 73-78, San Juan.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975. Miogeosinclinal Tandil. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30: 161-179.
- Poiré, D.G. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata (inédito 271), 271 p., La Plata.
- Quartino, B.J. y Villar Fabre, J.F. 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (Provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22: 223-251.
- Siivola, J. y Schmid, R. 2007. List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. [www.bgs.ac.uk/scmr/home.html](http://www.bgs.ac.uk/scmr/home.html).
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L.H. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. Anales de la Sociedad Científica Argentina 295: 81-94.



## MINERALOGÍA DE LOS RELLENOS VESICULARES DE LA SECUENCIA BASÁLTICA ENTRE BAJADA DEL DIABLO Y MARRA-CÓ, CHUBUT

Leal Pablo R.<sup>1,2</sup>; Remesal Marcela<sup>1,2</sup>; Salani Flavia M.<sup>1,2</sup>; Cordenons Pablo D.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, UBA.

<sup>2</sup> IGEBA, CONICET-UBA, ciudad de Buenos Aires.

**Resumen.** En este trabajo se describen las texturas y la mineralogía de la secuencia volcánica de edad eocena que aflora entre Bajada del Diablo y Marra-Có, Chubut. La misma se compone de basaltos alcalinos donde se reconocen tres niveles texturalmente distintos. Los niveles superiores se caracterizan por la presencia de minerales secundarios entre los que destacan amígdalas rellenas de ceolitas con un notorio predominio de agregados aciculares de natrolita. Esta especie representa no solo el último pulso de relleno sino también el más importante. El estado de alteración de los minerales primarios y la paragénesis secundaria que rellena a las cavidades de los basaltos evidencian el desarrollo de un proceso de alteración hidrotermal con temperaturas inferiores a los 100°C y baja actividad de SiO<sub>2</sub>.

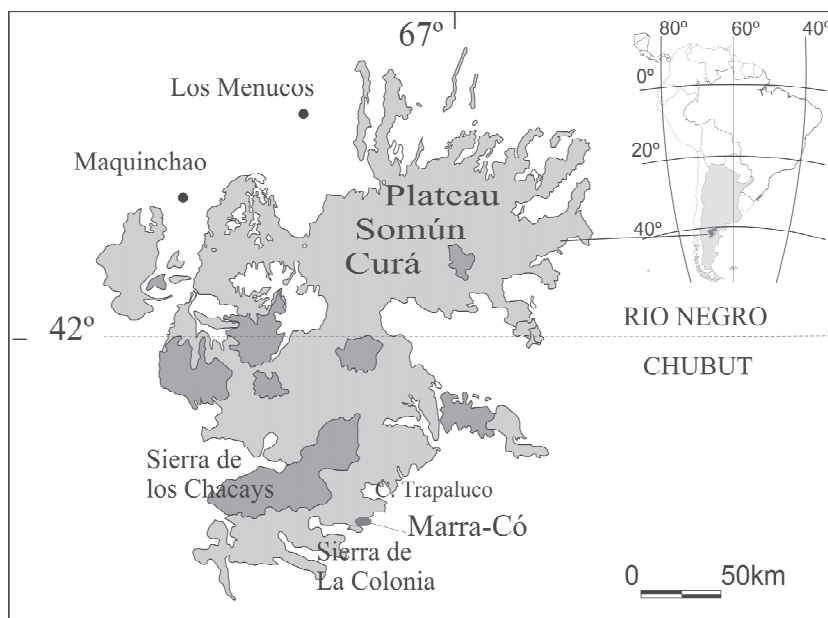
**Palabras Clave.** Bajada del Diablo, Marra-Có, Pilquiniyeu, natrolita.

**Abstract.** In this contribution we describe the textures and the mineralogy of eocene volcanic

sequences from Bajada del Diablo and Marra-Có, Chubut province. They are composed of alkali basalt with three different sections. The two upper ones are characterized by the occurrence of secondary minerals among which amygdules filled by fibrous aggregates of natrolite are the most common ones. This species not only represents the last mineral precipitation but also the most important one. The alteration assemblages of primary minerals as well as the secondary assemblages, that fill each basalts' cavities, suggest a very low-grade hydrothermal alteration with temperatures lower than 100°C and low silica activity.

**Keywords.** Bajada del Diablo, Marra-Có, Pilquiniyeu, natrolite.

**Introducción.** Los flujos lávicos, así como los lagos de lavas y las intrusiones poco profundas, suelen ser vesiculares. Bajo condiciones de baja presión y/o con altos contenidos de volátiles se puede producir una segregación física de la mezcla (fundido+cristales+gas) dando lugar a vesiculación. De acuerdo a la velocidad relativa de nucleación de burbujas y consecuente vesiculación del magma que cristaliza, ocurren distintas situaciones. Si la vesiculación comienza antes que la cristalización forme un entramado rígido, o bien el gas se incrementa rápidamente en relación al volumen de cristales, la fase gaseosa se expande rápidamente. Las cavidades de las vesículas pueden estar rellenas con el residuo magmático de la roca que cristaliza y en particular con la etapa de cristalización de la pasta.



**Figura 1.** Plateau de Somún Curá, la ubicación del perfil de Marra-Có está señalada con un punto rojo.

En este trabajo se estudia una secuencia de basaltos vesiculares y amigdaloides que afloran en el límite sur de la sierra de los Chacays ( $42^{\circ}51'50.00''\text{S}$ ;  $67^{\circ}26'6.60''\text{O}$ ), en el extremo sudoeste del Plateau de Somún Curá (figura 1). Se realiza la descripción morfológica y petrográfica de los flujos, se determinan las características del material de relleno de las vesículas y se proponen las posibles alternativas de formación.

**Metodología.** Los resultados mineralógicos y petrográficos en los que se basa el trabajo fueron obtenidos mediante técnicas estándares de las cuales sólo dos requieren especificaciones. El análisis por difracción de rayos X de polvo se realizó en dependencias del Instituto de Tecnología Minera (INTEMIN) utilizando un difractómetro Philips, modelo X'Pert MPD, con radiación de Cu-K $\alpha$ , a 40Kv/40mA, y colimadores de divergencia de  $1^{\circ}$ , de recepción de 0,1 mm y monocromador secundario de grafito. El patrón de difracción fue tomado para un rango de  $2\theta$  entre  $4^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  en pasos de  $0,01^{\circ}/7\text{s}$  utilizando un porta-muestra circular y giratorio, de fondo cero. El análisis de los datos se llevó a cabo a través del programa High Score Plus de Panalytical con la base de datos PDF del ICDD Año 2001.

Los análisis químicos se obtuvieron en el Centro de Microscopía Avanzada de la Universidad de Buenos Aires. Una vez metalizadas las muestras con oro se utilizó un microscopio Field Emission SEM (FE-SEM) (Zeiss-Supra 40) con un detector de EDS (energy dispersing spectroscopy) marca Oxford Instruments modelo Inca X-Sight. Este equipo es capaz de detectar concentraciones de hasta 0,1% de cada elemento con un volumen de interacción mínimo de  $1\text{ }\mu\text{m}^3$ . En cuanto a las condiciones analíticas, se utilizó un voltaje de aceleración de 20 kV y un haz de electrones de diámetro cercano a 1 nm.

**Antecedentes.** Existen pocas referencias geológicas a esta región. Las menciones más destacadas corresponden a las observaciones realizadas por Ardolino y Franchi (1996) en la Hoja Sierra de Apas, donde presentan una descripción general de la estratigrafía en la sierra de La Colonia y alrededores al sur de la sierra de Los Chacays.

**Descripción de la secuencia.** La secuencia analizada aflora desde Bajada del Diablo, en el entorno de la sierra de la Colonia, hasta el denominado Cañadón Trapaluco en una faja de rumbo SO-NE (figura 2a). Está integrada por flujos lávicos básicos alcalinos, intercalados con depósitos del Grupo Sarmiento, que descansan sobre pelitas verdosas de la Formación La Colonia, del Cretácico superior (Senoniano) y están cubiertos por depósitos pliocenos de la Formación Pampa Sastre.

La secuencia del Grupo Sarmiento en este sector fue detallada por Ardolino y Franchi (1996) en varios perfiles donde reconocieron bancos cho-

níticos, lapillíticos, tobáceos, ignimbríticos, así como niveles pelíticos, psammiticos y psefíticos con participación piroclástica. En el área de estudio, se encuentran tobas vítreas compuestas mayormente por trizas de pared de burbuja y en menor proporción pumíceas, fragmentos de cristales de plagioclase y escaso piroxeno. El grado de preservación de los feldespatos y la presencia de piroxeno podría estar indicando la proximidad del centro eruptivo y escaso retrabajo del depósito.

Dichos flujos lávicos básicos alcalinos se correlacionan con las efusiones del Basalto Pilquiniyeu de edad eocena que constituyen efusiones anteriores al emplazamiento del magmatismo que formó el Plateau de Somún Curá (figura 2a).

**Basalto Pilquiniyeu.** Integra el sector inferior del perfil descrito por Ardolino y Franchi (1996). El primer tramo (nivel M1), en contacto con depósitos del Grupo Sarmiento, es un basalto lajoso, de grano fino a medio. Luego de un tramo cubierto de 3 metros, aparece el segundo nivel M2, de 5 metros de espesor; es masivo con pequeñas amígdalas y grandes cristales de olivina. Dentro de este nivel masivo se pueden reconocer tres horizontes amigdaloides (figuras 2b y c), que en general promedian los 20 cm de espesor; conectados a canales verticales, algunos más delgados se curvan y en ocasiones se ramifican. Luego de un metro cubierto remata la secuencia un nivel superior de 2 metros de espesor (M3), con incipiente disyunción columnar y con lajosidad. El mismo se distingue por la presencia de venillas de color marrón.

En el faldeo se reconocen amígdalas y rellenos que aparecen sueltos por acción de la meteorización mecánica de los flujos, destacándose formas esféricas de varios centímetros (figuras 2d, e y f).

En cuanto a su petrografía dichos niveles se componen de rocas de grano medio con textura porfírica según olivina. Los cristales de olivina de mayor tamaño tienen evidencias de desequilibrio y son considerados xenocristales. Estos cristales tienen contornos corroídos y engolfados, extinción ondulosa y fracturas. Son ricos en inclusiones tanto fluidas (burbujas) como cristalinas (espinelos de color marrón y opacos, euhedrales). El principal mineral de alteración de la olivina es bowlingita que rellena sus fracturas. La olivina suele tener contornos marcados por crecimiento de clinopiroxeno castaño en continuidad óptica.

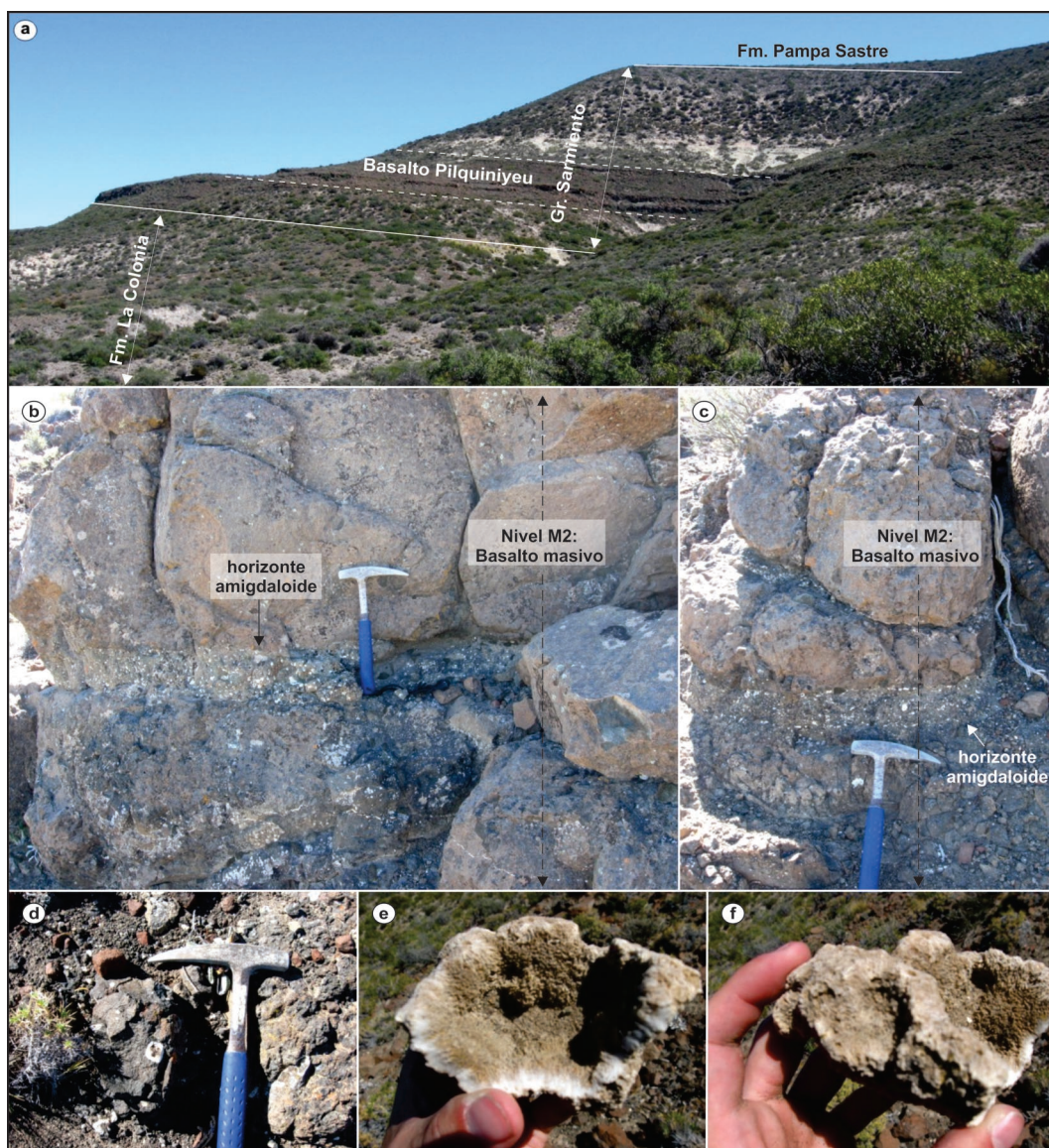
La pasta está integrada por plagioclase de mayor tamaño que los minerales máficos, está maclada y tiene evidencias texturales de alteración en ceolitas que se infiltran en fracturas. El clinopiroxeno es castaño hasta rosado, subordinado en tamaño y cantidad a la olivina y minerales opacos. Los minerales opacos tienen formas "robustas" euhedrales y de crecimiento esquelético. Hay una segunda generación de cristales de minerales opacos que tiene formas alargadas, aciculares que

cristalizan a partir de parches vítreos. Intersticialmente también cristalizan apatita, ceolitas y micas de fuerte coloración anaranjada.

De acuerdo a los datos preliminares estas rocas tienen bajo porcentaje de sílice (45%) y alto álcalis (>4%), clasificando entre basaltos alcalinos y basanitas.

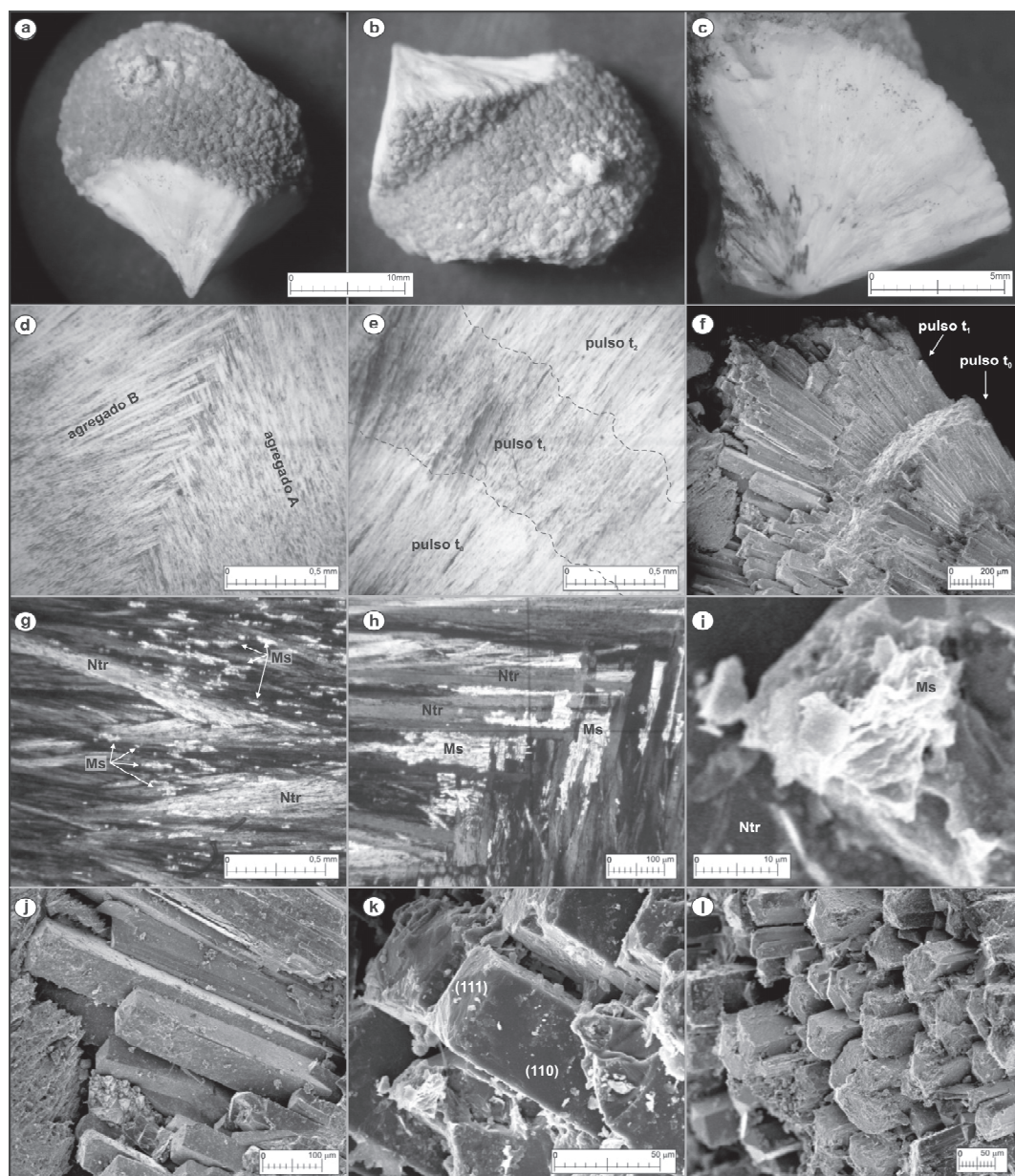
**Origen de la vesiculación.** El proceso involucrado en el emplazamiento de flujos de lava en

sectores de baja pendiente como el que caracteriza esta secuencia es la inflación. Los flujos inflados o de crecimiento endógeno, responden al continuo suministro de fundido en un flujo cuyo frente desarrolló una corteza que sirve de barrera. La despresurización por la apertura de canales en el frente de los lóbulos lleva a una inflación continua y también permite el desarrollo de los pulsos de vesiculación en la lava. Las primeras burbujas son atrapadas por la corteza en crecimiento para for-



**Figura 2.** a) vista de la secuencia de basaltos, en la barda entre Bajada del Diablo y Marra-Có. En la base afloran pelitas de la Formación La Colonia. Intercalados en los depósitos del Grupo Sarmiento, los flujos de lava del Basalto Pilquiniyeu; b,c) fotografías de detalle de niveles con burbujas de segregación que forman las amígdalas; d,e,f) muestras del faldeo donde se concentran los rellenos de amígdalas desagregados por acción de la meteorización mecánica.





**Figura 3.** a,b,c) fotografías bajo lupa de los agregados aciculares de ceolitas; d) fotografía bajo microscopía óptica donde se observa el intercrecimiento de agregados radiales; e) fotografía en la que se evidencia el crecimiento por pulsos; f) imagen de microscopía electrónica del mismo crecimiento por pulsos; g,h) fotografía bajo microscopía óptica donde se observan diminutas láminas entre los intersticios de los prismas aciculares de ceolitas; i) imagen de microscopía electrónica de dichos agregados laminares que se hallan en equilibrio con las ceolitas; j,k,l) imagen de microscopía electrónica que evidencian las formas cristalográficas que presentan los cristales de natrolita.

mar vesículas que definen la extensión de la corteza. Durante la etapa de estancamiento las burbujas remanentes ascienden favorecidas por su menor densidad formando canales verticales y expandiéndose como láminas o capas vesiculadas que al-

canzan la base de la corteza superior del flujo. Estas láminas y/o canales constituyen vesículas de segregación. De acuerdo a la estructura interna de un flujo inflado (Self *et al.* 1998) M1, 2 y 3 corresponderían a la zona basal, central y superior res-



pectivamente. Mientras la corteza superior tiene amígdalas aisladas, la zona central o núcleo es mayormente densa y presenta las típicas vesículas de segregación.

**Caracterización de las vesículas y sus rellenos.** En la secuencia basáltica estudiada se identificaron cavidades y vesículas de segregación rellenas. No obstante, las formas y los rellenos varían para cada uno de los niveles descriptos.

En la parte basal del flujo (M1) los rellenos aparecen en cavidades irregulares, con tres pulsos: arcilla (celadonita) + mica (pleocroica, láminas) + analcima.

En los niveles de segregación intermedios (M2) hay mayor cantidad de rellenos en: a- cavidades irregulares con analcima y ceolitas aciculares. b- Vesículas esféricas parcialmente rellenas con un primer pulso delgado de arcillas (celadonita?), ceolitas tabulares, en drusas, algo de carbonato en cristales pequeños o terroso.

Por último, en la zona superior del flujo (M3), las vesículas son más irregulares con pulsos de rellenos carbonáticos en cristales bien desarrol-

los y ceolitas aciculares que cierran completamente la cavidad.

Dada la notoria abundancia de dichos agregados de ceolitas aciculares, en los niveles M2 y M3, se realizó un estudio mineralógico orientado a la identificación de la especie para obtener mayores precisiones respecto de las condiciones de formación y determinar su potencial como recurso no renovable. En todos los casos las cavidades mayores se encuentran rellenas por un agregado radial de color blanco formado por cristales incoloros de hábito fibroso (figuras 3a-c). Estos agregados alcanzan diámetros mayores a un centímetro y, en algunos casos, presentan su superficie teñida de tonalidades anaranjadas. Los cristales que componen a los agregados se agrupan en forma de racimos radiales que se superponen unos respecto de otros (figuras 3b, d). Las secciones transversales de estos agregados radiales prueban el crecimiento en pulsos puesto que los prismas alcanzan largos de aproximadamente un milímetro y luego de un hiato son seguidos por una nueva generación de individuos que crecen sobre la superficie que generan los extremos de sus antecesores (figuras 3e, f).

**Tabla 1.** Análisis de fluorescencia de rayos X sobre cuatro cristales analizados.

Mineral	Natrolita				Micas + Natrolita
Muestra	TH100C	TH100D	RAIC	R5	TH100B
O	55,0	49,8	59,1	62,3	57,7
Si	20,8	25,1	17,4	14,8	20,0
Al	12,5	14,8	11,8	10,4	10,8
Fe	n.d.	n.d.	nd	nd	1,31
Mg	n.d.	n.d.	nd	nd	1,51
Ca	n.d.	n.d.	0,2	nd	0,6
Na	11,7	10,3	11,6	12,4	7,9
K	n.d.	n.d.	nd	nd	0,2
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<b>80 O</b>					
Si	24,4	25,2	23,0	22,2	
Al	15,2	15,5	16,2	16,2	
Fe	0,0	0,0	0,0	0,0	
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	
Ca	0,0	0,0	0,2	0,0	
Na	16,8	12,7	18,7	22,7	
Si/Al=	1,6	1,6	1,4	1,4	
*E%=	-9,5	22,2	-15,2	-28,6	
**Tsi=	0,62	0,62	0,59	0,58	

$$*E\% = ((Al+Fe)-(Li+Na+K)-2(Mg+Ca+Sr+Ba))$$

$$/((Li+Na+K)+2(Mg+Ca+Sr+Ba)) \times 100 \text{ según Gottardi y Galli (1985).}$$

$$**Tsi = Si/(Si+Al)$$

Muestra analizada			Alberti et al. (1982)	
Posición	Espaciado	Int. Relat.	Espaciado	Int. Relat.
[°2θ]	"d" [Å]	[%]	"d" [Å]	[%]
13,6517	6,48117	55,59	6,53	74
<b>15,1414</b>	<b>5,84668</b>	<b>89,86</b>	<b>5,88</b>	<b>36</b>
19,1602	4,62848	27,40	4,66	35
19,4607	4,55767	20,37	4,59	30
			4,39	58
<b>20,3954</b>	<b>4,35087</b>	<b>82,24</b>	<b>4,35</b>	<b>70</b>
21,5183	4,12629	35,33	4,15	42
21,7257	4,08736	25,01	4,11	37
24,5805	3,61873	1,78	3,622	2
27,4026	3,25212	4,93	3,261	12
28,0348	3,18021	46,75	3,192	42
28,3476	3,14583	50,60	3,151	52
28,8421	3,09300	36,70	3,098	29
30,4624	2,93208	46,89	2,939	36
30,9017	2,89138	6,36	2,897	9
<b>31,3349</b>	<b>2,85239</b>	<b>100,00</b>	<b>2,863</b>	<b>80</b>
<b>31,5300</b>	<b>2,83519</b>	<b>81,51</b>	<b>2,844</b>	<b>74</b>
34,9149	2,56768	20,77	2,582	43
			2,570	71
			2,552	16
36,8529	2,43699	18,05	2,448	88
37,3381	2,40642	15,75	2,410	86
			2,331	15
38,8706	2,31500	11,27	2,318	37
39,3872	2,28582	3,28	2,288	18
39,5162	2,27866	3,73	2,260	36
39,9726	2,25368	7,01	2,239	7
40,3190	2,23512	3,87	2,222	7
41,2174	2,18845	14,15	2,194	58
<b>41,5292</b>	<b>2,17274</b>	<b>18,04</b>	<b>2,177</b>	<b>100</b>
43,6874	2,07027	0,86	2,076	11
44,1050	2,05163	5,58	2,053	27
44,2287	2,04618	4,56		
44,5967	2,03015	0,38		
44,7023	2,02560	0,44		
44,9513	2,01496	0,73		
46,3478	1,95744	4,73		
47,0056	1,93157	0,91	1,933	23
48,0014	1,89380	0,27	1,883	21
48,5303	1,87439	8,80		
49,2855	1,84742	1,20		
50,0735	1,82018	5,82		
50,6242	1,80166	15,86		
50,9224	1,79181	11,75		
52,1729	1,75177	4,89		
52,6090	1,73827	4,16		
53,1776	1,72101	8,90		
53,8160	1,70210	5,98		
54,6174	1,67900	3,39		
55,8298	1,64538	5,67		
56,3972	1,63016	6,49		
56,8151	1,61916	7,05		
57,3330	1,60576	5,84		
57,6710	1,59715	4,87		
58,6670	1,57238	3,45		
60,4994	1,52907	6,04		
60,5561	1,52777	5,99		
61,3232	1,51049	1,09		
61,8757	1,49832	0,72		
62,4208	1,48654	0,82		
63,2875	1,46825	2,82		
63,6511	1,46074	10,09		
64,2473	1,44862	1,89		
64,9832	1,43398	1,58		
65,9360	1,41555	3,39		
67,5314	1,38593	5,52		
67,7704	1,38163	5,45		
68,5016	1,36865	1,10		

**Tabla 2 (izq.).** Patrón de difracción de rayos X obtenido sobre un concentrado de ceolitas. Las columnas de la derecha muestran el patrón de natrolita.

Las observaciones ópticas a distintas escalas dan prueba suficiente de que los cristales de natrolita solo se hallan en equilibrio con agregados microscópicos de minerales laminares que destacan por su birrefringencia de segundo orden. Los mismos se hospedan entre los intersticios de los cristales prismáticos y no superan los 60 mm razón por la cual solo se observan mediante el uso de microscopía óptica (figura 3g, h) o microscopía electrónica de barrido (figura 3i). Su hábito laminar y las propiedades ópticas sugieren que se componen de paquetes de micas que solo representan una fase minoritaria y de cristalización esporádica respecto del período de formación de la ceolita.

Los cristales de ceolitas poseen formas prismáticas pseudotetraedrales cuyos extremos se cierran mediante bipirámides (figura 3j). Esta morfología corresponde a las combinación de las formas {110} y {111} respectivamente que resultan las más frecuentes en los cristales de natrolita (Gottardi y Galli 1985) (figura 3k, l). En ninguno de los ejemplares observados se encontraron los pinacoides {100} y {010} u otras de las formas menos comunes. En cuanto a sus propiedades ópticas los agregados observados evidencian birrefringencia gris de primer orden, extinciones rectas, relieve bajo y elongación positiva; características todas que se condicionan con las propiedades de la mencionada ceolita.

Para determinar la composición química de los cristales de ceolitas se realizaron análisis mediante fluorescencia de rayos X. Los resultados evidencian que las mismas corresponden al grupo de las ceolitas sódicas cuya fórmula unidad contiene 80 átomos de oxígenos (Tabla 1). El balance de masas que resulta sobre la base de dicha cantidad de oxígenos por fórmula unidad coincide con la composición de la natrolita, la tetranatrolita o la paranatrolita que pertenecen al grupo de las ceolitas fibrosas de la clasificación de Gottardi y Galli (1985). El elevado error (E%) propuesto por Gottardi y Galli (1985) para estimar la exactitud del análisis (Tabla 1) se adjudica a la baja precisión en la determinación de elementos livianos como el Na del instrumental empleado. No obstante, la presencia de dicho catión como único elemento estructural sustenta la composición determinada.

Cabe destacar que los análisis debieron realizarse en áreas muy pequeñas para evitar la fluorescencia de pequeños cristales de hábito laminar que ocupan los intersticios de los cristales (figura 3.i). El análisis TH100B (Tabla 1) fue realizado *ex profeso* sobre la cara de un cristal de ceolita con varios agregados laminares sobre la misma (figura 3.i). El espectro obtenido evidencia la presencia de K, Mg, Fe, Cl y C, además de los cationes propios de las ceolitas, lo cual se condice con las pequeñas láminas de micas observadas mediante microscopía óptica.

Para descartar cualquier duda, se realizó también un concentrado bajo lupa binocular de agregados tan puros como la escala de observación lo permitió para obtener el patrón de difracción de sus cristales. La tabla 2 detalla las intensidades (I) que corresponden a cada espaciado cristalino (d) en comparación con el patrón obtenido por Alberti *et al.* (1982). El espectro de difracción permite confirmar la presencia de natrolita como especie predominante. Las sutiles diferencias entre el patrón obtenido y los antecedentes de la misma especie pueden ser consecuencia de variaciones en el contenido de agua y/o de la temperatura de formación (Wang y Bish 2008).

**Discusiones y Conclusiones.** La secuencia basáltica del sector de Marra-Có es interpretada como flujos basálticos inflados en los cuales se destaca la abundancia de vesículas de segregación, que se distribuyen principalmente como horizontes o canales con importante continuidad lateral y ramificaciones. Estos horizontes, de 15 a 20cm de espesor, constituyeron las vías principales de circulación de soluciones hidrotermales que precipitaron allí silicatos y carbonatos. Entre los primeros destacan las ceolitas aciculares que se encuentran en equilibrio con celadonita en la parte más interna de las vesículas, analcima y a veces micas. Estos agregados radiales de ceolitas fibrosas se componen exclusivamente de natrolita que representa a la especie de mayor abundancia en las cavidades. La natrolita pertenece al grupo de las ceolitas fibrosas que se caracterizan por su estructura en cadena y por la baja relación Si/Al (Gottardi y Galli, 1985). Este grupo de ceolitas es característico del relleno de cavidades de basaltos que han experimentado procesos de alteración (Gottardi y Galli, 1985; Alt 1999; Chipera y Apps

2001; Deer *et al.* 2004). El proceso que intervino en el área de estudio debió ser recurrente dada la presencia de varios pulsos de crecimiento en los agregados. La paragénesis encontrada sugiere un metamorfismo hidrotermal de muy bajo grado con temperaturas inferiores a los 100°C (Alt 1999; Chipera y Apps 2001). Esta paragénesis evidencia fluidos con baja actividad de sílice, lo cual también se condice con la ausencia de polimorfos del grupo de la sílice (Chipera y Apps 2001).

**Agradecimientos.** Esta contribución se realizó en el marco de los proyectos UBACyT 2002 0130 1006 50BA y 2002 0120 2000 89. Se agradece al Sr. Eduardo Llambias por la confección de los cortes petrográficos y al Lic. Guillermo Cozzi por la realización e interpretación de los estudios de DRX.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Alberti, A., Pongiluppi, D. y Vezzalini, G. 1982. The crystal chemistry of natrolite, mesolite and scolecite. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 143 (3): 231-248.
- Ardolino, A.A. y Franchi, M. 1996. Hoja Geológica 4366-1. Telsen. Boletín 215. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación 110 p., Buenos Aires.
- Chipera, S.J. y Apps, J.A. 2001. Geochemical Stability of Natural Zeolites. In *Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* V45. Edts Bish D.L. y Ming D.W. 117-161.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J., y Wise, W. 2004. *Rock Forming Minerals. Vol. 4B. Framework Silicates.* The Geological Society. 2º Edición. Londres. Gran Bretaña. 982p.
- Alt, J.C. 1999. Very low-grade hydrothermal metamorphism of Basic igneous rocks. En. *Low-Grade Metamorphism.* Edts. Frey M. y Robinson D. 4: 169-201.
- Gottardi, G. y Galli, E. 1985. *Natural zeolites.* Springer Verlag. Berlín. 409p.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Self, S., Keszthelyi, L. y Thordarson, Th. 1998. The importance of pāhoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sciences* 26:81-110.
- Wang, Hsiu-Wen y Bish, D.L. 2008. A  $P_{H_2O}$ -dependent structural phase transition in the zeolite natrolite. *American Mineralogist* 93: 1191-1194.

# ACTINOLITA DE MORFOLOGÍA ASBESTIFORME EN CARBONATOS DE LA QUEBRADA DEL GATO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Lescano L.<sup>1,2</sup>, Locati F.<sup>3</sup>, Sfragulla J.<sup>4</sup>, Marfil S.<sup>1,2</sup>, Bonalumi A.<sup>4</sup>, Maiza P.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geología, UNS. San Juan 670. Bahía Blanca.

<sup>2</sup> CIC de la Prov. de Bs. As.

<sup>3</sup> CICTERRA (CONICET – UNC). Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba.

<sup>4</sup> Sec. de Minería, Prov. de Córdoba – FCEFYN (UNC). Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba.

**Abstract.** “Asbestiform actinolite in carbonates in Quebrada del Gato, province of San Juan”. This work report the presence of fibrous amphiboles as impurities in carbonates in Quebrada del Gato, Sierra de Pie de Palo province of San Juan. The fibres were analysed by optical microscopy, SEM-EDS, XRD and electronic microprobe identifying asbestiform actinolite.

**Keywords.** Asbestos, carbonatic rocks, actinolite, Sierra de Pie de Palo.

El Complejo Pie de Palo (Proterozoico medio) abarca la mayor parte del basamento cristalino de las Sierras de Pie de Palo, los cerros Barboza y Valdivia (San Juan). En su litología participan gneises y esquistos que incluyen fajas de rocas máficas y ultramáficas metamorizadas en facies de esquistos verdes a anfíbolita, dando lugar a serpentinitas, metagabros, metadioritas, anfíbolitas y variedades de esquistos máficos, siendo los más comunes los anfíbólicos, talco-cloríticos y cloríticos (Ramos *et al.* 2000).

El área de estudio se localiza ~45 kilómetros al noreste de la ciudad de San Juan en el margen occidental de la Sierra de Pie de Palo, específicamente en la Quebrada del Gato (Figura 1a) en cercanías a la mina de talco Don León, donde se reconocen halos de alteración con sectores ricos en talco, clorita y carbonatos (Figura 1b), producto de la actividad hidrotermal que afectó las rocas del sector (Castro de Machuca 1981).

Butchkowsky *et al.* (1963), caracterizan un asbesto de la Quebrada del Gato, calificándolo como actinolita, sin embargo su asociación mineral no es establecida al tratarse de una muestra de museo ni tampoco se dan precisiones sobre su morfología y relaciones genéticas. En el presente resumen se informa sobre la presencia de anfíboles de morfología asbestiforme presentes como inclusiones en carbonatos asociados a una mena de talco en la Quebrada del Gato, Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan.

El término asbesto incluye a un grupo de silicatos de magnesio hidratados, fibrosos y con propiedades tales como resistencia química, eléctrica y térmica. En general, se consideran nocivos cuando su longitud es >5  $\mu\text{m}$ , su diámetro <3  $\mu\text{m}$  y la relación largo/diámetro (l/d) >3 (OSHA 1992). Su peligrosidad ha sido motivo de la prohibición a nivel nacional (Rodríguez 2004), en consonancia con otros países del mundo.

Las muestras se estudiaron por microscopía óptica (Olympus trinocular B2-UMA), difracción de rayos X (DRX, Rigaku D-Max III – C, rad. Cu K $\alpha$ , 35 Kv y 15 mA) y microanálisis por sonda de electrones (EPMA, JEOL JXA 8230, 15 kV y 10 nA).

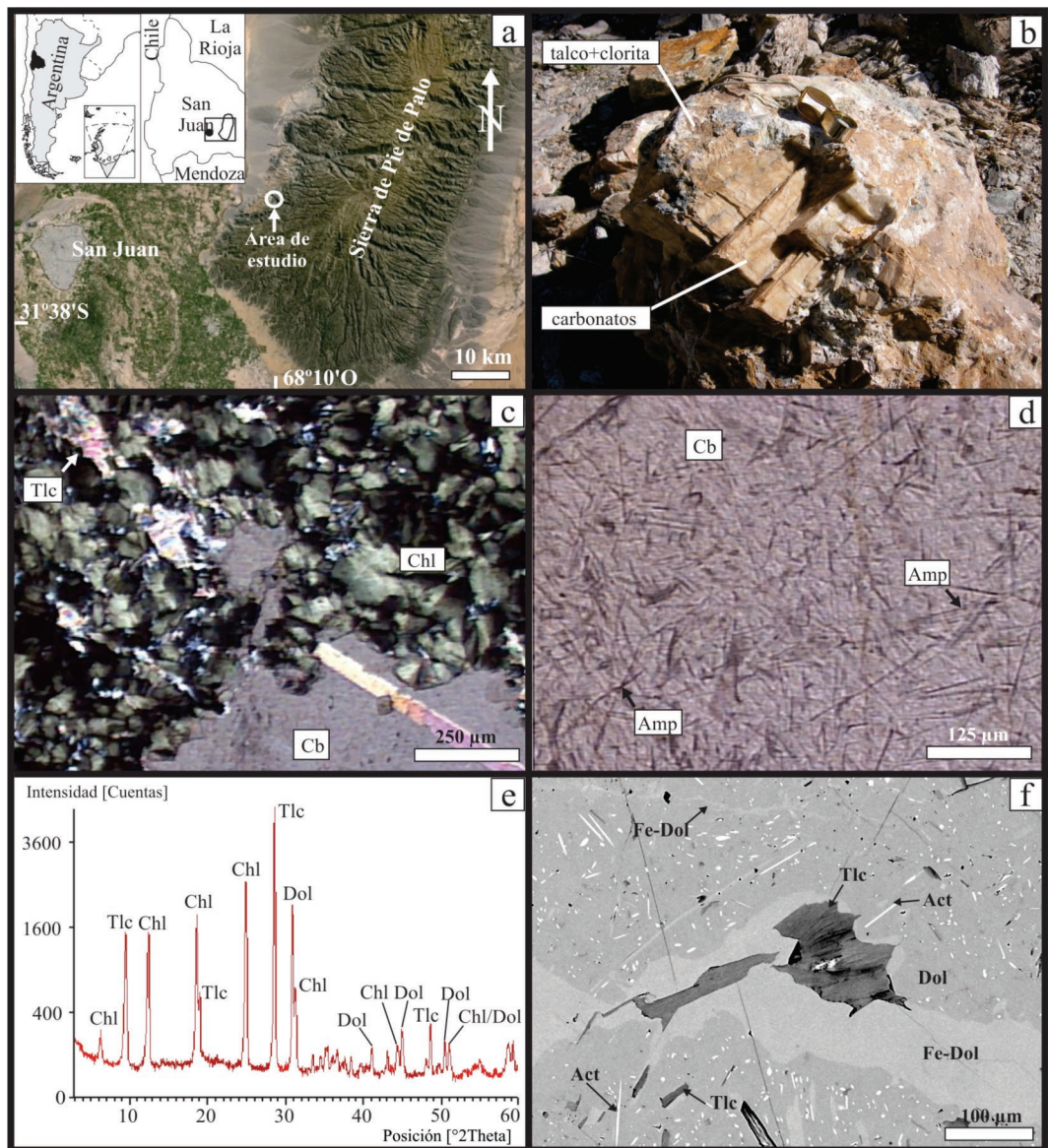
A nivel microscópico se observan zonas ricas en talco de grano muy fino (<30  $\mu\text{m}$ ), intercrecido con láminas de clorita (30-150  $\mu\text{m}$ ), asociadas a minerales opacos y carbonatos (Figura 1c). Dentro de estos últimos, se reconocieron cristales aciculares y fibrosos de anfíboles, con una relación l/d superior a 100 (Figura 1d) y cristales laminares de talco. Por DRX (Figura 1e) se identificó dolomita, clorita y talco, mientras que el anfíbol no fue detectado por su baja concentración.

A partir de la química mineral se determinó que el carbonato corresponde a una dolomita con 1,8% de FeO<sub>t</sub> y 0,5% de MnO. El talco posee 2,15-2,9% de FeO<sub>t</sub> y 0,1-0,2% de NiO. La clorita se determinó como un clinocloro (Zane and Weiss 1998) con 8,1-8,7% de FeO<sub>t</sub>, 0,4-1,7% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y 0,2% de NiO. Bordeando los cristales de talco incluidos en la dolomita y en las venillas de este mineral (Figura 1f), la dolomita es más rica en FeO<sub>t</sub> (3%) y MnO (0,6-0,8%). Las fibras de anfíboles incluidos en la dolomita se clasifican, según Locock (2014), como actinolita [(K<sub>0,015</sub> Na<sub>0,006</sub>) (Ca<sub>1,868</sub> Fe<sup>2+</sup><sub>0,077</sub> Na<sub>0,055</sub>) (Mg<sub>4,366</sub> Fe<sup>2+</sup><sub>0,528</sub> Al<sup>VI</sup><sub>0,05</sub> Ti<sub>0,027</sub> Fe<sup>3+</sup><sub>0,019</sub> Zn<sub>0,01</sub>) (Si<sub>7,911</sub> Al<sup>IV</sup><sub>0,089</sub>) O<sub>22</sub> (OH)<sub>2</sub>]. Mediante imágenes de electrones retrodispersados se determinaron diámetros d” 1-3  $\mu\text{m}$  y largos que pueden llegar a 200  $\mu\text{m}$ . Como minerales accesorios se reconoció cromita, ilmenita y sulfuros (Fe y Fe+Ni).

Estos halos de alteración se habrían producido por soluciones hidrotermales las que al interactuar con la caja serpentinizada, formarían actinolita y luego talco, clorita y dolomita (Castro de Machuca 1981). Los contenidos de Cr y Ni detectados son consistentes con la alteración de rocas ultramáficas (El-Sharkawy 2000).

El reconocimiento de actinolita asbestiforme incluida en dolomita y asociada a menas de talco, representa un dato de importancia para futuras explotaciones, ya que la manipulación de estos minerales se encuentra prohibida debido a su alta peligrosidad.





**Figura 1. a)** Área de estudio. **b)** Zona de alteración. **c)** Fotomicrografía de la zona de alteración. **d)** Fotomicrografía del carbonato con inclusiones de fibras de anfíbol. **e)** Difractograma de los minerales principales de la zona de alteración. **f)** Imagen de electrones retrodispersados de las inclusiones dentro de la dolomita. Cb: carbonato, Amp: anfíbol, Chl: clorita, Tlc: talco, Act: actinolita, Dol: dolomita, Fe-Dol: Fe-dolomita.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Butchkowsky, R., Ruhstaller, R., y Rivas, S. 1963. Un amianto de la quebrada del gato, Angaco (Prov. de San Juan). *Rev. de la Asoc. Geol. Argentina* 18 (3-4):164-175.
- Castro de Machuca, B. 1981. Génesis de la mina de talco "Don León", sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. En: VIII Congr. Geol. Argentino, San Luis, IV: 535-555.
- El-Sharkawy, M. 2000. Talc mineralization of ultra-mafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. *Mineralium Deposita* 35: 346-363.
- Locock A. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences* 62: 1-11.

- OSHA 1992. Occupational exposure to asbestos, tremolite, anthophyllite and actinolite. US Dep. of Labor, Occup. Safety and Health Adm., Federal Register 57: 24310-24331.
- Ramos, V., Escayola, M., Mutti, D. y Vujovich, G. 2000. Proterozoic-Early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. En: Dilek, Y., Moores, E., Elthon, D., Nicholas, A. (eds) Ophiolitic and Oceanic Crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Geol Soc of Am Special Paper 349: 331-349.
- Rodriguez, E. 2004. Asbestos banned in Argentina. Int J Occ Env Health 10: 202-208.
- Zane, A. y Weiss Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. Rend Fis Acc Lincei 9, 51-56.

## RECONSTRUCCIÓN DE LA GEOLOGÍA DEL SECTOR DUMBO, MINA GUANACO (CHILE) MEDIANTE MODELADO TRIDIMENSIONAL CON LEAPFROG GEO 3D

López Luciano; Galina Matías; Páez Gerardo N.; Jovic Sebastián; Permuy Vidal Conrado; Guido Diego M.

INREMI, CONICET, FCNyM-UNLP, Calle 64 Nro 3, La Plata (1900), Argentina.

**Resumen.** El yacimiento de oro de la mina Guanaco ubicado en la Segunda Región de Chile es un depósito epitermal de alta sulfuración, caracterizado por la presencia de un sistema de "ledges" sub-paralelos que se disponen en trenes estructurales ENE-OSO. La mineralización está contenida en rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Paleocena. El objetivo del trabajo consistió en generar una reconstrucción de la litología y de las mineralizaciones en un modelo tridimensional del sector Dumbo, donde se incluye la geología previa a la explotación del yacimiento mediante un open-pit de aproximadamente 500 m de diámetro. El modelado se construyó sobre la base de la información contenida en los logueos de la empresa y se controló con revisión de los testigos de las perforaciones a partir de secciones transversales a las estructuras separadas 50 m. El modelado geológico permitió obtener sólidos de cada una de las litologías, las alteraciones y las estructuras mineralizadas presentes en el sector Dumbo. Asimismo se elaboraron superficies de isoconcentraciones de oro del momento previo a la explotación. El modelado tridimensional puede constituirse como una poderosa herramienta para evaluar la geología y mineralizaciones no solo en proyectos de exploración avanzados sino en minas que están productivas o que ya han dejado de serlo.

**Palabras clave.** Epitermal, alta sulfuración, Modelado 3D.

**Abstract.** "Reconstructing the geology of Dumbo Sector, Guanaco Mine, (Chile) with a geological model in Leapfrog Geo 3D". The Guanaco mine is a gold ore located in the Chilean second region. Guanaco is a high sulfidation epithermal deposit, with sub-parallel ledges arranged in an ENE-OSO structural trend. The mineralization is hosted in volcanic and volcanoclastic Paleocene rocks. The aim of this contribution was to reconstruct the Dumbo sector lithology and mineralization with a three dimensional model. This model includes the geology of the deposit, previous to the mining operations. The Dumbo sector was mined by a 500 m diameter open-pit. The model was constructed using the log records provided by the actual owner company, and it was controlled by re-logging of

cutting in transversal cross-sections to the mineralized structures with 50 m spacing. Geological modeling allowed obtaining solids for each lithology, alteration and ledges in the Dumbo sector. Additionally, iso-surfaces of gold were interpolated, reconstructing the Au concentrations before mining operations took place. Geological modelling proves to be a very powerful tool to evaluate the geology and mineralization of an ore deposit, not only in advanced exploration projects but also in productive or in inactive mines.

**Keywords.** Epithermal, high sulfidation, 3D modelling.

**Introducción.** Para el estudio de la distribución espacial de los depósitos minerales, tradicionalmente se contaba con mapas (vista en planta) y una serie de secciones transversales (perfiles) para visualizar e interpretar el comportamiento de parámetros relevantes en profundidad (morfología y extensión de la mineralización, litología, alteración, anomalías geoquímicas, anomalías geofísicas, etc.). Sin embargo, en los últimos años, el advenimiento de programas ("software") específicos para la visualización y edición en tres dimensiones ha modificado sustancialmente la comprensión de los procesos y productos geológicos permitiendo la generación de modelos más complejos, dando lugar a un acercamiento más realista del comportamiento geológico de los depósitos minerales.

La empresa Austral Gold adquirió la propiedad de la mina Guanaco en el año 2007. Por entonces, el rajo Dumbo, el sector con mayores concentraciones de oro de la mina, ya había sido explotado mediante un "open-pit" de 500 m de diámetro. En el presente trabajo se aborda la metodología que permitió reconstruir tridimensionalmente la geología y mineralización del rajo Dumbo.

El yacimiento Guanaco es un depósito epitermal de alta sulfuración (Puig *et al.* 1988; Guido *et al.*, 2014) que se ubica en la Segunda Región de Chile, entre los 25°- 25°19' S y 69°23'- 69°42'O, a unos 2.700 m de altura (figura 1). El depósito fue descubierto en 1878 y ha tenido una producción total mínima documentada de 1,26 millones de onzas de oro hasta la fecha, pero se estima que en el depósito han sido extraídas aproximadamente un total de 2,59 millones de onzas de oro (Galina *et al.* 2014). La geología del distrito puede resumirse en tres importantes ciclos volcánicos separados por discordancias de carácter regional (figura 1): 1) la Formación Augusta Victoria (Cretácico Superior; García, 1967), 2) la Formación Chile-Alemania (Paleoceno Inferior - Eoceno Inferior; Chong, 1973), y 3) los Basaltos de Catalina (Eoceno Superior; Espinoza *et al.*, 2011). Los principales cuerpos mineralizados de la mina Guanaco se encuentran alojados en las unidades correspondientes a la Formación Chile-Alemania, constituida por productos volcáni-



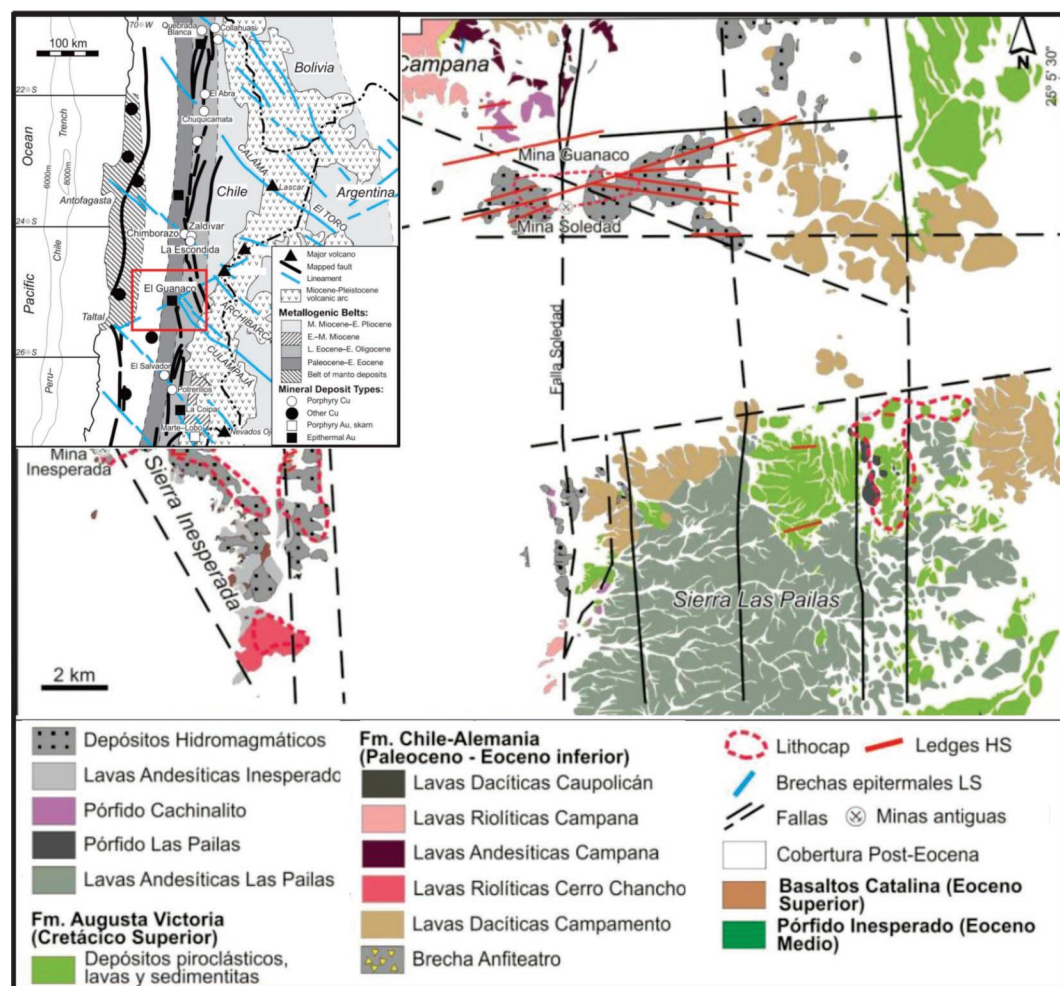
cos representados por campos de lavas, sucesiones de rocas piroclásticas y complejos de domos y coladas dómicas, originados a partir de diversos aparatos volcánicos, y superpuestos en el tiempo y espacio (Permuy Vidal *et al.*, 2015; Páez *et al.*, 2015).

Actualmente Guanaco representa un depósito de 5 g/t Au de ley promedio, cuya metalurgia se ve favorecida por la oxidación de la mena. La mineralización está caracterizada por la presencia de un sistema de *ledges* sub-paralelos, formados por *vuggy silica* y en menor medida vetas de cuarzo y enargita, ubicados en trenes estructurales con orientación general ENE-OSO (Jovic *et al.*, 2015).

**Metodología.** El distrito minero Guanaco cuenta con un total de 1966 perforaciones, de las cuales 320 corresponden al rajo Dumbo. La gran mayoría de las perforaciones fueron realizadas con aire re-

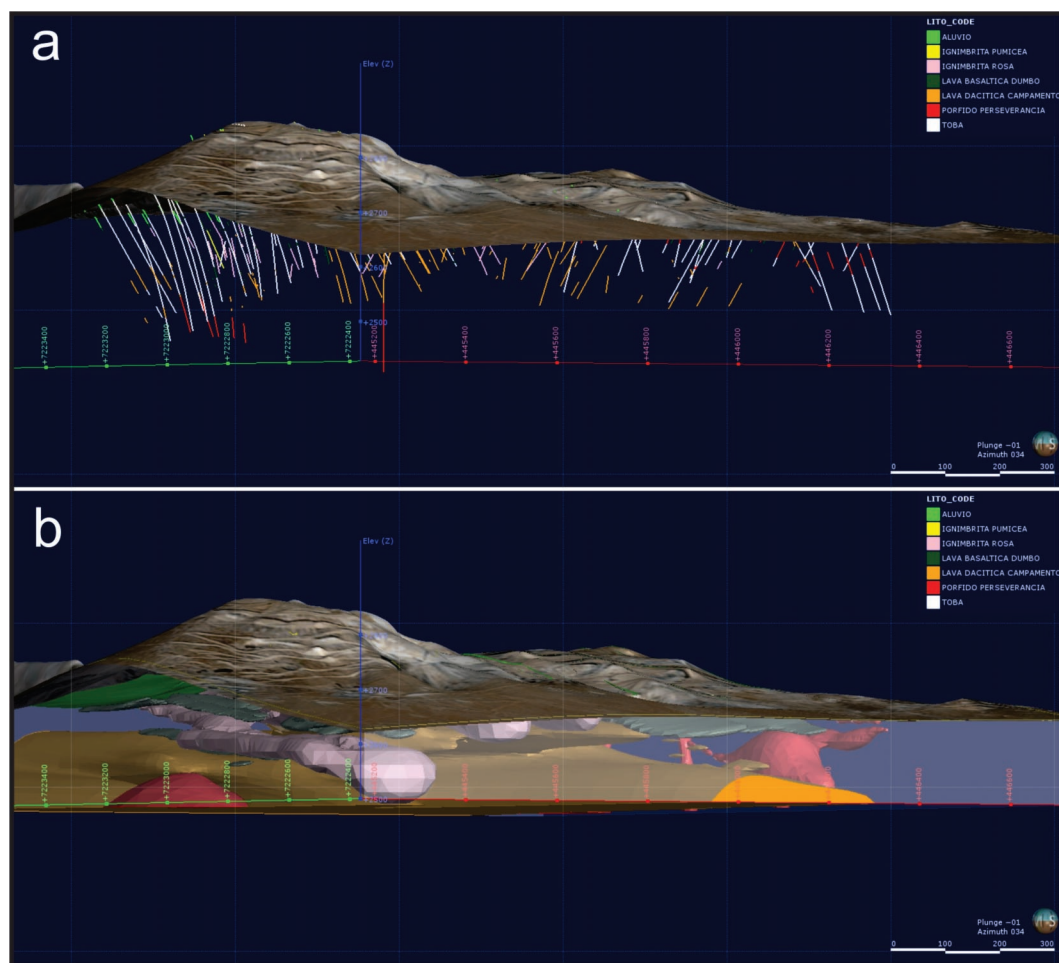
verso (RC) y el resto con diamantina. La información de estas perforaciones se encontraba originalmente almacenada en formato papel. Por lo tanto, la primera tarea fue el escaneo de la totalidad de los logueos de los pozos del distrito a fin de contar con un respaldo digital de la información.

En una segunda etapa se digitalizó el registro de las planillas de logueo, volcándolo en una base de datos digital. Sin embargo, estas descripciones fueron realizadas por diferentes geólogos, en diferentes fases y campañas de perforación realizadas por diferentes empresas y/o con distintos criterios, lo cual dificultó la homogeneización de la información. Al concluir esta etapa se comprobó que resultaba imposible unificar las litologías de las distintas fases de logueo, ya que se habían utilizado diferentes criterios para la clasificación de las unidades principales, o incluso algunas unidades no fueron identificadas en los logueos originales.



**Fig. 1.** Mapa de ubicación de la mina Guanaco y mapa geológico del distrito minero. (Modificado de Permuy Vidal *et al.*, 2015).





**Fig. 2.** A. Litología simplificada en las perforaciones correspondientes al Rajo Dumbo generadas a partir de la nueva descripción de los testigos de perforación. B. Modelado geológico de las principales litologías del rajo Dumbo.

Para subsanar este problema, se seleccionaron 13 perfiles espaciados cada 50 m, y con una orientación perpendicular a las estructuras mineralizadas, y se describieron nuevamente las litologías y mineralizaciones en cada uno de los pozos a partir de los recortes de perforación ("cutting") almacenados como testigos de las perforaciones. En sucesivas campañas se logró describir aproximadamente un 50% de los pozos del sector Dumbo. Estas secciones fueron interpretadas en el campo y posteriormente se georreferenciaron utilizando el software Leapfrog 3D.

Por medio del software se generó el modelado tridimensional de la litología y mineralizaciones. Para obtener la litología se digitalizaron los contactos en cada una de las secciones interpretadas, es decir que se dibujaron las líneas limitantes de cada litología. Estas líneas fueron integradas en 3D para generar las superficies que marcan los límites litológi-

cos de cada unidad. Finalmente, teniendo en cuenta la cronología de las unidades, se generaron los sólidos correspondientes a cada una de las litologías presentes en el distrito. La cronología es importante ya el mismo espacio no puede estar ocupado por dos litologías diferentes, por lo tanto es relevante identificar con claridad las relaciones temporales entre las distintas unidades, fundamentalmente cuando se modelan cuerpos intrusivos.

El modelo está contenido en una caja prismática, y se generaron dos sub-modelos, con dos límites superiores distintos, uno con la topografía actual del rajo y otro con la topografía original del yacimiento, previo a la apertura del open-pit y la explotación de la mineralización. La primera fue brindada por la empresa y es un modelo de elevación digital (DEM) del estado actual del relieve. La topografía original se desconoce ya que no hay registros de DEM previos a la explotación. Sin em-

bargo esta superficie fue reconstruida a partir de la interpolación de las cotas de las perforaciones realizadas previamente a la explotación del yacimiento. La gran cantidad de pozos localizados dentro de la zona a modelar, permitió estimar con un cierto grado de confianza la paleosuperficie del depósito.

Además de la información litológica, se pudo contar con los resultados de los análisis geoquímicos ICP (Au, Ag y Cu) de todas las perforaciones utilizadas en el modelo. En la mayoría de los casos las muestras fueron tomadas a lo largo de toda la longitud de las perforaciones, con longitudes de 1,5 o 2 m, dependiendo de la fase de perforación. Las muestras fueron analizadas por el laboratorio de la planta de la mina Guanaco. Estos datos fueron representados en tres dimensiones utilizando el mismo software, y superpuesto al modelo geológico.

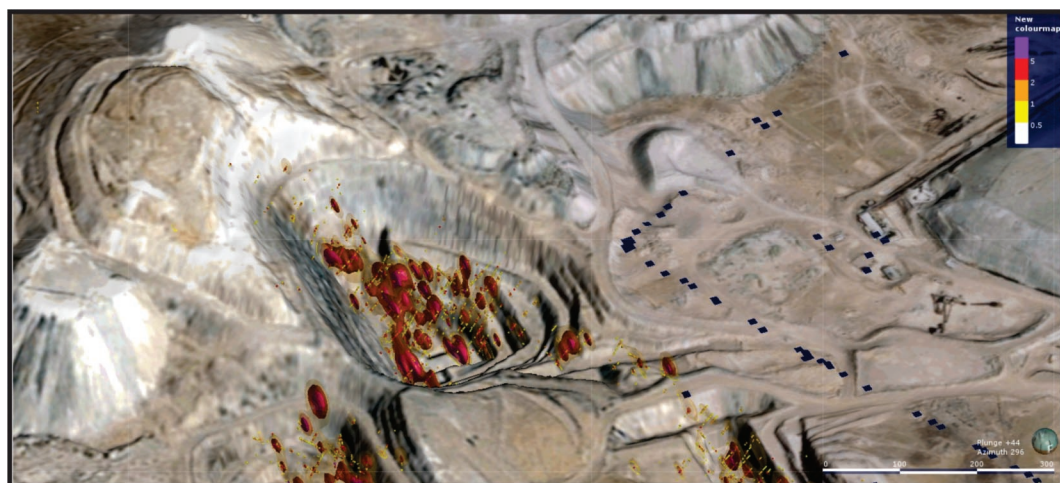
**Resultados.** A partir la base de datos generada del análisis de los registros de los logueos y de las nuevas descripciones realizadas se generó un modelo litológico del depósito. Las litologías identificadas fueron agrupadas en siete unidades para su modelado (figura 2). La unidad basal son ignimbritas de la Formación Augusta Victoria, sobre ellas se depositaron lavas dacíticas Campamento, sobre yace la secuencia hidromagmática Dumbo, caracterizada por ignimbritas y surges (Ignimbritas). En esta unidad es intruida por un conjunto de filones capa de composición máfica (Lavas Dumbo), coronando esta secuencia se depositaron facies de ignimbrita pumíceas (Ignimbrita Pumícea). Intruye a la secuencia un pórfido andesítico (Pórfido Perseverancia). Finalmente, durante el Terciario y el Cuaternario, se depositaron depósitos aluviales (depósitos modernos). A fin de completar el modelado geológico se incluyó una unidad producto de alte-

ración hidrotermal, que corresponde a un nivel concordante dentro de la secuencia piroclástica, y está conformado por una ignimbrita con argilización avanzada con abundante presencia de alunita (Ignimbrita Rosa).

El modelado geológico permitió obtener sólidos de cada una de las litologías y alteraciones registradas, que pueden ser analizados independientemente, obtener sus espesores, volúmenes, distribución espacial, y además ser utilizados en su conjunto para evaluar relaciones entre las litologías, o bien establecer potenciales controles litológicos sobre la distribución de la mineralización, y de esta forma establecer modelos predictivos que ayuden a entender la génesis del depósito epitermal.

Asimismo para el sector estudiado, a partir de la geoquímica de todas las perforaciones se ha podido generar superficies de isótenores de oro asignando a la interpolación la tendencia estructural de los *ledges* y asumiendo que las estructuras son verticales. Los rangos utilizados fueron valores menores a 0,5, entre 0,5-1, entre 1-2, entre 2-5 y mayores a 5 g/t de Au (figura 3).

En los últimos años surgió la modelización dinámica donde las superficies y volúmenes no son explícitamente definidas sino definidas matemáticamente como isovalores en un campo escalar determinado como funciones de interpolación global (Caccagno *et al.*, 2008; Jessell *et al.*, 2014). El modelamiento implícito puede utilizarse para interpolar valores numéricos (ej. análisis químicos) e información no-numérica (litologías, estructuras). La vinculación directa entre los datos y la interpretación tridimensional es una de las mayores ventajas del modelamiento implícito, asimismo es un modelado dinámico donde nueva información es fácil y rápidamente anexada al modelo para lograr su actualización (Mortimer, 2010). Además permite el modela-



**Fig. 3.** Isosuperficies correspondientes a los valores de Au del rajo Dumbo previos a la explotación de la mina.

do con múltiples hipótesis de trabajo modificando algunos parámetros como el peso de las tendencias estructurales, o interpolaciones isotropas o anisotropas (Vollger, 2015). Otra ventaja de los modelados implícitos es su reproducibilidad, requerida para la cuantificación de la imprecisión de los modelados 3D.

Con el fin de establecer un modelo geológico del depósito mineral estudiado se elaboró un modelo geológico 3D combinando modelamiento explícito e implícito. Para la litología se usó modelamiento explícito, mientras que para los análisis químicos se utilizó modelamiento implícito. Esta decisión fue tomada debido a que las litologías fueron logueadas a partir de *cutting*, donde las rocas se encontraban con un variable grado de alteración hidrotermal que cuando era intenso impedía la identificación de la roca original. Es por ello que la interpretación de las litologías fue realizada directamente en secciones al momento del logueo, lo que permitió establecer relaciones laterales. Para los análisis geoquímicos se utilizó modelamiento implícito lo que permitió evaluar el comportamiento de las interpolaciones con un comportamiento isotropo y contrastarlo con interpolaciones que son afectadas por las direcciones de los trenes estructurales y las orientaciones de los "ledges".

**Conclusiones.** La herramienta de modelado tridimensional permitió reconstruir la información geológica de un sector donde hoy tanto las rocas como la mineralización han sido removidas. Esta herramienta puede constituirse como una fuente de información muy valiosa para minas que están productivas o que ya han dejado de serlo. Esta información, reestablecida a partir de la información de los logueos y de la reinterpretación de los testigos puede ser utilizada para mejorar los esfuerzos de exploración, identificar los patrones que caracterizaron las zonas de las mejores leyes del depósito para lograr un entendimiento de los controles que determinaron la concentración mineral.

**Agradecimientos.** Este trabajo se ha realizado en el marco del trabajo de Tesis Doctoral que el Lic. Matías Galina está realizando en La Universidad Nacional de La Plata con apoyo de CONICET y la Empresa Austral Gold. Se quiere dejar expreso agradecimiento a la empresa Austral Gold por permitir el acceso a los datos utilizados en la presente contribución. Además se agradece profundamente a Aranz Geo por brindar una licencia académica para la utilización del software Leapfrog GEO 3D.

## BIBLIOGRAFÍA

Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G. and Guillen, A., 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: part I. Modelling method coupling 3D potential- field interpola-

tion and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 171: 147–157.

Chong, G. 1973. Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 1-284. Santiago de Chile.

Espinoza, F.; Matthews, S.; Cornejo, P. y Venegas, C. 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Galina, M., Guido, D., Jovic, S., Peralta C. y Kasaneva, S. 2014. Historia Productiva del Yacimiento aurífero El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Actas CD.

García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. En Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile 3: 138.

Guido, D.M., Jovic, S.M., Galina, M., Peralta, C., Mendiz, C., Sastre, L. y Kasaneva, S. 2014. Caracterización del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Antofagasta, Chile. XIX Congreso Geológico Argentino, Actas CD.

Jessell, M., Aillères, L., Kemp, E. De, Lindsay, M., Wellmann, F., Hillier, M., Laurent, G., Carmichael, T. y Martin, R., 2014. Next generation three-dimensional geologic modeling and inversion. SEG Special Publication 18: 261-272.

Jovic, S. M., Guido, D. M., Páez, G. N. y Galina, M. 2015. Marco tectónico y estructural del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Antofagasta, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, Actas CD. La Serena.

Mortimer, S., 2010. Implicit modeling—a new era in geological evaluation? En: Castro, R., Emery, X. y Kuyvenhoven, R. (Eds.), *Proceedings of the 4th International Conference on Mining Innovation*. Santiago, Chile.

Páez, G., Permuy Vidal, C., Jovic, S., Guido, D., Osorio, J., y Kasaneva, S. 2015. Depósitos hidromagmáticos en la Faja Paleocena de la Región de Antofagasta: Ejemplos del Distrito Minero El Guanaco. XIV Congreso Geológico Chileno, Actas CD. La Serena.

Permuy Vidal, C., Páez, G., Guido, D., Jovic, S., Galina, M., y Osorio, J. (2015). Geología y mineralizaciones asociadas en el Distrito Minero El Guanaco. In XIV Congreso Geológico Chileno, Actas CD. La Serena.

Puig, A., Díaz, S. y Cuitiño, L. 1988. Sistemas hidrotermales asociados a las calderas en el Arco Volcánico Paleógeno de la Región de Antofagasta, Chile: Distritos El Guanaco, Cachinal de la Sierra y El Soldado. *Revista Geológica de Chile*, 15 (1): 57-82.

- Vollgger, S. A., Cruden, A. R., Ailleres, L., and Cowan, E. J. (2015). Regional dome evolution and its control on ore-grade distribution: Insights from 3D implicit modelling of the Navachab gold deposit, Namibia. *Ore Geology Reviews*, 69, 268-284.



## ROCAS FOSFÓRICAS DE RÍO CAPILLAS, PROVINCIA DE JUJUY. ALTERNATIVAS PARA SU APLICACIÓN DIRECTA

López de Azarevich, V.<sup>1</sup>, Schalamuk S.<sup>2</sup>, Azarevich, M.<sup>1</sup>, Otero, J.I.<sup>3</sup> y Landoni, P.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup> CEGA-INSUGEO, CONICET, UNSa. Av. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina. vlllopez@yahoo.com.ar; miguel\_azarevich@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> CEQUINOR-CONICET-UNLP. 120 n°1465, 1900 La Plata, Argentina. sschala@yahoo.com.ar

<sup>3</sup> INREMI (CIC-UNLP)- Calle 64 e/119 y 120. 1900 La Plata, Argentina. jiotero@live.com

<sup>4</sup> CONICET. patricialandoni@yahoo.com.ar

**Resumen.** Las rocas fosfóricas del río Capi-llas afloran en 4 niveles de 10-20 cm de espesor. Los minerales carbonatofluorapatita y carbonato-hidroxiapatita y se encuentran en conchillas, peloides y matriz. La génesis se produjo por nucleación intracelular de polifosfatos en invertebrados, los cuales fueron acumulados en depósitos por tormenta, y afectados por disolución/reprecipitación de minerales de P y Ca durante la diagénesis. El P es un nutriente esencial para las plantas, y el beneficio en rocas de baja ley puede mejorarse con tecnologías de acidificación parcial, o con microorganismos.

**Palabras clave.** Rocas fosfóricas, baja ley, aprovechamiento, noroeste argentino, microorganismos.

**Abstract.** The phosphoric rocks from río Capi-llas outcrop in 4 levels of 10-20 cm-thick. Carbonate-fluorapatite and carbonate-hydroxiapatite, in shells, peloids and matrix. Genesis was due to intracellular nucleation of polyphosphates in invertebrates, which were accumulated in storm deposits, and affected by dissolution/reprecipitation of P and Ca minerals during diagenesis. P is an essential nutrient for plants, and its benefit from low-grade rocks can be improved by technologies of partial acidification, or with microorganisms.

**Keywords.** Phosphoric rocks, low grade, benefit, northwestern Argentina, microorganisms.

**Introducción.** Las rocas fosfóricas de acumulación biogénica se encuentran en el noroeste argentino (NOA) en una faja submeridiana de ~200 km de longitud que cubre unos 3.000 km<sup>2</sup>, formando parte de la cuenca marina del Paleozoico inferior. Estas rocas contienen caparazones y cemento fosfático en diversos niveles, con espesores variables de hasta 2,5 m y concentraciones de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> entre 3 y 17% (Schalamuk *et al.*, 1983; Fernández, 1987).

Estas rocas fueron estudiadas en la década del '70, desde el punto de vista de su aprovechamiento económico, a través del Plan Fosforita, dirigido por el Servicio Minero Nacional, con resultados poco favorables para la época. Son 6 las zonas de mayor interés prospectivo (Figura 1): las de los ríos Capillas, Ocloyas, Margaritas y Negro en la provincia de Jujuy, y las de los ríos Santa Rosa y Porongal en la provincia de Salta (Schalamuk *et al.*, 1983). Existen recursos estimados en la zona de río Capillas-Yacimiento Lajas Moradas: en el sector oriental (Chauque) se calcularon 315.000 tn de mineral (Lizarraga y Ramallo, 1977), y/o 630.000 tn al 4,5% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Mastandrea y Leanza, 1975).

El fósforo (P) es uno de los nutrientes esenciales para el crecimiento y desarrollo de las plantas, siendo el segundo en importancia luego del nitrógeno. El consumo de fertilizantes fosfatados en Argentina se ha incrementado notablemente en los últimos años. A pesar del marcado incremento en el consumo de P, la relación aplicación/remoción muestra un balance negativo en los principales cultivos extensivos (soja, maíz, trigo y girasol). Así, la fertilización con P es necesaria no solo para incrementar los rendimientos, sino también para mantener la productividad de los suelos y evitar su deterioro. Actualmente la totalidad de los fertilizantes fosfatados son importados o elaborados en Argentina utilizando como materia prima rocas fosfóricas de alta ley también importadas.

Al presente existen nuevas alternativas para la aplicación directa de rocas fosfóricas de baja ley, por lo que materiales anteriormente considerados sub-económicos podrían emplearse y comercializarse. La aplicación directa de estas rocas presentó respuestas positivas en algunos suelos o cultivos, y su efectividad puede incrementarse con tecnologías biológicas (utilización de microorganismos solubilizadores y/o movilizadores de fósforo, fosfocompostación) o químicas (acidulación parcial).

La presente contribución tiene el propósito de exhibir los análisis químicos en roca total y en conchillas de 4 niveles de rocas fosfóricas aflorantes en el río Capillas (Jujuy), para efectuar una caracterización geoquímica de estas rocas que sirva como base de estudio para su aplicación directa como fuente de P en cultivos.

**Marco geológico regional.** La cuenca ordovícica del NOA comprende el Grupo Santa Victoria y equivalentes (Turner, 1960), se desarrolla sobre las pelitas y grauvacas de la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico inferior) y los conglomerados y areniscas cuarcíticas del Grupo Mesón (Cámbrico medio-superior), y son cubiertas por las areniscas ferruginosas silíceas de la Formación Zapla. Predominan las areniscas y grauvacas, con espesores de hasta 5.500 m.

En el río Capillas (Figura 1B-C), provincia de Jujuy, la secuencia ordovícica marina aflora en una

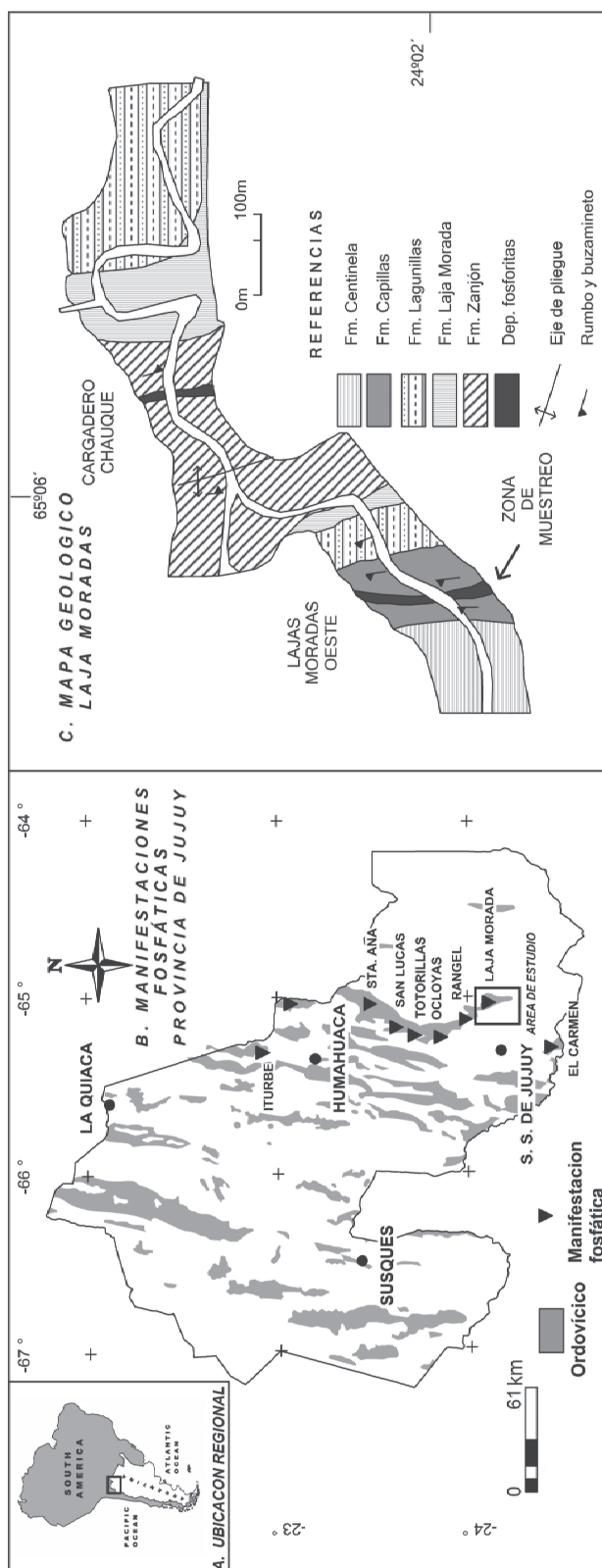


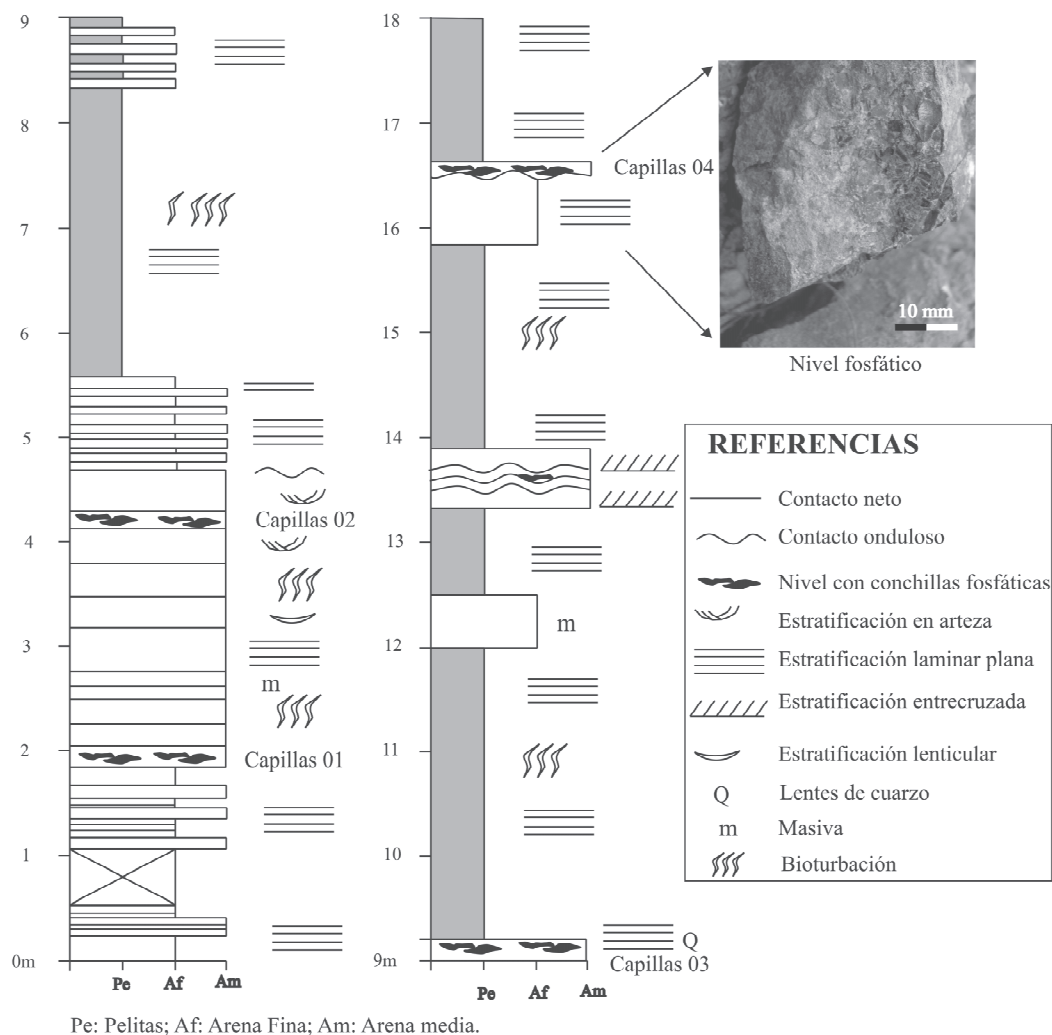
Figura 1. A. Ubicación regional. B. Faja de rocas fosfáticas ordovícicas. C. Geología del río Capillas. Modificado de Chilguy (2008).

estructura anticlinal en cuyo núcleo se encuentra la Formación Zanjón (Arenigiano), con 580 m de espesor de areniscas grises y escasas calizas lenticulares, portadora de 2 niveles de lingúlidos de 4-15 cm de espesor y leyes de  $P_2O_5$  de 5-12%. Sobre ella se deposita la Formación Labrado (Arenigiano medio-superior) con 2 facies: i) Miembro Laja Morada, con 150 m de areniscas micáceas finas fangolíticas moradas y escasos lentes de calizas negras, con abundantes skolithos, con 9 bancos de lingúlidos de hasta 2,16 m de espesor y ley media 6,8%; ii) Miembro Lagunillas, 110 m de areniscas y cuarcitas amarillas con skolithos y escasas lingúlas (Chiliguay, 2008).

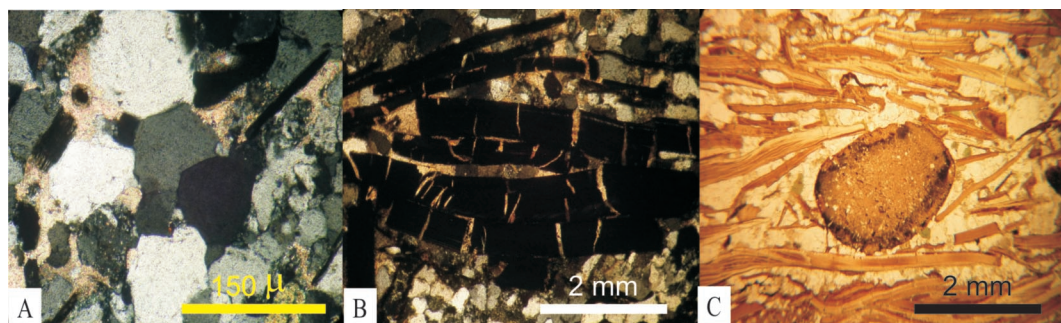
Esta unidad es cubierta por la Formación Capillas (Llanvirniano superior-Caradociano inferior), compuesta por 150 m de areniscas micáceas finas y fangolitas color gris oscuro a verdoso, escasas

areniscas calcáreas y calizas grises, con abundante fauna de braquiópodos articulados y briozoos, que contiene 4 niveles de lingúlidos de 10-20 cm de espesor. La secuencia finaliza con 250 m de cuarcitas y areniscas amarillas de la Formación Centinela (Caradociano superior), con abundantes skolithos y 3 niveles de <5cm de espesor con lingúlidos, los cuales contienen entre 5-11% de  $P_2O_5$ .

**Marco geológico local.** El perfil relevado se encuentra sobre el flanco occidental del anticlinal del río Capillas, donde los estratos se orientan N10°/43°NO, la base presenta coordenadas Gauss Kruger 3589577E/7341724N y se halla cubierta por sedimentos recientes y el techo se pierde en el lecho del río Capillas (Figura 2). En la secuencia se reconocen: facies de areniscas grises (FA), facies de coquinas (FC), y de pelitas verdosas bioturba-



**Figura 2.** Perfil sedimentológico del río Capillas, indicando los niveles muestreados.



**Figura 3.** A: Cristales de cuarzo con contactos saturados, e interpenetración y cemento carbonático. B. Conchillas fosfáticas con fracturas rellenas con cemento carbonático; C. Valvas longitudinales, peloide y cuarzo, inmersos en una matriz de composición fosfórica, determinada por EDS (P1 y P2, Tabla 3). A y B, nicoles cruzados y C, sin nicoles cruzados.

das (FPV) pertenecientes a la Formación Capillas, y facies de pelitas rojo-amarillentas (FPR) de la Formación Centinela. Estas facies se suceden en el perfil evidenciando una plataforma marina somera que registra episodios de tormenta con acumulación de restos de conchillas fosfáticas, intercalados con otros de buen tiempo dominados por pelitas y bioturbación. Diversos laboreos exploratorios se reconocen en los niveles fosfóricos del río Capillas.

La sucesión inicia con 4,60 m de FA con escasas intercalaciones de areniscas finas en la parte inferior, con niveles de ondulitas y estratificación entrecruzada plana y en artesa, algunos niveles con bioturbación en la base y cuerpos canalizados. Intercalan 2 niveles de 20 y 15 cm de FC con restos de llingula y otras especies (muestras Capillas 01 y 02), acompañadas por FA, con estructura entrecruzada plana y en artesa por migración de óndulas durante episodios de tormenta.

Sobre contacto erosivo se depositan 90 cm de FA, luego en contacto neto se depositan 2,70 m de FPV finamente laminadas, 0,70 m de FA que culminan con 21 cm de facies FC. Ésta última conforma 3 niveles de color gris-azulado, con lentes cuarcíticos de hasta 5 cm (muestra Capillas 03). Intercalan, mediando contacto neto, 2,75 m de FPV, 0,50 m de FA de aspecto masivo, 0,85 m de FPV, 4 niveles de 10-15 cm en facies FA con estratificación

entrecruzada tabular que incluyen escasos restos de conchillas fosfáticas, y 2 m de facies FPV. La secuencia continúa con 0,70 m de facies FA que terminan con un nivel de 10 cm con facies FC que presenta superficie de óndula (muestra Capillas 04). El perfil finaliza con 6,60 m de facies FPV y hacia arriba pasan transicionalmente a 50 m de una intercalación de FPR – PFV.

**Materiales y métodos.** Las rocas fosfóricas (RF) del río Capillas (Capillas 01 a 04) fueron muestreadas en fragmentos de ~0,5-1 kg, embolsadas y preparadas para su estudio petrográfico y químico (Tablas 1 a 3). Si bien se localizaron cuatro niveles de RF (Figura 2), se estudiaron en mayor detalle los niveles 1 y 3, debido a que son los que presentan mayor contenido de  $P_2O_5$ .

La composición petrográfica y mineralógica fue examinada en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI-UNLP-CICBA) mediante microscopía de luz transmitida y difracción de rayos X (Goniómetro Philips 3020 y controlador PW 3710, con radiación Cu-K $\alpha$  y filtro de Ni).

En la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de La Plata se realizaron análisis de microscopía electrónica de barrido (MEB) con un equipo FEI ESEM Quanta 200 y análisis por espectrometría de dispersión RX (EDS) mediante un equipo EDAX SDD Apollo 40.

**Tabla 1.** Análisis ICP-AES de las RF de río Capillas-Jujuy, y río Chico-Chubut, en % de óxidos y valores de BPL (Bone Phosphate of Lime). 1 y 2: niveles fosfáticos 1 y 3 de la Fm. Capillas. 3 y 4: Schalamuk et al. (2014). 5: Hugo et al. (1981).

Análisis	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	Cl	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Corg	BPL
1	12,85	8,9	48,7	1,70	19,5	0,50	2,8	1,40	0,9	0,35	1,6	0,8	0,15	0,15	28,3
2	18,45	6,75	41,6	1,15	24,3	0,45	1,9	1,80	1,2	0,4	1,8	0,45	0,35	0,2	40,64
3	19,25	5,75	32,4	2,15	30,1	0,45	1,7	1,52	2,18	0,55	2,8	0,83	0,45	0,1	42,4
4	16,4	6,1	34,5	1,85	29,72	0,65	1,82	2,55	2,15	0,42	2,93	0,45	0,32	0,05	36,12
5	20,16	5,66	30,33	1,23	31,62	0,33	1,71	1,38	2,2	0,04	3,15	0,21	0,43	0,05	44,4



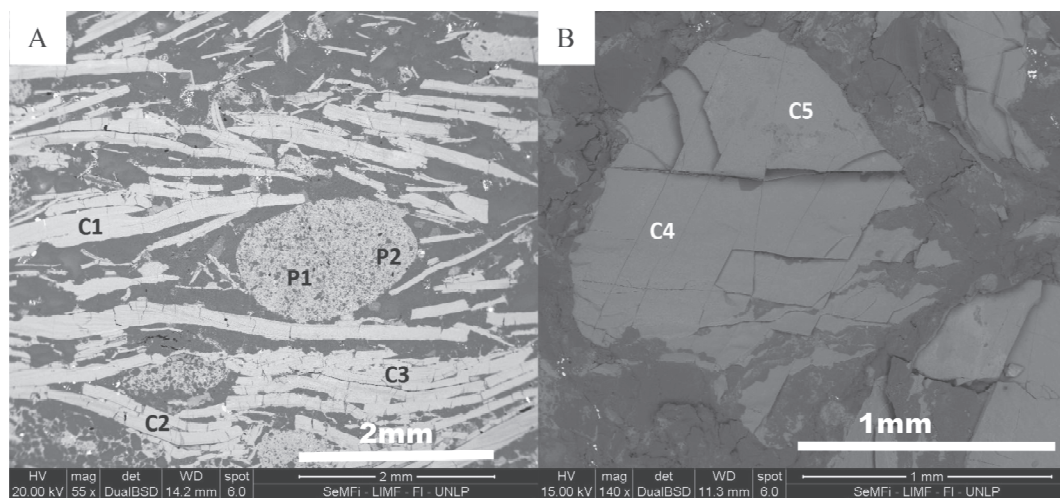
Se efectuaron análisis químicos cuantitativos mediante ICP-AES en ALS Chemex Lab-Canadá, determinándose elementos mayoritarios expresados en óxidos, sobre dos muestras pertenecientes a los niveles 1 y 3. Se calcularon los valores de Bone Phosphate of Lime (BPL).

Se determinó la solubilidad de las RF, previo tamizado, para obtener una granulometría <100 mallas. Se usaron las siguientes soluciones extractantes: ácido cítrico al 2%, citrato de amonio, ácido acético y ácido fórmico al 2%, según la metodología de Chien y Hammond (1978).

**Resultados.** Las muestras estudiadas, portadoras de lóculas con altos contenidos en P de los niveles 1 y 3 presentan cristales de cuarzo monocristalinos y algunos policristalinos, de tamaño arena muy fina a arena mediana, con extinción ondulante y otros en menor medida con extinción uniforme. En su mayoría se observan contactos suturados entre los granos, de tipo cóncavo-convexo e interpenetraciones cristalinas, lo cual evidenciaría procesos de compactación y disolución selectiva (Figura 3A). También se puede observar cementación carbonática por zonas. Se reconocen bioclastos, pertenecientes a conchillas fosfáticas, rotas y fracturadas, de espesor variable 150-200 µm y largo entre 0,5-3 mm, en las que se observan fracturas cementadas por calcita (Figura 3B). Además se identificaron peloides redondeados a subredondeados, de forma elíptica o esférica, de tamaño de 0,5 a 2 mm (Figura 3C) que presentan una matriz de composición fosfática. Las determinaciones por EDS de las conchillas y la matriz de los peloides (Tabla 3, Figura 4) muestran valores de P similares. También se registra glauconita, en mayor cantidad en la muestra 3, este mineral es diagnóstico

paleoambiental, ya que se forma especialmente en medios sedimentarios marinos y habitualmente en aguas poco profundas. Ocasionalmente se reconocieron individuos de plagioclasas con maclas polisintéticas. Mediante DRX se identificaron esencialmente reflexiones de cuarzo, carbonato fluorapatita, carbonato hidroxilapatita, glauconita y calcita.

**Discusión.** Desde el punto de vista genético, las RF del NOA se formaron por acumulación de conchillas fosfáticas durante episodios de alta energía relacionados con tormentas. Estos eventos fueron reiterados dentro de la plataforma, con niveles que se suceden desde el Arenigiano al Caradociano superior. El aporte de P derivado de la meteorización continental es transportado por el sistema fluvial en forma de partículas sólidas contenidas en oxihidróxidos de Fe coloidales o en pátinas alrededor de partículas de arcilla suspendidas (Froelich, 1988; Föllmi, 1996). El P es asimilado en el ambiente marino por los organismos en sus caparazones, o precipita en concreciones como alguna de las variedades de carbonato-hidroxilapatita, como fase autigénica. Omelon *et al.* (2013) indican que, si bien la proporción de P y Ca en el ambiente marino son bajas y no generan precipitación espontánea de fosfatos, el control biológico es fundamental en la nucleación de apatito como mineral (inorgánico). El proceso bioquímico se traduce en la precipitación de apatito biológico (orgánico) y fosforita (mineral con >6% P) en base seca dentro de un ambiente acuoso con pH neutro a básico (van Cappellen y Berner, 1988). Las bacterias e invertebrados marinos son capaces de acumular y concentrar el fosfato inorgánico como gránulos amorfos de polifosfatos, existiendo un control intracelular con minerales precursores para la nucleación y un conti-



**Figura 4.** Imágenes MEB. A. Valvas en corte longitudinal y un Peloide; y B. Valva en disposición horizontal. Análisis areales (Tabla 3), C1-C5: valvas, P1-P2: matriz de peloide.

**Tabla 2.** Reactividad de RF de río Capillas-Jujuy, y río Chico-Chubut, mediante distintos extractantes, según Chien y Hammond (1978). 1 y 2: nivel RF3 y RF1 respectivamente de río Capillas, 3 y 4: Río Chico (Schalamuk et al., 2014) y 5: Río Chico (Castro et al., 1998).

Muestra	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Total (%)	Citrato de Amonio Neutro	Ácido Cítrico 2%	Ácido Fórmico 2%
1	18,45	3,8	5,3	4,5
2	12,85	2,9	4,2	3,8
3	19,25	2,6	5,6	4,7
4	16,40	2,25	5,4	4,6
5	18,1	2,4	5,8	4,5

nuo control biológico extracelular en procesos de nucleación en la matriz (Omelson *et al.*, 2013). Los procesos diagenéticos que afectaron la secuencia ordovícica produjeron sustitución aniónica y/o catiónica, de acuerdo con los iones reemplazantes que circularon a través de los poros del sedimento. Estas reacciones se consideran isovolumétricas, debido a la lixiviación permanente por parte de la circulación subsuperficial (Lucas *et al.*, 1980), y continuarán mientras el mineral autigénico siga en contacto con aguas porales. La variación composicional en los peloides evidencia reacciones de decarbonatización del carbonatofluorapatito (análisis P1-P2). El cuarzo con contactos saturados indica procesos de disolución del cuarzo detrítico y reprecipitación parcial como cemento, mientras que el cemento carbonático implica una disolución selectiva de carbonatos y apatito. La secuencia de disolución/precipitación puede comprenderse como: i) Disolución de los carbonatos, ii) Acidificación del fluido, iii) Disolución del apatito con remoción del Ca, iv) Precipitación de Ca como cemento carbonático (Lucas *et al.*, 1980).

Desde el punto de vista económico, su aplicación como fertilizantes en Argentina, en áreas agrícolas con suelos genéticamente deficientes en P, podría contribuir a incrementar el rendimiento de los cultivos. Las deficiencias de los suelos se han ido intensificando y extendiendo a otras regiones en los últimos años, por la continua remoción que realizan los cultivos (García, 2001).

Debido a su baja ley en fósforo, las RF del río Capillas no son aptas como materia prima para la elaboración de fertilizantes fosfatados solubles.

Los productores de ácido fosfórico y de fertilizantes fosfatados exigen normalmente un contenido mínimo de 28% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y la mayoría de las rocas fosfóricas comercializadas poseen más del 30% (65% BPL). Para reunir estos requerimientos, la mayoría de los minerales fosfatados deben seguir procesos de beneficio o enriquecimiento mediante lavado y tamizado, eliminación de carbonatos, separación magnética y flotación (Hammond y Day, 1992). Sin embargo, la aplicación directa de RF de baja ley, tales como las del presente estudio, pueden presentar respuestas positivas en el rendimiento de diversos cultivos en algunos suelos, especialmente en los suelos ácidos. Tecnologías tales como la acidulación parcial de RF de baja ley o la aplicación conjunta de éstas con microorganismos solubilizadores y/o movilizadores constituyen alternativas que amplían las posibilidades de uso de las mismas. La acidulación parcial consiste en tratar la RF molida con una porción del ácido requerido para convertir totalmente el fosfato tricálcico insoluble en fosfato monocalcico, soluble en agua (Hammond *et al.*, 1986). Varios ácidos pueden ser usados en este proceso (sulfúrico, fosfórico, nítrico, clorhídrico o combinación de ellos), aunque por razones económicas el ácido sulfúrico sería el de mayor conveniencia. Este proceso ha representado una alternativa tecnológica para mejorar el valor agro-nómico de la RF a un costo más bajo que el requerido para la fabricación de fertilizantes solubles convencionales. Otra alternativa novedosa, económica y ecológicamente viable es la aplicación conjunta de rocas fosfóricas con microorganismos capaces de solubilizar el P mediante la producción

**Tabla 3.** Análisis areales de conchillas de EDS, en % de óxidos, del C1 al C5, y de la matriz de peloides que corresponde a las mediciones P1 y P2.

Muestra	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	F	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>
C1	30,5	-----	2,8	-----	37,56	-----	1,75	2,77	22,5	2,12
C2	34,78	-----	0,93	-----	46,06	-----	1,45	3,14	12,03	1,61
C3	31,14	-----	11,12	2,08	40,72	0,22	0,41	2,98	10,97	0,36
C4	32,16	0,67	3,37	-----	44,56	1,05	1,07	3,3	12,89	0,93
C5	33,72	0,28	6,08	-----	43,82	0,29	0,53	2,68	11,72	0,88
P1	33,51	1,32	3,47	1,92	45,73	-----	1,65	4,34	7,20	----
P2	30,58	2,46	5,8	1,69	45,68	-----	1,45	3,82	4,48	----

de ácidos orgánicos o movilizar los fosfatos hacia las raíces, tales como las micorrizas arbusculares (Gyaneshwar *et al.*, 2002). Esta aplicación conjunta permite la solubilización o movilización *in situ* del P de la roca, haciéndolo disponible para las plantas. Nuestro grupo de trabajo ha realizado y continúa efectuando estudios orientados a la solubilización y al incremento en la captación de P por plantas, a través de la inoculación del suelo o sustrato con microorganismos y ha utilizado RF provenientes del Grupo Río Chico, Chubut (Cabello *et al.*, 2005; Velazquez *et al.*, 2016). Los estudios biológicos realizados demuestran que cepas nativas del hongo *Penicillium thomii*, así como *Aspergillus niger*, solubilizan a las rocas fosfóricas mencionadas, lo que ha sido corroborado tanto en estudios *in vitro* en medios de cultivo como en sustratos para crecimiento vegetal. Por otra parte, los ensayos mostraron que la aplicación de dichas RF, junto con los microorganismos solubilizadores de fosfato mencionados y hongos formadores de micorrizas, generó respuestas positivas en el crecimiento de especies hortícolas. Es dable señalar que, tal como se observa en las Tablas 1 y 2, los contenidos de P, la reactividad con distintos extractantes y la composición mineralógica de los nódulos fosfáticos de Río Chico-Chubut son, en líneas generales similares a los de las muestras estudiadas de Río Capillas (Schalamuk *et al.*, 2014). En ese sentido, los resultados obtenidos alientan a la realización de ensayos a los efectos de posibilitar la aplicación directa de las rocas portadoras de fosfatos, estudiadas a través de distintos métodos químicos o biológicos en diferentes suelos y cultivos.

**Conclusiones.** Las rocas fosfóricas del río Capillas son rocas con baja ley de P, que contienen carbonato-fluorapatita y carbonato-hidroxilapatita en conchillas, peloides y matriz. La génesis se produjo por nucleación intracelular de polifosfatos en invertebrados, los cuales fueron acumulados en depósitos por tormenta, y afectados por disolución/reprecipitación de minerales de P y Ca durante la diagénesis. El beneficio de estas rocas puede mejorarse con tecnologías de acidificación parcial, o con microorganismos, convirtiéndolas en rocas industriales de interés económico.

**Agradecimientos.** Se agradece al CONICET, y al PDTs N° IP 373 (Res. CE N° 1055/15).

#### BIBLIOGRAFÍA

Cabello, M.N., Irrazabal, G., Bucsinszky, A.M., Sapatrat, M. y Schalamuk, S. 2005. Effect of an arbuscular mycorrhizal fungus, *Glomus mosseae*, and a rock-phosphate-solubilizing fungus, *Penicillium thomii*, on *Mentha piperita* growth in a soilless medium. *Journal of Basic Microbiology* 45: 182-189.

- Castro, L., Scasso, A. y del Dago E. 1998. Nuevos resultados de la prospección de fosfatos sedimentarios marinos en la República Argentina. Congreso Latinoamericano de Geología, VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 88-94. Buenos Aires.
- Chien, S. y Hammond, L. 1978. A comparison of various laboratory methods for predicting the agronomic potential of phosphate rock for direct application. *Soil Science Society of America Journal*. 42: 1758-1760.
- Chiliguay, J. 2008. Fosfatos en la provincia de Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E. (ed.), Relatorio 17 Congreso Geológico Argentino, IIb, Ciclo Pampeano-Famatiniano-Metalogénesis: 192-197.
- Fernández, R.I. 1987. Wavellita en fosfatos sedimentarios de la provincia de Jujuy, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas II: 257-260.
- Föllmi, K.B. 1996. The phosphorous cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits: *Earth Science Reviews* 40: 55-124.
- Froelich, P.N. 1988. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: a primer on the phosphate buffer mechanisms: *Limnology Oceanographica* 33: 649-668.
- García, F. 2001. Balance de fósforo en suelos de la región pampeana. *Informaciones Agronómicas del Cono Sur. INFOFOS*. 9:1-3
- Gyaneshwar, P., Kumar, V., Parekh, L y Poole, S. 2002. Role of soil microorganisms in improving P nutrition of plants. *Plant and Soil* 245: 83-93.
- Hammond, L., Chien, S. y Mokwunye, A. 1986. Agronomic value of unacidulated and partially acidulated phosphate rocks indigenous to the tropics. *Advances in Agronomy* 40: 89-140.
- Hammond, L.L. y Day, D.P. 1992. Phosphate rock standardization and product quality. En: Bachik, A.T. y Bidin, A. (eds.). *Proceedings of a workshop on phosphate sources for acid soils in the humid tropics of Asia*. Malaysian Society of Soil Science: 73-89. Kuala Lumpur.
- Hugo, C.A., Leanza, H.A., Mastandrea, O. y Oblitas, C.J. 1981. Depósitos fosfáticos continentales en la formación de Río Chico (terciario inferior), provincia de Chubut. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, 4, 485-495.
- Lizarraga, A. y Ramallo, E. 1977. Resultados de los trabajos de exploración geológica por fosforita en la zona de Cargadero Chauque, Zapla, dpto. Capital, Jujuy. Dirección Provincial de Minería de Jujuy. Carpeta 158. Informe inédito.
- Lucas, J., Flicoteaux, R., Nathan, Y., Prévôt, L. y Shahar, Y. 1980. Different aspects on phosphorite weathering. *SEPM Special Publication* 29: 41-51.
- Mastandrea, O. y Leanza, H. 1975. Los estratos con lingula del norte argentino y su importan-

- cia como fuente de fosfatos. Actas 2° Congr. Iberoamericano de Geología Económica, 2: 445-458.
- Schalamuk, I., Fernández, R. y Etcheverry, R. 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). Ministerio de Economía, Subsecretaría de Minería, Anales XX, 202 pp. Bs. As.
- Schalamuk, S., Otero, J.I., S, V. y Velázquez, S. 2014. Rocas fosfóricas del Grupo Río Chico (Chubut): alternativas para su aplicación directa. XIV RAS. Puerto Madryn.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 41 (2): 163-196.
- Van Cappellen P. y Berner R.A. 1988. A mathematical model for the early diagenesis of phosphorus and fluorine in marine sediments; apatite precipitation. American Journal of Sciences 288: 289-333.
- Velázquez, M.S., Cabello M.N., Eliades L.A., Russo M.L., Allegrucci, N. y Schalamuk, S. 2016. Combinación de hongos movilizadores y solubilizadores de P con rocas fosfóricas y materiales volcánicos (cenizas y pumicitas) para la promoción de crecimiento de plantas de Lechuga (*Lactuca sativa* L.). Revista Argentina de Microbiología. En Prensa.



## MINERALOGÍA Y TEXTURAS DE LAS VETAS ARGENTÍFERAS JULIA NORTE Y MAGI, PROYECTO VIRGINIA, MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ, ARGENTINA

Luna, Geraldine L.<sup>1</sup>; Maydagán, Laura.<sup>1-2</sup>; de Azevedo, Natalia V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. SEG Student Chapter UNS.

<sup>2</sup> CONICET – Centro Patagónico de Estudios Metalogénicos – INGEOSUR-UNS.

**Resumen.** El proyecto de Ag Virginia (47°28' 43,81"S; 69°57'19,57"O) se localiza en el sector occidental del Macizo del Deseado, 184 km al suroeste de la localidad Las Heras, provincia de Santa Cruz, Argentina. El yacimiento está formado por un sistema de vetas epitermales con mineralización de Ag de rumbos NO, NNO y NNE que cortan rocas volcánicas félsicas del Jurásico Medio. Fue descubierto en el año 2009 por geólogos de la compañía minera Mirasol Resources Ltd. y los trabajos de exploración en el área permitieron definir la presencia de 7 depósitos: Julia Norte, Julia Central, Julia Sur, Naty, Ely Norte, Ely Sur y Martina. A diferencia de otros depósitos epitermales del Macizo del Deseado, las vetas de Virginia contienen abundante especularita y baja proporción de sulfuros de hierro. Estudios previos realizados por la empresa minera indican que el relleno de las vetas contiene acantita como principal mineral de Ag. En esta contribución se presentan los resultados preliminares del estudio de la mineralogía y texturas de dos vetas del proyecto Virginia: Julia Norte y Magi con el objetivo de identificar los diferentes pulsos de cuarzo, de brechamiento y de mineralización de Ag.

**Palabras clave.** Epitermal, Ag, Macizo del Deseado, Santa Cruz, texturas de cuarzo.

**Abstract.** "Mineralogy and textures of the Virginia silver veins, Julia North and Magi, Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina". The Virginia silver project (47 ° 28'43,81 "S; 69 ° 57'19,57"W) is located in the western sector of the Deseado Massif, 184 km southwest of the Las Heras town, Santa Cruz province, Argentina. The deposit consists of an epithermal vein system with Ag mineralization, with strikes NW, NNW and NNE hosted in Jurassic volcanic rocks. It was discovered in 2009 by geologists from the Mirsol Resources Ltd. The exploration in the area allowed to define 7 deposits: Julia North, Julia Central, Julia South, Naty, Ely North, Ely South and Martina. Unlike other epithermal deposits in the Deseado Massif, Virginia veins contain abundant specular hematite and low proportion of iron sulphides. Previous studies by the mining com-

pany indicate that the filling of the veins contains acanthite as the main silver mineral. In this contribution we present the preliminary results of the study of mineralogy and textures of two Virginia's veins: Julia North and Magi, with the aim of identifying different quartz pulse, brecciation and silver mineralization.

**Keywords.** Epithermal, silver, Deseado massif, Santa Cruz, quartz textures.

**Introducción.** El proyecto Virginia (47°28' 43,81"S; 69°57'19,57"O) se localiza en el centro-norte de la provincia de Santa Cruz, Argentina, en el Macizo del Deseado (Figura 1). El sistema incluye 16 vetas con mineralización de Ag que cortan rocas volcánicas del Jurásico medio (Grupo Bahía Laura; Guido *et al.*, 2006, Figura 2). El ancho de las vetas oscila entre uno a cinco metros. La mayor parte de las venas presentan un rumbo aproximado N20UO (Lhotka, 2014).

Los estudios de exploración minera realizados hasta la fecha por la empresa Mirasol Resources Ltd indican que las vetas se formaron en un ambiente epitermal y que la mineralización de Ag estaría vinculada a pulsos de cuarzo calcedónico a sacaroidal (Lhotka, 2014). Las vetas presentan texturas típicas de depósitos epitermales con múltiples episodios de relleno. A diferencia de otros depósitos epitermales del Macizo del Deseado, las vetas de Virginia contienen abundante hematita especular con cuarzo y baja proporción de sulfuros de hierro y sulfuros subordinados (galena). La hematita especular es interpretada como un mineral hipogénico y se encuentra desde la superficie hasta profundidades de 150m. Estudios realizados por la empresa minera indican que el relleno de las vetas contiene acantita como principal mineral de Ag (Lhotka, 2014). Las vetas están afectadas por alteración supergénica representada por abundantes óxidos de hierro (hematita) y manganeso (pirolusita) y caolinita. El objetivo de la presente contribución es presentar nuevos datos sobre la mineralogía y texturas de dos vetas del proyecto Virginia: Julia Norte y Magi para identificar diferentes pulsos de cuarzo, de brechamiento y analizar su vinculación a la mineralización de Ag.

**Metodología.** Se realizó un viaje a el proyecto Virginia (Santa Cruz) donde se estudiaron los testigos de 6 perforaciones de la veta Julia Norte (017, 017A, 028A, 076, 143 y 143), y 2 perforaciones de la veta Magi (090 y 091), y se seleccionaron 29 muestras representativas. En el laboratorio de petrografía de la Universidad Nacional del Sur se confeccionaron 8 cortes delgados petro-calcográficos. Las muestras de testigos y cortes se analizaron en el laboratorio de Microscopía Dr. Kitaro Hayase de la Universidad Nacional del Sur. Se describieron los pulsos y texturas de cuarzo de acuerdo a

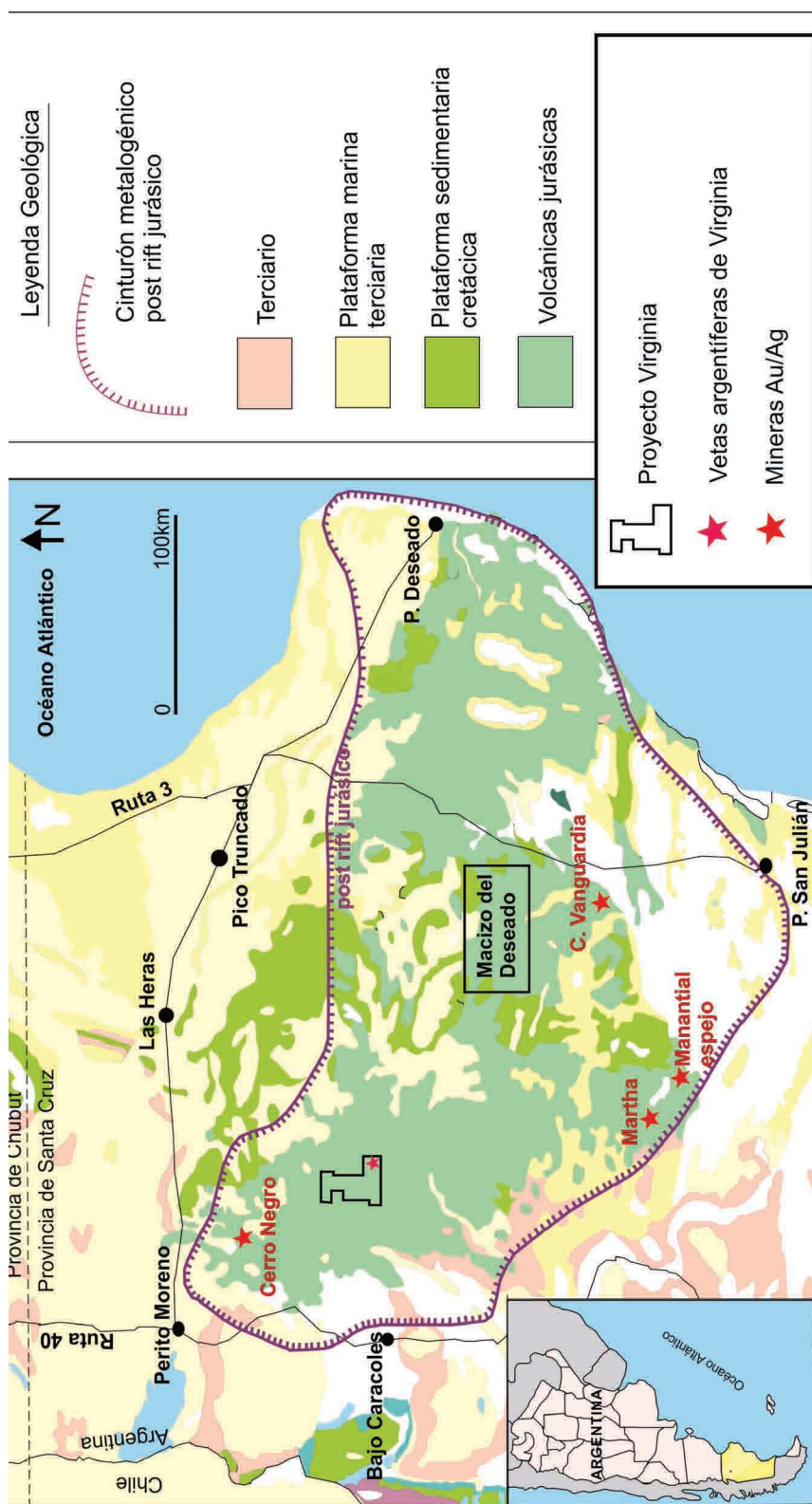


Figura 1. Localización del Proyecto Virginia y geología del Macizo del Deseado.

(Dong *et al.* 1995). Se clasificó al cuarzo según su tamaño y grado de cristalinidad en cuarzo cristalino ( $>0,5\text{mm}$ ), microcristalino ( $0,5\text{-}0,01\text{mm}$ ), criptocristalino ( $<0,01\text{mm}$ ) y sílice amorfa (ópalo). Dentro de los cuarzos microcristalinos se distinguió: cuarzo sacaroide y calcedonia.

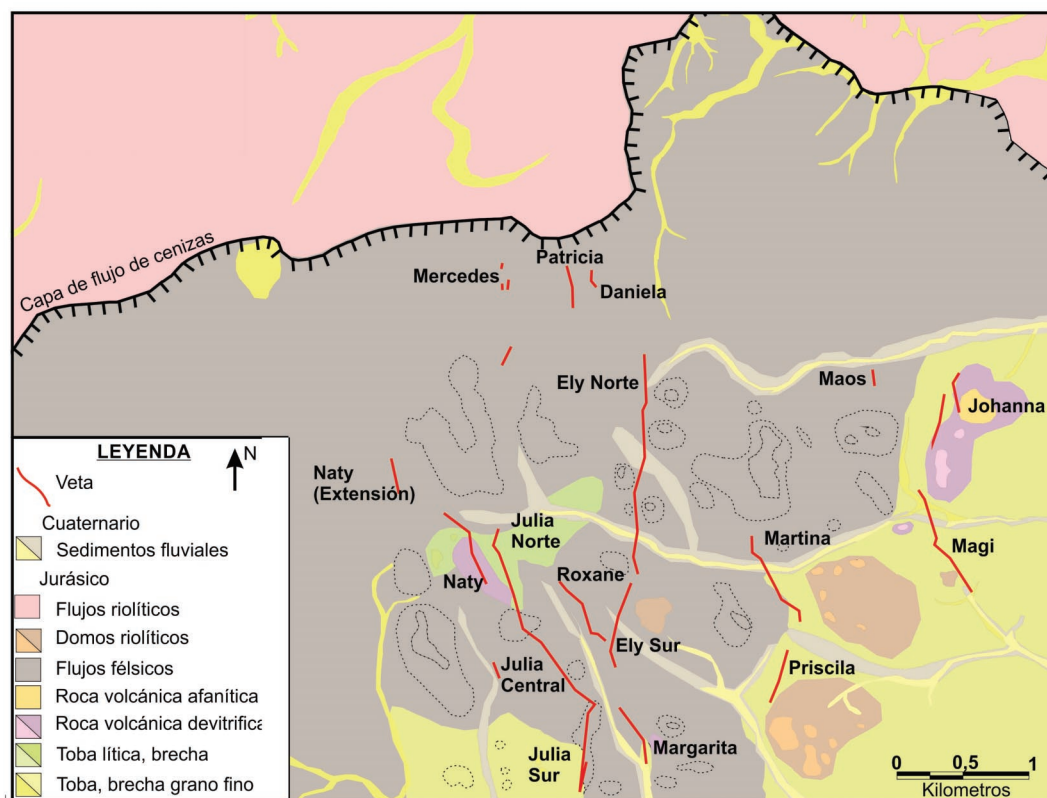
**Resultados.** La veta Julia Norte aflora en el sector NO del Proyecto Virginia a lo largo de 590m, presenta un rumbo N-S y fue interceptada por 46 perforaciones. Las rocas de caja son riolitas, tobas e ignimbritas afectadas por alteración argílica y cortadas por venillas de hematita tardías. El relleno de la veta Julia Norte consiste en un bandeamiento coloforme de cuarzo calcedónico-sacaroide asociado a hematita especular  $\pm$  sulfosales de Ag, y hematita rojiza. (Figura 3a). Se reconocen múltiples pulsos de brechamiento. Las brechas están constituidas por clastos angulosos de veta (cuarzo cristalino) cementadas por calcedonia (Figura 3b). Un pulso tardío de cuarzo cristalino (amethysta) corta los pulsos previos y no se vincula a mineralización (Figura 3c).

Al microscopio el cuarzo sacaroide presenta texturas de recrystalización de cuarzo como texturas en mosaico, plumosa y flamboyant. Los mine-

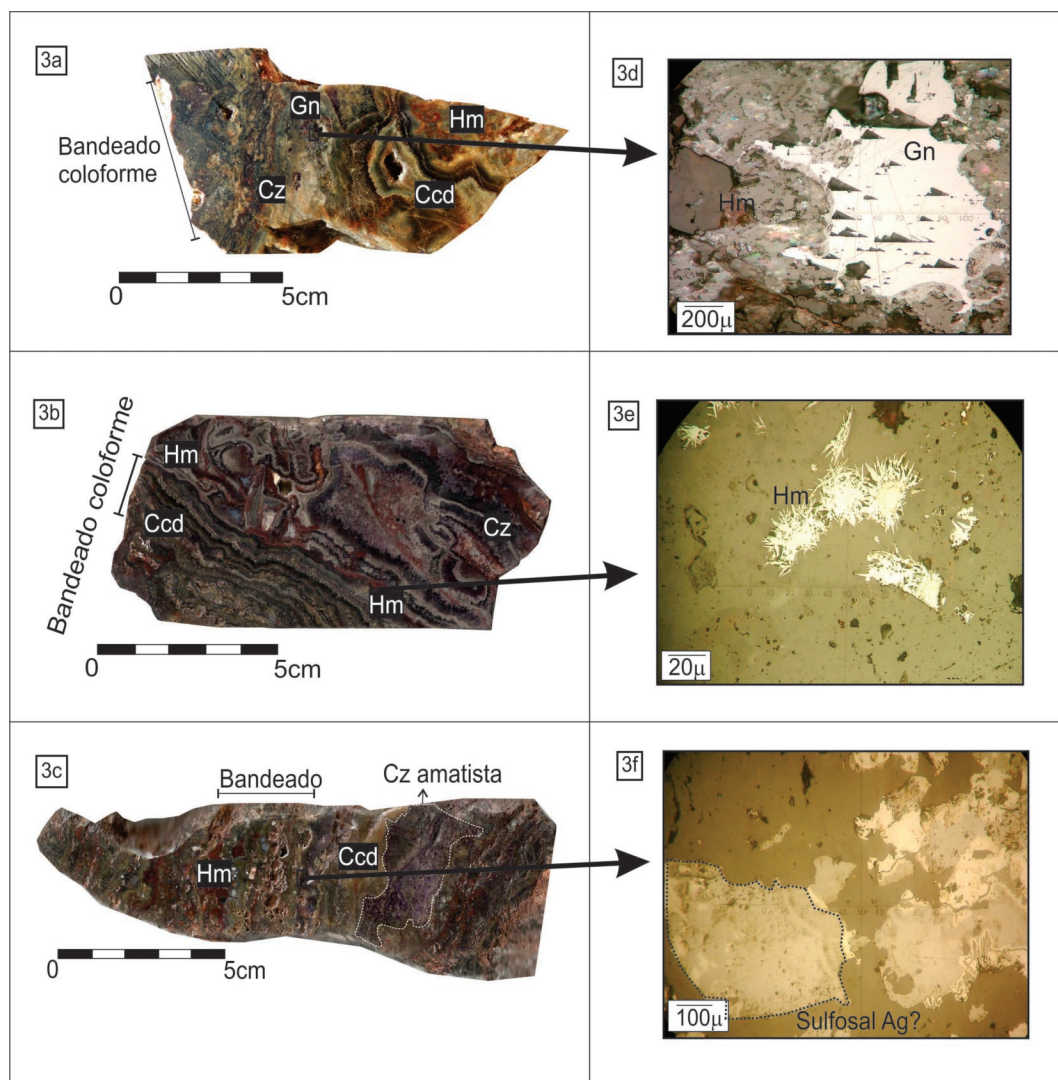
rales opacos asociados al cuarzo sacaroide y calcedónico son: cristales de galena afectados por alteración supergénica ( $\sim 2\%$ , Figura 3d); hematita especular en cristales prismáticos, granos anhedral y formando parte de las bandas coloformes (es el mineral opaco más abundante en las muestras analizadas,  $\sim 10\%$ , Figura 3e); en menor proporción se reconocen sulfosales de Ag (serie proustita-pirargirita o pearceíta-polibasita, Figura 3f), y trazas de un mineral altamente reflectivo incluido en cuarzo, que por su pequeño tamaño no puede determinarse por vía óptica (lente  $50\times\text{-}2\mu\text{m}$ ).

La veta Magi está expuesta en superficie en las trincheras en la zona E del proyecto Virginia. Fue interceptada por 2 perforaciones que cortan la veta, brechas matriz sostén (de origen hidrotermal) y rocas de caja volcánicas afectadas por alteración argílica. Las brechas matriz sostén están compuestas por fragmentos de rocas volcánicas previas en una matriz de grano fino silicificada (Figura 4a).

El relleno de la veta consiste en calcedonia de varias tonalidades (rojiza  $>$  grisácea  $>$  verdosa) con bandeamiento coloforme asociada a hematita especular, y cortada por pulsos tardíos de cuarzo cristalino y ópalo (Figura 4b).



**Figura 2.** Mapa geológico del Proyecto Virginia y ubicación de las 16 vetas del Proyecto Virginia con mineralización de Ag y orientaciones NO, NNO y NNE que cortan rocas volcánicas del Jurásico Medio.



**Figura 3.** (a) Veta bandeada coloforme de cuarzo calcedónico-sacaroide asociado a hematita especular y sulfosales de Ag y hematita rojiza. (b) Múltiples eventos de brechamiento, clastos angulosos de la veta cementados por calcedonia. (c) Pulso de cuarzo cristalino (amatista) que no se vincula con la mineralización, corta pulsos previos. (d) Luz reflejada. Cristales de galena afectados por alteración supergénica. (e) Luz reflejada. Cristales de hematita especular, en soles. (f) Luz reflejada. Sulfosales de Ag? (Serie proustita-pirargirita ó pearceita-polibasita). Referencias: Ccd: calcedonia; Cz: cuarzo; Gn: galena; Hm: hematita.

Microscópicamente, se distinguieron en la veta Magi 4 pulsos o generaciones de cuarzo: Calcedonia (Calcedonia 1) reemplaza estructuras triangulares de carbonato previo y presenta una textura típica de reemplazo por sílice tipo “calcita espática” (“Platy Calcita”) Se encuentra parcialmente recrystalizada a un mosaico de cuarzo sacaroide y en ocasiones muestra extinción tipo *flamboyant* (Figura 4c). El cuarzo cristalino, de mayor tamaño (600  $\mu\text{m}$ ), rellena espacios y/o huecos de la muestra. Un segundo pulso de calcedonia (Calcedonia 2) con

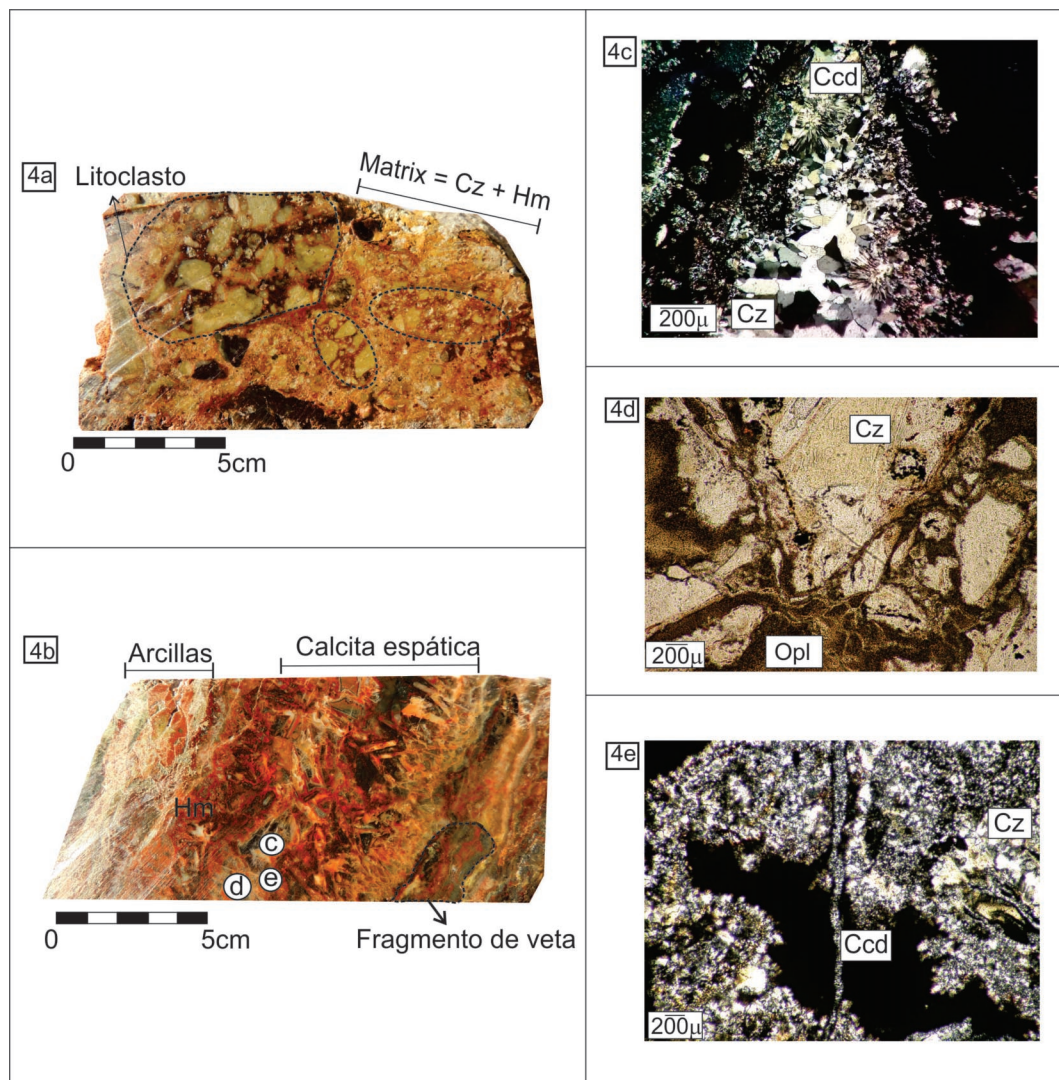
arreglo radial o en soles se sobrepone al cuarzo cristalino. La roca y previas generaciones de cuarzo son afectadas por un evento de brechamiento, y los fragmentos son cementados por un pulso de ópalo (Figura 4d). Calcedonia 3 corta a los pulsos previos en forma de finas venillas (Figura 4e). Los minerales opacos asociados al primer pulso de calcedonia son: hematita (10%) y trazas de un mineral opaco de alta reflectancia que por su pequeño tamaño no puede determinarse via óptica (lente 50x-2 $\mu\text{m}$ ).



**Discusión y consideraciones finales.** La mineralogía y texturas de cuarzo de las vetas Julia Norte y Magi indican que las muestras analizadas se corresponden con el intervalo de metales preciosos del diagrama idealizado de veta epitermal de Buchanan (1981).

Las leyes de plata no se extienden muy profundamente en las vetas del sistema de Virginia, alcanzando sólo a los ~100m de profundidad. Debido a esta brusca disminución en el contenido de

plata de las vetas y la aparición de galena, la mineralización de plata en Virginia representaría las raíces del sistema epitermal. La mayoría de los autores han clasificado estos sistemas de metales preciosos como el tipo de “baja sulfuración”, pero también se ha sugerido que podrían considerarse de “intermedia sulfuración” (Lhotka, 2014). La presencia de hematita hipogénica en relleno de las vetas sugiere que el sistema se habría formado a partir de fluidos hidrotermales con  $fO_2$  más eleva-



**Figura 4.** (a) Brecha matriz sostén con fragmentos de rocas volcánicas previas en una matriz de grano fino silicificada. (b) Veta bandeada constituida por calcedonia de varias tonalidades, hematita, ópalo y cuarzo cristalino. La calcedonia muestra una textura de calcita espática. (c) Luz transmitida. Calcedonia reemplazando a carbonato o sulfato previo, parcialmente recrystalizada a cuarzo sacaroide, cuarzo cristalino (Qz) rellena oquedades. (d) Luz transmitida. Ópalo cementando fragmentos causados por evento de brechamiento. (e) Luz transmitida. Venillas de calcedonia (último evento) cortan pulsos anteriores. Referencias: Ccd: calcedonia; Cz: cuarzo; Hm: hematita; Opl: ópalo.

das que las presentes en un típico depósito epitermal de baja sulfuración, y que se corresponden con el campo de sulfuración intermedia en el diagrama  $\log fS_2$  versus temperatura de Barton y Skinner (1979). La presencia de textura en enrejado (tipo calcita espática) observada en muestras de la veta Magi es indicador de la zona de ebullición del sistema epitermal (Dong *et al.* 1995). Las texturas reconocidas en Magi y Julia Norte indican condiciones de precipitación rápida (Corbett y Leach, 1998).

El rango de temperatura para la precipitación de calcedonia presente en el relleno de las vetas es ~100°-200°C (Corbett y Leach, 1998). Las sulfosales de Ag (platas rojas) también indican bajas temperaturas de cristalización (Hall, 1967). Acanthita, considerado el principal mineral de plata, es estable hasta una temperatura de 177°C, y por encima de esa temperatura el polimorfo estable es la argentita (Frueh, 1957). El ópalo presente en pulsos tardíos precipita a partir de fluidos con temperaturas menores a 100°C, aunque puede también precipitar por el enfriamiento rápido de un fluido a 200°C (Seward y Barnes, 1967).

Para precisar el rango de temperaturas de los fluidos en las vetas se planea realizar microtermometría de inclusiones fluidas. Se tendrá en cuenta que la calcedonia (cuarzo microcristalino) vinculada a los minerales de mena puede presentar dificultades para su estudio por este método debido a su pequeño tamaño de grano y escaso desarrollo cristalino. El cuarzo sacaroide representa un cuarzo recrystalizado (a partir de la calcedonia) por lo que las temperaturas obtenidas en dicho cuarzo van a corresponder a temperaturas de recrystalización, no de precipitación original.

**Agradecimientos.** Los autores desean expresar su agradecimiento a MIRASOL RESOURCES LTD., en especial a Timothy W. Heenan, por el financiamiento de parte de las tareas de campaña y de gabinete. También quisiéramos agradecer al personal de la empresa que brindó una colaboración fundamental en los días de campaña: Darío Rivera y Javier Mastrantonio.

Agradecemos al SEG Student Chapter UNS y al Departamento de Geología UNS por el apoyo brindado y un especial agradecimiento al Dr. Lhotka Paul por su ayuda para llevar a cabo este estudio, y a las sugerencias aportadas por la Dra. Angeletti Melisa y Lic. Bouhier Verónica.

## BIBLIOGRAFÍA

- Barton, P.B. y Skinner, B.J. 1967. Sulfide mineral stabilities. En: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*: 236-333. John Wiley and Sons, United States of America.
- Buchanan, L.J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest* 14 (2): 37-62.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998. Controls on hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists, special publication* 6: 69-82.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland classification, origin, and implication. *Economic Geology* 90: 1841-1856.
- Frueh, A.J. 1957. The crystal structure, polymorphism and twinning of acanthite ( $Ag_2S$ ). *Acta Crystallographica* 10: 764-764.
- Guido, D., Escayola, M., De Barrio, R., Schalamuk, I. y Franz, G. 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el Este del Macizo del Deseado, Patagonia: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 187-196.
- Hall, H. 1967. The pearceite and polybasite series. *American Mineralogist* 52: 1311-1321.
- Lhotka, P.G. 2014. Virginia Silver Project Santa Cruz Province, Argentina NI 43-101 Technical Report on Exploration and Drilling, Mirasol Resources Ltd., 113p.
- Seward, T.M. y Barnes H.L. 1967. Metal Transport by Hydrothermal Ore Fluids. En: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: 435-477. John Wiley and Sons, United States of America.

# CARACTERIZACIÓN DE SAPONITAS Y MONTMORILLONITAS-BEIDELLITAS ASOCIADAS A AMÍGDALAS DE BASALTOS DE LA CANTERA YOFRE, PROVINCIA DE CORRIENTES

Madsen Lenís<sup>1,2</sup>; Locati Francisco<sup>3</sup>; Collo Gilda<sup>3</sup>; Marfil Silvina<sup>1,2</sup>; Maiza Pedro<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología - UNS. San Juan 670. Bahía Blanca.

<sup>2</sup> CIC de la Prov. de Bs. As.

<sup>3</sup> CICTERRA (CONICET - UNC). Av. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba.

La cantera Yofre (4 km al suroeste de la localidad de Felipe Yofre, provincia de Corrientes) explota parte de las coladas de basalto del Miembro Serra Geral de la Formación Solari del Cretácico Inferior (Turner *et al.* 1994). La roca en general es masiva, compacta y homogénea. En el piso de la cantera se observa un nivel vesicular expuesto, con abundantes cavidades rellenas de minerales de alteración. En el presente resumen se da a conocer una primera caracterización de los minerales presentes en esas cavidades.

El material fue analizado mediante microscopía óptica de polarización; microscopía electrónica de barrido (Carl Zeiss FE-SEM-EDS Óigma; 8 y 15kV); difracción de rayos-X (DRX; Rigaku D-Max III-C; 35 kV y 15 mA y radiación de Cu K $\alpha_{1,2}$ ,  $\lambda = 1.541840$  Å filtrada con monocromador de grafito en el haz difractado), con un barrido entre 3° y 40° 2 $\theta$ , paso de 0,02° 2 $\theta$  y 8 s de conteo por paso, sobre un preparado orientado de la fracción <2  $\mu$ m del material separado de las cavidades (secado al aire, tratado con etilenglicol y calcinado a 500°C); y microanálisis con sonda de electrones (JEOL JXA 8230 con tres espectrómetros WDS y uno EDS; 15 kV, 10 nA, 10 s pico+fondo).

El nivel vesicular es de color pardo rojizo y presenta un avanzado grado de alteración. Posee textura intersertal, con tabillitas desorientadas de plagioclasa (~100  $\mu$ m) muy argilizadas, contenidas en una mesostasis de minerales arcillosos, óxidos/hidróxidos de hierro ( $\pm$  titanio), vidrio volcánico relicto y cristales aciculares de apatito. Además, se reconocen clinopiroxenos fracturados y alterados a óxidos de hierro ( $\pm$  titanio).

Las amígdalas (50 % del total de la roca) pueden estar parcial o totalmente rellenas con, por lo menos, dos tipos de materiales de grano fino, uno verdoso que suele localizarse en las zonas de borde, y otro blanquecino localizado en el interior de las mismas. Además, se reconocen calcita, venillas de sílice y óxidos de hierro ( $\pm$  titanio).

Mediante DRX se identifican esmectita como fase dominante con su típica reflexión a ~15,2 Å que expande a ~17 Å durante el glicolado y colapsa a ~10 Å luego del calcinado, y calcita como

fase secundaria (3,02 Å) (figura 1a). Además, se reconoce una reflexión a ~7,20 Å (\* en figura 1 a.3) que no se modifica durante el glicolado o el calcinado que podría corresponder a una clorita, aunque su presencia no fue confirmada ni por análisis químicos ni por DRX de polvo sobre el material separado de la cavidad.

A nivel microscópico la esmectita verdosa presenta hábito laminar a fibroso de grano fino (d~20  $\mu$ m) formando abanicos (figura 1b). La esmectita blanquecina tiene textura en "honey comb", con pequeñas láminas (~500 nm) agrupadas formando paquetes plegados (figura 1c). Químicamente la esmectita verdosa presenta mayores contenidos de Mg y Fe, y menores de Al y Si, respecto de la blanquecina. Estas diferencias son más marcadas en el Mg y el Al (figuras 1d a 1f).

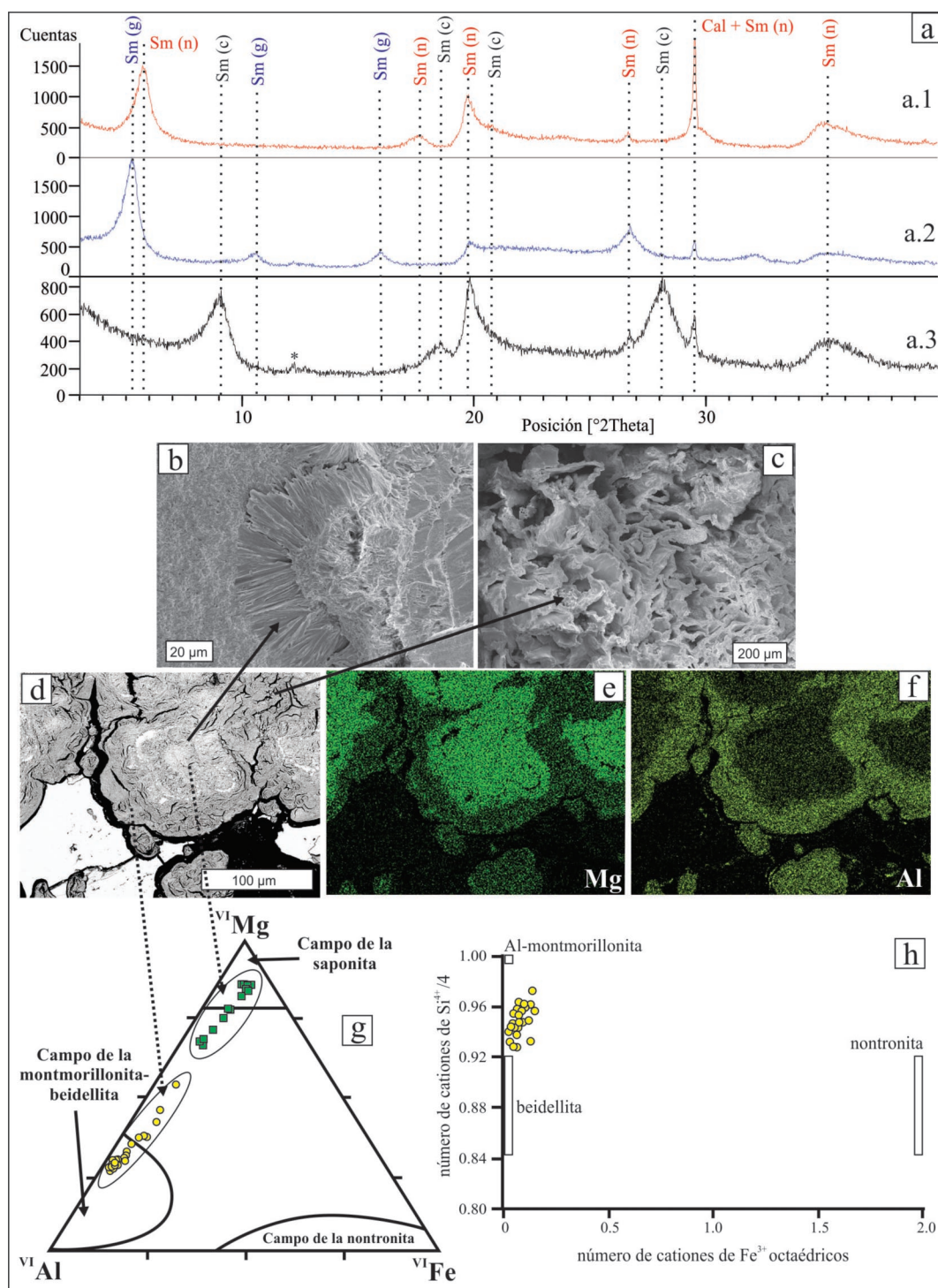
A partir de los análisis de química mineral, se proyectaron las proporciones elementales de los sitios octaédricos en un diagrama ternario Al-Mg-Fe (figura 1g). La esmectita verdosa se asocia al campo de la saponita (trioctaédrica), mientras que la blanquecina lo hace al de la serie beidellita-montmorillonita (dioctaédricas). Se consideró todo el hierro como Fe<sup>3+</sup> para la serie beidellita-montmorillonita y una relación de Fe<sup>3+</sup>/Fe total: 0,4 para las saponitas (Velde 1992). El Mg se asumió como ocupando el sitio octaédrico.

Las esmectitas blanquecinas se ubicarían en un campo intermedio entre la beidellita y la montmorillonita, con mayor tendencia hacia la beidellita (Meunier 2003, figura 1h). Aunque es necesario profundizar los estudios, la asociación beidellita-saponita podría asociarse con ambientes hidrotermales naturales (Beaufort *et al.* 1995), y la transición montmorillonita-beidellita a mezcla de fluidos geotermales y aguas meteóricas (Guisseau *et al.* 2007).

## BIBLIOGRAFÍA

- Beaufort, D., Papapanagiotou, P., Patrier, P., Fujimoto, K. y Kasai, K. 1995. High temperature smectites in active geothermal field. En: Kharraka, Y. K. y Chudaev, O. V. (eds.) Proc 8th Int Symp Water-Rock Interact: 493-496, Vladivostok.
- Guisseau, D., Mas, P.P., Beaufort, D., Girard, J.P., Inoue, A., Sanjuan, B., Petit, S., Lens, A. y Genter, A. 2007. Significance of the depth-related transition montmorillonite-beidellite in the Bouillante geothermal field (Guadeloupe, Lesser Antilles). American Mineralogist 92 (11-12): 1800-1813.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C. y Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters 121: 333-348.
- Iacoviello, F., Giorgetti, G., Nieto, F. y Memmi, T. 2012. Evolution with depth from detrital to au-





**Figura 1.** a) DRX del agregado orientado secado al aire (a.1), con etilenglicol (a.2) y calcinado a  $500^\circ$  (a.3). b-c) Imágenes de electrones secundarios (SEM) de la variedad fibrosa (a) y la variedad en escamas nanométricas (b). d-f) Imagen de electrones retrodispersados (d) y mapas composicionales de Mg (e) y Al (f) del mismo sector (SEM). g) Diagrama ternario Mg-Al-Fe (octaédrico) según Iacoviello et al. (2012). h) Diagrama número de cationes de  $\text{Fe}^{3+}$  vs. núm. de cationes de  $\text{Si}^{4+}/4$  (Meunier 2003).



- thigenic smectites in sediments from AND-2A drill core (McMurdo Sound, Antarctica). *Clay Minerals* 47: 481–498.
- Meunier, A. 2003 *Argiles*. Société Géol. de France y GB. Science Pub., France, 433 p.
- Velde, B. 1992. *Introduction to clay minerals. Chemistry, origin, uses and environmental significance*. Chapman and Hall, London, 198 p.

PROSPECCIÓN DE CEOLITAS  
SEDIMENTARIAS EN ARGENTINA:  
APLICACIÓN DE DATOS ASTER,  
ESPECTROMETRÍA DE REFLECTANCIA  
SWIR Y RAYOS X. FORMACIÓN BAJO  
BARREAL, CHUBUT

Marquetti, Cintia <sup>1</sup>; Dal Molin, Carlos J.; Donnari, Eva  
<sup>1</sup>; Cozzi, Guillermo <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dirección de Recursos Geológicos Mineros. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR).

<sup>2</sup> Dirección de Geología Regional. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR).

<sup>3</sup> Centro de investigación de geología aplicada. Instituto Nacional de Tecnología Minera (SEGEMAR).

**Resumen.** Este trabajo tiene por objeto contribuir a la prospección regional de ceolitas en un sector de la provincia de Chubut. Se aplicaron las técnicas de teledetección, espectrometría de reflectancia SWIR (Short Wave Infra Red) y difracción de rayos X (DRX), con el objetivo de identificar ceolitas sedimentarias en la Formación Bajo Barreal del Grupo Chubut. Las imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) han aportado la base para reconocer estas unidades y su continuidad a escala regional y han sido una herramienta eficaz en la identificación de nuevos targets prospectivos. A su vez, las muestras recolectadas en las zonas de Establecimiento La Península y Sierra de Silva, se han analizado con la técnica de espectrometría de reflectancia SWIR y luego, con DRX, se ha confirmado la presencia de minerales del grupo de las zeolitas como heulandita y clinoptilolita.

**Palabras clave.** Ceolitas, Formación Bajo Barreal, ASTER, reflectance spectroscopy, rayos X.

**Abstract.** "Prospection of sedimentary zeolites in Argentina: ASTER data application, SWIR reflectance spectroscopy and X-ray. Bajo Barreal Formation, Chubut". This work is to contribute to the regional survey of zeolites in a sector of the province of Chubut. Remote sensing techniques, reflectance spectrometry SWIR (Short Wave Infra Red) and X-ray diffraction (XRD) were applied, with the objective of identifying sedimentary zeolites in the Bajo Barreal Formation of Chubut Group. The images ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) have provided the basis for recognizing these units and continuity at a regional scale and have been an effective tool in identifying new prospective targets. At the same time the samples collected as areas Establecimiento La Península and Sierra de Silva, have been analyzed using the technique of reflectance spectrometry SWIR and then DRX has confirmed the presence of minerals from the group of zeolites as heulandita and clinoptilolite.

**Keywords.** Zeolite, Bajo Barreal Formation, ASTER, reflectance spectroscopy, X-ray.

**Introducción.** Las primeras referencias de ceolitas en la región patagónica se encuentran en las descripciones petrográficas de Casanova (1931). Posteriormente, Mason y Sand (1960) citan la presencia de clinoptilolita en tufitas de la Formación Sarmiento, en las márgenes del Río Chubut. Luego Teruggi (1962; 1964) identificó analcima en las rocas del Grupo Chubut, tanto para la región del Codo del Río Senguer como en testigos de perforación en áreas de la cuenca del Golfo San Jorge. Más tarde Andreis e Iñiguez (1968) publicaron sobre la presencia de clinoptilolita en rocas de la Formación La Matilde en la provincia de Santa Cruz. Posteriores trabajos sobre ceolitas en el Grupo Chubut tendieron a una mejor caracteriza-

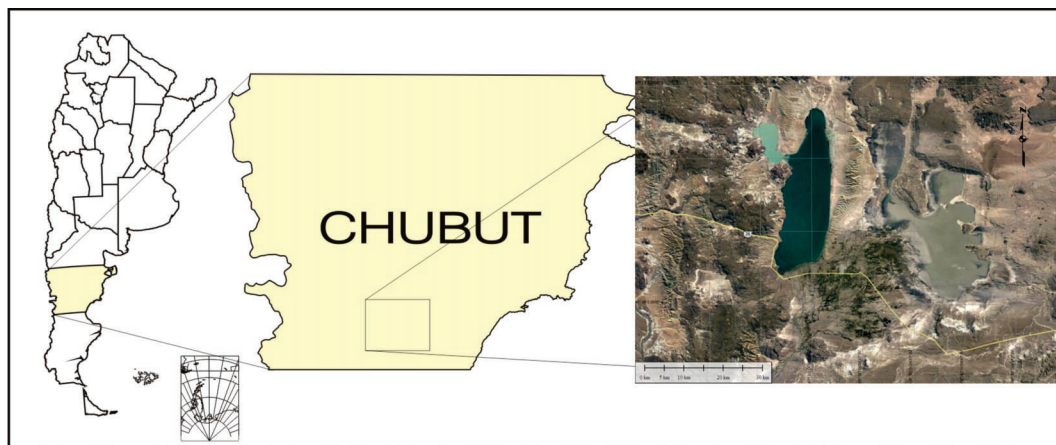
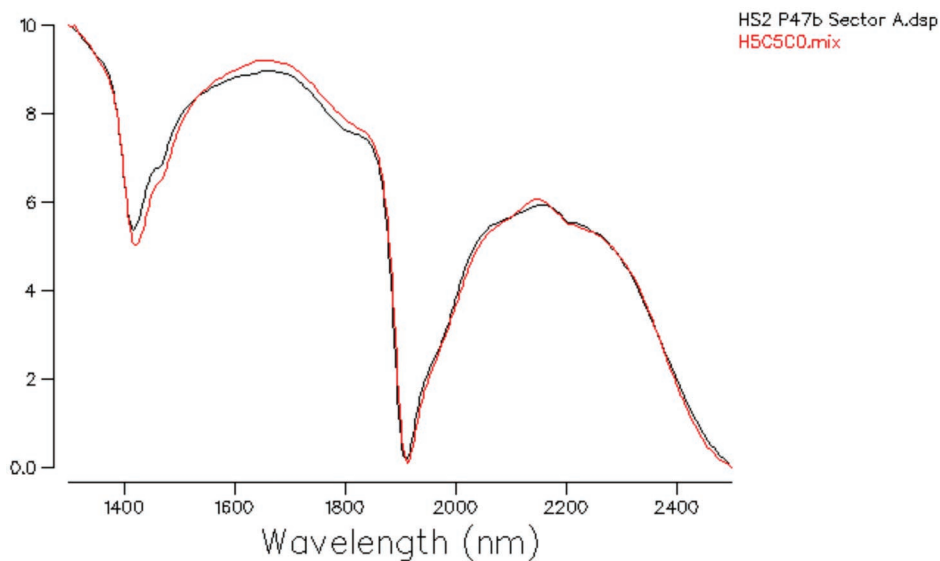


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

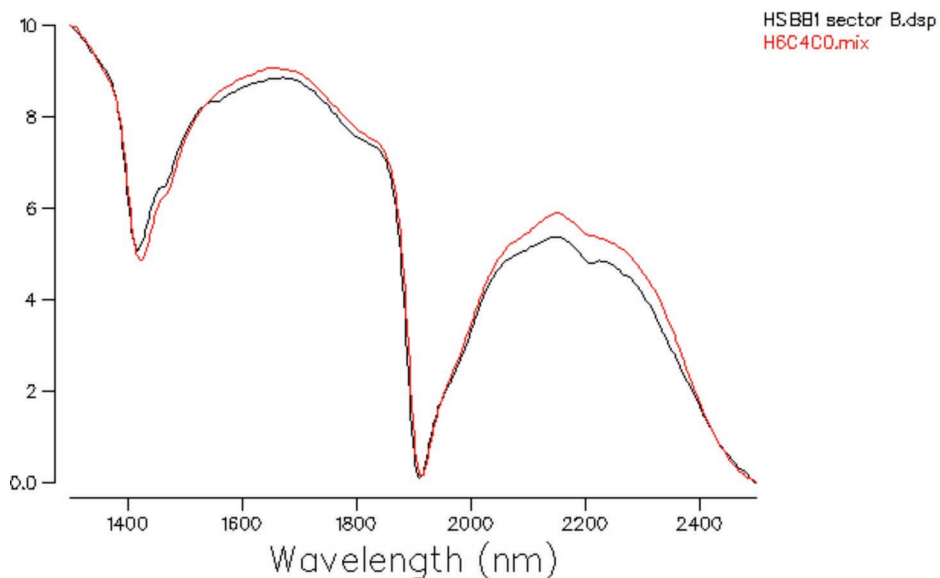


**Figura 2.** Firma espectral de una muestra de Estancia La Península, en color negro, comparada con la firma espectral de una mezcla de ceolitas (50% de heulandita y 50% de clinoptilolita) en color rojo.

ción mineral y sus implicancias económicas (Iñiguez *et al.*, 1987; Iñiguez y Zalba, 1991). En el levantamiento geológico llevado a cabo por la Dirección Nacional de Geología y Minería se describe la existencia de rocas ceolitizadas del Grupo Chubut en la ex mina Beatriz Sava Solari Yrigoyen I, al Este de Telsen (Page, 1987; Ardolino y Franchi, 1996). En Iñiguez Rodríguez (1994) se sintetiza sobre los depósitos ceolíticos de las provincias de La Rioja, San Juan y Chubut.

Recientemente, y con la participación de varios especialistas, SEGEMAR ha iniciado el programa "Prospección de ceolitas sedimentarias en la República Argentina", que propone el estudio geológico y la caracterización de rocas sedimentarias portadoras de ceolitas en el país.

En el marco de este programa, el presente trabajo tiene como objeto contribuir a la prospección de ceolitas en un sector de la provincia de Chubut, mediante la utilización de la teledetección con imá-



**Figura 3.** Firma espectral de una muestra de Sierra de Silva, en color negro, comparada con la firma espectral de una mezcla de ceolitas (60% de heulandita y 40% de clinoptilolita) en color rojo.

**Tabla 1.** Resultados del análisis por DRX.

Sitio Muestreo	Muestra	Composición Mineralógica por DRX
Toba Estab. La península (nivel superior)	Sector A HS2-P47A	Cuarzo+FK+Clinoptilolita+Plag+Esmectita
Toba Estab. La península (nivel inferior)	Sector A HS2-P47B	Cuarzo+Clinoptilolita/Heulandita+Plag+FK+Filosilicatos
Toba Sierra de Silva	Sector B HS-BB1	Cuarzo+Clinoptilolita/Heulandita+Plag
Toba Sierra de Silva	Sector B HS2-BB41A	Cuarzo+Plag+Clinoptilolita/Heulandita+FK

genes ASTER y el análisis de las muestras colectadas en terreno mediante las técnicas de espectrometría de reflectancia SWIR y DRX.

Existen más de 60 especies de minerales de ceolitas naturales, cada una con su propia estructura y características físico químicas (Morante, *et al*, 2013).

Los minerales del grupo de las ceolitas son aluminosilicatos hidratados de elementos alcalinos y alcalinotérreos. Su composición y estructura molecular le confieren una gran capacidad de intercambio iónico y absorción molecular. Debido a su condición de “tamices moleculares” como a sus propiedades físico-químicas, se pueden obtener de ellas innumerables beneficios y materiales muy versátiles en la industria, agricultura, control ambiental, etc. (SEGEMAR-UNSAM, 2006).

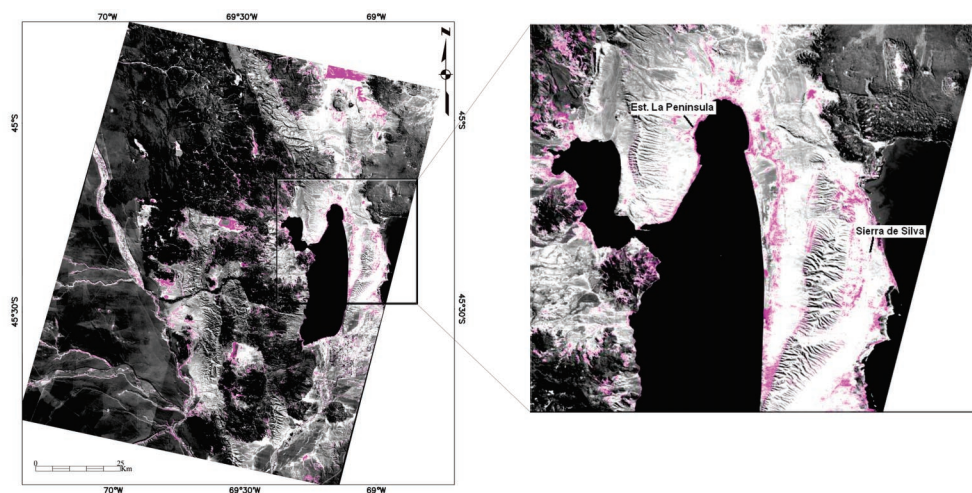
Las ceolitas se manifiestan principalmente en rocas sedimentarias, como por ejemplo, a partir de material piroclástico fino depositado en cuencas que luego sufre procesos de hidrólisis y alteración. Si bien el mayor número de manifestaciones de ceolitas se encuentra en rocas sedimentarias, no deben descartarse los orígenes ígneo y metamórfico (Agosto, F., *et al*, 2005).

#### Ubicación y Geología del área de estudio.

El área de estudio se localiza en el centro sur de la provincia del Chubut, en las zonas aledañas al lago Musters, entre las coordenadas 45° 1'16.88"S / 69°38'14.83"O y 45°46'33.12"S / 68°25'28.90"O (figura 1).

Las zonas de muestreo son: 1. Establecimiento La Península y 2. Sierra de Silva, ambas con acceso por la Ruta Provincial 24 desde la localidad de Sarmiento.

Las muestras fueron extraídas de las rocas de la Formación Bajo Barreal aflorantes en el sector noroccidental de la Cuenca del Golfo San Jorge donde la Faja Plegada de San Bernardo expone las rocas cretácicas que han sido muestreadas. Esta formación constituye parte de la sedimentación continental en la cuenca cretácica que dio origen al Grupo Chubut (Lesta, 1968). Esta sedimentación estaría controlada por la subsidencia tectónica tardía posterior al rift neocomiano (Uliana *et al*, 1989). El Grupo Chubut se apoya en discordancia sobre el Grupo Las Heras, que constituye el relleno del rift neocomiano (Lesta *et al*, 1980) y es cubierto en forma discordante por unidades terciarias originadas en una amplia plataforma de escasa pendiente



**Figura 4.** Imagen ASTER clasificada con la firma espectral de heulandita y clinoptilolita. A la derecha puede observarse un detalle de la clasificación de los sectores de donde se tomaron las muestras estudiadas como así también de otros de interés prospectivo.



en un contexto predominantemente extensional (Legarreta *et al.*, 1990).

La litología de la Formación Bajo Barreal fue originada por depósitos de corrientes efímeras, llanuras de inundación y ríos entrelazados proximales asociados a procesos volcánicoclásticos, mientras que el miembro superior estaría constituido por depósitos de corrientes efímeras y llanuras de inundación (Hechem *et al.*, 1989). Esta conformada fundamentalmente por tobas líticas y areniscas tufíticas bien estratificadas y muestran una marcada alternancia de niveles de bancos friables y duros que le dan un característico aspecto a sus afloramientos (Dal Molin, C., *et al.*, en preparación).

**Metodología.** Se tomaron dos áreas piloto, Estancia La Península y Sierra de Silva, en las cuales se realizó un muestreo en afloramientos de la Formación Bajo Barreal, del Grupo Chubut.

Se procesaron datos ASTER nivel 3A de dos escenas completas, ortorrectificadas. Se ha confeccionado el mosaico del área de estudio, con una resolución espacial de 15 metros y espectral de 9 bandas provenientes del subsistema VNIR (Visible Near Infra Red) y SWIR. Luego se convirtió la imagen de números digitales a reflectancia relativa en dichas bandas, paso indispensable para poder comparar la respuesta espectral de los píxeles con las firmas espectrales de las muestras. Se realizaron distintas combinaciones y cocientes de bandas, destacándose la combinación de bandas RGB 831, para la discriminación de unidades litológicas aflorantes.

Finalmente se hicieron clasificaciones con el método "Spectral Angle Mapper" (SAM) a fin de obtener una imagen clasificada con la distribución de ceolitas, utilizando los patrones espectrales del USGS (U.S. Geological Survey), de heulandita y clinoptilolita, disponibles en las bases de datos del programa de procesamiento ENVI. Luego se reajustaron las clasificaciones con los datos obtenidos a partir de la medición de las muestras con el espectrómetro PIMA (Portable Infrared Mineral Analyzer). El mismo se utilizó para identificar minerales del grupo de las ceolitas a partir de su firma espectral.

Las ceolitas, de acuerdo a su patrón espectral, muestran solamente rasgos de absorción que corresponden a la presencia de agua, con valores alrededor de 1400 nm y 1900 nm. Estos mismos rasgos se observan en el ópalo y las esmectitas, sin embargo hay pequeñas diferencias en estos valores para las ceolitas, donde el rasgo de 1400 nm aparece desplazado levemente hacia longitudes de onda mayores, entre 1450 y 1470 nm (Hauff P, 1994).

Una vez obtenida dicha signature espectral, la información obtenida fue analizada con el programa SpecWin Revision 1.6 y se compararon los resultados de la muestra con espectros patrones de minerales del grupo de las ceolitas, a fin de obtener

correspondencia. Para este caso se realizaron mezclas de heulandita y clinoptilolita con el programa a fin de encontrar la signature que más se asemeje a la de las muestras (Figuras 2 y 3).

Posteriormente se contrastaron estos resultados con análisis de DRX. Esta técnica, generalmente utilizada para la identificación de ceolitas, permite además estimar, semi cuantitativamente, la abundancia de ceolitas y minerales asociados.

De acuerdo al análisis DRX, se confirma la presencia de heulandita y clinoptilolita. En la tabla 1 se detalla la composición mineralógica detectada.

**Resultados.** Como resultado de este trabajo se obtuvo una imagen clasificada de distribución de ceolitas (figura 4). Los píxeles clasificados corresponden a las tobas ceolitizadas presentes en las zonas piloto de Estancia La Península y Sierra de Silva. Además se han identificado nuevas zonas prospectivas a partir de esta clasificación y las características geológicas y geomorfológicas de la Formación Bajo Barreal, donde esta unidad constituye una planicie estructural de arrasamiento por la alternancia de capas duras y blandas. La disposición de las ceolitas coincide con las capas más duras en los niveles menos friables.

**Discusión y Conclusiones.** Las esmectitas poseen una respuesta espectral similar a la de las ceolitas en las bandas SWIR de ASTER, siendo esto una limitante para el método, razón por la cual no puede omitirse el estudio geológico del área, a fin de no realizar falsas interpretaciones. Con respecto a la técnica de espectrometría de reflectancia SWIR, las ceolitas no tienen rasgos determinantes para afirmar su presencia sin descartar otros minerales, como por ejemplo, ópalo y esmectitas (Castro Godoy *et al.*, 2015), los cuales comparten rasgos en el espectro. Sin embargo, ha sido de utilidad para el estudio de muestras y una vez corroborada la presencia de ceolitas con DRX, se ha confeccionado una librería espectral.

La técnica de espectrometría de reflectancia SWIR no solo aporta el dato de la probable presencia de ceolitas en las muestras, sino que además otorga un patrón espectral que permite realizar clasificaciones supervisadas en las imágenes, ajustando las interpretaciones previas, en una segunda instancia.

Es indispensable complementar la teledetección y la espectroscopía de reflectancia SWIR fundamentalmente con trabajos de campo y con otras técnicas como la DRX, petrografía y demás estudios de caracterización de ceolitas.

**Agradecimientos.** Agradecemos al Servicio Geológico Minero Argentino por permitir la publicación de este trabajo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Agostol, F., Canafoglia, M.E., De Barrio, R., Cabello, C., Schalamuk, I., Minellia, G. y. Bottol. I.L. , 2005. Depósitos tobáceos terciarios zeolitizados del área de Paganzo (provincia de La Rioja). Su potencialidad tecnológica. Actas del XV I Congreso Geológico Argentino, La Plata. Pág. 847-854.
- Ardolino, A. A. y Franchi, M. 1996. Hoja Geológica 4366-1 Telsen. Boletín 215. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, 110 pp., Bs. As.
- Casanova, M., 1931. Apuntes petrográficos sobre los terrenos atravesados por los pozos de Comodoro Rivadavia y alrededores. Dirección Gral. de YPF. Contribución V. Buenos Aires.
- Castro Godoy S., Donnari E., Gozálvez M. y Cozzi G. 2015. Utilización de datos satelitales ASTER para la prospección de manifestaciones de rocas zeolíticas en la provincia de Chubut. Jornadas de Geotectónica, San Luis, pág. 216-220.
- Dal Molin, C., Gianni, G. y Negro, C. Hoja Geológica 4559-III "Sarmiento". En preparación. SEGEMAR.
- Gozálvez M. y Cozzi G. 2014. Prospección y caracterización preliminar de zeolitas sedimentarias en rocas del grupo Chubut, región de Telsen, Chubut. SEGEMAR, Informe inédito.
- Hauff P. Spectral International INC. 1994. Espectrometría de reflectancia aplicada. Versión 3.1. Octubre 1994. Pág.16. Colorado, U.S.A.
- Hechem, J. y J. Homocv, 1989. Estratigrafía del chubutiano aflorante al sur del curso medio del río Deseado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 13 p., Inédito.
- Iñiguez Rodríguez, A., 1994. Natural Zeolite Resources in Argentina: First Studies for Their Application. En: Natural Zeolite and its Utilization pág. 221- 231. University Tokio Press, Tokio.
- Iñiguez,, A. M. y Zalba, P. E., 1991. Zeolitas del Grupo Chubut (Cretácico) provincia de Chubut, Argentina. 3º International Conference on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites. Abstract: 90-91. La Habana, Cuba.
- Lesta, P., Ferello, R. y G. Chebli, 1980. Chubut Extraandino. En Turner J.C. (Coord) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias II:1307-1387, Córdoba.
- Lesta, P., 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo de San Jorge. III Jornadas Geológicas Argentinas. Actas I: 251-289. Buenos Aires.
- Legarreta, L., Uliana, M. y M. Torres, 1990. Secuencias depositacionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. 3º Simposio del Tercario de Chile. Actas 135-176, Concepción.
- Mason, B. y Sand, L., 1960. Clinoptilolite from Patagonia the relationship between clinoptilolite and heulandite. The American Mineralogist. Vol 45, March - April : 341 - 350.
- Morante, F., Garcés, D., Michael, L., Mina, A., Noriega, R., 2013. Metodología de Investigación para la Prospección de Yacimientos de Zeolitas Naturales de Origen Vulcano Sedimentarios. Técnicas aplicadas a la caracterización y aprovechamiento de recursos geológicos-mineros. Transferencia y Desarrollo (volumen IV). Pág. 95-106. Instituto Geológico y Minero de España, Oviedo 2013.
- Page, R., Ardolino, A., De Barrio, R.E., Franchi, M., Lizuain, A., Page, S., y Silva Nieto, D. 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En Caminos, R. (ed) Geología Regional Argentina, SEGEMAR. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 460-488, Buenos Aires.
- SEGEMAR-UNSAM N° 13, 2006. Publicación Técnica Diatomita Perlita Zeolita. Pág.87-88.
- Teruggi, M. E., 1962. Sobre la presencia de Analcima Sedimentaria en el Chubutiano del codo del Río Senguer (Chubut). Revista del Museo de la Plata (Nueva Serie). Sección Geología. Tomo V. Páginas. 193-217 Facultad de Ciencias Naturales y Museo. U.N.L.P. La Plata.
- Teruggi, M. E., 1964. Differentiated zeolites and nefeline syenites in Basic sills of central Patagonia. XXII International Geological Congress, 7: 22-34. New Delhi.

# INCLUSIONES FLUIDAS EN EL CUARZO AURÍFERO DE LAS VETAS LA ROSARIO Y LA ALUMBRERA EN EL DISTRITO AURÍFERO CULAMPAJÁ, CATAMARCA, ARGENTINA

Martínez, F.<sup>1,2</sup>; Fogliata A. S.<sup>1,2</sup> y Mas, G.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Fundación Miguel Lillo.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo.

<sup>3</sup> Universidad Nacional del Sur.

**Resumen.** El distrito aurífero Culampajá se encuentra ubicado en la Sierra de Altohuasi-Culampajá en provincia geológica Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de Catamarca. La mineralización consiste en vetas de cuarzo con mineralización de oro, y están emplazadas en un granitoide deformado denominado Formación Chango Real. El objetivo de este estudio es determinar las características de fluidos hidrotermales mediante el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas presentes en las vetas de cuarzo de las zonas mineralizadas de La Rosario y La Alumbra.

**Palabras clave.** Inclusiones fluidas, cuarzo aurífero, Culampajá.

**Abstract.** The Culampajá gold district is located in the Sierra de Altohuasi-Culampajá of Sierras Pampeanas Occidentales geological province, Catamarca province. Mineralization consists of quartz veins with gold mineralization and are emplaced in a deformed granite called Chango Real Formation. The aim of this study is to determine the hydrothermal fluids characteristics by microthermometric study of fluid inclusions present in the quartz veins mineralized in La Rosario and La Alumbra areas.

**Keywords.** Fluid inclusions, quartz gold, Culampajá.

**Introducción.** El distrito aurífero Culampajá está ubicado en la sierra de Altohuasi-Culampajá en la provincia geológica de Sierras Pampeanas Occidentales en la provincia de Catamarca. La zona de estudio se encuentra limitada por las quebradas de Lampacito al Norte y de La Alumbra al Sur, entre las latitudes S 27°02' y 26°56' y las longitudes O 67°01'30" y 66°58'30". Las manifestaciones corresponden a vetas de cuarzo portadoras de oro emplazadas en un granitoide deformado denominado Formación Chango Real (Turner, 1962). El objetivo de este trabajo es caracterizar los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización mediante el estudio de las inclusiones fluidas presentes en las vetas de dos sectores mineralizados: La Rosario y La Alumbra (figura 1).

**Geología regional.** Las rocas más antiguas pertenecen a la Formación Loma Corral (Turner, 1962) de posible edad Precámbrico – Cámbrico Inferior (Aceñolaza y Toselli, 1981). Son metamorfitas de bajo grado de la facies esquistos verdes, esquistos, cuarcitas, filitas y pizarras. Las rocas graníticas más abundantes corresponden a la Formación Chango Real (Turner, 1962), un e intruyen a las metamorfitas. Lazarte (1992) redefine a esta Formación como un ortogneis granítico pre-tectónico de posible edad cambro-ordovícico. En algunas áreas, la deformación es más intensa, con características de gneis milonítico.

En la sierra de Culampajá también aflora el granito Papachaca (García *et al.* 1981) que intruye a las rocas de la Formación Loma Corral y Chango Real, y se divide en dos subunidades: El stock Altohuasi y El Portezuelo. El granito Papachaca es de composición sienita a monzogranítica, post-tectónica, leucocrática y no presenta deformación. Geoquímicamente es de tipo calcoalcalino, peraluminoso, muy evolucionado y con tendencia peralcalina. Según Lazarte (1994) sería de edad devónico-carbonífero. En discordancia, aflora la Formación El Cajón (Turner, 1962) constituida por areniscas y tobas de edad miocena superior-pliocena (Parra y Morales, 2003). El cuaternario está representado por depósitos conglomerádicos aluviales y sedimentos arenosos eólicos.

La estructura regional presenta un fallamiento inverso lístrico característico de Sierras Pampeanas con fallas de rumbo NNE-SSO, que ponen en contacto rocas terciarias con el basamento cristalino, levantando la sierra de Culampajá. También existen megafracturas de rumbo ENE-OSO en la zona de La Alumbra y fracturas de orientación NNO-SSE a submeridianas, que coinciden con el rumbo del lineamiento Corral Quemado.

Las estructuras más sobresalientes del área de estudio lo constituyen lineamientos de rumbo aproximado N-S y particularmente, una zona de cizalla de orientación general NO-SE que generó la deformación del granito Chango Real.

**Geología local.** La mineralización ocurre en el flanco oriental de la sierra de Culampajá. La roca de caja es el granito Chango Real, de composición monzogranítica a granodiorítica. Está formado por plagioclasa (labradorita), cuarzo, ortosa, microclino, biotita, apatito, circon, ilmenita, titanita y rutilo. Presenta una foliación milonítica muy marcada en algunos sectores, principalmente en los afloramientos afectados por el lineamiento Corral Quemado.

Las vetas de cuarzo, se emplazan por medio de fracturas tensionales (Ávila y Velasco Robles, 1983) de rumbo predominantemente E-O con inclinaciones subverticales. Además se observaron dos sistemas de vetillas de cuarzo de diferente rumbo en la zona de Tajo Largo N55°E con inclinaciones de 85° NE, y N40°O con inclinaciones sub-

verticales en la zona de La Rosario. Las vetas tienen poca potencia, 0,1 m a 1 m y color blanquecino con impregnaciones de óxidos de hierro. Los minerales opacos (sulfuros y óxidos) aparecen en pequeños "bolsones" distribuidos irregularmente en las vetas. La textura es maciza, sin ramificaciones, aunque en algunas zonas hay venilleo tipo "stockwork". Están formadas por cuarzo como principal mineral de ganga, pirita y calcopirita. Se observa covelina reemplazando a calcopirita y goethita, hematita, azurita y malaquita como productos de oxidación de pirita y calcopirita. El oro no se pudo determinar microscópicamente en este trabajo, solo a través de los análisis químicos en las vetas y las salvandas de las mismas. Sin embargo, existen antecedentes que mencionan oro nativo en chispas en las vetas (Ávila y Lazarte, 2011).

**Textura del cuarzo.** El cuarzo en las vetas es masivo de grano fino, vítreo, de color blanquecino a ahumado translucido con tonos grisáceos y recubiertos por pátinas de óxidos de hierro. Se observan abundantes microfracturas, llegando hasta

el brechamiento. Se observó pequeños espacios abiertos irregulares y equidimensionales microscópicos del orden de 0,1 mm.

Microscópicamente se reconocieron texturas de crecimiento primarias generadas durante la formación de los cristales de cuarzo y texturas secundarias superpuestas que afectan a las primarias y corresponden a eventos posteriores.

Los granos de cuarzo son anhedral a subhedral con extinción fragmentosa a ondulosa y tamaños que varían entre 0,5 a 2 mm. Los contactos entre los mismos son difusos y con límites suturados y evidencias de disolución. La principal textura primaria es maciza (textura buck, Dowling y Morrison, 1989) con agregados no orientados de cristales anhedral. La principal textura secundaria corresponde a bandas de subgranos con espesores de 175µm y el desarrollo de subgranos aislados o en grupos, generados por la recrystalización dinámica en los bordes del cuarzo. Estas bandas presentan un diseño rectilíneo con orientaciones diferentes, lo que genera que se crucen según ángulos oblicuos.

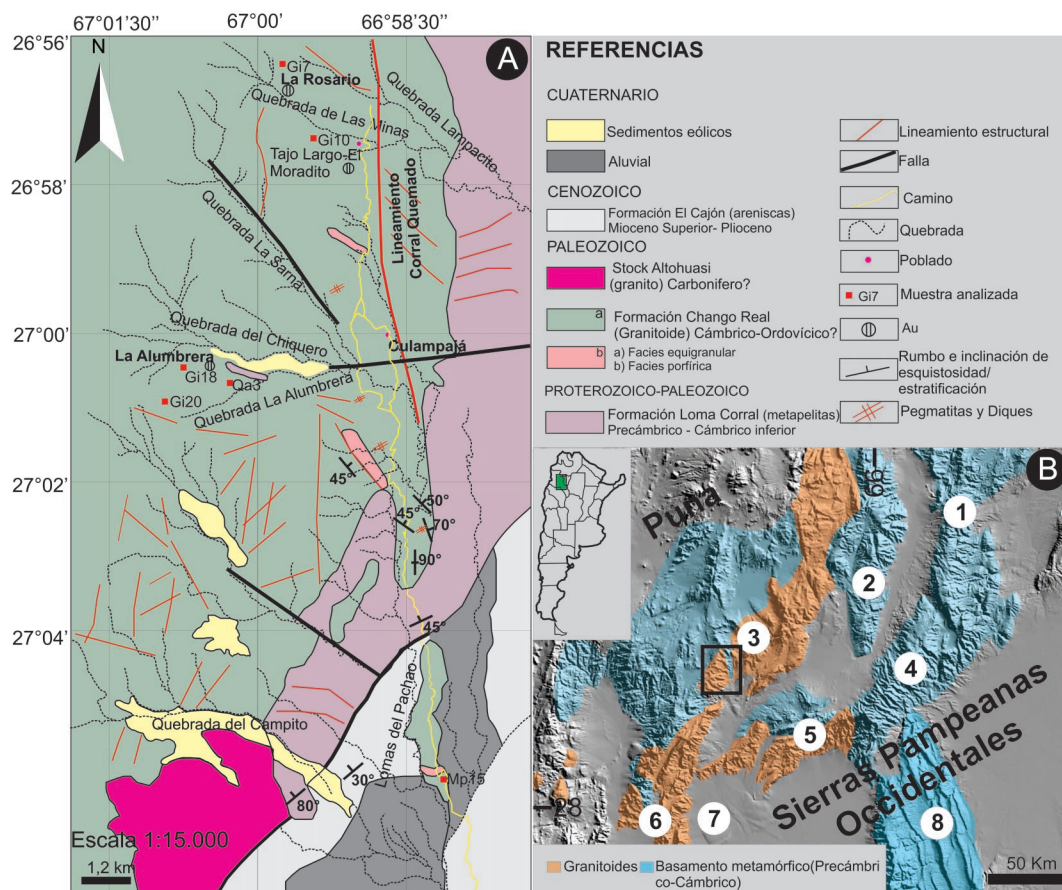
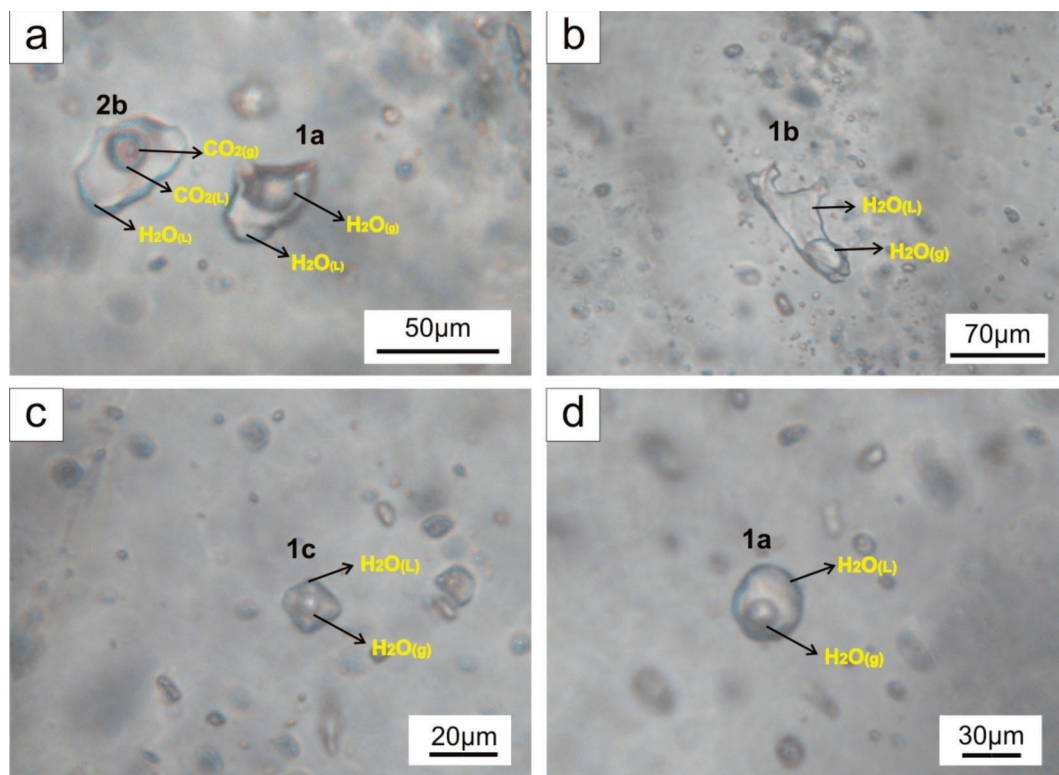


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio.





**Figura 2.** Detalle de las inclusiones fluidas estudiadas, a y c corresponden a La Alumbra; b y d a La Rosario.

**Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas.** La petrografía se realizó con un microscopio Olympus BX51. Se realizó un “mapeo” petrográfico para determinar las inclusiones fluidas más adecuadas para realizar el estudio microtermométrico posterior.

El estudio microtermométrico se realizó con una platina de calentamiento/enfriamiento LinKam MDS 600, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50. La platina fue calibrada con sustancias estándares para el rango 0° a +400°C, el punto triple del CO<sub>2</sub> (-56,6°C) se calibró mediante inclusiones naturales de CO<sub>2</sub> puro (localidad Calanda, Suiza; Tourey, 1968). Se confeccionó una curva de calibración para el equipo que muestra una exactitud de 1°C con precisión de  $\pm 0.5^\circ\text{C}$  en el rango comprendido entre -60°C y +120°C.

Se reconocieron inclusiones fluidas de tipos primarias, pseudosecundarias y secundarias. Se estudiaron solo las inclusiones primarias, ya que reflejan el fluido presente durante el crecimiento del cristal. Se presentan distribuidas al azar con tamaños entre 10 y 40µm llegando hasta 100µm. Tienen formas subredondeadas a elongadas, y también de cristal negativo. En menor cantidad se observaron inclusiones de forma irregular que evidencian procesos de estrangulamiento parciales (“necking

down”). Se identificaron dos tipos principales de inclusiones fluidas primarias a temperatura ambiente; bifásicas acuosas líquido dominante (tipo 1) y trifásicas acuosas con CO<sub>2</sub> (tipo 2):

**Tipo 1:** Son inclusiones bifásicas acuosas líquido dominante (figura 2): son las más abundantes y diáfanas, presentan formas regulares subredondeadas o de cristal negativo (rómicas con caras piramidales), el porcentaje que ocupa la fase de vapor es de 20 a 40%, llegando hasta 50%. Se encuentran de forma aislada en espacios intracristalinos o formando “clusters” junto con inclusiones monofásicas. Es posible dividir a estas inclusiones en función de la forma, tamaño y temperaturas a las que homogeneizan: 1a) son medianas a grandes. Poseen formas regulares redondeadas a elípticas y de cristal negativo, aunque en ocasiones son irregulares con tamaños que oscilan entre 20 y 80µm. Las temperaturas de homogeneización (Th) oscilan entre 205 y 435°C; 1b) Son de tamaño moderado (35µm), formas irregulares y con estrangulamientos. Las Th son de 330 a 435°C; 1c) Pequeñas a medianas con forma de cristal negativo, y tamaños desde 15 a 30µm. Las Th registradas rondan en los 450°C.

**Tipo 2:** Son inclusiones trifásicas líquidas con CO<sub>2</sub> (figura 2a): contienen dos fases líquidas in-

**Tabla 1.** Resumen de los datos obtenidos en el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas.  $Tm_{ice}$ : temperatura de fusión final de la hidrohalita o del hielo;  $Tm_{clatrato}$ : temperatura de fusión final del clatrato;  $Th_{CO_2}$ : temperatura de homogeneización de la fase  $CO_2$ ;  $Th$  temperatura de homogeneización final.

Área	Tipo de inclusión	n	$Tm_{ice}$ (°C)	$Tm_{clatrato}$ (°C)	$Th_{CO_2}$ (°C)	$Th$ (°C)	Salinidad (eq, wt%)	Densidad media
La Rosario	1a	11	-3 a -12,5			232 a 400	5 a 16,4	0,77
	1b	1	-10,5			332	14,5	0,82
	1c	3	-4,6 a -8,6			324 a 437	7,3 a 12,4	0,71
	2b	2	-3,8	6,5	27,6 a 28,1	246 a 305	6 a 6,2	0,75
La Alumbreira	1a	8	-4,2 a -10,2			204 a 413	6,7 a 14,1	0,85
	1b	4	-3,5 a -11			329 a 435	5,7 a 15	0,65
	1c	2	-7,4 a -9,2			385 a 425	11 a 13,1	0,67
	2a	2	-2,3 a -5,5		26 a 28,2	374 a 435	3,9 a 8,5	0,66
	2b	3	-6,8 a -7,2	5,7	25,7 a 27	356 a 425	8 a 10,7	0,73

miscibles, una solución acuosa y  $CO_2$  líquido con una burbuja pequeña de  $CO_2$  gaseoso. Su tamaño oscila entre 20 y 40  $\mu m$ , son menos frecuentes que las tipo 1 y presentan forma irregular-alargada a subcircular o de cristal negativo. Se presentan formando trenes cortos de (3 o 4) en el interior de los granos de cuarzo. Se dividieron estas inclusiones en función del porcentaje que ocupa la fase  $CO_2$  en la inclusión: 2a) La fase de  $CO_2$  ocupa más de un 50% del volumen total de la inclusión; 2b) La fase de  $CO_2$  ocupa menos de un 50% del volumen total de la inclusión.

**Inclusiones bifásicas acuosas líquido dominante (Tipo 1).** Estas inclusiones pertenecen al sistema  $H_2O$ -NaCl y constituyen el 80% aproximadamente de las inclusiones observadas. Las  $Th$  a fase líquida de estas inclusiones se encuentran entre 260°C y 450°C con un promedio de 341°C. Se observaron algunas inclusiones de tipo 1a y 1b donde la fase de vapor ocupa de un 40 a un 50% y las mismas homogeneizaron a fase gaseosa a una temperatura promedio de 426°C.

La determinación de la temperatura de comienzo de fusión de la hidrohalita o punto eutéctico del sistema  $H_2O$ -NaCl ( $Te$ ) es importante para determinar la composición del fluido. En algunas inclusiones (en las de mayor tamaño y más diáfanos) el  $Te$  pudo determinarse, mientras que en otras solo se determinó la temperatura de fusión final del hielo ( $Tm$ ). Las temperaturas del  $Te$  varían entre -22 y -33, correspondiendo a un sistema  $H_2O$ -NaCl que posee una  $Te$  teórica de -20,8°C (Shepherd *et al.*, 1985). Estos valores por debajo del punto eutéctico teórico indicarían que además de NaCl, hay otras sales presentes por lo que se debe y considerar la participación de otras sales tales como  $CaCl_2$  y  $MgCl_2$  y KCl en el sistema acuoso (Bodnar, 2003).

Para calcular la salinidad se utilizó la  $Tm$  y se tuvo en cuenta la tabla de salinidades de Goldstein y Reynolds (1994) que relaciona la salinidad con  $Tm$  (Bodnar 1992a, b). Los resultados obtenidos muestran que las salinidades varían entre 5,7 y

16,4% NaCl eq. con un promedio de 11,2% NaCl eq.

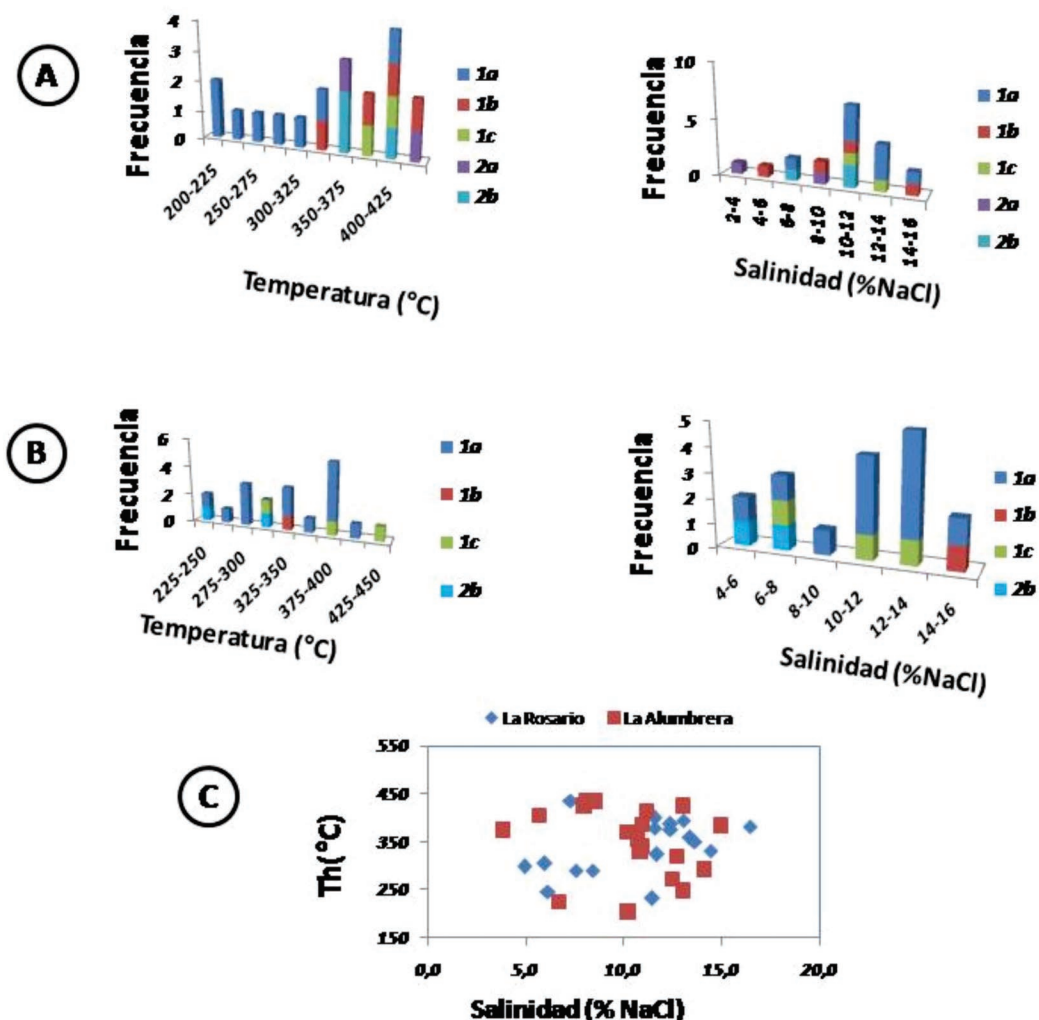
Ahmads y Rose (1980), construyeron un diagrama que permite calcular densidad aproximada de la solución más el vapor que se encuentran en las inclusiones. Este cálculo se efectúa a partir de los valores obtenidos de  $Th$  y de  $Tm$ . Los valores de densidad para las inclusiones tipo 1 se encuentran entre 0,58 a 0,89 g/cm<sup>3</sup> con una media de 0,77 g/cm<sup>3</sup>.

**Inclusiones trifásicas líquidas con  $CO_2$  (Tipo 2).** Pertenecen al sistema  $H_2O$ -NaCl- $CO_2$ . La fase de  $CO_2$ , se encuentra separada en dos fases a temperatura ambiente. La fase gaseosa corresponde a una pequeña burbuja que homogeniza rápidamente a fase líquida con el  $CO_2$  líquido al iniciar el calentamiento entre 24° y 27°C por lo que la densidad sería mayor a la crítica (que se produce a 31°C y corresponde a una densidad de 0,47 g/cm<sup>3</sup>). Los cálculos efectuados para esta fase indican una densidad de la fase  $CO_2$  de 0,73 g/cm<sup>3</sup>. Las  $Th$  total del sistema, que se alcanzan en el punto de mutua solubilidad  $H_2O$ - $CO_2$  oscilan desde los 246°C a los 435°C con una media de 358,7°C.

Durante el enfriamiento, el punto de fusión o eutéctico del  $CO_2$  se produjo entre los -56,2 y -58,5°C. La ligera desviación registrada respecto del valor -56,6°C (temperatura del punto triple del  $CO_2$  puro) indica la existencia de otros gases en la mezcla como  $CH_4$  o  $N_2$  (Mangas y Sierra, 1991).

La  $Te$  se produjo a temperaturas que varían entre -21 y -25, de nuevo inferiores al eutéctico del sistema  $H_2O$ -NaCl, lo que sugiere la presencia de otra sal en la fase acuosa.

La formación de clatrato se observó solo en dos inclusiones y la fusión del mismo se produjo a 8,5°C, esta temperatura inferior a 10°C indica presencia de  $CO_2$  como fase dominante en la mezcla gaseosa (Shepherd *et al.*, 1985). Donde se observó la formación de clatratos la salinidad se calculó con la temperatura de fusión del último cristal de clatrato, la cual es función de la salinidad de la fase acuosa coexistente. Donde no se observó la



**Figura 3.** histogramas de frecuencias A: La Alumbra; B: La Rosario y C: diagrama binario Th vs. Salinidad para las dos zonas analizadas.

formación de clatratos la salinidad puede calcularse a partir de las temperaturas de fusión final de la hidrohalita de la fase acuosa, que varía de 3,9 a 10,2% NaCl eq. con un valor promedio de 7,6%.

Para calcular de densidad en este tipo de inclusiones se tuvo en cuenta la densidad de la fase acuosa y de la fase de CO<sub>2</sub> estimándose los volúmenes de cada una de las fases. Las densidades oscilan entre 0,64 y 0,80 g/cm<sup>3</sup> con una media de 0,71 g/cm<sup>3</sup>.

**Sectores mineralizados.** El estudio de inclusiones fluidas se realizó en 2 sectores mineralizados, La Rosario y La Alumbra. Los resultados se observan en la tabla 1. Se realizaron histogramas de frecuencia de los datos de Th y salinidades y se discriminaron las inclusiones de acuerdo a cri-

terios petrográficos con el fin de expresar los rangos y variaciones de los mismos. Además se realizó un diagrama binario de Th vs. Salinidad para visualizar diferencias entre ambas zonas. La Alumbra: en este sector se hallan todos los tipos de inclusiones descritas. La moda de Th está entre 400 y 425°C con presencia de todos los tipos de inclusiones excepto las 2a y la de salinidades entre un 10 a 12% NaCl eq. (figura 3 A).

La Rosario: las inclusiones presentes son de tipo 1a, 1b, 1c, y 2b y están ausentes las de tipo 2a. La moda de Th se sitúa en el intervalo de 375 a 400°C y en la misma se encuentran inclusiones de tipo 1a y 1c y la moda de salinidades se encuentra entre 12 y 14% NaCl eq (figura 3 B).

En el diagrama binario de la figura 3 C, se representaron los datos de Th vs. salinidad para las

dos zonas estudiadas. Puede observarse que no existe una población que establezca una separación entre las dos zonas ya que la nube de puntos formada es uniforme.

**Conclusiones.** Las propiedades de presión, temperatura, salinidad y densidad de las inclusiones en la zona de La Alumbra y La Rosario permiten realizar las siguientes conjeturas:

Las inclusiones tipo 1 constituyen un 80% de las inclusiones estudiadas.

Las Th de las inclusiones tipo 1 y 2 son homogéneas y varían desde los 200 a 435°C por lo que se considera la mineralización se encuentra dentro del rango establecido para los depósitos mesotermales. Las salinidades varían entre 3,9 y 16,4 %NaCl eq., siendo en términos generales las inclusiones de tipo 1 más salinas que las tipo 2.

La coexistencia de inclusiones tipo 1 y 2 sugiere el entrapamiento de un fluido de alta temperatura, de composición heterogénea acuoso-carbónico, con pequeñas cantidades de otros gases ( $\text{CH}_4$  o  $\text{N}_2$ ) y una salinidad moderada que promedia 10,5 %NaCl eq. Sin embargo las inclusiones que contienen  $\text{CO}_2$  solo constituyen un 20% de las analizadas y se hallan en ambas manifestaciones minerales. Por lo que podríamos considerar que el fluido mineralizante es predominantemente acuoso con menores cantidades de  $\text{CO}_2$ .

Las Th representadas en los histogramas para las dos zonas analizadas muestran dos modas diferentes, una de 375 a 400°C para La Rosario y otra de 400 a 425°C para La Alumbra. Estas temperaturas son próximas y las variaciones no son demasiado grandes. En cuanto a las salinidades en La Rosario la moda se ubica entre un 12 y un 14 %NaCl eq., mientras que en La Alumbra se ubica entre un 10 y un 12 %NaCl eq.

Las dos zonas mineralizadas presentan una marcada homogeneidad en cuanto a los datos obtenidos. El fluido hidrotermal responsable de la mineralización en la Rosario sería más salino y de menor temperatura respecto a La Alumbra. No obstante tanto el rango de temperaturas como el de salinidades entre las dos zonas son muy próximos. Esto sumado a la falta de diferenciación de las dos zonas mineralizadas en un diagrama binario de Th vs salinidad (figura 3C), hace pensar que se trata de un fluido uniforme y de origen común para ambas manifestaciones minerales.

Es destacable en la zona de La Alumbra una importante población de inclusiones fluidas tipo 1a que se ubican entre los 200 a 325°C con salinidades en el rango de 10 hasta 16 %NaCl eq. (figura 3A). Este grupo de inclusiones podría corresponder a un evento tardío de menor temperatura y salinidad moderada a alta.

La coexistencia de inclusiones fluidas que homogeneizan a fase gaseosa y de salinidad relativamente más baja, con inclusiones acuosas ricas en

líquido que homogeneizan a líquido a temperaturas análogas a las anteriormente mencionadas, podría considerarse una evidencia de ebullición si bien las inclusiones que homogeneizan a fase vapor son escasas. Por lo tanto, el fluido responsable de la mineralización podría haber experimentado episodios de ebullición que originó la desmezcla en una fase de vapor poco densa, y una fase acuosa de mayor densidad.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, G. y Toselli, A. 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, publicación especial 1287, San Miguel de Tucumán: 212 p.
- Ahmads, N. y Rose, A. W. 1980. Fluid inclusions in Porphyry and Skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*. 75: 229-250.
- Ávila, J.C. y Lazarte, J.E. 2011. Metallogeny of Culampajá Gold District, Argentina. En: Broekmans, MATM (ed): 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM), 17-21.
- Ávila, J. C. y Velazco Robles, L. 1983. Relevamiento minero de las sierras de Altohuasi y Culampajá, Belén, Catamarca. II Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 2: 11-27. San Juan.
- Bodnar, R.J. 1992a. Revised equation and table for freezing point depressions of H<sub>2</sub>O-salt fluid inclusions (Abstract): PACROFI IV, Fourth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Program and Abstracts, Lake Arrowhead, CA, v. 14, p. 15.
- Bodnar, R.J., 1992b. The system H<sub>2</sub>O-NaCl (Abstract): PACROFI IV, Fourth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Program and Abstracts, Lake Arrowhead, CA, v. 4, p. 108-111.
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. En *Fluid Inclusions, Analysis and Interpretation*. I. Samson, A. Anderson y D. Marshall (Eds.). Mineral. Assoc. Canada, Short Course, 32, 81-100.
- Dowling, K. y Morrison, G. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using north Queensland examples. En Keays, R., Ramsay, W. y Groves, D. (eds.). *The geology of gold deposits-the perspective in 1988*, Society of Economic Geologist, *Economic Geology Monograph* 6: 342-355.
- García, H., Masabié, A. y Rossello, E. 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, Belén, Catamarca. VIII Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 833-865, San Luis.
- Goldstein, R.H. & Reynolds, T.J. (1994). *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. Short Course 31p. Ed. SEPM. Tulsa, Oklahoma.



- Lazarte, J.E. 1992. La Fm. Chango Real (NO de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos*, 48 (5-6): 257-267. Madrid.
- Lazarte, J.E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 337-352.
- Mangas, J. y Sierra, J. 1991. Las inclusiones fluidas: Métodos de análisis e interpretación. En Lunar, R.; Oyarzun, R. (Eds.). *Yacimientos minerales: técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica, exploración (Parte 1)*. Ed. Centro de Estudios Ramón Areces. 79-146.
- Parra, L.E. y Morales, J.A. 2003. Descripción e interpretación de la columna estratigráfica tipo de la serie vulcano-sedimentaria neógena del Valle del Cajón (Catamarca, Argentina). *Geogaceta* 33: 55-58.
- Shepherd, T.J.; Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie (ed.). Glasgow. 239 p. California.
- Tourey J.C., 1968. Recherches geochimiques sur les inclusions a CO<sub>2</sub> liquide. *Soc. Franc. Mineralog. et Cristal. Bull.* 91: 367- 382.
- Turner, J.C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17: 11-14

## GEOQUÍMICA DE LOS FILOSILICATOS EN EL PÓRFIDO DE CU (AU) ALTAR, SAN JUAN: SU APLICACIÓN EN EXPLORACIÓN MINERA, GEOTERMOMETRÍA Y METALURGIA

Maydagán Laura<sup>1, 2</sup>, Franchini Marta<sup>1, 2, 3</sup>, Agnes Impiccini<sup>4</sup>, David Lentz<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, CONICET. E-mail: lauramaydagan@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> INGEOSUR-UNS, Departamento de Geología, UN del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

<sup>3</sup> Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, UN de Río Negro. Av. Julio A. Roca 1242. Roca.

<sup>4</sup> Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, UN del Comahue. Buenos Aires 1400, Neuquén.

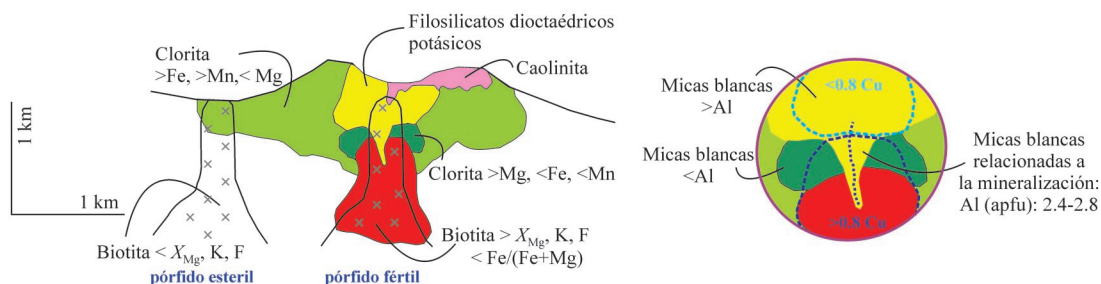
<sup>5</sup> University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick E3B 5A3, Canada.

**Abstract.** Phyllosilicates geochemistry in the Altar porphyry Cu-(Au) deposit, San Juan, Argentina: applications in exploration, geothermometry, and geometallurgy. Biotite, chlorite, muscovite, illite, and kaolinite from the Altar porphyry Cu-(Au) deposit of the Andean Main Cordillera of San Juan Province (Argentina) were constrained using X-ray diffraction, electron microprobe, and infrared spectroscopy analyses, to map compositional variations. Our study demonstrates that variations in phyllosilicate composition have the potential to be used as vectors in ore exploration and to differentiate between barren and fertile intrusions. A detailed analysis of type and proportion of phyllosilicates, as well as the presence of ore minerals in fine fractions, should be undertaken to optimize metal recoveries during the upcoming benefaction of these ores.

**Keywords.** Phyllosilicates, Clays, Altar porphyry, Argentina, Mining exploration, Geometallurgy.

Se estudiaron las variaciones composicionales de los filosilicatos presentes en el pórfido Cu-(Au) Altar, Cordillera de los Andes, San Juan. Los filosilicatos, biotita, clorita, muscovita, illita y caolinita, fueron identificados y caracterizados mediante difracción de rayos X, microsonda electrónica y análisis de espectroscopía infrarroja. Las biotitas magmáticas de los pórfidos mineralizados tienen mayores contenidos de XMg, K, y F y menores relaciones Fe/(Fe+Mg) en comparación con las biotitas de los pórfidos estériles del distrito (Figura 1). Las biotitas hidrotermales de los niveles más profundos, con alteración potásica y altas leyes de Cu, presentan mayores valores de XMg, Mg y F, y menor contenido de Cl que las muestras con biotitas de los niveles más superficiales (Figura 1). Cristales de clorita asociados a la mineralización de Cu muestran menor contenido de Fe y Mn y mayor Mg que las cloritas de las zonas poco profundas y distales (Figura 1). Las temperaturas obtenidas a partir de la relación de equilibrio XMg-Ti en biotitas (Henry *et al.* 2005) y del contenido de <sup>IV</sup>Al en cloritas (Cathelineau 1988) coinciden con las estimaciones de temperaturas previas en base a contenido de titanio en cuarzo e inclusiones fluidas (Maydagán *et al.* 2015). La similitud de las relaciones de fugacidades log  $fH_2O/fHF$ , log  $fHF/fHCl$  y log  $fH_2O/fHCl$  entre las biotitas de Altar y las de depósitos de pórfidos de cobre cercanos; como Los Pelambres, sugieren que estos parámetros pueden ser una función de la fuente magmática.

Los filosilicatos más abundantes en el depósito Altar pertenecen a la serie dioctaédrica de tipo potásico, están presentes en las zonas de alteración fílica y clorítica y se superponen a la alteración potásica. Los filosilicatos dioctaédricos potásicos presentes en las zonas con alta proporción de Cu (> 0.8% Cu) tienen entre 2.4 y 2.8 de Al total (apfu) con composiciones intermedias entre la muscovita e illita, mientras que los que presentan contenidos muy altos y muy bajos respectivamente de Al total provienen de zonas con menores valores de Cu (Fig. 1). La presencia de caolinita en halos



**Figura 1.** Resumen gráfico del trabajo que muestra las diferencias composicionales reconocidas en los filosilicatos del pórfido Altar, y su vinculación con la mineralización de cobre.

de venas tardías sugiere una disminución de la temperatura (<200° C, Reyes 1990) de los fluidos hidrotermales finales. Nuestros estudios demuestran que las variaciones en la composición de los filosilicatos tienen el potencial para ser utilizadas en actividades de exploración minera y diferenciar entre intrusiones estériles y fértiles. Un análisis detallado del tipo y proporción de filosilicatos, así como de la presencia de minerales de alteración en las fracciones más finas se podría utilizar para optimizar la recuperación de los metales durante los procesos de explotación próximos a realizarse.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. y Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Maydagán, L., Franchini, M., Rusk, B., Lentz, D., McFarlane, C., Impiccini, A., Ríos, F.J. y Rey, R., 2015. Porphyry to epithermal transition in the Altar Cu-(Au-Mo) Deposit, Argentina, studied by cathodoluminescence, LA-ICP-MS, and fluid inclusion analysis. *Economic Geology* 110: 889-923.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43: 279-309.

## GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA DE LA VETA LA RICA, CAÑADA HONDA, SAN LUIS, ARGENTINA

Melnik-Bustamante Natalia<sup>1</sup>; Gallard-Esquivel María C.<sup>2</sup>; Roquet María B.<sup>1</sup>; Urbina Nilda E.<sup>1</sup> y Crespo Esteban<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología, Ejército de los Andes 950 bloque II planta baja (5700), San Luis, Argentina. belenroquet@gmail.com

<sup>2</sup> UNSL-CONICET, Departamento de Geología, Ejército de los Andes 950 bloque II planta baja (5700), San Luis, Argentina. cecilia.gallard@gmail.com

<sup>3</sup> UNSL-LABMEN CCT San Luis, Ejército de los Andes 950, bloque I planta baja (5700), San Luis, Argentina.

**Resumen.** El área de estudio se halla en el distrito de Cañada Honda, cuya localidad homónima se encuentra a 90 km al NNE de la ciudad de San Luis a aproximadamente 1720 msnm, en el departamento Coronel Pringles, entre los 32° 49' 0.81" S, 66° 1' 58.82" O y 32° 49' 13.08" S, 66° 1' 37.40" O. Las vetas de cuarzo se encuentran hospedadas en rocas metamórficas de alto grado pertenecientes al Complejo San José de edad precámbrica-paleozoica. La pertenencia minera comprende cuatro vetas de orientación E-O y una de rumbo NE-SO. La mineralogía de mena de las vetas está representada por abundante pirita, galena, esfalerita, acompañada en menor proporción por pirrotita, calcopirita, electrum, melnikovita y como minerales supergénicos anglesita, cerusita y goethita. En base a las características morfológicas, mineralógicas y texturales el depósito La Rica se clasifica como epitermal de baja sulfuración, asociado al volcanismo terciario de Cañada Honda, específicamente, al evento volcánico del Cerro del Valle.

**Palabras clave.** Geología, mineralogía, veta La Rica, epitermal, San Luis.

**Abstract.** "Geology and mineralogy of La Rica vein, Cañada Honda, San Luis, Argentina". The studied area is located in the Cañada Honda district, which homonymous town is situated at approximately 90 km to the NNE of San Luis city, approximately 1720 msnm, in the Coronel Pringles department, between 32° 49' 0.81" S, 66° 1' 58.82" W and 32° 49' 13.08" S, 66° 1' 37.40" W. The quartz veins are hosted in high-grade metamorphic rocks belonging to the San Jose Complex of pre-cambrian-paleozoic age. The mining property includes four veins with E-W orientation and one with NE-SW direction. The ore mineralogy of the veins is represented by abundant pyrite, galene, sphalerite, accompanied in a lower proportion by pyrrhotite, chalcopyrite, electrum, melnikovite and

anglesite, cerusite and goethite as supergene minerals. Based on morphological, mineralogical and textural characteristics of the deposit La Rica is classified as a low sulphidation epithermal deposit associated to the Cañada Honda tertiary volcanism, specifically to the Cerro del Valle volcanic event.

**Keywords.** Geology, mineralogy, La Rica vein, epithermal, San Luis.

**Introducción.** La veta La Rica se encuentra ubicada en el distrito Cañada Honda que dista 90 km al NNE de la ciudad de San Luis, a aproximadamente 1720 msnm, limitada por las coordenadas 32° 49' 0.81" S, 66° 1' 58.82" O y 32° 49' 13.08" S, 66° 1' 37.40" O. Se accede al área de estudio desde la ciudad de San Luis, transitando la ruta provincial N° 9 hasta la localidad La Carolina, desde allí se toma el camino que lleva a la gruta de Intihuasi y luego de recorrer 4 km se gira hacia el Sur, siguiendo el camino que conduce a la escuela del paraje Cañada Honda (figura 1).

El distrito Cañada Honda comprende depósitos tipo porfirico de Cu-Au (Diente Verde y Mario) y epitermales vetiformes con mineralización de sulfuros de metales base (Zn,Pb, Cu) y Au-Ag (La Carpa, La Reynela, La Rubia-Los Quirquinchos y La Rica) (Sruoga *et al.*, 2013).

El presente trabajo detalla las características geológicas del sector que hospeda a las vetas y define la mineralogía presente.

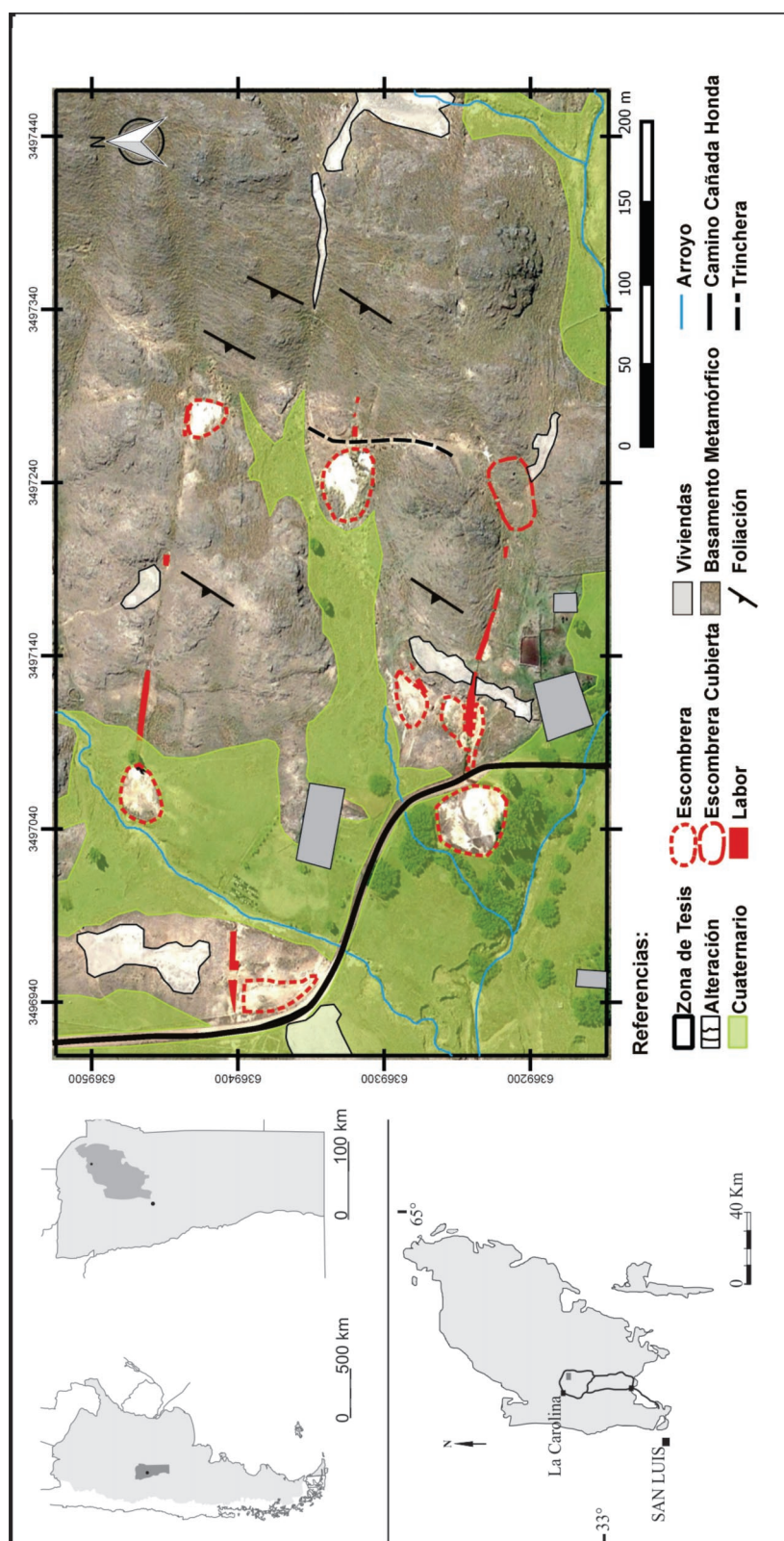
**Geología Local.** Las rocas aflorantes corresponden al basamento metamórfico de la Sierra de San Luis (figura 1), pertenecientes al Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.*, 1997; Sato *et al.*, 2003) o Complejo Gnéisico San José (Ortiz Suárez 1999; Costa *et al.*, 1999).

Los gneises que forman la roca de caja exhiben una marcada foliación de rumbo general

NNE, con fuerte buzamiento al Oeste (39°/80°O). Están compuestos principalmente por cuarzo, presentando además feldespatos, granate, moscovita, grafito y escasa biotita observable en muestra de mano, con pátinas de hematita y goethita.

**Metodología.** El estudio de los minerales metálicos del depósito La Rica se efectuó a través de la observación de veinte cortes calcográficos, cuyas muestras provienen de las escombreras. Las probetas calcográficas se estudiaron mediante microscopía de reflexión utilizando un microscopio trinocular Leica DMRXP y microscopía electrónica de barrido (MEB), empleando el equipo LEO 1450 VP que cuenta con un espectrómetro dispersivo de energía (EDS) Génesis 2000 y uno dispersivo en longitudes de onda (WDS) INCA wave 700, perteneciente al laboratorio de microscopía electrónica y microanálisis (LABMEN) de la Universidad Nacional





**Figura 1.** Mapa de ubicación de la zona de estudio que muestra el detalle de ubicación en el cerro Federico de las vetas que forman el depósito La Rica y su orientación.

**Tabla 1.** Análisis WDS de galena, esfalerita y electrum.

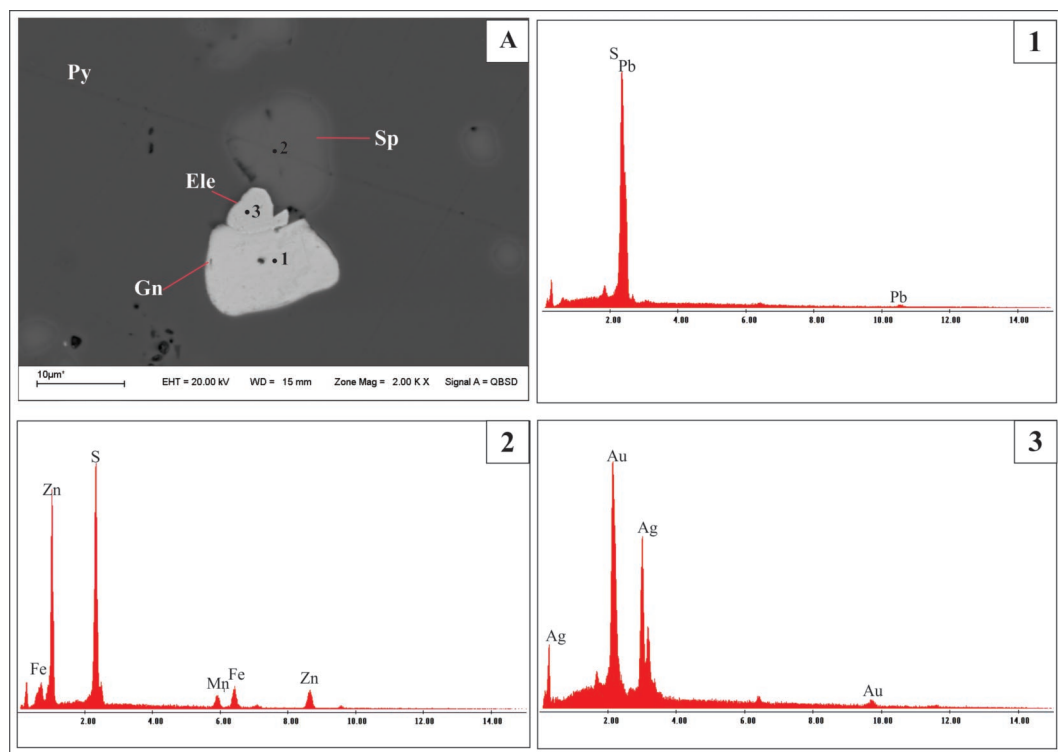
Wt%	Galena	$\delta$	Esfalerita	$\delta$	Electrum	$\delta$
Pb M $\beta$	71,6	0,43				
Bi Ma	0,499	0,02				
Zn Ka			41,41	0,20		
Fe Ka			14,41	0,09		
Mn Ka			6,68	0,04		
Cd La			0,22	0,01		
S Ka	24,47	0,08	39,57	0,13		
Au La					46,18	0,35
Ag La	0,48	0,02			49,31	0,02
Total	97,05		102,28		95,49	

$\delta$ . Error experimental de cada dato.

de San Luis-CONICET. Las abreviaturas minerales utilizadas son las de Whitney y Evans (2010).

Para el análisis microscópico del basamento se observaron tres cortes petrográficos, determinándose la presencia de textura granoblástica a grano-lepidoblástica, con porfiroblastos de granate y acompañado por: cuarzo, feldespato, granate, moscovita/sericita, con minerales opacos, zircón y rutilo como accesorios.

**Mineralogía y yacencia.** La mina La Rica consta de una pertenencia minera en las que se observaron cinco galerías, cuatro paralelas entre sí y una pequeña subtransversal a las primeras. Las galerías marcan la corrida de las vetas que, en el caso de las cuatro primeras, tienen un rumbo aproximado E-O y en la última, un rumbo NE-SO; todas presentan buzamiento subvertical de 80°S y las labores se encuentran inaccesibles por inunda-



**Figura 2.** A. Microfotografía de electrones retrodifundidos, conteniendo Gn-Sp-Ele. 1. EDS galena. 2. EDS esfalerita y 3. EDS electrum.

ción. Los gneises se ven afectados por alteración sericitica y hematización, muy marcada en las cercanías de las labores y más difusa a mayor distancia. Localmente aparecen leucosomas de color blanco a rosado claro, ricos en cuarzo y feldespatos, siguiendo la foliación.

La mineralogía de las vetas está representada por abundante cuarzo y pirita, galena, esfalerita, acompañada en menor proporción por pirrotita, calcopirita, electrum, melnikovita y como minerales supergénicos anglesita, cerusita y goethita.

Las texturas presentes más abundantes son las de relleno de espacios abiertos. En el campo los contactos entre veta y caja son netos y, bajo microscopio, se pudo determinar que los cristales de cuarzo desarrollan textura en diente de perro y la pirita forma agregados policristalinos, indicando que su crecimiento fue en espacios abiertos.

Las texturas de reemplazo se encuentran subordinadas a las de relleno y se deben a la sucesiva precipitación de minerales.

**Cuarzo (Qz).** Único mineral de ganga. Se encuentra en venillas (espesor variable 2,4-5 mm) que cortan la roca de caja, asociado a la pirita de la segunda generación. Desarrolla textura en diente de perro dejando espacios abiertos en la parte axial de las venillas, los que son sellados por pirita. En algunas ocasiones genera brechamiento, en otras se encuentra subordinado a pirita como granos subhedrales a euhedrales en las salbandas, generando ramificaciones de venillas monominerales de cuarzo. Las últimas son cortadas por otras venillas de cuarzo estéril, de menor espesor que las anteriores (20-40  $\mu\text{m}$ ), irregulares y anastomosadas o con desarrollo de textura en diente de perro con espacios abiertos en la parte central (4-80  $\mu\text{m}$ ), que indican la existencia de al menos dos pulsos hidrotermales de cuarzo.

**Pirita (Py).** Es el mineral de mena más abundante. Se pudieron diferenciar dos generaciones. La más antigua comprende finas venillas (4-50  $\mu\text{m}$  de espesor) de trazo irregular, las que siguen parcialmente la foliación del basamento, textura mimética, textura cataclastizada, el desarrollo de textura en atolón es frecuente y los granos presentan aspecto corroído. Pirita reemplaza a minerales prismáticos de la roca de caja y a granates centrípetamente. Se observaron agregados anhedrales rellenando venillas según "parting" del granate, sellando espacios intergranulares y rodeando fragmentos de la roca de caja generados por microbrechamiento. Aparece en granos subhedrales a euhedrales (2-40  $\mu\text{m}$ ) diseminados en el basamento.

La generación más joven se presenta sellando la parte axial de las venillas de cuarzo con textura en diente de perro, con un espesor máximo de 5 mm y forma finas (40  $\mu\text{m}$ ): venillas de pirita  $\pm$  cuarzo. Desarrolla mosaicos constituidos por cristales anhedrales a subhedrales (0,8-2,12 mm) que con-

tienen agregados minerales esfalerita, galena, pirrotita, calcopirita y electrum (figura 2).

**Galena (Gn).** Se presenta como masas irregulares (4-26  $\mu\text{m}$ ) que reemplazan a la pirita de la segunda generación con contactos inversos de carie, siguiendo límites de grano o según "parting".

**Esfalerita (Sp).** Se observan individuos anhedrales (1-20  $\mu\text{m}$ ), reemplazando a pirita mediante contactos inversos de carie y en ocasiones centrípetamente a esfalerita con la cual se encuentra asociada. Es habitual la presencia de calcopirita exsuelta.

**Pirrotita (Po).** Se presenta como inclusiones redondeadas "blebs" dentro de pirita de la segunda generación, a veces fusiformes (2 - 4  $\mu\text{m}$ ) asociadas a calcopirita.

**Calcopirita (Ccp).** Se encuentra reemplazando a pirrotita en forma de halo y a pirita mediante contactos inversos de caries. Se observa como fase exsuelta dentro de esfalerita con textura de emulsión o moteada constituida por pequeñas masas de forma esférica (<2-4  $\mu\text{m}$ ) distribuidas irregularmente en el hospedante.

**Electrum (Ele).** Se asocia a pirita de la segunda generación. Está dispuesto en granos anhedrales (4 - 35  $\mu\text{m}$ ) de color amarillo con alta reflectividad, que con analizador exhibe color verde y desarrollo de "scratches". En ocasiones se observó junto a galena y esfalerita ("figura 2").

**Melnikovita (Mk).** Se presenta en las venillas de pirita  $\pm$  cuarzo correspondientes a la segunda generación.

**Anglesita (Ang)/Cerusita (Cer).** Precipitan como producto de alteración supergénica de galena. La reemplazan en forma masiva y centrípeta a partir de los bordes y según las direcciones de los planos de clivaje.

**Goethita (Gth).** Se encuentra en su variedad criptocristalina y a modo de pátina, rellena fracturas, estructuras de la roca de caja, "parting" del granate y tapiza espacios abiertos. Se observan reemplazos pseudomórficos según pirita.

Los datos obtenidos a partir de los análisis EDS y WDS permitieron corroborar la composición química de galena, esfalerita y electrum. En esfalerita se identificó la presencia de cantidades minoritarias de Mn y Cd ("figura 2" y "tabla 1").

**Consideraciones Finales.** El presente trabajo constituye una contribución mineralógica y textural que aporta al entendimiento de los depósitos epitermales vetiformes del distrito Cañada Honda ya estudiados.

La mineralogía de las vetas está representada por abundante cuarzo y pirita, seguida por cantidades menores de galena y esfalerita, y proporciones subordinadas de pirrotita, calcopirita, electrum, melnikovita y como minerales supergénicos anglesita, cerusita y goethita.

Los análisis MEB (EDS y WDS) efectuados sobre esfalerita, galena y electrum arrojaron resultados congruentes con especies minerales similares, corroborando su composición química.

En base a las características morfológicas, mineralógicas y texturales se clasifica al depósito vetiforme La Rica de tipo epitermal de baja sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000, Sillitoe y Hedenquist 2003 y Einaudi *et al.*, 2003 entre otros). Se encuentra asociado al volcanismo terciario de la zona, en particular y dada su ubicación, al evento Cerro del Valle. Por esta razón su edad puede estimarse similar a la de otros depósitos vinculados a este evento como La Reynela y La Rubia-Los Quirquinchos, entre 8 y 7 Ma.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al proyecto P-3-2-0414 de CyT de la UNSL

#### BIBLIOGRAFÍA

- Costa, C., Gardini, C., Ortiz Suárez, A., Chiesa, J., Ojeda, G., Rivarola, D., Strasser, E., Morla, P., Ulacco, J., Tognelli, G., Carugno Durán, A., Vinciguerra, H. y Sales, D., 1999. Hoja Geológica 3366-II, San Francisco del Monte de Oro. Provincias de San Luis, Mendoza y San Juan. Convenio UNSL-SEGEMAR. SEGEMAR, Boletín 293.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. e Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments: Society of Economic Geologists, Special Publication, 10: 285-313.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.Jr. y Urien-Gonzalez, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in Economic Geology, 13: 245-277.
- Ortiz Suárez, A. 1999. Geología y petrología del área San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis. (inédito 259) 259 p. San Luis.
- Sato, M., González, P. D. y Lambías E. J. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en las sierras de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 487-504.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geology, Special Publication Series, 10: 314-343.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe geológico y metalogenético de las sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales del SEGEMAR, 28, 148, Buenos Aires.
- Sruoga, P., Urbina, N. y Japas, S. 2013. Volcanismo mioceno y mineralización asociada en Cañada Honda, ambiente de flat-slab, San Luis. 2º Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Actas: 90, San Luis.
- Whitney D.L. and Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.



## INCLUSIONES FLUIDAS Y DE FUNDIDOS EN XENOLITOS ULTRAMÁFICOS DEL NORTE DE LA PATAGONIA EXTRAANDINA

Montenegro, Teresita F.<sup>\*</sup>, Salani Flavia M. y Remesal, Marcela B.

Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Bs. As., Argentina. IGEB-CONICET-FCEN, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>\*</sup>Autor para correspondencia. Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

E-mails: \* mon@gl.fcen.uba.ar, (T.F. Montenegro), remesal@gl.fcen.uba.ar (M. B. Remesal), flaviamsalani@gmail.com (F. M. Salani)

**Resumen.** El análisis de xenolitos ultramáficos, en particular de las relaciones texturales y mineralógicas y el estudio de inclusiones fluidas y sólidas en minerales de los énclaves del Cerro Pilquiniyeu Chico, Río Negro, permitieron aportar información acerca de las condiciones (P-T) de la fuente y su posterior evolución durante el ascenso a la superficie. Los énclaves son Iherzolitas con evidencias de metasomatismo variables, compuestos por diferentes proporciones de piroxenos con exsoluciones, olivina deformada, y espinelo de Fe-Ti-Cr (pobre en Al). Presentan intercrecimientos simplectíticos de clinopiroxeno y espinelo y espinelo con rebordes de plagioclasa. Los estudios mineralógicos revelan una P mínima de entre 16 y 18 kbar, profundidad 55– 60 km y temperatura de 1000° C para el área de origen de los xenolitos. La olivina y el clinopiroxeno alojan inclusiones de (vidrio, vidrio + CO<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>) con diferente distribución. De acuerdo a la densidad del CO<sub>2</sub> de las inclusiones en piroxeno (para las T estimadas) la profundidad de captura sería de 36 km. La densidad de CO<sub>2</sub> de las inclusiones en olivina señala que el fluido carbónico habría sido atrapado a una profundidad de 11 km. Las variaciones en la densidad del CO<sub>2</sub> en olivina se atribuyen a re-equilibrio y modificación de la composición primaria que corresponden a modificaciones durante el ascenso.

**Palabras clave.** Xenolitos ultramáficos, inclusiones fluidas y sólidas, Paleógeno, Macizo Nordpatagónico.

**Abstract.** Ultramafic xenoliths hosted in a basanite from Cerro Pilquiniyeu Chico, Río Negro, Extra-andean Patagonia, are studied. Textural and mineralogical relationships, fluid and solid inclusions in pyroxene and olivine studied allowed us to obtain information (PT) of the xenoliths source, and its

subsequent evolution during ascent to the surface. Enclaves are Iherzolites with varying grades of metasomatism. They are composed of different proportions of pyroxene with exsolutions, olivine with deformation and Fe-Ti-Cr spinel (Al poor), clinopyroxene-spinel symplectic intergrowths and spinel with plagioclase rims. Mineralogical studies reveal a minimum P for the xenoliths source between 16 and 18 kbar, estimated depth of depth 55– 60 km and 1000 °C. Olivine and clinopyroxene are hosts for different types of inclusions (glass, glass+CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>), which are unevenly distributed. According to the CO<sub>2</sub> density of pyroxene inclusions (for the estimated T) the capture depth would be 36 km. The CO<sub>2</sub> density of inclusions in olivine indicates that the carbon fluid in olivine was trapped at a depth of 11 km. These CO<sub>2</sub> density variations are attributed to modification and re-equilibration of the primary composition during the ascent.

**Keywords.** Ultramafic xenoliths, fluid and melted inclusions, Paleogene, North Patagonia Massif.

**Introducción.** Es común encontrar asociado al magmatismo alcalino la presencia de xenolitos ultramáficos provenientes del manto. Desde el momento en que el líquido portador extrae los xenolitos hasta el momento en que se emplaza en proximidad de la superficie y, durante el ascenso, ocurren cambios que pueden quedar registrados en los minerales que componen los xenolitos. Así el estudio de las relaciones texturales y mineralógicas y de las fases contenidas a modo de inclusiones fluidas y sólidas en minerales podrían revelar, en parte, la historia evolutiva de estas rocas. En este trabajo se estudian los xenolitos alojados en las rocas alcalinas del cerro Pilquiniyeu Chico, norte del Macizo Norpatagónico, Río Negro (figura 1) asignadas a la Formación Cerro Cortado. Diferentes afloramientos de esta Formación y equivalentes en Chubut (Formación El Buitre y El Canquel) se distinguen en una amplia faja de la Patagonia central que alcanza el extremo sur en la provincia de Santa Cruz. La edad de este magmatismo se atribuye al Paleoceno-Eoceno (Remesal *et al.*, 1999) por su relación de intrusividad con las pelitas senonianas de la Formación Coli Toro y con rocas oligocenas del Grupo Sarmiento.

**Metodología.** Se efectuó un estudio petrográfico de la roca portadora de xenolitos y un análisis mineralógico de los componentes del agregado ultramáfico por métodos convencionales. Las determinaciones composicionales semicuantitativas de cristales e inclusiones minerales se realizaron con el microscopio de barrido electrónico Zeiss Supra 40, con detectores acoplados EDS, SED y BSED del Departamento de Física de la FCEN. Los estudios microtermométricos se llevaron a cabo con una platina de enfriamiento y calentamiento Chaix-

meca con intervalo de temperaturas entre  $-180$  y  $+600^{\circ}\text{C}$  convenientemente calibrada y adosada a un microscopio de polarización Leitz y platina Linkam modelo THMSG 600 con intervalo de temperatura entre  $-196$  y  $600^{\circ}\text{C}$  adosada a un microscopio Leica DMLP. En ambos equipos se realizó la conveniente calibración con productos estándar.

**Antecedentes.** En varias publicaciones (resumidas en Ardolino *et al.*, 1999) se hace referencia a los cuerpos alcalinos pertenecientes a la Formación Cerro Cortado y Formación El Buitre. Salani *et al.* (2001 y 2015) han presentado la geología del área del Cerro Pilquiniyeu Chico con descripciones de los basaltos y xenolitos. Estudios específicos vinculados al análisis de inclusiones fluidas en minerales de xenolitos incluidas en basaltos de Río Negro fueron realizados por Bjerg *et al.* (1995), y Varela *et al.* (1998).

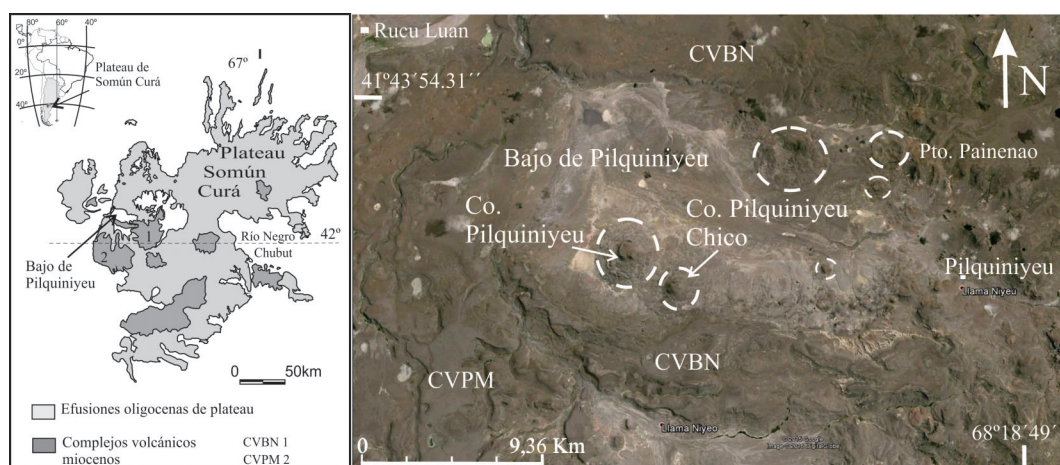
**Descripción del cerro Pilquiniyeu Chico.** El cerro Pilquiniyeu Chico pertenece a un conjunto de cuerpos básicos alcalinos que marginan la depresión del Bajo de Pilquiniyeu, enmarcado al norte y sur por las coladas provenientes del Complejo Volcánico Barril Niyeu y al sudoeste por basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida. (Figura 1). El cuerpo analizado tiene planta circular, diámetro de 2 km, está estratificado y está compuesto por una asociación alcalina básica y mesosilícica. El sector externo corresponde a una roca oscura, afírica, de textura fina y composición basanítica, portadora de nódulos ultramáficos de entre 5 y 10 cm; el núcleo presenta rocas subvolcánicas más evolucionadas, granosas, con variaciones granulométricas, que corresponden a sienitas foidicas con nefelina.

**Petrografía de la roca portadora y enclaves.** La roca portadora es una basanita microporífrica con pasta intersertal definida por cristales de olivina, clinopiroxeno, microlitos de plagioclasa y abundantes áreas de nefelina poikilitica. En sectores estas rocas están atravesadas por venillas, de 3cm de espesor, de textura granosa gruesa, que parecen corresponder a diferenciaciones singenéticas.

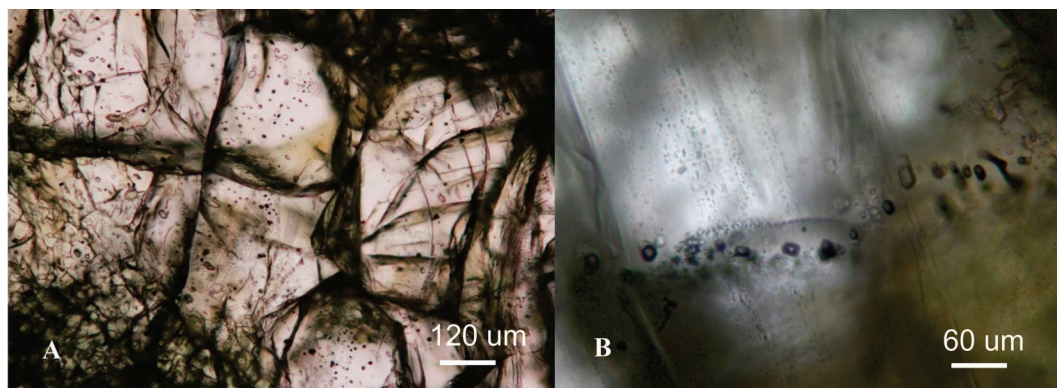
**Xenolitos ultramáficos.** Los xenolitos clasifican en general como lherzolitas. Los de mayores dimensiones alcanzan los 10 centímetros, de color verde intenso, con límites ligeramente redondeados y prácticamente netos. Las diferencias encontradas en los xenolitos están en relación a la proporción de piroxenos y en algunos ejemplares el ortopiroxeno está ausente. Las texturas en general son protogranular transicional a porfiroclástica con cristales de olivina y piroxeno mostrando deformación tanto paralela como perpendicular al eje mayor de los cristales y muy subordinados neoblastos con bordes rectos, carentes de deformación visible ópticamente y desarrollo de puntos triples por recristalización.

**Olivina.** Es el mineral más abundante, con evidencias de deformación, extinción ondulosa, generada por deslizamientos "pencilglide" y formación de subgranos con límites netos.

**Piroxenos.** Se reconocen tanto clino como ortopiroxenos, estos últimos suelen tener deformación perpendicular a los planos de clivaje. El clinopiroxeno es diopsídico de color verde, maclado y con exsoluciones "bleb" y aloja abundantes inclusiones vítreas. El ortopiroxeno aparece como cristales de tamaños similares a la olivina, con lamelas de deformación y reborde de textura esponjosa. El ángulo entre la deformación y gamma prima es



**Figura 1.** Bajo de Pilquiniyeu: conjunto de cuerpos alcalinos en el Bajo de Pilquiniyeu y ubicación del Cerro Pilquiniyeu Chico. Los cuerpos muestran asentamientos en pelitas de la Formación Coli Toro. CVBN: Complejo Volcánico Barril Niyeu; CVPM: Complejo Volcánico Pire Mahuida.



**Figura 2.** A- Aspecto general de las inclusiones fluidas y vítreas en cristales de olivina. Las cavidades se disponen en trenes y planos que cortan los límites de los cristales. B- Tren de inclusiones con vidrio y burbuja de  $\text{CO}_2$  líquido en clinopiroxeno.

menor a  $10^\circ$ . Muestran fenómenos de desmezcla. Los fenómenos de exsolución en piroxenos involucran tanto ortopiroxeno en clinopiroxeno como clinopiroxeno y espinelo en ortopiroxeno.

**Espinelo.** Aparece formando simplectitas de clinopiroxeno diopsídico y espinelo o asociado a olivina, y puede presentar rebordes delgados de plagioclasa. Cuando se presenta intercrecido con el clinopiroxeno sería producto del reemplazo de granate.

**Determinaciones analíticas.** Se realizó un estudio composicional sobre la mineralogía que parece ser el producto del reequilibrio de los xenolitos. Las composiciones de los clinopiroxenos son próximas a las determinadas por Bjerg *et al.* (2009) para xenolitos Iherzolíticos de la zona de Praguaniyeu, aproximadamente 30km al norte del cerro Pilquiniyeu. Los agregados de diópsido crómico  $\text{En}_{38-48}\text{Wo}_{43-51}\text{Fs}_{\sim 5-11}$  aparecen en asociación directa con olivina y los cristales presentan evidencias de fusión y contornos subredondeados. Intersticialmente hay bolsillos de vidrio con composición predominantemente traquítica. Presentan venas importantes donde aparece flogopita, carbonato y apatita.

Los cristales de olivina tienen composiciones promedio de  $\text{Fo}_{88-89}$  cercanos a las composiciones medidas para las olivinas de los xenolitos de Praguaniyeu (Bjerg *et al.* 2009) y Gobernador Gregores (Laurora *et al.* 2001). Los espinelos analizados son pobres en aluminio y tienen altos contenidos de hierro y titanio, con relaciones  $\text{Fe/Fe+Mg}$  ( $\sim 0,85-0,88$ ) y  $\text{Cr/Cr+Al}$  ( $\sim 0,34-0,43$ ).

**Inclusiones.** Olivina y clinopiroxeno alojan inclusiones de diferente relleno y distribución (Figura 2). El relleno consiste en vidrio (en venillas, en lagunas y en cristales negativos), vidrio y  $\text{CO}_2$ , y sólo  $\text{CO}_2$ . El  $\text{CO}_2$  puede ser monofásico (una fase líquida) y bifásico ( $\text{CO}_2$  líquido y  $\text{CO}_2$  vapor). En ocasiones las cavidades están rodeadas por in-

clusiones de reducido tamaño ( $< 5 \mu\text{m}$ ) producto de implosión por descompresión.

Tanto olivina como piroxeno alojan inclusiones fluidas con  $\text{CO}_2$  y con  $\text{CO}_2$  + vidrio. En olivina, el relleno consiste en  $\text{CO}_2$  monofásico (líquido) y bifásico (líquido y vapor). La fase carbónica ocupa entre el 50 y 100% del volumen de la cavidad, comúnmente con más del 80%. El volumen restante está ocupado por vidrio. Algunas cavidades alojan, además, sólidos (pentlandita?). Las inclusiones se ubican en trenes que pueden atravesar los límites de los cristales, si bien, son cristales fracturados. Ocasionalmente se encuentran en grupos aislados. La mayoría de las inclusiones con  $\text{CO}_2$  bifásico conforman grupos o trenes diferentes a aquellos donde predominan las monofásicas. Las cavidades tienen morfología de cristal negativo y tamaños entre 5 y  $25 \mu\text{m}$ .

En piroxeno la mayoría de las cavidades tienen morfología de cristal negativo, están alineadas en planos que cortan los límites de los cristales y tienen una burbuja de  $\text{CO}_2$  líquida que ocupa más del 50% y hasta el 90% del volumen de la cavidad. El volumen restante es material vítreo. Las cavidades tienen tamaños entre 5 y  $20 \mu\text{m}$ . Hay otro tipo de inclusiones, alineadas y de tamaño menor a  $5 \mu\text{m}$ , sin relación con las anteriores inclusiones, que están compuestas exclusivamente por vidrio.

Los ensayos microtermométricos se llevaron a cabo en las inclusiones con  $\text{CO}_2$ . Al enfriar se genera una burbuja interna de  $\text{CO}_2$  vapor en muchas inclusiones carbónicas monofásicas. Esta burbuja interna constituye aproximadamente el 25% del volumen total de  $\text{CO}_2$ . En olivina, la fusión del  $\text{CO}_2$  se produce entre  $-53$  y  $-57^\circ\text{C}$  (punto triple del  $\text{CO}_2 = -56,6^\circ\text{C}$ ), solo en una cavidad se observó un cambio de fase en  $-69/-67^\circ\text{C}$ . En piroxeno la fusión del  $\text{CO}_2$  se produjo entre  $-57/-55^\circ\text{C}$  y en dos cavidades se produjo un cambio de fase previo, en  $-89$  y  $-84^\circ\text{C}$ . La homogeneización de las dos fases  $\text{CO}_2$  se registró entre  $21$  y  $28^\circ\text{C}$  en fase líquida, para

las inclusiones monofásicas, y entre 30 y 31°C en fase líquida y en pocas ocasiones en fase crítica, para las inclusiones bifásicas. La densidad del CO<sub>2</sub> no es muy elevada, de acuerdo con las anteriores temperaturas y se encuentra entre 0,466 y 0,763g/cm<sup>3</sup>. En piroxeno, este cambio de fase es difícilmente observable, y tiene lugar a -56,6°C en fase líquida, en las inclusiones en las que la fusión del CO<sub>2</sub> tuvo lugar a -89 y -84°C. En este caso, la densidad es mucho más elevada y llega 1,179g/cm<sup>3</sup>.

**Conclusiones.** Los xenolitos analizados son lherzolitas con varias evidencias de metasomatismo. En los xenolitos con ortopiroxeno y clinopiroxeno, además de olivina, las evidencias de metasomatismo son las coronas esponjosas en el ortopiroxeno, las deformaciones cristalográficas (principalmente en olivina), las exsoluciones en el ortopiroxeno y la opacidad en el clinopiroxeno. Los intercrecimientos de clinopiroxeno verde con parches vítreos y espinelo, así como las venas vítreas en la olivina son menores. En los xenolitos sin ortopiroxeno, las texturas de cataclasis son importantes, hay intercrecimientos conspicuos de simplectitas de clinopiroxeno crómico, con espinelo de Fe-Ti-Cr (pobre en Al). El espinelo a veces tiene rebordes de plagioclasa y entre los cristales del clinopiroxeno hay bolsillos de vidrio, las olivinas están particularmente deformadas, con subgranos muy bien definidos con venas importantes donde aparece flogopita, carbonato y apatita.

Si el crecimiento simplectítico de clinopiroxeno y espinelo es la transición de una fase granatífera previa, se puede estimar la P mínima a la cual el líquido habría extraído los xenolitos, en base a la transición granate- espinelo, la cual, dependiendo de la geoterma, se produce entre 16 y 18 kbar que corresponden a 55– 60 km de profundidad (Falus *et al.* 2007). Por otra parte, la extinción ondulosa de cristales de olivina y piroxeno sugiere sistemas de temperatura en torno de los 1000°C (Nicolas y Poirier 1976).

La distribución de inclusiones de vidrio, de vidrio + CO<sub>2</sub> y de CO<sub>2</sub> en minerales de los xenolitos y que fueran también mencionadas en los xenolitos del sur de la Patagonia (Varela *et al.* 1998) evidencian modificaciones acontecidas durante el ascenso. La presencia de inclusiones de menor tamaño que marginan algunas cavidades mayores es producto de implosión por descompresión (isotérmica) (Vityk y Bodnar 1998), lo cual, resulta, además, en variaciones en la densidad del CO<sub>2</sub>, principalmente descenso en olivina, debido a que es el mineral que registra mayor deformación plástica (Yamamoto *et al.* 2011). Efectivamente, la densidad del CO<sub>2</sub> de las inclusiones en olivina se encuentra en promedio 0,73g/cm<sup>3</sup> probablemente por re-equilibrio y modificación de la composición primaria (Koneěný *et al.* 1995). Los cambios de fase previos a la fu-

sión del CO<sub>2</sub>, (-56,6°C), se pueden interpretar como transiciones de fase metaestables que tienen lugar en el sistema CO<sub>2</sub> - CH<sub>4</sub> (van den Kerkhof y Thiéry 2001).

La isocora de la mayor densidad de CO<sub>2</sub> determinada en inclusiones en olivina (0,763 g/cm<sup>3</sup>) señala que, para una temperatura de 1000°C, la presión correspondería a una profundidad de 11km (Stern y Pitzer 1994), si la columna litostática tiene 3,3g/cm<sup>3</sup> de densidad (De Vivo *et al.* 1988). Si se tiene en cuenta la densidad de CO<sub>2</sub> en piroxeno, la isocora indica, para 1000°C, una presión compatible con 36 km de profundidad para una columna litostática de 3,3g/cm<sup>3</sup>, lo que indicaría que estas inclusiones corresponden a la etapa inicial de captura del xenolito. Estos valores calculados corresponden a profundidades mínimas debido a las modificaciones acontecidas durante el ascenso.

**Agradecimientos.** Este trabajo es una contribución al proyecto UBACYT 20020130100650BA.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. El Volcanismo Terciario de la Patagonia Extraandina. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales 29 (18): 579-612. Buenos Aires.
- Bjerg, E.A., Labudía, C.H., Varela, M.E. y Cesaretti, N.N. 1995. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somoncuro Massif, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 257-261.
- Bjerg, E. A., Ntafos, T., Thoni, M., Aliani, P. y Labudía, C. H. 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaníyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. Journal of Petrology 50 (7): 1267-1298.
- De Vivo, B., Frezzotti, M. L., Lima, A. y Trigila, R. 1988. Spinel lherzolite nodules from Oahu island (Hawaii): a fluid inclusion study. Bulletin de Mineralogie 111 (3-4): 307-319.
- Falus, G., Szabó, C., Kovács, I., Zajacz, Z. y Halter, W. 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. Lithos 94: 230-247.
- Koneěný, P., Koneěný, V., Lexa, J. y Huraiová, M. 1995. Mantle xenoliths in alkali basalts of southern Slovakia. ActaVolcanologica 7: 241-248.
- Laurora, A., Mazzuchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A.; Barbieri, M. A y Cingolani, C. A. 2001. Metasomatism and Melting in Carbonated Peridotite Xenoliths from Mantle Wedge: The Gobernador Gregores Case (Southern Patagonia). Journal of Petrology 42 (1): 60-87.



- Nicolas, A. y Poirier, J.P. 1976. Crystalline Plasticity and Solid State Flow. In *Metamorphic Rocks*. Wiley, J. & Sons: 444p, London.
- Remesal, M., Salani, F., Franchi, M., Ardolino, A., Dalponte, M. y Espejo, P. 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169IV, Maquinchao, Mapa E=1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Dirección de Minería de la provincia de Río Negro. 1-79.
- Salani, F. M., Remesal, M. B., Franchi, M. y Ardolino A. A. 2001. La asociación gabro sienita de la Formación Cerro Cortado en los cerros Pilquiniyeu, sur de Río Negro, Argentina. En XI Congreso Latinoamericano de Geología III Congreso Uruguayo de Geología. Contribución N° 199. En soporte magnético 6 pag. Montevideo, Uruguay.
- Salani, F., Montenegro, T. y Remesal, M. 2015. Xenolitos mantélicos del Cerro Pilquiniyeu Chico, Río Negro, Patagonia Extraandina, Argentina. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. Chile. Actas: 612-615.
- Sterner, S. M. y Pitzer, K. S. 1994. An equation of state for carbon dioxide valid from zero to extreme pressures. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 117: 362-374.
- van den Kerkhof, A. y Thiéry, R. 2001. Carbonic inclusions. *Lithos* 55 (1-4): 49-68.
- Varela, M. E., Clocchiatti, R., Massare, D., Schiano, P. 1998. Metasomatism in subcontinental mantle beneath Northern Patagonia (Río Negro Province), Argentina: evidence from silica-rich melt inclusions. *Mineralogy and Petrology* 62 (1-2): 103-121.
- Vityk, M. O. y Bodnar, R. J. 1998. Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression reequilibration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132 (2): 149-162.

## HALLAZGO DE SELENITOS DE URANIO. MANIFESTACIÓN PEÑA NEGRA, CATAMARCA

**Morello Orquidea**

Comisión Nacional de Energía Atómica.

**Resumen.** El presente trabajo describe el hallazgo de selenitos de uranio asociados a la mineralización de U-Cu presente en la Manifestación Peña Negra, Catamarca, como producto de la alteración supergénica. Sobre la base de las características ópticas, físicas y al resultado de los análisis de difracción de rayos X y de MEB-SED, se identificaron principalmente oxidados de cobre junto con los selenitos de uranio, marthozita y piretita, citados por primera vez en Argentina

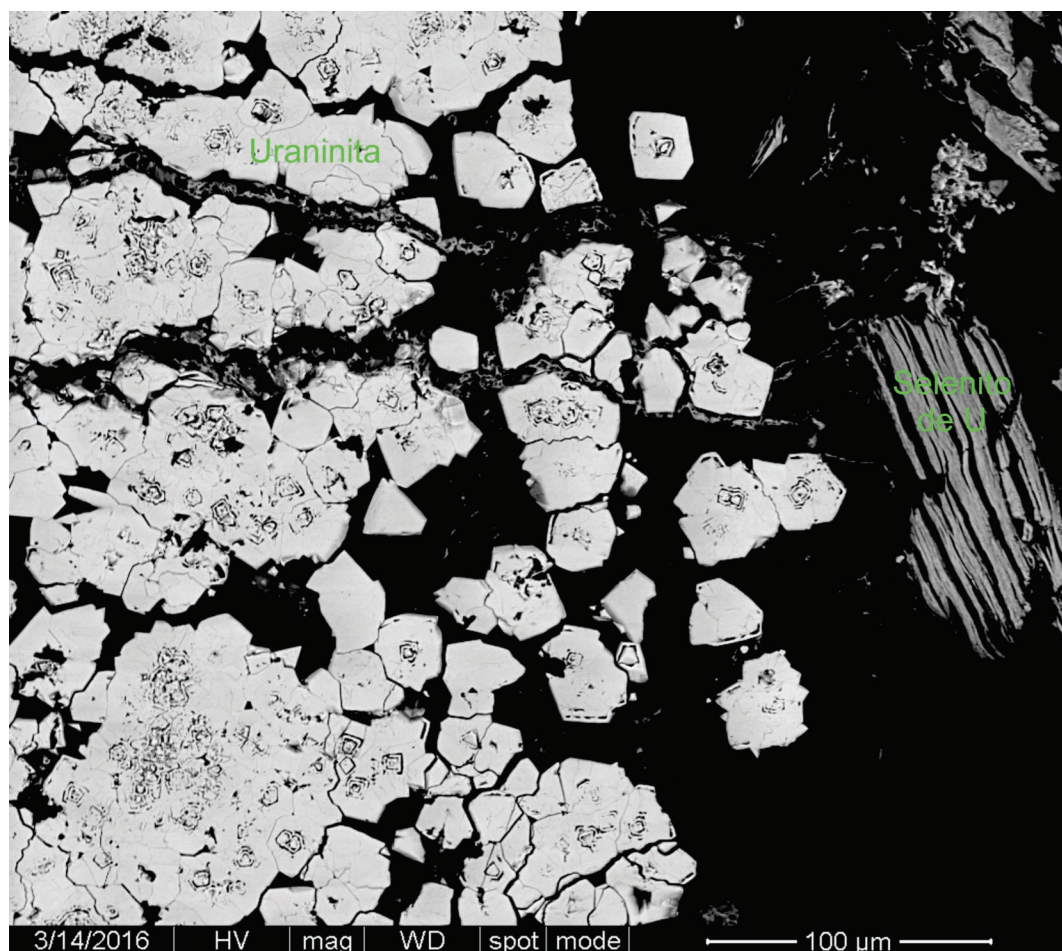
**Palabras clave.** Manifestación Peña Negra, selenitos de uranio, marthozita, piretita.

**Abstract.** This paper describes supergenic U-selenites associated to U-Cu mineralization that occur in the Peña Negra prospect (in the province of Catamarca). Based on optical and physical characteristics together with X ray and SEM-EDS analyses Cu oxides and U selenites, marthozite and piretite, were identified for the first time in Argentina.

**Keywords.** Peña Negra prospect, uranium-selenites, marthozite, piretite.

**Introducción.** En el estudio preliminar de una muestra proveniente de la Manifestación Peña Negra, ubicada en el área conocida localmente como La Alumbra, parte integral del ex Distrito uranífero Tinogasta, provincia de Catamarca, se determinó la presencia de minerales de selenio, aún en estudio, que acompañan a la mineralización de U-Cu presente en el lugar.

Si bien han sido identificados minerales amarillos de uranio en distintos yacimientos y manifesta-



**Figura 1.** Imagen electrónica de cristales idiomorfos de uraninita y mineral de U-Se.

**Tabla 1.** Composición semicuantitativa de selenito de uranio, expresado en % en peso del elemento (en base anhidra).

N° de muestra Elemento (% en peso)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>U</b>	58,2	54,8	55,1	55,2	56,1	60,2	54,2	54,79	53,94	44,88	46,56
<b>Se</b>	13,4	11,9	11,7	11,9	12,8	14,3	12,1	12,91	11,45	11,21	12,80
<b>Cu</b>	1,3	3,1	1,7	4,7			1,6	1,74	1,1	5,12	3,50
<b>Ca</b>	2,9	3,2	3,6	3,5	2,2	4,1	3,9	2,76	3,6	4,00	3,32
<b>O</b>	24,2	27,0	25,5	22,2	23,9	21,4	26,7	27,8	26,51	25,54	26,81
<b>Si</b>			2,4	2,5			1,5		3,40	9,25	7,01
<b>Ba</b>					5,0						

ciones del país, cabe señalar en este caso, la presencia de selenio, en forma de compuestos supergénicos de U-Se, que no han sido citados hasta ahora en el país.

Macroscópicamente se observan abundantes minerales de alteración, principalmente oxidados de cobre y amarillos de uranio, que aparecen en forma de finas costras superpuestas o en fracturas, asociados principalmente a yeso.

**Geología del área.** El área La Alumbra, ubicada en el flanco oriental del cerro Negro de Rodríguez, a una altura media de 2.800 msnm, pertenece al Sistema de Famatina. Fue reconocida a través de distintos informes (Gorustovich y Solís, 1975; Gorustovich, 1977; Burgos, 1999), cuyos diferentes sectores presentan interesantes paragénesis de minerales uraníferos, asociados principalmente a la mineralización de cobre presente, así como a elementos no registrados hasta ahora en la bibliografía para esa zona, tal el caso del selenio. La Manifestación Peña Negra se ubica en la margen izquierda de la quebrada homónima.

**Mineralización.** La mineralización, de tipo vetiforme, se aloja en fracturas subverticales de orientación N-S, emplazadas en areniscas, pelitas y hornfels de la Formación La Alumbra (Ordovícico), que podrían corresponder al episodio metalogénico del Paleozoico superior-Triásico superior. Se presenta como delgadas guías de 1-5 cm de espesor, en las cuales se determinaron varias especies minerales: uraninita, "gummita", pirita, calcopirita, bornita, óxidos de manganeso, malaquita y azurita (Gorustovich y Solís, 1975; Gorustovich, 1977; Burgos, 1999). Posteriormente Saulnier (1982) identificó uraninita, uranofano y masuyita como parte de la paragénesis de minerales de uranio. Esta mineralización se definió originalmente como perteneciente a un modelo tipo zócalo (Gorustovich, 1977).

Si bien los trabajos preliminares sobre algunos de los principales depósitos del área no sustentaron una exploración sistemática -por tratarse de

reducidas concentraciones anómalas de uranio- revisten especial interés mineralógico por la asociación U-Se (Cu, Ca).

**Metodología.** Para determinar los minerales presentes en la muestra, se molió a # 60, separando las especies de interés mediante líquidos densos, en cuya fracción pesada se identificaron específicamente los minerales de uranio y de cobre.

La determinación de todos los minerales presentes se llevó a cabo con base en sus características físicas y ópticas y, principalmente, mediante análisis por difracción de rayos X (DRX) realizados por el método de polvo (equipo Siemens D-5000), junto con análisis semicuantitativos con microscopio electrónico de barrido provisto de equipo de energía dispersiva (SEM-EDS, equipo Quanta 200 FEI). Los análisis químicos correspondientes a cada especie mineral se expresan en % en peso del elemento.

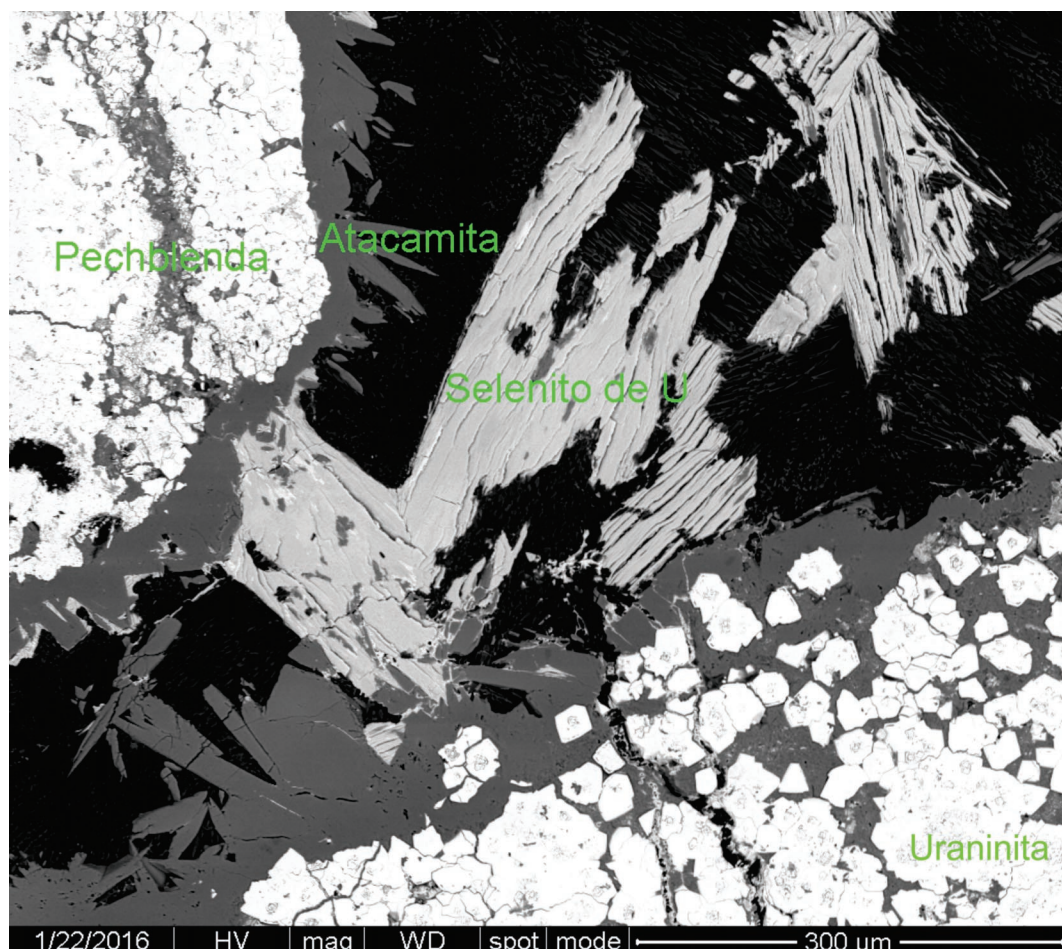
**Mineralogía.** La mineralización de mineral negro de uranio se presenta en forma de agregados botrioidales y guías de 0,1-0,5 cm de espesor. Los amarillos de uranio se encuentran como relleno de pequeñas fisuras o en fracturas mayores asociados a yeso, junto con abundantes minerales verdes de cobre.

El estudio de cortes pulidos permite distinguir agregados de cristales de uraninita, de entre 25 y 40 µm, en ocasiones con diferente reflectancia debido al distinto grado de alteración. Esta aparece en masas botrioidales que gradan hacia afuera a cristales idiomorfos, generalmente maclados, lo cual es común en la uraninita de origen hidrotermal (Ramdohr 1969) (figura 1). Frecuentemente se observa que los cristales individuales presentan un crecimiento rítmico concéntrico, en cuyo interior se determinó la presencia de Bi.

Son medianamente abundantes cristales subédricos aislados, mayores de 200 µm, de hematita, la que ocasionalmente también constituye agregados globulares con superficies curvas.

También se reconocen cristales tabulares de





**Figura 2.** Imagen electrónica de mineral de U-Se-(Ca); uraninita y atacamita.

covellina azul (CuS) que tienen como particularidad la presencia de Ag (hasta el 11%) y de Se (" 4%) en su composición.

Los análisis por difracción de rayos X corroboraron la presencia de uraninita y permitieron identificar varias especies supergénicas, tanto de cobre como de uranio; entre estas últimas: masuyita, uranofano y betauranofano. La masuyita se observa como agregados pulverulentos, de color naranja rojizo y brillo mate, siempre asociados a uraninita. Uranofano y betauranofano, ambos de color amarillo intenso, transparentes a translúcidos, presentan hábito prismático a acicular, brillo vítreo a graso, y una débil fluorescencia amarillo verdosa bajo lámpara de luz ultravioleta.

En los diagramas obtenidos se observan algunas líneas identificables de oxidados de uranio-selenio, que indicarían la presencia de más de una especie o bien la deshidratación de alguna de ellas, dando lugar a fases inestables intermedias. Corresponden a cristales alargados muy finos o

más comúnmente a láminas, de color amarillo limón y brillo perlado, cuyo tamaño varía de 30-70 mm hasta 360 mm, de carácter biáxico (-) y de alto relieve. En otros casos se observan cristales similares pero de color castaño o amarillo verdoso, pleocroicos. En ambos casos no se observa fluorescencia bajo lámpara de luz ultravioleta.

Entre los minerales secundarios de cobre se determinaron: atacamita, crisocola y un oxidado de Cu-Se, calcomenita,  $\text{Cu}^{2+} \text{Se}^{4+} \text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , en pequeños cristales euédricos, vítreos, de color azul intenso. Siendo este último un producto de oxidación en yacimientos hidrotermales de selenio, se infiere que muy posiblemente es el resultado de la pre-existencia de seleniuros o sulfuros de cobre ricos en selenio.

La atacamita, de color verde esmeralda a verde oscuro y brillo vítreo, es abundante y conforma cristales prismáticos alargados según [001], muy finos, a veces fibrosos formando rosetas; tapiza los bordes de las fracturas rellenas con yeso, el



cual constituye la ganga más abundante y es vehículo en la dispersión de los minerales supergénicos de uranio.

Cabe señalar que en la identificación de los óxidos de U-Se-Cu-Ca (Ba-Pb) surgieron dudas debido a su compleja estructura -fases compuestas por infinitas cadenas de poliedros de uranilo- (Burns *et al.* 1996 y Burns 2005), habitualmente hidratados, lo que hizo difícil su determinación. Estos compuestos presentan varios problemas, ya que para una misma fase puede haber diferencias en la intensidad de los picos de difracción debido a variaciones en la preparación de la muestra, a pequeñas variaciones en la composición química del mineral o en su estado de hidratación. En este caso hay que agregar la impureza de las muestras analizadas por la asociación de varias especies uraníferas con características similares y por el diminuto tamaño de los cristales (entre 60  $\mu$ m y 350  $\mu$ m) así como por su fragilidad.

Posteriormente se efectuaron análisis de varios granos individuales con microscopía electrónica de barrido provisto de sistema de energía dispersiva (SEM-EDS, tabla 1) que permitieron corroborar la presencia de oxidados de USe (figura 2), junto con cantidades menores de Cu y Ca y menos comúnmente Ba y Pb (figura 3: SEM-EDS). También se

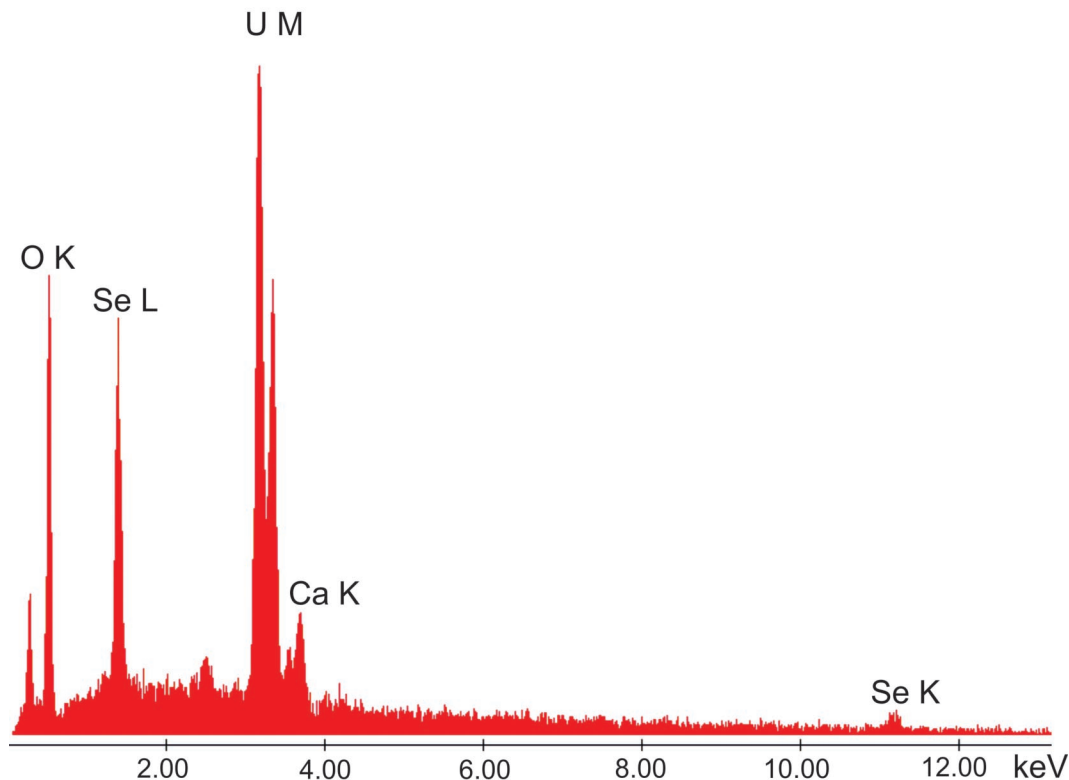
determinó la presencia de Fe, Cl, Bi, Si y en forma subordinada S, V, Ti, Ag y Te.

**Discusión.** Las características del mineral, especialmente en lo que se refiere al análisis por difracción de rayos X, los resultados semicuantitativos obtenidos así como los espectros e imágenes del mapeo efectuados, confirman la presencia de especies minerales portadoras de selenio y uranio.

Si bien se trata de un estudio preliminar, los datos aportados junto con la paragénesis observada, orientan la identificación hacia dos especies minerales en particular: marthozita (Cesbron *et al.* 1969),  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_3(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , y piritita (Vochten *et al.* 1996),  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_3(\text{SeO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ; la primera de las cuales aparentemente se deshidrata en aire a temperatura ambiente, por lo que en los diagramas de rayos X suelen aparecer dos o más fases del mineral (Cesbron *et al.* 1969).

Este hallazgo en la Manifestación Peña Negra constituye la primera mención de estos minerales en la República Argentina.

Algunas de estas especies minerales se hallan, a nivel mundial, en sectores oxidados de depósitos de Cu-Co ricos en selenio. En el caso de la marthozita, la localidad tipo es la mina de Cu-Co Musonoi (Kolwezi), Katanga, en la actual República De-



**Figura 3.** Espectro de mineral de U-Se-(Ca); uraninita y atacamita.

mocrática del Congo. Se la observa en cavidades de digenita selenífera ( $\text{Cu}_9\text{S}_5$ ), asociada con uranofano, kasolita, cuprosklodowskita, demesmaekerrita, guilleminita (Pierrot *et al.* 1965), calcomenita, malaquita (Cesbron *et al.* 1969).

Por otra parte, la piritita fue encontrada en la mina Kasolo, en el depósito de uranio Shinkolobwe, República Democrática del Congo, formando costuras en la superficie de cristales de uraninita y también asociada con masuyita (Vochten *et al.* 1996). Guarda una estrecha relación con guilleminita. (Cooper y Hawthorne 1995, 2001).

Los selenitos son el resultado de la oxidación y disolución de seleniuros ó sulfuros portadores de Se, mientras que los minerales amarillos de uranio provienen, en este caso, de la alteración de la uraninita.

El selenio aparece en todos los minerales de uranilo conocidos como Se (IV), en forma de ión selenito  $[\text{Se}^{4+}\text{O}_3]^{2-}$ ; sin embargo no hay razón para no esperar la existencia de minerales con Se(VI), ión seleniato  $[\text{Se}^{6+}\text{O}_4]^{2-}$ , bajo condiciones suficientemente oxidantes (Finch y Murakami, 1999).

**Agradecimientos.** Se agradece especialmente al Departamento Regional Noroeste, Salta, por haber cedido la muestra, así como la valiosa colaboración de M. Aldunate, S.A. Domínguez, (Gerencia de Materiales) y M. Rosenbusch (Gerencia Química de Reactores) por los análisis de microscopía electrónica; a R. Montero y R. Castillo (Gerencia de Materiales) por la preparación de las muestras. A N. Rubinstein por la lectura crítica del manuscrito.

## BIBLIOGRAFÍA

- Burgos, J. 1999. Manifestación Agua de los Pájaros, Distrito Uranífero Tinogasta, Catamarca. Recursos minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR. Anales 35: 429-430, Buenos Aires.
- Burns, P.C. 2005.  $\text{U}^{6+}$  minerals and inorganic compounds: insights into an expanded structural hierarchy of crystal structures. The Canadian Mineralogist 43: 1839-1894.
- Burns, P.C., Miller, M.L. y Ewing, R.C. 1996.  $\text{U}^{6+}$  minerals and inorganic phases: a comparison and hierarchy of structures. The Canadian Mineralogist 34: 845-880.
- Cesbron, F., Oosterbosch, R. y Pierrot, R. 1969. Une nouvelle espèce minérale: la marthozite. Uranyl-sélénite de cuivre hydraté. Bulletin Société française de Minéralogie 92: 278-283.
- Cooper, M.A. y Hawthorne, F.C. 1995. The crystal structure of guilleminite, a hydrated Ba-U-Se sheet structure. The Canadian Mineralogist 33: 1103-1109.
- Cooper, M.A. y Hawthorne, F.C. 2001. Structure topology and hydrogen bonding in marthozite  $\text{Cu}^{2+}[(\text{UO}_2)_3(\text{SeO}_3)_2\text{O}_2](\text{H}_2\text{O})_8$ , a comparison with guilleminite  $\text{Ba}[(\text{UO}_2)_3(\text{SeO}_3)_2\text{O}_2](\text{H}_2\text{O})_3$ . The Canadian Mineralogist 39: 797-807.
- Finch, R. y Murakami, T. 1999. Systematics and paragenesis of uranium minerals. In *Reviews in Mineralogy*. Volume 38, Uranium: mineralogy, geochemistry and the environment (Ed.: P. Burns y R. Finch). Mineralogical Society of America 38, 679 pp.
- Gorustovich, S. 1977. Informe sobre el área La Alumbra. Comisión Nacional de Energía Atómica. Departamento Regional Noroeste, Salta. Inédito, 26 páginas.
- Gorustovich, S. y Solís, J. 1975. Área La Alumbra. Nueva zona de interés uranífero del SO de la provincia de Catamarca. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 5: 297-315. Buenos Aires.
- Pierrot, R., Toussaint, J. y Verbeek, T. 1965. La guilleminite, une nouvelle espèce minérale. Bulletin Société française de Minéralogie 88: 132-135.
- Ramdohr, P. 1969. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press., 1174 pp. Germany.
- Saulnier, M.E. 1982. Informe mineralógico. División Estudios Especiales N° 8-82, CNEA (inédito), 4 páginas.
- Vochten, R., Blaton, N., Peeters, O. y Deliens, M. 1996. Piritite,  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_3(\text{SeO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  a new calcium uranyl selenite from Shinkolobwe, Shaba, Zaire. The Canadian Mineralogist 34: 1315-1322.

## SULFATOS DEL YACIMIENTO LAS TERMAS, SIERRA DE FIAMBALÁ, CATAMARCA

Morello Orquídea<sup>1</sup>; Rubinstein Nora<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica.

<sup>2</sup> IGeBA, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

**Resumen.** El presente trabajo describe las diferentes especies de sulfatos encontrados en el yacimiento de uranio Las Termas (Catamarca), como producto de la alteración supergénica. En base a las características ópticas y físicas y análisis de difracción de rayos X y de MEB-SED se identificaron goslarita, jarosita, kalinita, linarita, natrojarosita, quenstedtita, slavikita y yeso junto con el haluro creedita.

**Palabras clave.** Yacimiento Las Termas, uranio, sulfatos, goslarita, quenstedtita, creedita.

**Abstract.** This paper describes different supergenic sulphates species that occur in Las Termas uranium ore deposit (province of Catamarca). Based optical and physical characteristics together with X ray and SEM-EDS analyses goslarite, jarosite, kalinite, linarite, natrojarosite, quenstedtite, slavikite, gypsum and the halide creedita were identified in this ore deposit.

**Keywords.** Las Termas ore deposit, uranium, sulphates, goslarite, quenstedtite, creedita

**Introducción.** El objetivo del presente trabajo es mencionar los sulfatos reconocidos hasta el presente en el depósito de uranio Las Termas, el cual se encuentra ubicado en el flanco occidental de la Sierra de Fiambalá, en proximidades del contacto noroccidental con el granito Los Ratones, de edad carbonífera, en el ámbito de las Sierras Pampeanas de la provincia de Catamarca.

La Sierra de Fiambalá está formada por un basamento integrado por una secuencia de rocas metasedimentarias precámbricas, que incluye esquistos, gneises, rocas calcosilicáticas y migmatitas (González Bonorino 1972, Villar *et al.* 1978), afectada por episodios de metamorfismo y deformación y la intrusión de granitoides sintectónicos y rocas básicas durante el Paleozoico inferior (Grissom, 1991; Grissom *et al.* 1992; Page *et al.* 1992).

La mineralización está compuesta esencialmente por pirita y pechblenda, acompañadas de abundante fluorita y oxidados de uranio (Morello 1990) a la que se asocia una intensa alteración hidrotermal, con un evento principal de greisenización, representado por la asociación muscovita-zinnwaldita-fluorita-topacio-cuarzo (Morello *et al.* 1996; Rubinstein *et al.* 2001).

La posterior alteración supergénica que se observa está caracterizada por diferentes especies de sulfatos, motivo de esta presentación. Los minerales identificados son goslarita (fig.1), jarosita, kalinita, linarita, natrojarosita, quenstedtita (fig.2), slavikita, yeso, y creedita la cual, si bien corresponde a un haluro, se incluye en la descripción por formar parte de esta asociación.

**Metodología.** La identificación de todos los minerales presentes se realizó en base a las características físicas, ópticas y principalmente a análisis por difracción de rayos X (método de polvo) y análisis cualitativos obtenidos con microscopía electrónica de barrido y equipo de energía dispersiva (SEM-EDS).

**Resultados.** Goslarita (Figura 1):  $\text{Zn}(\text{SO}_4)_2 \cdot 7(\text{H}_2\text{O})$

Se observa en el yacimiento en forma de costras de color blanco a amarillentas, de brillo mate y también en masas compactas. Ópticamente es transparente, incoloro, biáxico (-) y de relieve bajo ( $\eta \approx 1.47$ ).

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 4.21(10), 5.36(8), 4.18(5), 5.29(4), 2.87(4), 4.46(3) 3.46(3), 2.65(3).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{ZnO}$ : 28,30;  $\text{SO}_3$ : 27,84;  $\text{H}_2\text{O}$ : 43,86 (Anthony *et al.* 2003).

Se lo encuentra asociado a otros sulfatos. Se lo cita por primera vez para este yacimiento.

Por lo general se lo encuentra en galerías de minas, proveniente de la oxidación de minerales de zinc. Químicamente es soluble en agua. Pertenecer al grupo de la epsomita (Anthony *et al.* 2003).

Jarosita:  $\text{KFe}_3^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

Se observa como masas terrosas, pulverulentas, de color amarillo a castaño y brillo mate, o bien resinoso a vítreo cuando aparece en costras. Ópticamente es translúcido, de color amarillo ámbar, de carácter uniáxico (-) y anormalmente biáxico, pleocroico, de incoloro a amarillo fuerte y de relieve alto.

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 3.08(10), 3.11(8), 5.09(7), 5.93(5), 1.98(5), 1.83(5), 3.65(4), 2.29(4).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{K}_2\text{O}$ : 9,41;  $\text{SO}_3$ : 31,97;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 47,83;  $\text{H}_2\text{O}$ : 10,79 (Anthony *et al.* 2003).

En el depósito Las Termas es abundante en la Quebrada Amarilla, como producto de alteración de pirita, junto con natrojarosita (con la cual forma una serie), slavikita, goslarita, quenstedtita y yeso.

Es un mineral habitual en la zona de oxidación de yacimientos metalíferos. Se asocia comúnmente con goethita y sulfatos de hierro. Pertenecer al grupo de la alunita (Anthony *et al.* 2003).

Kalinita:  $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 11(\text{H}_2\text{O})$

Se presenta en masas terrosas; también en

agregados radiales y drusas de cristales prismáticos aciculares. Es incoloro o blanco, de brillo vítreo, transparente a translúcido, tiene fractura conoidal y ópticamente es biáxico (-) y de bajo relieve ( $\eta \approx 1.43-1.48$ ).

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 4.80(10), 4.31(9), 3.49(8), 4.12(7), 4.94(6), 4.60(5), 2.68(3), 1.873(3).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{SO}_3$ : 35,09;  $\text{K}_2\text{O}$ : 10,32;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 11,17;  $\text{H}_2\text{O}$ : 43,42 (Anthony *et al.* 2003).

Se asocia con otros sulfatos en zonas de intensa alteración hidrotermal (Brodtkorb, M.K. de 2014). En el país se cita en la mina Veladero, San Juan (Bengochea *et al.* 1996); Las Termas, Catamarca (Rubinstein *et al.* 2001) y Río Grande de Coranzulí, Jujuy (Alonso *et al.* 2004).

Es un mineral secundario raro que se observa en zonas de oxidación superficial de sulfuros primarios, especialmente en depósitos ricos en pirita como en este caso. Es soluble en agua.

Linarita:  $\text{PbCu}(\text{SO}_4)(\text{OH})_2$

Se observan costras o agregados pulverulentos de mineral translúcido, de color azul intenso; ópticamente biáxico (-) y de relieve alto (mayor de 1,80).

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 3.15(10), 4.52(6), 3.56(6), 4.84(4), 3.11(4), 3.63(3), 2.71(3), 2.59(3).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{SO}_3$ : 28,80;  $\text{CuO}$ : 19,85;  $\text{PbO}$ : 55,69;  $\text{H}_2\text{O}$ : 4,49 (Anthony *et al.* 2003).

Se asocia con otros sulfatos en las zonas de intensa oxidación, donde subyacen depósitos de Pb y Cu.

Natrojarosita:  $\text{NaFe}_3^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$

Se presenta en masas terrosas pulverulentas o en costras de color amarillo a castaño y brillo mate a resinoso.

Ópticamente es transparente a translúcido, de color amarillo ámbar, uniáxico (-) ó anormalmente biáxico, pleocroico, de incoloro a amarillo fuerte y de relieve alto.

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 3.07(10), 3.12(9), 5.06(8), 2.24(4), 1.98(4), 1.83(3), 5.59(3), 5.95(2).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{Na}_2\text{O}$ : 6,39;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 49,42;  $\text{SO}_3$ : 33,04;  $\text{H}_2\text{O}$ : 11,15 (Anthony *et al.* 2003).

Es abundante en la Quebrada Amarilla, como producto de alteración de pirita, junto con jarosita (con la cual forma una serie), slavikita, goslarita, quenstedtita y yeso.

Se forma típicamente en la zona de oxidación de depósitos minerales, por alteración de pirita en presencia de sodio. Perteneció al grupo de la alunita (Anthony *et al.* 2003).

Quenstedtita (Figura 2):  $\text{Fe}_2^{3+}(\text{SO}_4)_3 \cdot 10-11(\text{H}_2\text{O})$

Se observa como un material pulverulento muy fino, de color blanco y brillo mate, junto con otros sulfatos, especialmente jarosita y yeso; también en forma de masas terrosas y en costras.

Ópticamente es transparente, incoloro, biáxico (+) y de relieve moderado ( $h \approx 1.55-1.57$ ).

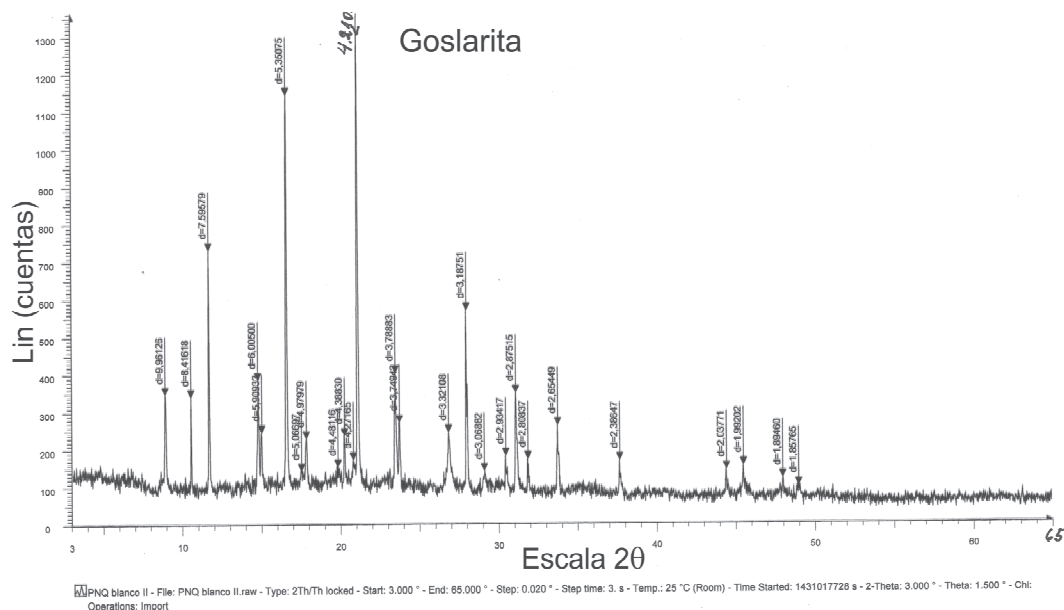


Figura 1. Diagrama de difracción de rayos X de goslarita.



Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 4.08(10), 5.78(8), 4.19(8), 3.80(6), 5.03(4), 2.58(4), 5.57(3), 5.34(3).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{SO}_3$ : 40,16;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 26,70;  $\text{H}_2\text{O}$ : 33,14 (Anthony *et al.* 2003).

En el yacimiento se lo encontró en la Quebrada Amarilla, asociado a otros sulfatos. Es la primera y única cita en la República Argentina.

Es un mineral poco común que se forma en la zona de oxidación de depósitos minerales ricos en pirita, particularmente en regiones áridas. Es fácilmente soluble en agua (Anthony *et al.* 2003).

Slavikita:  $\text{NaMg}_2\text{Fe}_5^{3+}(\text{SO}_4)_7(\text{OH})_6 \cdot 33(\text{H}_2\text{O})$ ; redefinida por Parafiniuk *et al.* (2010) como  $(\text{H}_3\text{O}^+)_3\text{Mg}_6\text{Fe}_{15}(\text{SO}_4)_{21}(\text{OH})_{18} \cdot 98(\text{H}_2\text{O})$

Aparece en agregados de pequeños cristales euédricos de color verde intenso, brillo vítreo, y en forma de masas terrosas verde amarillentas que recubren agregados compactos de jarosita.

Ópticamente es transparente, presenta pleocroísmo de incoloro a amarillo fuerte, es uniaxial (-) y de relieve bajo ( $< 1,53$ ).

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 9.03(10), 11.6(9), 5.79(8), 4.19(8), 2.92(6), 3.46(6), 5.38(5), 10.1(4).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{SO}_3$ : 32,59;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 23,21;  $\text{MgO}$ : 4,69;  $\text{Na}_2\text{O}$ : 1,80;  $\text{H}_2\text{O}$ : 37,71 (Anthony *et al.* 2003).

En Argentina se lo cita en la mina Santa Elena, Calingasta, San Juan (Gordon, 1941; Meissl y Maidana, 1983) y en Las Termas, Catamarca (Morello *et al.*, 1996; Rubinstein *et al.* 2001).

Es un mineral poco común, producto de alteración de pirita en lutitas y pizarras en climas áridos. Se lo encuentra con otros sulfatos ácidos (Anthony *et al.* 2003).

Yeso:  $\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$

Se lo observa en forma de cristales euédricos alargados, a veces curvados, en masas compactas, en costras y como relleno de fracturas; en ocasiones aparece teñido con óxidos de hierro.

En Las Termas es particularmente abundante y se encuentra como producto de alteración de pirita, junto con abundante jarosita, natrojarosita, y en forma subordinada goslarita, slavikita y quenstedtita. Constituye la ganga más abundante del depósito y es vehículo en la dispersión de los minerales supergénicos de uranio.

Creedita:  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{F},\text{OH})_{10} \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$

Se incluye este haluro, que es un mineral accesorio más bien raro, de menas hidrotermales ricas en fluorita y en cuya composición participa también el ión  $(\text{SO}_4)^{=}$ .

En Las Termas, esta especie se presenta en agregados sacaroides o en masas terrosas; también en agregados radiales incoloros o blancos, transparentes a translúcidos.

Ópticamente es biaxial (-) y de relieve bajo ( $\eta \approx 1.47$ ).

Sus principales líneas de difracción de rayos X son: 3.48(10), 7.30(9), 6.90(9), 3.92(9), 2.16(9), 5.79(8), 3.07(8), 3.67(7).

La composición química teórica (expresado en % en peso) es:  $\text{SO}_3$ : 16,30;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 20,75;  $\text{CaO}$ : 34,24;  $\text{H}_2\text{O}$ : 11,92;  $\text{F}$ : 29,00 (Anthony *et al.* 1997).

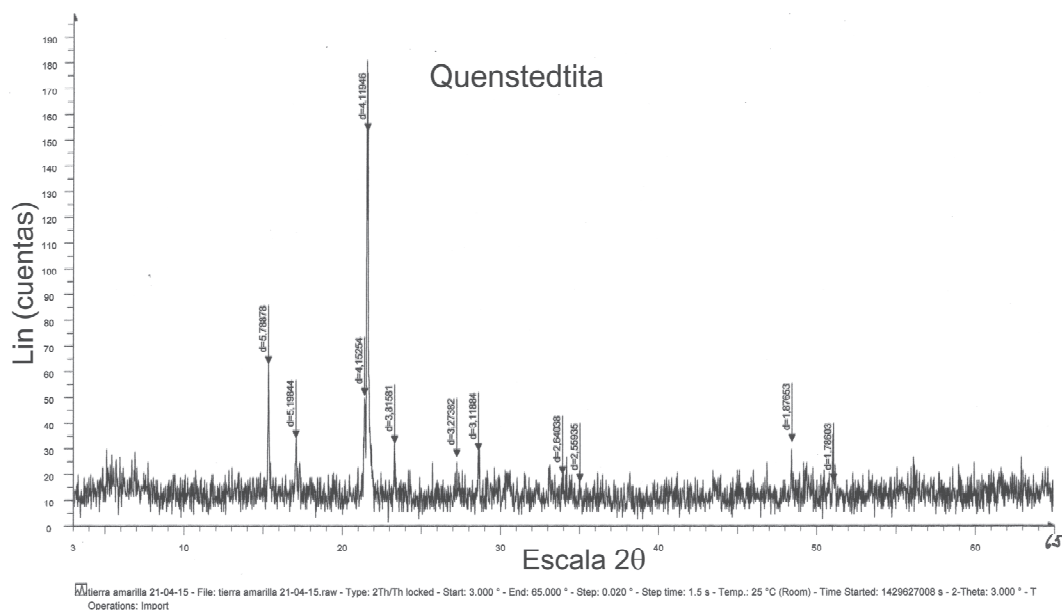


Figura 2. Diagrama de difracción de rayos X de quenstedtita.

Aparece siempre asociado a fluorita, pechblenda, pirita y sulfatos. Es la única cita en Argentina (Morello *et al.* 1996).

#### BIBLIOGRAFIA

- Alonso, R., Ruiz, T. del V. y Quiroga, A. 2004. Metalogenia de la Puna de Jujuy en la comarca del Río Grande de Coranzulí. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas 1: 139-144, Río Cuarto.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C. 1997. Handbook of Mineralogy. Volume 3. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona, U.S.A., 628 pp.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C. 2003. Handbook of Mineralogy. Volume 5. Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona, U.S.A., 813 pp.
- Bengochea, L., Lara, R. y Mas, G. 1996. Kalinita y boyleita. Sulfatos secundarios del área Valle del Cura, San Juan. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación 5: 63-66.
- Brodtkorb, M.K. de 2014. Compendio de las especies minerales de la República Argentina. Asociación Mineralógica Argentina. Fundación Empremin. Ed. Brujas, 752 p.
- González Bonorino, F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 73 p.
- Gordon, S. 1941. Slavikite, buttlerite and parabuttlerite from Argentina. Academy of Natural Science of Philadelphia, Notulae Naturae: 89.
- Grissom, G. 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. Ph.D., Stanford University, California, U.S.A., 262 pp. (unpublished).
- Grissom, G., De Bari, S., Page, R., Page, S., Villar, L., Coleman, R., Ramírez, M. V. de (1992): The deep crust of early Paleozoic arc; The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. in "Andean Magmatism and its Tectonic Setting", Harmon, R. S. y Rapela, C. W. Editores. Geological Society of America Special Papers 265: 189-200.
- Meissl, E.P. y Maidana M.R. 1983. Mina Santa Elena, la Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 551-566.
- Morello, O. 1990. Estudio mineralógico sobre muestras de la Manifestación Las Termas, Fiambalá, Dpto. Tinogasta. Provincia de Catamarca. Informe División Estudios Especiales N° 30-90, CNEA (inédito).
- Morello, O., Rubinstein, N. y Burgos, J. 1996. Nuevos avances sobre la metalogénesis de la Manifestación Las Termas, Fiambalá, Catamarca. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación 5: 153-156.
- Page, S., Page, R., Viruel de Ramírez, M. 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (4): 373-388.
- Parafiniuk, J., Bobrzycki, L. y Woźniak, K. 2010. Slavikite - Revision of chemical composition and crystal structure. American Mineralogist 95: 11-18.
- Rubinstein, N., Morello, O. y Burgos, J., 2001. El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56 (1): 91-98.
- Villar, L., Godeas, M., Segal, S. 1978. El basamento, facies anfíbolita granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 521-536. Bahía Blanca.

# OCCURRENCE OF ZOISITE IN A CRETACEOUS ACCRETIONARY PRISM: MINERALOGICAL AND GENETIC CONSIDERATIONS

Muñoz Jesús S.<sup>1</sup>; Fuentes Francisco J.<sup>1,2</sup>; Hyppolito Thais<sup>3,4</sup>; Flores Erwin<sup>5</sup>; Angiboust Samuel<sup>6</sup>; Calderón Mauricio<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Carrera de Geología, Universidad Andres Bello, Sazie 2119, Santiago, Chile.

<sup>2</sup> Laboratorio de Analisis de Solidos, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile.

<sup>3</sup> Universidade de Sao Paulo, Brazil.

<sup>4</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, España.

<sup>5</sup> Departamento de Ciencias Químicas, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile.

<sup>6</sup> GFZ, Telegrafenberg, 14473 Postdam, Germany.

**Abstract.** Zoisite single crystals from a retro-graded amphibolite sampled at Diego de Almagro Metamorphic Complex were separated and studied under X-ray diffractometry. Relationships between crystallographic parameters, mineral chemistry and petrogenesis of these subduction related metamorphic rocks are discussed.

**Keywords.** Zoisite, retrograded amphibolite, X-ray diffractometry, subduction.

**Resumen.** Monocristales de zoisita obtenidos de una retro-anfibolita pertenecientes al Complejo Metamórfico Diego de Almagro, fueron estudiados mediante difracción de rayos-X. Se discute la relación entre los parámetros cristalográficos, química mineral y petrogenesis de estas rocas metamórficas relacionadas a un complejo de subducción

**Palabras clave.** Zoisita, retro-anfibolita, difracción de rayos-x, subducción.

**Introduction.** On the Diego de Almagro Island, western Patagonia (51°30'S), high-pressure meta-

morphic rocks, formed in a paleo subduction complex, are observed. HP rocks preserved in this island reached pressure around 17 kbar, as revealed by garnet amphibolites and garnet blueschists with omphacite relicts (Hyppolito *et al* 2016.).

Minerals of the epidote group are Ca- and Al-bearing hydrated silicates having monoclinic symmetry with the exception of the orthorhombic polymorph zoisite with general formula:  $A_2M_3 [T_2O_7] [TO_4]$  (O,F) (OH,O), where the sites A (1) and A (2) are mainly occupied by Ca, and M sites (1), M (2) and M (3) by Al and Fe<sup>+3</sup>. The epidotes commonly occur in low-grade metamorphic terranes and hydrothermal systems, and are stable over a wide range of pressures and temperatures in continental and oceanic crust (Poli and Schmidt, 2004), being commonly observed in metabasites, metapelites and metacherts in high P/T metamorphic terranes (e.g. Enami & Mattinson, 2004).

The aim of this work is to characterize the petrographic and mineralogical features of the zoisite found in the high-pressure metabasites at the Diego de Almagro Metamorphic Complex (CMDA), in order to discuss the possible conditions of formation of this mineral in an accretionary system.

**Geological context.** CMDA consists of blueschists, greenschists, micaschists, ultramafic rocks and metacherts, which record a strong ductile deformation. K-Ar geochronology on amphibole indicates ages of 122-117 Ma (Hervé *et al.*, 1999; Willner *et al.*, 2004) for the HP stage metamorphism. More recently, different ages were calculated for the HP/LT metamorphism, ranging between 120 and 80 Ma (Hyppolito *et al* 2016).

**Experimental methods.** Retrograded amphibolite samples were studied in thin sections under a polarizing microscope. Based on petrographic observations, one sample was selected for crystals separation. Techniques of dense liquids and Frantz magnetic separator were used to obtain crystals of zoisite and studies of single crystals (100 to 400 µm) were carried out using X-ray diffraction (Bruk-

Table 1.

Table 1. Zoisite crystallographic parameters	
a(Å)	16.214
b(Å)	55.578
c(Å)	100.448
α (°)	90
β (°)	90
γ (°)	90
V(Å <sup>3</sup> )	905.2
Space group	Pnma
No. Refined parameters	119

Legend	
a(Å)	Lattice parameter "a" (Amstrong)
b(Å)	Lattice parameter "b" (Amstrong)
c(Å)	Lattice parameter "c" (Amstrong)
α (°)	Interaxial angle "α"
β (°)	Interaxial angle "β"
γ (°)	Interaxial angle "γ"
V	Volume

er-AXS Smart Apex II). Crystallographic structure was obtained with the SHELX software.

**Results.** Petrographic observations show actinolite (45%), zoisite (30%), chlorite (20%), epidote (<5%), quartz (<5%) and trace minerals (zircon, apatite and titanite). Zoisites correspond to fresh porphyroblasts occurring associated to chlorite. Interestingly, a light-green amphibole (actinolite) replacing a dark-green to brownish calcic-amphibole (pargasite) was also observed in these rocks. Pargasite also occur as inclusions in zoisite crystals and has been interpreted here as relics of a previous high temperature metamorphic stage (e.g. Willner *et al.*, 2004).

Data collected for refinement come from a single crystal (Table 1). Anisotropic refinement in the space group Pnma resulted in a final R of 3.4% for 119 parameters. Total Fe content expressed as molar fraction determined by linear regression equations from Myer (1966) give a value close to 0.1.

**Conclusions.** Zoisite is a common mineral in HP rocks and its stability depends on the bulk rock composition ( $X_{Fe}$ ) and the  $f_{O_2}$ , being stable under a broad range of P-T conditions (Grapes and Hoskin, 2004).

The calcium availability for the formation of the studied zoisite must be product of the magmatic protolith. The occurrence of zoisite in these samples suggests greenschist facies conditions, which is supported by the observed overprinting mineral association chlorite-actinolite-albite-zoisite.

According to Merrin (1962), low values of  $X_{Fe}$  (0.0-2.5%), suggest conditions greater or equal to 7 kbar. Such pressures is in agreement with greenschist facies re-equilibrating of rocks formed under higher metamorphic grade conditions (4.9-6.5 kbar and 580-690 °C), as suggested by Willner *et al* (2004) for the ortogneisses sampled within the Seno Arcabuz Shear Zone. This study supports the superposition of metamorphic events that took place during a long term accretion at this fossil subduction zone system.

**Acknowledgements.** This work was funded by projects DFG-An1113-1 (SA), Fondecyt N° 1121140 and N° 1161818. X-ray diffraction analyses were carried out by Dra. Poldie Oyarzún (LAS).

## REFERENCES

- Enami, M., Liou, J. G. y Mattinson, C. G. 2004. Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism. En Liebscher, A. y Franz, G. (Eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, volume 56: 347-398. Epidotes: The Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Grapes, R.H. y Hoskin, P.W.O. 2004. Epidote group minerals in low-medium pressure metamorphic terranes. En Liebscher, A. y Franz, G. (Eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, volume 56: 301-345. Epidotes: The Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Hervé, F., Prior, D., López, G., Ramos, V.A., Rapalini, A., Thomson, S., Lacassie, J.P. y Fanning, M. 1999. Mesozoic blueschists from isla Diego de Almagro, southern Chile. In: South American Symposium on Isotope Geology, Córdoba, Argentina, Actas, 2, 318-321.
- Hyppolito, T., Angiboust, S., Juliani, C., Glodny, J., Garcia-Casco, A., Calderon, M., y Chopin, C. 2016. Multi-stage accretion of high pressure rocks and thermal changes in a subduction channel: evidence from Diego de Almagro Island (Chilean Patagonia). Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly 2016. Vol. 18.
- Merrin, S. 1962. Experimental investigation of epidote pangenesis. Ph.D. Thesis, Pennsylvania State University 109 pp.
- Myer, G.M. 1966. New data on zoisite and epidote. American Journal of Science 264: 364-385.
- Poli, S. y Schmidt, M.W. 2004: Experimental solidus studies on epidote minerals. En Liebscher, A. y Franz, G. (Eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, volume 56: 301-345. Epidotes: The Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Willner, A.P., Hervé, F., Thomson, S.N. y Massonne, H.J., 2004. Converging P-T paths of Mesozoic HP-LT metamorphic units (Diego de Almagro Island, Southern Chile): Evidence for juxtaposition during late shortening of an active continental margin. Mineralogy and Petrology 81: 43-84.



# METASOMATISMO Y POTENCIAL METALOGÉNICO DE PEGMATITAS GRANÍTICAS INTRUIDAS EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA)

Muratori, Ma. Eugenia<sup>1</sup>; Demartis, Manuel<sup>1</sup>; Coniglio, Jorge E.<sup>2</sup>; Esteban, José J.<sup>3</sup>; Boffadossi, Ma. Alejandra<sup>1</sup>; Maffini, Ma. Natalia<sup>1</sup>; D'Eramo, Fernando J.<sup>1</sup>; Pinotti, Lucio P.<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, CONICET, Departamento de Geología (Ruta Nac. n° 36 km 601), Río Cuarto, Argentina.

E-mail: meugenia\_muratori@hotmail.com

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología (Ruta Nac. n° 36 km 601), Río Cuarto, Argentina.

<sup>3</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Apartado 644, 48080 Bilbao, España.

**Resumen.** En el sector oriental de la Sierra de Comechingones (Córdoba) afloran pegmatitas graníticas que no han sido descriptas ni incorporadas en los distritos de las Sierras Pampeanas. Se trata de pegmatitas pertenecientes a la familia petrogenética LCT con cierto rasgo NYF, emplazadas en rocas ultramáficas y, en menor medida, en metasedimentarias. Son cuerpos de morfologías tabulares y contactos lobulados, que no superan los 10 y 100 m de potencia y longitud, respectivamente. Las pegmatitas emplazadas en rocas ultramáficas tienen asociadas una zona metasomática simétrica hacia ambos lados de los contactos, compuesta por vermiculita, flogopita, tremolita-actinolita, clorita y talco. Dos son las hipótesis planteadas para explicar el origen de este metasomatismo. En la primera alternativa, el metasomatismo es el resultado de un profuso intercambio químico con la roca encajante a través de mecanismos de difusión e infiltración, involucrando una fase fluida exsuelta de la pegmatita. En la segunda alternativa las rocas metasomáticas se interpretan como rodingitas generadas por la circulación de fluidos durante la serpentinización de peridotitas a través de los contactos pegmatitas-rocas ultramáficas. Este contexto geológico, es decir pegmatitas graníticas emplazadas en rocas ultramáficas, le otorga a la zona de estudio un interés particular por su potencialidad metalogénica para la prospección de vermiculita, cuarzo rosado, corindón y esmeralda.

**Palabras claves.** Pegmatitas graníticas, Rocas ultramáficas, Metasomatismo, Metalogénesis, Sierra de Comechingones.

**Abstract.** Metasomatism and metallogenic potential of granitic pegmatites intruding ultramafic rocks (Sierra de Comechingones, Córdoba).

In this contribution we present new geological data concerning granitic pegmatites that crop out in the eastern portion of the Sierra de Comechingones (Córdoba province) that have not been included into any other pegmatitic field of the Sierras Pampeanas. These pegmatites, with minor NYF features, belong to the LCT petrogenetic family. They intrude mostly within ultramafic and subordnately within metasedimentary rocks. They have tabular morphologies and frequent lobate contacts, and their dimensions do not exceed 10 m wide and 100 m long. When hosted in ultramafic rocks, at both sides of the pegmatite contacts a symmetric metasomatic zonation composed of vermiculite, phlogopite, tremolite-actinolite, chlorite and talc is invariably developed. Two alternatives are proposed to explain their origin. Firstly, fluids exsolved from the pegmatite melts lead to an intense geochemical exchange between pegmatites and ultramafic rocks generating these metasomatic zones, involving diffusion and infiltration mechanisms. Alternatively, rodingitization processes driven by circulation of fluids during serpentinization of the peridotites in the pegmatite-ultramafic rock boundaries are also proposed to explain such metasomatic zones. The special geological context of pegmatites intruding ultramafic rocks constitutes an ideal scenario for the occurrence of vermiculite, pink quartz, corundum and emerald, providing the study area with a particular metallogenic potential.

**Keywords.** Granitic pegmatites, Ultramafic rocks, Metasomatism, Metallogenesis, Sierra de Comechingones.

**Introducción.** Las pegmatitas graníticas tienden a emplazarse en diversos tipos de rocas metamórficas (esquistos, para y ortogneises, anfibolitas, etc.) e ígneas principalmente de composición ácida e intermedia en algunos casos. Aunque no tan comunes, también existen pegmatitas que intruyen rocas ultramáficas y máficas, donde los procesos de interacción fluido-roca se magnifican y se manifiestan en zonas con un metasomatismo muy penetrativo.

En Argentina las pegmatitas graníticas se restringen fundamentalmente a la provincia geológica de Sierras Pampeanas, conformando la Provincia Pegmatítica Pampeana. En el ámbito de las Sierras de Córdoba, existen ejemplos de pegmatitas graníticas dentro y fuera de los distritos definidos por Galliski *et al.* (2014). En este trabajo se presentan resultados preliminares de un estudio petrológico, estructural y metalogénico de pegmatitas graníticas emplazadas en cuerpos ultramáficos aflorantes en cercanías de la localidad de Río de los Sauces, Sierra de Comechingones, Córdoba (figura 1), las cuales no han sido aún incorporadas en ningún distrito. Se hace énfasis en la descripción y posible origen del metasomatismo generado en las zo-

nas de contacto entre las pegmatitas y las rocas ultramáficas, y la metalogénesis vinculada.

**Geología del área.** El área seleccionada se ubica en el sector oriental de la Sierra de Comechingones, dentro del Complejo Calamuchita (Otamendi *et al.*, 2004), compuesto por gneises biotíticos granatíferos, migmatitas estromatíticas y diatexitas, desarrolladas fundamentalmente durante la orogenia Pampeana. Subordinadamente afloran ortogneises, leucogranitos peraluminosos, mármoles calco-silicáticos y anfibolitas.

En el área estudiada aflora una secuencia dominada principalmente por gneises biotíticos granatíferos, anfibolitas y mármoles, en menor medida. Esta secuencia constituye el entorno encajante de cuerpos ultramáficos y pegmatitas abordados en este trabajo. Los cuerpos ultramáficos son predominantemente harzburgitas serpentinizadas en más de un 90 %, dispuestas como cuerpos lenticulares de hasta 500 metros de longitud en una faja orientada 050°N. Internamente presentan un bandeo composicional definido por la presencia de cuerpos tabulares a lenticulares de dunitas. Hacia la periferia de estos cuerpos se desarrolla, casi invariable-

mente, una roca de coloración oscura, compuesta predominantemente por anfíboles (>90%), de espesor entre 0,5 y 2 m, denominada anfibolita de borde en este trabajo (figura 1).

El conjunto litológico mencionado anteriormente se encuentra afectado por un plegamiento asimétrico, con dirección de rumbo de plano axial 050° N y vergencia al noroeste, donde los gneises, anfibolitas y mármoles forman parte de los flancos y los cuerpos de rocas ultramáficas se localizan en los núcleos de las estructuras. También se observan sinclinales y anticlinales de menor escala ubicados mayormente en las zonas de contacto de los cuerpos ultramáficos, vinculados al plegamiento mayor.

**Metodología.** El mapeo y descripción de las unidades litológicas se llevó a cabo mediante metodologías convencionales (fotointerpretación, procesamiento de imágenes satelitales, descripción petrológica y estructural de campo y descripción petrográfica apoyada por microscopía de luz transmitida). La descripción e interpretación mineralógica se complementó, además, con microscopía electrónica de barrido (*scanning electron microscopy* -

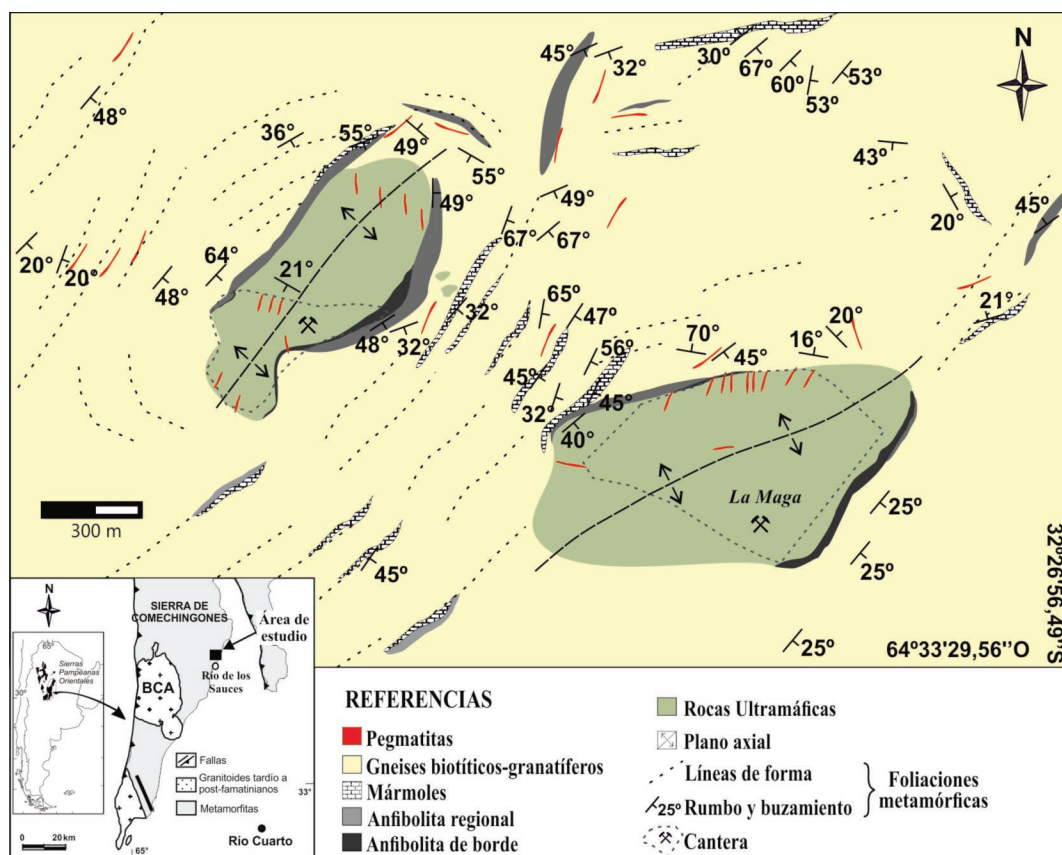
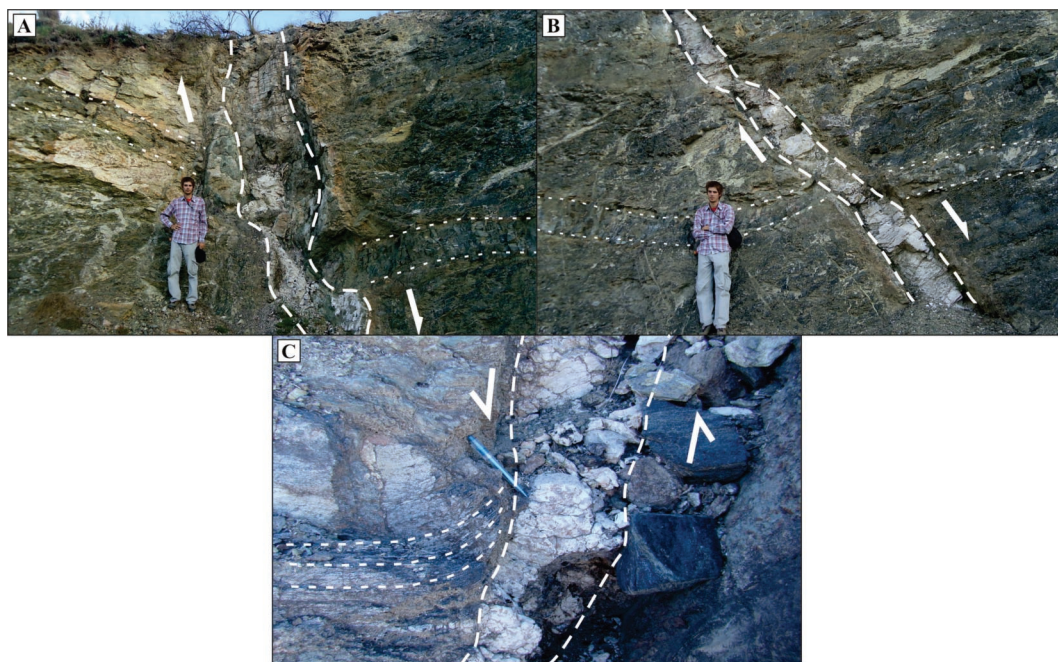


Figura 1. Mapa geológico del área de estudio.



**Figura 2.** Fotos de campo de las pegmatitas. **A y B)** Pegmatita tabular y contactos lobulados cortando encapado dunitico con desplazamiento normal; **C)** Pliegue de arrastre en rocas ultramáficas con desplazamiento normal.

SEM) utilizando un microscopio marca Zeiss modelo EVO MA 10 con detector de electrones retrodispersados, electrones secundarios y analizador dispersivo de energías (*energy dispersive spectroscopy* - EDS), en el Laboratorio de Nanotecnología de la Universidad Nacional de Río Cuarto.

**Pegmatitas graníticas: características petrográficas y estructurales.** Las pegmatitas graníticas estudiadas se emplazan preferentemente en los cuerpos ultramáficos y, con menor frecuencia en los gneises del Complejo Calamuchita.

En el primer caso, presentan morfologías tabulares a lobuladas y contactos netos. Poseen potencias entre 0,3 y 10 m, y longitudes menores a 100 m. En general se observan variaciones texturales y mineralógicas que de borde a centro definen la siguiente zonación interna: zona intermedia externa de grano grueso (microclino perítico + cuarzo + moscovita + vermiculita), zona intermedia interna de grano grueso a muy grueso (microclino con textura gráfica + cuarzo + moscovita), y zona de núcleo compuesta de grandes cristales de cuarzo que en sectores presenta transiciones de cuarzo blanquecino a rosado. Los minerales accesorios más frecuentes son turmalina (serie dravita-chorlita), apatita, xenotima y dumortierita, la mayoría de ellos cristalizados en el límite de la zona de núcleo con la zona intermedia interna. Los espectros de EDS realizados en xenotima mostraron picos

destacables de Dy e Yb, y en menor medida de Tb, indicando un cierto enriquecimiento en tierras raras pesadas.

La zonación interna está ausente en aquellos cuerpos pegmatíticos de escasa potencia (generalmente menores a 1 m). Estadísticamente se han identificado tres juegos principales:  $355^{\circ}\text{N}/75^{\circ}\text{E}$ ,  $40^{\circ}\text{N}/75^{\circ}\text{E}$  y  $330^{\circ}\text{N}/5^{\circ}\text{NE}$ . El bandeo composicional de los cuerpos ultramáficos presenta en algunos casos plegamientos abiertos que se encuentran cortados discordantemente por las pegmatitas con desplazamientos normales (figura 2 a y b). En otros casos también se han observado pliegues de arrastre de escalas decimétricas (figura 2 c), indicando desplazamientos también normales. Estas evidencias sugieren, preliminarmente, que su emplazamiento ocurrió bajo un dominio de esfuerzos extensional, o al menos localmente no compresivo.

Las pegmatitas emplazadas en rocas metasedimentarias (gneises biotíticos-granatíferos) presentan morfologías lenticulares y localmente tabulares, dimensiones considerablemente menores que aquellas emplazadas en rocas ultramáficas y carecen de zonación interna. Están compuestas por microclino, moscovita, plagioclasa y cuarzo, frecuentemente rosado. La orientación predominante de estas pegmatitas es de rumbo  $050^{\circ}\text{N}$  y buzamiento de mediano ángulo al SE, usualmente concordantes con la foliación metamórfica penetrativa.

En el marco del esquema de clasificación de

Ěerný y Ercit (2005), las pegmatitas estudiadas se interpretan preliminarmente como pertenecientes a la familia petrogenética LCT, a juzgar por el enriquecimiento moderado en B, evidenciado por la cristalización de turmalina y dumortierita, y minerales ricos en Al, como moscovita. No obstante, la presencia de xenotima portadora de ETR pesadas sugiere una cierta hibridación hacia la signatura NYF. De acuerdo a características de yacencia, morfología, emplazamiento y vinculación con el entorno metamórfico encajante, Muratori (2014) propone un emplazamiento relativamente profundo (>5 kb) y un origen directo a partir de fusión parcial de metasedimentos ocurrida a mayor profundidad para las pegmatitas estudiadas. Esto permitiría clasificarlas como pertenecientes a la clase abisal de Ěerný y Ercit (2005).

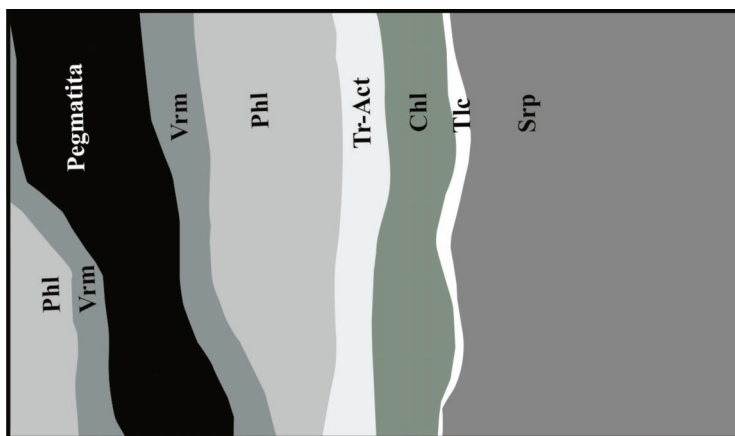
**Metasomatismo.** En las zonas de contacto entre las pegmatitas y las rocas ultramáficas se desarrollan invariablemente rocas producto de un metasomatismo penetrativo, que involucran a las pegmatitas (endocontacto) y las serpentinitas encajantes (exocontacto). Son rocas con colores desde verdoso oscuro hasta blanquecinos, cuyas potencias varían entre los 10 cm y 1 m. Mineralógicamente, se distingue una zonación simétrica hacia ambos hastiales de las pegmatitas, donde cada zona posee minerales predominantes. Desde la pegmatita hacia la roca ultramáfica se distingue la siguiente secuencia: vermiculita, flogopita, tremolita-actinolita, clorita y talco (figura 3). Además, también son frecuentes los óxidos de Mn, Ni, Ti y V como minerales accesorios en diferentes zonas. La orientación preferencial de estos minerales define una foliación marcada que comúnmente es paralela a los contactos pegmatita-roca ultramáfica. La distinción entre el endo y exocontacto no siempre es fácil de delimitar. El metasomatismo dentro de las

pegmatitas (endocontacto) generalmente está representado por una abundante ocurrencia de vermiculita y, en menor medida flogopita, en placas de hasta 10 cm, identificadas a partir de ensayos de expansión térmica y SEM-EDS. Hacia las rocas ultramáficas, la flogopita es más abundante y la zonación descrita anteriormente se manifiesta de forma más conspicua.

**Discusión. Metasomatismo: hipótesis sobre su origen.** Se plantean dos posibles alternativas para explicar la existencia de las zonas metasomáticas que ocurren en los contactos pegmatitas-rocas ultramáficas.

La primera interpretación supone un metasomatismo coetáneo con la intrusión de las pegmatitas en el entorno ultramáfico, a causa de su contraste composicional. Este metasomatismo implica un profuso intercambio químico con la roca encajante a través de mecanismos de difusión e infiltración que involucra una fase fluida exsuelta de la pegmatita, comportándose como un sistema abierto. En un caso extremo, el proceso metasomático podría conducir a una fuerte pérdida de sílice de las pegmatitas hacia las rocas ultramáficas encajantes, las cuales fueron denominadas por Smirnov (1982) como pegmatitas desilicificadas. Este caso extremo no ha sido observado en el área de estudio. Zonaciones mineralógicas similares a las descritas aquí fueron interpretadas en la literatura rusa como complejos de micacitas y grésenes en rocas ultramáficas (Gavrilenko 2003). El emplazamiento profundo de las pegmatitas estudiadas permite descartar que se trate de grésenes.

Alternativamente, se plantea una segunda interpretación a partir de procesos de rodingitización para explicar el origen del metasomatismo. La rodingitización es el resultado de la circulación de fluidos durante la serpentinitización de peridotitas y



**Figura 3.** Esquema representativo de la zonación mineralógica correspondiente al metasomatismo. Vrm: vermiculita; Phl: flogopita; Tr-Act: tremolita-actinolita; Chl: clorita; Tlc: talco; Srp: serpentina (abreviaturas según Whitney y Evans, 2010).



tiene lugar en el contacto entre estas rocas y otras de composición contrastante, frecuentemente ácidas, tales como granitos y pegmatitas (Wares y Martin, 1980; Jelitto *et al.*, 1993; Esteban *et al.*, 2001; 2007). Son rocas compuestas por minerales ricos en Ca-Na y deficientes en sílice formados a expensas de los minerales primarios, que involucra fluidos propios de la serpentinización. Es característica también la presencia de *black-walls*, o esquistos cloríticos, en las zonas de contacto entre ambas litologías (O'Hanley, 1996). El proceso de rodingitización no implica necesariamente una contemporaneidad entre la intrusión de la pegmatita y la formación de las zonas metasomáticas, pero sí con la serpentinización.

El estado actual de las investigaciones en el área de estudio de la presente contribución no permite descartar ninguna de las dos alternativas. Estudios en curso enfocados en este problema darán luz a nuevas evidencias para la comprensión de estos procesos.

**Potencialidad metalogenética.** El escenario descrito en la presente contribución posee atributos esenciales para la ocurrencia de un variado número de depósitos de minerales industriales y gemas. Entre ellos se destaca: cuarzo rosado, vermiculita, corindón y esmeraldas.

Este trabajo se considera la primera cita de la presencia de cuarzo rosado para la Sierra de Comechingones. Cabe destacar además que esta variedad de cuarzo tampoco es abundante en Argentina destacándose algunos ejemplos en las provincias de San Luis y Catamarca (Tourn y Brodtkorb, 1994; Montenegro y Tourn, 2000; Saadi, 2006). Si bien las causas de su origen pueden ser variadas (Holden, 1924; Wright *et al.*, 1963; Smith *et al.*, 1978), la más frecuente es la presencia de microinclusiones de dumortierita y rutilo (Gorevay Rossman, 2001; Chi Ma *et al.*, 2002). Esta última causa puede ser contemplada como una hipótesis de trabajo, para el área en estudio, debido a que dumortierita y óxidos de Ti han sido descriptos.

En las rocas metasomáticas descriptas, es abundante la presencia de vermiculita y flogopita en sectores del endocontacto y exocontacto proximal. Los orígenes más frecuentes propuestos en la literatura para la formación de vermiculita son hipogénico y supergénico (Luque del Villar y Rodas Gonzales, 1992). La zonación descripta en las zonas metasomáticas de las rocas estudiadas indica una predominancia de vermiculita hacia el endocontacto, lo cual sugiere que al menos una parte del origen podría ser hipogénico. Si bien los ejemplos aquí descriptos constituyen sólo manifestaciones de vermiculita, su potencialidad económica no debería descartarse ya que existen yacimientos con metalotectos similares en zonas próximas al área de estudio (Anglelli *et al.*, 1980).

Como ya se dijo, la intrusión de pegmatitas graníticas en rocas ultramáficas es un contexto que favorece el desarrollo de procesos de desilicificación de las pegmatitas, que eventualmente puede conducir a un exceso local de Al en el sistema y cristalización de corindón. Al presente, no se ha hallado corindón en las rocas estudiadas, lo que podría estar relacionado a que el proceso de desilicificación estuvo ausente o fue incompleto. Sin embargo, en las Sierras de Córdoba, y especialmente en Sierra de Comechingones, se describieron cuerpos ultramáficos intruidos por pegmatitas con generación de una zona metasomática con corindón y vermiculita asociados (Olsacher, 1960).

La ocurrencia de rocas ultramáficas ricas en Cr yV, intruidas por pegmatitas graníticas potencialmente portadoras de Be que generan zonas metasomáticas similares a las aquí descriptas, son metalotectos diagnósticos para la formación de esmeraldas (Gavrilenko, 2003). Estas características hacen del área de estudio, y otras similares de las Sierras de Córdoba, un *target* de prospección para este material gemológico. En la actualidad, se están llevando a cabo estudios mineralógicos y petrológicos en ésta y otras áreas de las Sierras de Córdoba que permitirán profundizar estos aspectos y definir con más fundamentos la potencialidad metalogenética.

**Conclusiones.** a) Pegmatitas graníticas zonadas y no zonadas, pertenecientes a la familia petrogenética LCT con rasgos minoritarios NYF, se emplazan en rocas ultramáficas intensamente serpentinizadas y subordinadamente en gneises biotíticos-granatíferos, en un sector cercano a la localidad de Río de los Sauces (Sierra de Comechingones, Córdoba).

b) En las pegmatitas graníticas emplazadas en rocas ultramáficas se desarrollan invariablemente procesos metasomáticos penetrativos, cuya mineralogía está caracterizada por una zonación simétrica hacia ambos lados del contacto, compuesta por las siguientes fases minerales dominantes: Vrm!Phl!Tr-Act!Chl!Tlc (abreviaturas según Whitney y Evans, 2010).

c) Para explicar el origen de este metasomatismo se plantean y discuten dos alternativas: 1) metasomatismo coetáneo con la intrusión de las pegmatitas en el entorno ultramáfico a causa del contraste composicional; 2) procesos de rodingitización como resultado de la circulación de fluidos durante la serpentinización.

d) La potencialidad metalogenética del área de estudio está dada por: cuarzo rosado, vermiculita, corindón y berilo con calidad gemológica (esmeralda).

## BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R. 1980. Los yacimientos minerales no metalíferos y rocas de aplicación. Región Centro - Cuyo. Secretaría de Estado de Minería, 19: 40-44, Bs As.
- Ěerný, P. y Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43: 2005-2026.
- Chi Ma, J., Goreva S. y Rossman, G. 2002. Fibrous nano-inclusions in massive rose quartz: HRTEM and AEM investigations. *American Mineralogist*, 87: 269-276.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M. y Yusta, I. 2001. Rodingitización y formación de pectolita en diques graníticos de las Peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas, España). *Geogaceta*, 30: 51-54.
- Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Liati, A., Seward, D. y Gebauer, D. 2007. Timing and origin of zircon bearing chlorite schists in the Ronda peridotites (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Lithos*, 99: 121-135.
- Galliski, M. y Sfragulla, J. 2014. Las pegmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.D., Guerreschi, A. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba. Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba*. Parte I: 365-388.
- Gavrilenko, E. 2003. Esmeraldas de los Urales (Rusia): condiciones de formación y caracterización comparativa con las esmeraldas de otros orígenes. Tesis Doctoral, en Departamento de ingeniería geológica, E.T.S.I Minas (UPM), 397 p. Madrid.
- Goreva, J.S., Ma, C. y Rossman, G.R. 2001. Fibrous nano-inclusions in massive rose quartz. The source of rose coloration. *American Mineralogist*, 86:466- 472.
- Holden, E.F. 1924. The cause of color in rose quartz. *American Mineralogist*, 9:75-89.
- Jelitto, J., Dubinsk, E., Wiewior, A. y Bylina, P. 1993. Layer silicates from serpentinite-pegmatite contact (Wiry, Lower Silesia, Poland). *Clays Clay Miner*, 41: 693-701.
- Luque del Villar F. J. y Rodas Gonzales M. 1992. Características de los yacimientos de vermiculita. En: García Guinea, J. y Martínez Frías, J. (Eds.) *Recursos minerales de España*, 15: 1423-1429. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (España).
- Montenegro, T. y Tourn, S. 2000. Inclusiones fluidas en el cuarzo rosado "Madeleine", provincia de San Luis. 5to Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP. Publicación 6: 325-330.
- Muratori, M.E. 2014. Pegmatitas graníticas intruidas en ambiente de rocas ultramáficas: Mineralogía, emplazamiento e importancia económica. Sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis de Licenciatura. Biblioteca Central UNRC (inédito 90) 90 pp. Río Cuarto, Córdoba.
- O'Hanley, D.S. 1996. *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*, New York and Oxford. Oxford University Press, 14: 277 pp.
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes, Provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 90, Buenos Aires.
- Otamendi, J. E., Castellarini, P. A., Fagiano, M. R., Demichelis, A. H. y Tibaldi, A. M. 2004. Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7: 1143-1155.
- Saadi, J.A. 2006. Las Piedras Preciosas de la República Argentina. ¿Un recurso mineral desconocido o reservado? Edición del autor, Córdoba, 183 pp.
- Smirnov, V.I. 1982. Geología de yacimientos minerales. De MIR, Moscú, 654 pp.
- Smith, G., Vance, E. R., Hasan, Z., Edgar, A. y Runciman, W. A. 1978. A charge transfer mechanism for the colour of rose quartz. *Physica Status Solidi*, 46:135-140.
- Tourn, S. y Brodtkorb, M. K. de, 1994. El cuerpo de cuarzo rosado "Madeleine", Sierra del Morro, Provincia de San Luis. 2da Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Instituto de Recursos Minerales, UNLP. Publicación 3: 469-476.
- Wares R. P. y Martin R. F. 1980. Rodingitization of granite and serpentinite in the Jeffrey mine, Asbestos, Quebec. *Canadian Mineralogist*, 18: 231-240.
- Whitney D. y Evans B. 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, 95:185-187.
- Wright, P. M., Weil, J.A., Buch, T. y Anderson, J.H. 1963. Titanium colour centers in rose quartz. *Nature*, 197: 246-248.

# PEARCEITA ASOCIADA A PARAGÉNESIS DE ORO Y PLATA EN LA VETA VISCAYA, DISTRITO MINERO ZARUMA-PORTOVELO, REPÚBLICA DEL ECUADOR

Mutti, D.<sup>1</sup>; Di Marco, A.<sup>1</sup>; Bonilla, W.<sup>2</sup> y Méndez, C.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad de Buenos Aires;

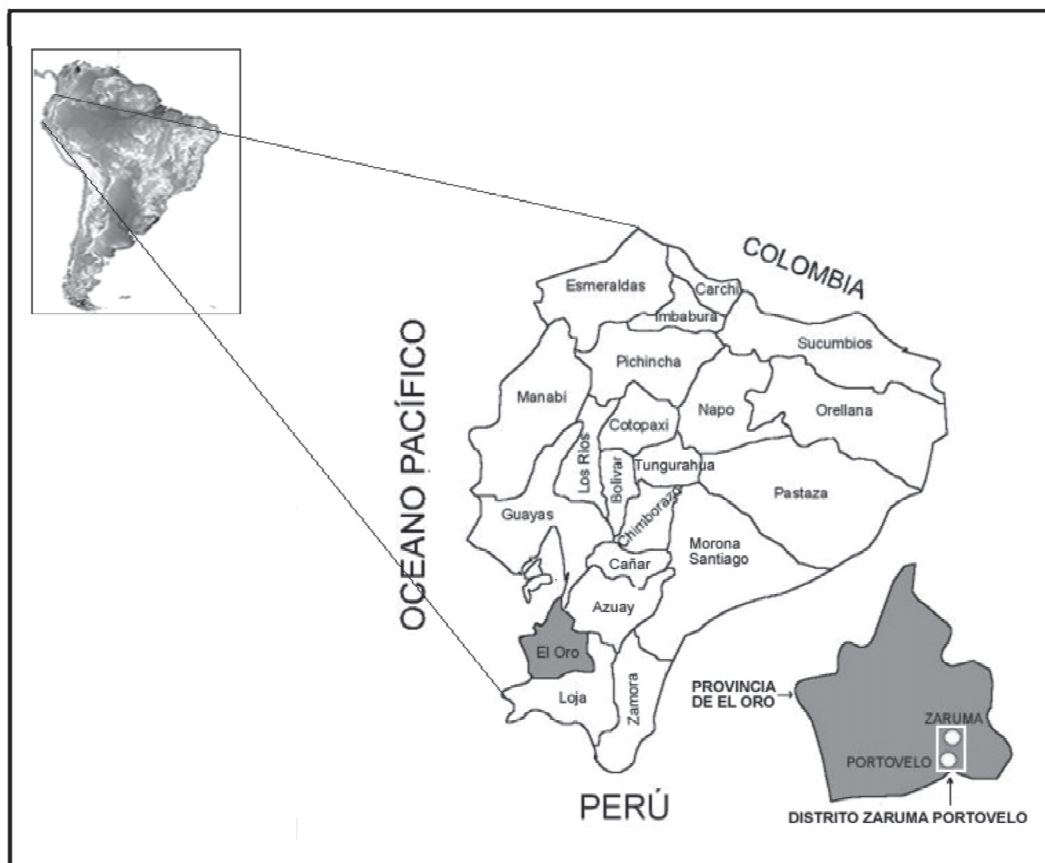
<sup>2</sup> BIRA, Ecuador

**Resumen.** Se identificó la sulfosal de plata pearceita, hallada por primera vez en el distrito minero Zaruma-Portovelo, República del Ecuador. Este mineral hospedado en la veta Viscaya del sistema estructural Viscaya – Nicole, se encuentra vinculado con una paragénesis de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita, petzita, oro nativo y electrum en ganga mayoritaria de cuarzo. La pearceita, identificada mediante microscopía de reflexión y analizada con un microscopio electrónico de barrido, posee la fórmula estructural  $(Ag_{13.55}, Cu_{3.71})_{17.26} (As_{1.11}, Sb_{0.73})_{1.84} S_{11.55}$ , mientras que la tetraedrita presenta una composición de  $(Cu_{8.49}, Fe_{1.91}, Ag_{1.46})_{11.86} (Sb_{2.85}, As_{0.84})_{3.69} S_{12.78}$ . A partir de las

relaciones de contacto de la pearceita con la tetraedrita, sus texturas y sus composiciones, se interpreta que ambas sulfosales fueron coevales y que el Sb y As del fluido hidrotermal se particionaron diferencialmente entre ambas.

**Palabras clave.** Pearceita, Ecuador, Zaruma-Portovelo, veta.

**Abstract.** Pearceite, a sulfosalt of arsenic and silver, was identified and discovered for the first time in the Zaruma-Portovelo mining district, Republic of Ecuador. This mineral hosted by the Viscaya vein from the Viscaya-Nicole structural system is linked to a paragenesis of pyrite, chalcopirite, sphalerite, galena, tetraedrite, petzite, native gold and electrum into a majority gangue of quartz. The pearceite identified by reflection microscopy and analyzed with a scanning electronic microscopy, present the structural formula  $(Ag_{13.55}, Cu_{3.71})_{17.26} (As_{1.11}, Sb_{0.73})_{1.84} S_{11.55}$ , while tetraedrite has a composition of  $(Cu_{8.49}, Fe_{1.91}, Ag_{1.46})_{11.86} (Sb_{2.85}, As_{0.84})_{3.69} S_{12.78}$ . Since contact relations between pearceite and tetraedrite, their textures



**Figura 1.** Ubicación del distrito minero Zaruma-Portovelo, Provincia de El Oro, República del Ecuador.

and compositions, is interpreted that both sulphosalts were coeval, and the Sb and As of the hydrothermal fluid partitioned differentially between the two mineral series.

**Keywords.** Pearceite, Ecuador, Zaruma-Portovelo, vein.

**Introducción.** La pearceita, es una sulfosal cuya composición química  $(\text{Ag,Cu})_{16} \text{As}_2 \text{S}_{11}$ , corresponde a un extremo de una serie isomorfa, cuyo otro extremo está representado por polibasita a través de una progresiva sustitución de As por Sb:  $(\text{Ag,Cu})_{16} \text{Sb}_2 \text{S}_{11}$ , y donde según Ramdohr (1980) el reemplazo de Cu por Ag en la fórmula estructural puede alcanzar hasta un 30 %. Bindi *et al.* (2007) han propuesto que la nomenclatura a emplear para los miembros de esta serie sea el producto de su composición química (relación As : Sb) y no de sus características cristalográficas, eliminando los términos previos de arsenopolibasita y antimonipearceita entre otros, e indican que de poseerse datos cristalográficos del mineral se añadan como sufijos en texto itálico (e.g. pearceita<sub>Tac</sub>).

La participación de pearceita - polibasita en menas argentíferas de origen hidrotermal es reducida comparada con otras sulfosales, tales como: proustita, pirargirita, freibergita, estefanita y estromeyerita. La principal yacencia de esta serie mineral se vincula con depósitos estratoligados y epitermales de sulfuración baja a intermedia, ambos modelos de yacencia relacionados con bajas temperaturas y presiones de fluido. En Sudamérica, pearceita de origen epitermal se identificó en los depósitos de Faride en Antofagasta, Chile (Camus y Skewes 1991) y Pallancata en Ayacucho, Perú (Gamarra-Uranga *et al.* 2013). En Argentina se la documentó en las minas Cerro Negro, Santa Cruz (Permuy Vidal *et al.* 2013), La Peregrina y La Mejicana, La Rioja (Schalamuk y Logan 1994; Brodtkorb y Paar 2002, respectivamente), Capillitas, Catamarca (Putz *et al.* 2009) y Armonía, Salta (Robl *et al.* 2009).

En este estudio se describe por primera vez

pearceita hallada en el distrito minero Zaruma-Portovelo, República del Ecuador, región que contiene una significativa cantidad de depósitos de origen epitermal, que en su conjunto constituyen una de las principales reservas auro - argentíferas identificadas en dicho país.

**Marco Geológico.** El distrito minero Zaruma-Portovelo se ubica en el extremo sur de la República del Ecuador, en proximidades de la ciudad de Zaruma (figura 1).

La geología de la región está representada por un basamento metamórfico (Complejo Metamórfico El Oro, Aspden *et al.* 1995) cubierto en parte por rocas terciarias de complejos volcánicos, con edades desde oligocenas hasta miocenas: ignimbritas, brechas volcánicas, tobas y andesitas son las rocas más representativas, con basaltos subordinados. Además, en la región afloran stocks subvolcánicos de composición riolítica hasta dacítica, particularmente en cercanías de las vetas del distrito (Bonilla 2009).

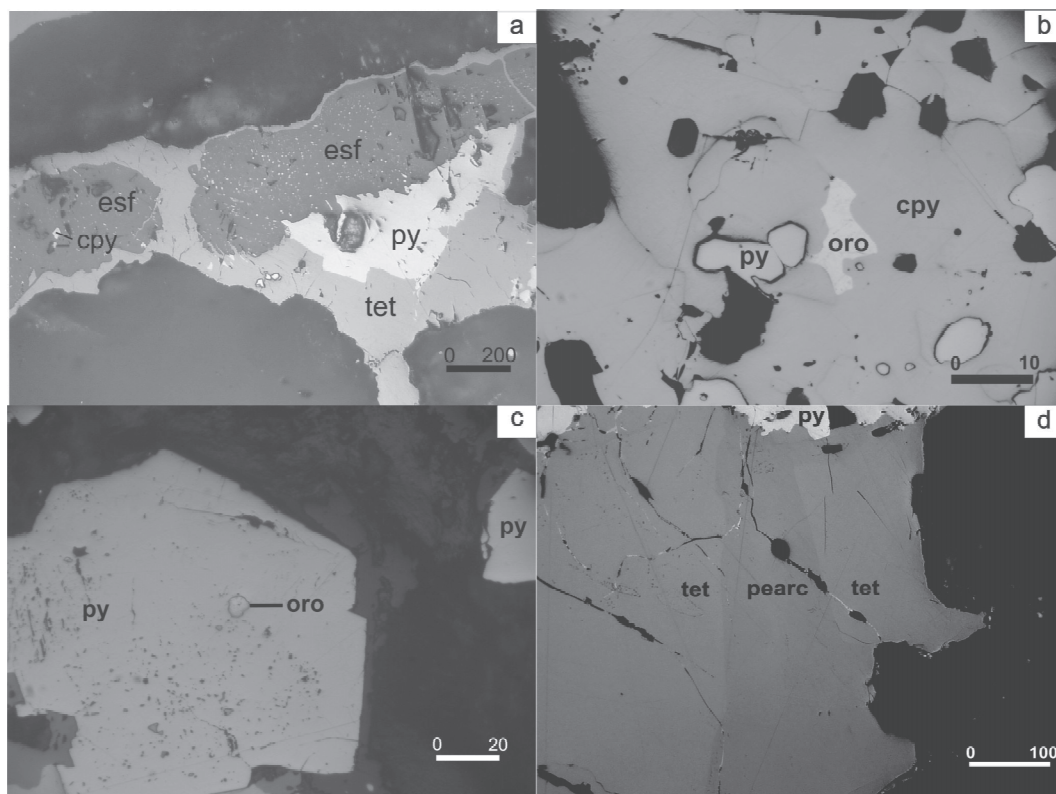
Las estructuras que albergan la mineralización están representadas por fallas y fracturas de 2º y 3º orden, las cuales controlan la disposición de la mena, que yace a modo de filones de mayoritario relleno. La mineralización, representada por una asociación de metales bases y nobles, es de tipo multiepisódica y las rocas de caja (basaltos y andesitas) muestran alteración hidrotermal variable entre débil y penetrativa en el contacto con las vetas.

En el distrito se identificaron diez sistemas principales de vetas con mineralización de sulfuros y metales preciosos que han dado lugar a una explotación intensiva, uno de los cuales, Viscaya-Nicole, es el más importante en cuanto a cantidad - calidad de la mena y tecnificación del laboreo. En este sistema, la veta Viscaya es la que posee la mayor complejidad y riqueza mineralógica, con un marcado predominio de sulfuros en su mena: piritita, calcopirita, esfalerita y galena, con regular presencia de tetraedrita - tenantita, bornita y hematita, y con menor participación de petzita, hessita, tetradimita,

**Tabla 1.** Valores composicionales de los minerales pertenecientes a las series polibasita-pearceita y tetraedrita-tenantita.

Serie pearceita - polibasita		Serie tetraedrita - tenantita	
Elemento	% en peso	Elemento	% en peso
S	16.73	S	25.26
Ag	65.77	Ag	9.72
Cu	10.51	Cu	33.25
As	3.22	As	3.87
Sb	3.76	Sb	21.42
Fe	<0.01	Fe	6.49
	99.99	Σ	100.01





**Figura 2.** a. esfalerita (esf) con textura en *desease* de calcopirita (cpy) reemplazada por pirita (py) y tetraedrita (tet); b. partículas irregulares de oro en los contactos intergranulares de calcopirita (cpy) y con cercana pirita (py); c. partícula de oro en un cristal idiomorfo de pirita (py); d. pearceita (pearc) en contacto con tetraedrita (tet), en la parte superior aparece pirita (py) como reemplazo de ambas sulfuros. Las graduaciones de las barras están expresadas en micrones.

oro nativo, magnetita, molibdenita, acantita, freibergita, safflorita, nagyagita, proustita y bournonita (Vikentyev *et al.* 2005, Bonilla 2009). La ganga está constituida mayoritariamente por cuarzo, con calcita, adularia, epidoto, sericita, cloritas y arcillas del grupo de la esmectita en proporciones subordinadas (Spencer *et al.* 2002, Mutti y Bonilla 2005, Bonilla 2009).

**Metodología. Pearceita del distrito Zaruma-Portovelo.** Para el presente trabajo se presentan las determinaciones mineralógicas efectuadas sobre muestras provenientes de la veta Viscaya, a partir de secciones pulidas que se estudiaron por microscopía de reflexión en el Área Geología Minera (UBA). Las observaciones de los minerales de mena constataron la presencia mayoritaria de calcopirita, esfalerita, pirita, galena y fahlers, con frecuentes texturas *desease* entre esfalerita y calcopirita (figura 2 a). Con menor abundancia se determinaron oro nativo y electrum, como individuos irregulares en contactos intercristalinos de calcopirita (figura 2 b) y galena, o como inclusio-

nes en pirita (figura 2 c); sus tamaños varían entre 5 y 20 micrones.

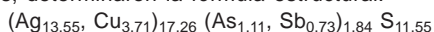
En estrecha asociación con los fahlers se encontró pearceita de hábito tabular, tendencia al idiomorfismo y tamaño de hasta 500 micrones (figura 2 d). Con luz reflejada presentó color gris blanquecino ligeramente verdoso, baja dureza, pulido muy irregular, reflectividad moderada y marcada anisotropía de colores con tendencia al violeta oscuro. En ella y en los fahlers acompañantes se aplicaron estudios complementarios para precisar la química mineral mediante un microscopio electrónico de barrido.

**Determinaciones analíticas.** La pearceita y los fahlers fueron analizadas mediante un microscopio electrónico de barrido por emisión de campo (FEG-SEM) modelo SUPRA 40 marca Carl Zeiss, perteneciente al Laboratorio de Microscopía Avanzada de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Este equipo trabaja con un cañón de electrones por emisión de campo que realiza un barrido de la superficie de la muestra incógnita y

una columna GEMINIÒ de tercera generación con una corriente de 20 nA, que confiere una marcada estabilidad (superior al 0.2%/H) y precisión. El umbral de identificación de los elementos químicos es del 0,1% en peso.

El promedio de las determinaciones (n=4) sobre el mineral asignado tentativamente a la serie polibasita-pearceita definió la composición en peso (tabla 1).

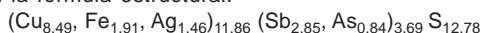
Estos valores llevados a proporciones de átomos, determinaron la fórmula estructural:



Por su proporción de As : Sb (1.52 : 1 en átomos), el mineral estudiado se halla más próximo al miembro pearceita de la serie.

En cuanto a los fahlers, son series isomorfas cuyos componentes más representativos son tetraedrita ( $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ) y tenantita ( $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ ), e incluyen también variedades con Ag (freibergita), y Hg (schwazita), entre otras (Ramdohr 1980).

En el caso de la veta Viscaya las determinaciones realizadas (n=5) definieron los promedios composicionales en peso indicados en la tabla 1, que llevados a proporciones de átomos determinaron la fórmula estructural:



El mineral corresponde a la variedad tetraedrita (Sb > As) y si bien los contenidos de plata son elevados, no llegan a formar freibergita, que de acuerdo con Ramdohr (1980) requeriría un valor de Ag superior a 20% en peso.

**Conclusiones.** La especie pearceita se identificó por primera vez en la veta Viscaya, principal estructura mineralizada del distrito Zaruma - Portovelo (Ecuador). Este mineral se asocia con una paragénesis de tetraedrita, oro nativo, electrum, petzita y sulfuros varios, desarrollada según Bonilla (2009) a partir de fluidos hidrotermales de mediana a baja temperatura y presión, característicos de un proceso epitermal de sulfuración intermedia.

Las relaciones texturales entre pearceita y tetraedrita permiten interpretar su precipitación en condiciones de equilibrio, debiéndose la sustitución de Sb por As y de Cu por Ag y Fe a leves variaciones en la saturación parcial de estos elementos en el fluido hidrotermal. Hay además un marcado contraste en la partición de los elementos As y Sb al formarse ambos minerales: el As se ubicó en forma mayoritaria en la estructura de la pearceita (relación As : Sb de 1,52 : 1 en átomos), mientras que el Sb se ubicó preferencialmente en la red de la tetraedrita (relación Sb : As de 3,39 : 1 en átomos).

**Agradecimientos.** Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto UBACyT 20020 100100047. Los autores reconocen el aporte de la empresa B.I.R.A., que cedió el material utilizado para las determinaciones. Se desea agradecer al

árbitro Dr. Horacio Echeveste, cuyas observaciones permitieron mejorar el manuscrito original.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aspden, J. A., Bonilla, W. y Duque, P. 1995. El Oro metamorphic complex, Ecuador. *Geology and economic mineral deposits*. Keyworth, U.K., British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources 67, 63 pp., London.
- Bindi, L., Evain, M., Spry, P. G. y Menchetti, S. 2007. The pearceite-polibasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. *American Mineralogist* 92 (5-6): 918-925.
- Bonilla, W. 2009. Metalogenia del distrito minero Zaruma-Portobelo, República del Ecuador. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Y Naturales (UBA), 206 pp., Buenos Aires (inédito).
- Brodtkorb, M. K. de y Paar, W. 2002. Nuevos hallazgos mineralógicos en la mina La Mejicana, La Rioja. 6 Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 43-49. Buenos Aires.
- Camus, F. y Skewes, M. A. 1991. The Faride epithermal silver-gold deposit, Antofagasta Region, Chile. *Economic Geology* 86 (6): 1222-1237.
- Gamarra-Uranga, J. E., Castroviejo, R. y Bernhardt H. J. 2013. Preliminary mineralogy and ore petrology of the intermediate sulfidation Pailancasta deposit, Ayacucho, Perú. *Canadian Mineralogist* 51 (1): 67-91.
- Mutti, D. y Bonilla, W. 2005. La faja de mineralización aurífera-polimetálica Zaruma-Portovelo, Ecuador. Estilo y caracterización estructural. 16 Congreso Geológico Argentino, Actas: 263-270, La Plata.
- Permuy Vidal C.; Guido D. M. y Melgarejo J. C. 2013. Sulfuros y sulfosales de plata portadoras de selenio en el depósito epitermal Au-Ag Cerro Negro, Macizo del Deseado. 11 Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas en CD: 109-112, San Juan.
- Putz, H., Paar, W. y Topa, D. 2009. Aportes al conocimiento de la mineralización de mina Capillitas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 514-524.
- Ramdohr, F. 1980. *The Ore Mineral and their intergrowths*. 2 edition, 1180 pp., Pergamonn Press, Oxford.
- Robl, K., Brodtkorb, M. K. y Ametrano, S. 2009. La mineralización epitermal Miocena del complejo estratovolcánico Quevar, Salta: Parte 1: Geología y petrología. Parte 2: La mineralización. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 525-539.
- Schalamuk, I. B. y Logan, A. V. 1994. Polymetallic Ag-Te bearing paragenesis of the Cerro Negro district, Famatina range, La Rioja, Argentina. *The Canadian Mineralogist*, 32: 657-670.

- Spencer, R. M., Montenegro, J. L., Galbor, A., Pérez, E. P., Mantilla, G., Viera, F. y Spencer, C. E. 2002. The Portovelo-Zaruma mining camp. Southwest Ecuador: Porphyry and epithermal Environments. Society of Economic Geology Newsletter 49: 8-14.
- Vikentyev, I., Banda, R., Tsepin, A., Prokofiev, V. y Vikentyeva, O. 2005. Mineralogy and formation conditions of Portovelo–Zaruma gold–sulphide vein deposit, Ecuador. Geochemistry, Mineralogy and Petrology, IGCP Project 486, Acts: 148-151, Sofia, Bulgaria.

## DOLOMÍAS EN ESTANCIA LA ROSALÍA, UN POTENCIAL RECURSO MINERO EN LAS CERCANÍAS DE BARKER-VILLA CACIQUE, PARTIDO DE BENITO JUÁREZ, BUENOS AIRES

Nigro Joaquín<sup>1,2</sup>; Tessone Mario O. R.<sup>1</sup>; Etcheverry Ricardo O.<sup>1,3</sup>; Fernández Raúl R.<sup>1,2</sup>; Delgado María L.<sup>1</sup>; Villalba Horacio<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Recursos Minerales (INREMI, UNLP-CICBA).

<sup>2</sup> CICBA.

<sup>3</sup> CONICET.

<sup>4</sup> Minera del Plata SA.

**Resumen.** En esta contribución se describe el nuevo hallazgo de un banco dolomítico en Ea. La Rosalía, en proximidades del paraje Alm. La Numancia. En esta zona de las Sierras de Tandil se han desarrollado nuevas canteras de arcillas que posibilitaron el hallazgo de este paquete dolomítico asignado a la Fm. Villa Mónica (Neoproterozoico). Se describen las características mineralógicas y geoquímicas de esta roca, su distribución paleogeográfica en esta zona y su vinculación con la sucesión sedimentaria englobada en el Grupo Sierras Bayas. La identificación del banco dolomítico de 10 m de espesor, posibilita otorgarle a esta zona interesantes expectativas económicas de desarrollo regional.

**Palabras Clave.** Dolomías, Neoproterozoico, Ea. La Rosalía, Tandilia.

**Abstract.** The discovery of a Neoproterozoic dolomitic bank at Estancia La Rosalía, located near La Numancia place, is described in this contribution. In this area of the Tandil Ranges has been developed new clay quarries that made possible the discovery of this dolomitic package assigned to Villa Monica Formation (Neoproterozoic). Mineralogical and geochemical characteristics of this rock and, its paleogeographic distribution are described. The discovery of a dolomitic bank of 10 m thick, allows giving a regional economic expectation to this area.

**Keywords.** Dolomites, Neoproterozoic, La Rosalia place, Tandilia.

**Introducción.** Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires o Sistema de Tandilla han sido motivo de numerosos estudios e investigaciones geológico-económicas a lo largo de las últimas décadas. Estos estudios, en general de carácter regional y en menor medida de detalle, posibilitaron un avance en el conocimiento geológico-minero de la región. Esta unidad morfo-estructural representa el sector de mayor importancia re-

gional en cuanto a recursos y movilización de minerales y rocas industriales del país.

La zona de estudio se localiza en la parte central del Sistema de Tandilia. Dicha Unidad constituye un cordón discontinuo de serranías que se extiende por unos 320 kilómetros con orientación noroeste sureste, el mismo está integrado por una serie de sierras y lomadas emplazadas en una llanura suavemente ondulada. Las Sierras Septentrionales pertenecen al extremo sur del Cratón del Río de La Plata (Cingolani, 2010). Presentan una estructuración de bloques de perfil asimétrico, separados por fallas y alineados según ellas. Estas mega-estructuras coinciden mayormente con las direcciones NO SE y NE SO, identificables en imágenes satelitales. Las rocas que lo integran corresponden a un basamento ígneo metamórfico (Complejo Buenos Aires – Precámbrico, Marchese y Di Paola 1975) cubierto en discordancia por una secuencia sedimentaria clástico-carbonática de edad neoproterozoica, asignada al Grupo Sierras Bayas. Dicho Grupo en la zona de Barker, está conformado de piso a techo por las Formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Las Águilas y Loma Negra; sobre ese Grupo se apoyan las pelitas gris verdosas de la Formación Cerro Negro de edad Proterozoico superior - Cámbrico?, de acuerdo a Poiré y Spalletti (2005). Posteriormente se deposita, en una nueva cuenca, un paquete de areniscas cuarzosas correspondientes a la Formación Balcarce, (Ordovícico Silúrico? – Martínez *et al.* 2013).

La Estancia La Rosalía (cantera “Don Camilo”, arcillas) se ubica aproximadamente 30 km al ESE de la localidad de Barker, próxima a la ruta provincial nº 30, que facilita el acceso desde Tandil hasta el Almacén La Numancia. Recientes trabajos de campo efectuados en el área, contribuyen a ampliar el conocimiento y la distribución paleogeográfica de la Fm Villa Mónica en esta zona; así como el alumbramiento de nuevos niveles de dolomías en el subsuelo, descubiertos a través de una reciente labor desarrollada. Si bien existían antecedentes preliminares de la presencia de dolomías en la Ea. La Rosalía (Manassero 2012), hasta el momento no se conocía su amplia distribución y tampoco se había considerado que podrían representar un nuevo recurso económico para la región.

En la actualidad, las dolomías de las Sierras Septentrionales se explotan en las Sierras Bayas (partido de Olavarría, Coriale y Caballé 2014) ubicadas a unos 200 km del sector considerado (Figura 1). La dolomita se emplea principalmente en siderurgia, pero también en las industrias de la cal magnesiana y de los fertilizantes, como así también como roca de ornamentación (bloques).

**Métodos y Resultados.** En las proximidades del casco de la Estancia La Rosalía se reconoce la presencia de una loma alargada con orientación NE-SO, en ella sub-afloran dos niveles de cuarci-



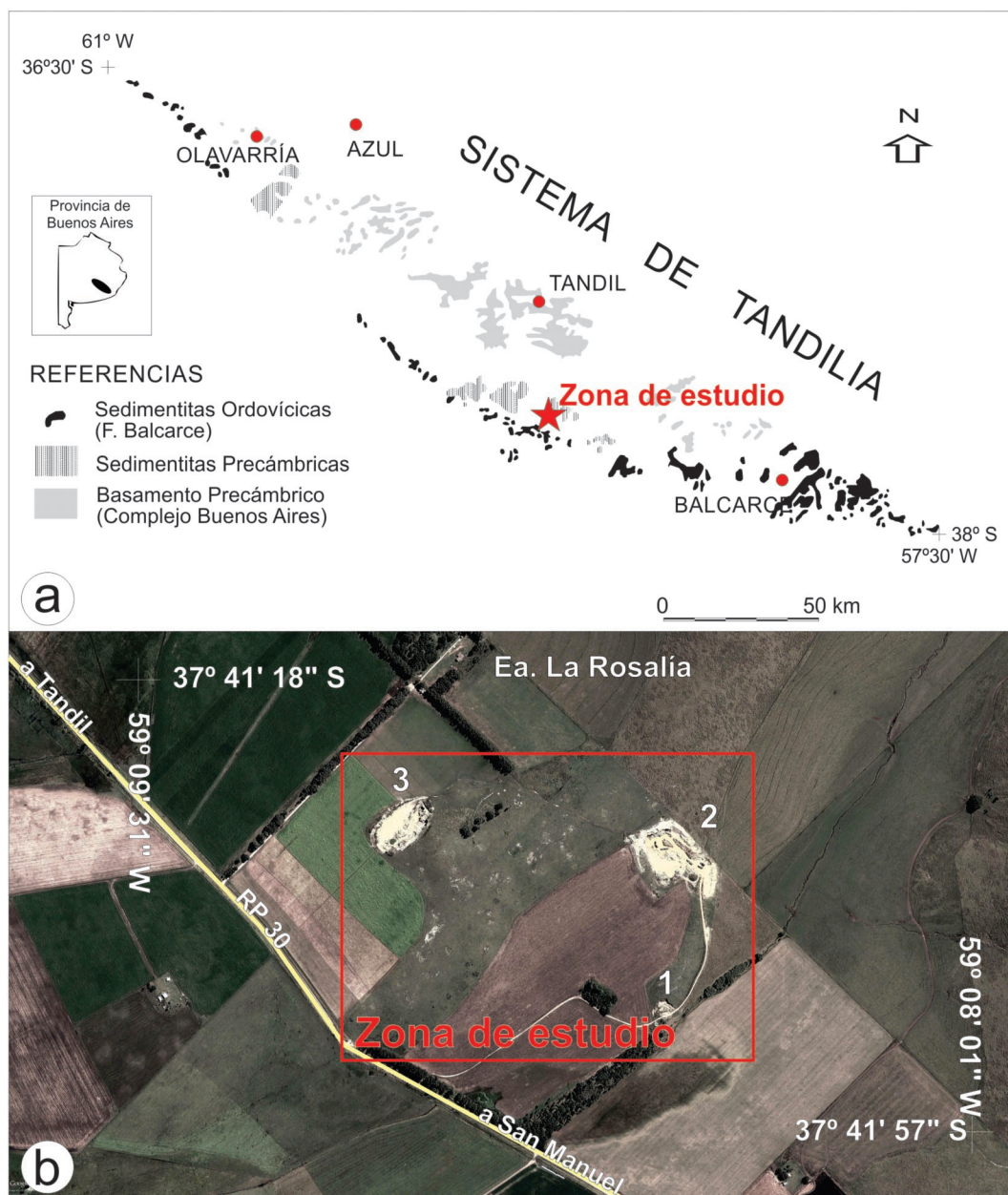
tas, uno en la base y el otro en la parte cuspidal (Figura 1 b). La mayor superficie del área está cubierta por relleno moderno y material de derrubio.

Las cuarcitas localizadas en la parte topográficamente más baja (próximas a un curso de agua temporario) son asignadas a las denominadas *cuarcitas inferiores* correspondientes a la Fm Villa Mónica (Poiré y Spalletti, 2005) mientras las situa-

das en la parte superior de la loma serían asignables a la Fm Cerro Largo (López Escobar, 2006).

Las diferentes litologías que se describen a continuación han sido reconocidas en tres aperturas de frentes de canteras, ubicadas aproximadamente a lo largo de la citada loma (Figura 1.b).

La apertura más austral (1) se emplaza en la base de la lomada y está representada por una



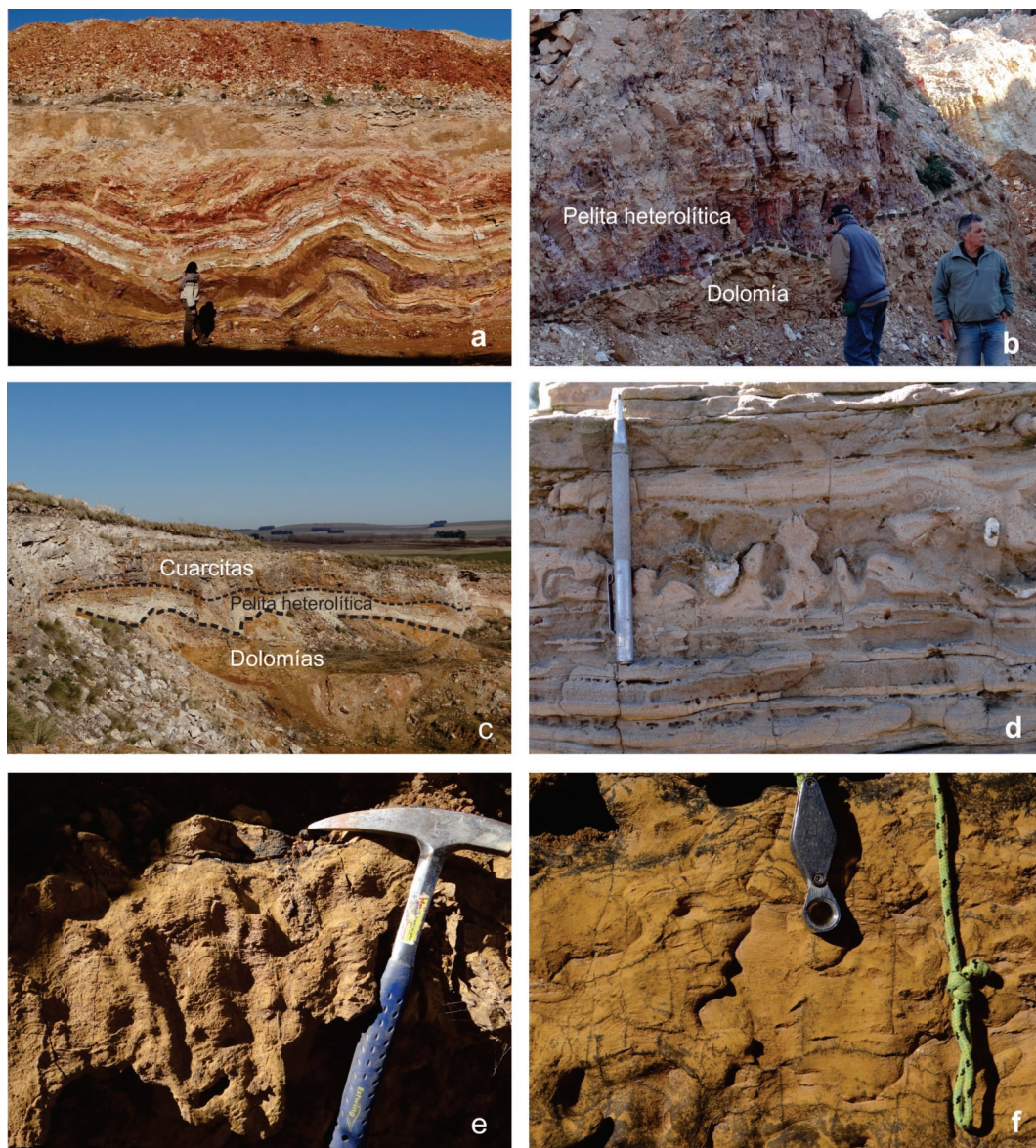
**Figura 1.** a- Geología regional del Sistema de Tandilia (simplificado de Iñiguez et al. 1989); b- Imagen satelital del sector Ea. La Rosalía con ubicación de zona de estudio. Las etiquetas 1, 2 y 3 representan las labores exploradas.

secuencia de pelitas moradas (3 a 3,5 m de espesor) de composición fundamentalmente illítica. Se dispone de manera suprayacente a las *cuarcitas inferiores*.

La labor central (2), de mayor desarrollo y profundidad, está ubicada en el sector medio superior de la lomada; se puede observar en la base de la cantera un banco dolomítico, sin base expuesta, que ya fue descrito por Manassero 2012 (Figura 2.b). Suprayaciendo a las dolomías, se encuentra

un importante nivel de pelitas ferruginosas, motivo de la explotación, de tonalidades rojizas y que presentan un manifiesto plegamiento (Figura 2.a). Dentro de estas pelitas se reconocen arcilitas y limolitas, algunas de aspecto satinado y con una mineralogía illita – esmectitas. Este conjunto de materiales es subyacente a las *cuarcitas superiores* que coronan la loma.

Finalmente, en la tercera cantera (3), recientemente abierta, se reconoció un banco de dolomías



**Figura 2.** Fotografías de: a- nivel de pelitas ferruginosas con manifiesto plegamiento; b- contacto de pelitas heterolíticas con banco dolomítico en Labor 2; c- nuevo banco de dolomías en Labor 3, dispuesto por debajo de las cuarcitas superiores; d- detalle de dolomías silicificadas en banco de la L.3; e y f- detalle de niveles de dolomías estromatolíticas en L.3.



de unos 8 a 10 m de espesor, el cual está dispuesto por debajo de las cuarcitas superiores (Figura 2.c). Este banco está integrado por algunos niveles de dolomías estromatolíticas (Figura 2 e-f) y otros más silicificados (Figura 2.d), con intercalaciones de arcilitas rojizas y verdosas, estas últimas hacia el techo del citado paquete y en contacto con las *cuarcitas superiores*. Estos niveles superiores del paquete carbonático, de aproximadamente unos 5 m de espesor, se presentan notoriamente más compactos y duros debido a su mayor contenido silíceo. La sílice conforma “ojos” ahusados, ocupados por cuarzo cristalino. Las arcilitas verdosas son de composición glauconítica y alcanzan unos 40 a 50 cm de espesor.

Esta última labor tiene unos 100 m de largo por unos 30 m de ancho y unos 15 m de altura de frente de cantera. En ella se reconoce la presencia de una zona de falla subvertical, donde se identificaron sectores brechosos de dolomía englobados por material friable y pulverulento (jaboncillo). En uno de los bloques de la falla es posible reconocer al banco dolomítico en toda su expresión (techo a piso), mientras que en el otro se observan pelitas illíticas de tonalidades rojizas y relleno moderno.

Se tomaron muestras de las dolomías de este sector (n=3) y de la zona de Barker, sobre las cuales se realizaron análisis químicos por elementos mayoritarios, y los resultados obtenidos fueron comparados con otros análisis de dolomías del Sistema de Tandilia. Los análisis de las muestras de Barker y Ea. La Rosalía fueron procesados en el Laboratorio ALS Chemex, con la rutina por roca total (elementos mayoritarios y trazas). Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 1, agregándose los valores correspondientes a una muestra de Sierras Bayas, perteneciente a la contribución Anales del Lemit, (Angelelli 1973) donde solo constan los valores en óxidos de silicio, aluminio, hierro, calcio y magnesio.

La correlación entre los óxidos de calcio; magnesio, silicio, hierro y aluminio de las muestras de diferentes procedencias, confirma la similitud entre ellas; así como posibles condiciones paleoambientales semejantes al momento de la precipitación de los bancos dolomíticos.

**Discusión.** Como resultado del relevamiento efectuado (mapeo y perfiles) y de los análisis químicos realizados en el área, se ha podido establecer que las rocas presentes en los laboreos mineros desarrollados deben ser asignadas a la Fm Villa Mónica y a su contacto con la Fm Cerro Largo. Esto es coincidente con lo ya expresado por Alló (2001) para la vecina cantera Milli, localizada al Oeste, y donde sólo se reconoce la presencia de las pelitas rojizas (heterolíticas) por debajo de las cuarcitas superiores. Se podría considerar que en el recorrido que separa ambas explotaciones, cu-

**Tabla 1.** Análisis químicos de muestras representativas de dolomías de Tandilia, expresados en porciento.

Muestra	M 191	M 21892	M. 1
Ubicación	Barker	La Rosalía	Sa. Bayas
Óxidos	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	5,06	2,38	3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,55	0,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	1,20	1
CaO	31,70	30,00	30
MgO	16,30	19,15	20
Na <sub>2</sub> O	<0,01	0,04	
K <sub>2</sub> O	0,34	0,18	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	0,01	
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	
MnO	0,21	0,10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	<0,01	

bierto por relleno moderno, ocurre un pase lateral de las pelitas a los paquetes dolomíticos identificados en Ea. La Rosalía. Una situación similar ya fue indicada por Iñiguez *et al.* (1989) para el sector de Barker, situado a una decena de kilómetros al ONO del área investigada.

En la Figura 3 se presenta un corte esquemático que resume lo observado en los distintos relevamientos geológicos desarrollados en las aperturas 2 y 3, distantes unos 600 metros.

Las discontinuidades observadas para las secuencias dolomíticas en los distintos sectores de las Sierras Septentrionales nos llevan a postular las siguientes consideraciones que permiten explicar esta problemática. Teniendo en cuenta que las condiciones paleoclimáticas deben haber sido similares en toda la cuenca Neoproterozoica, en el momento de precipitación de los bancos dolomíticos, la discontinuidad observada en los reconocimientos de estos niveles a lo largo de las Sierras, tanto en afloramientos como en subsuelo, podría atribuirse a:

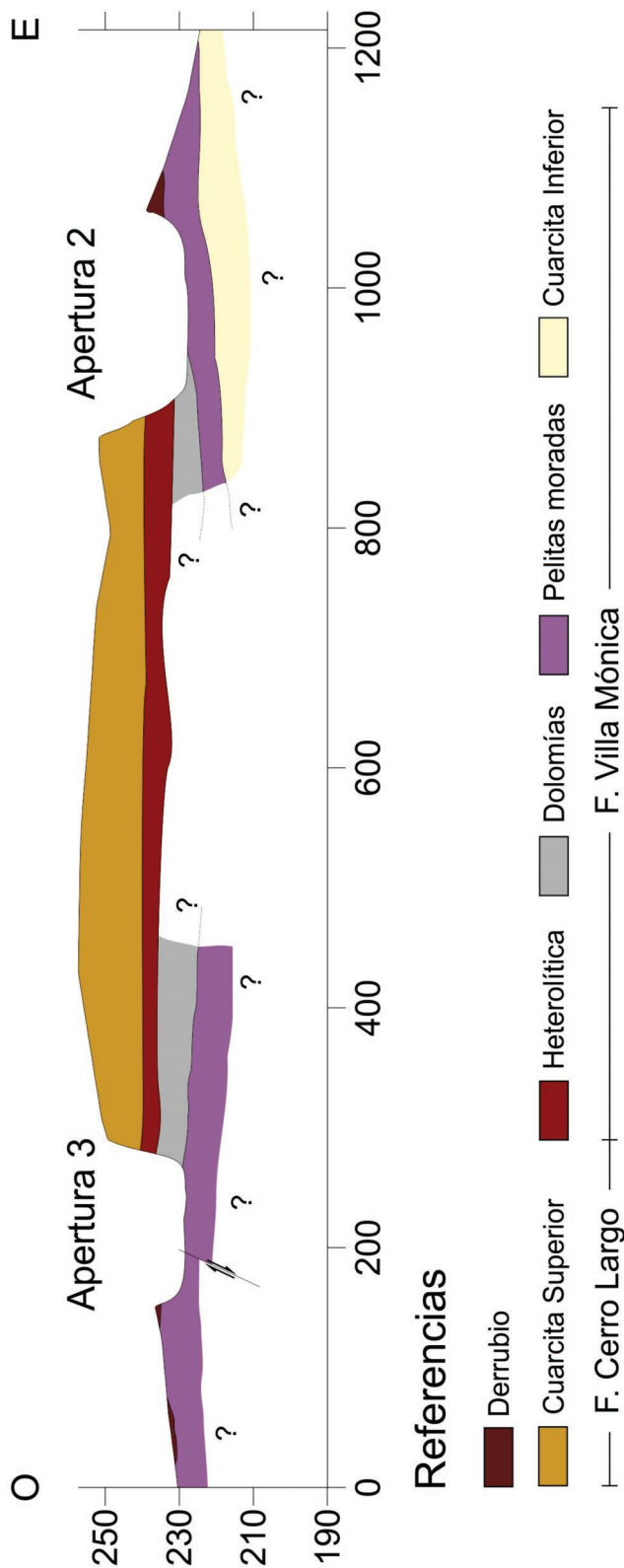


Figura 3. Perfil geológico estratigráfico esquemático interpretado.



a) la tectónica de bloques acaecida en la Sierras ha determinado que, en algunos sectores, los bancos dolomíticos se erosionaron o bien no se depositaron.

b) la paleotopografía del Complejo Buenos Aires, con altos y bajos, permitió la entrada o no del mar y la consecuente precipitación o no de dolomía. Generándose en algunos sectores condiciones más aptas para la formación de esos bancos dolomíticos, reflejándose esta situación en los diferentes espesores y calidades encontrados hasta el momento.

**Conclusiones.** A modo de síntesis se puede afirmar que:

1) El hallazgo de un banco dolomítico de 10 m de espesor en la labor occidental (3) de Ea. La Rosalía, posibilita otorgarle a esta zona nuevas expectativas económicas de desarrollo regional. Teniendo en cuenta que dada la cercanía entre las labores 2 y 3 (central y occidental), distantes unos 500-600 m, se podrían correlacionar las dolomías descritas en ambas canteras (Figura3). Este hecho le otorga a los recursos geológicos una potencialidad minera que amerita ser investigada.

2) Considerando que los contenidos en sílice de este sector son bajos y los contenidos en magnesio altos, este material podría emplearse en diferentes industrias otorgándole a la región de Barker-Villa Cacique-Almacén La Numancia nuevas posibilidades de desarrollo económico.

**Agradecimientos.** Los autores agradecen al Ing. Camilo Castro por facilitar el acceso a su propiedad y al subsidio otorgado por la UNLP (11N/666) que posibilitó la realización de esta comunicación.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Alló, W. 2001. Los yacimientos de arcillas illíticas ferruginosas La Siempre Verde y La Placeres de Barker. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 235 pp., Bahía Blanca.
- Angelleli, V. 1973. Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires. LEMIT, Anales 2. La Plata.
- Cingolani, C.A. 2010. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de La Plata craton: An overview. *International Journal of Earth Science* 100: 221-242.
- Coriale, N. y Caballé, M. 2014. Rocas de aplicación y minerales industriales de la provincia de Buenos Aires. II Congreso Argentino de Áridos. Resúmenes: 21. San Isidro, Buenos Aires.
- Iñiguez A.M., Del Valle A., Poiré D.G., Spaletti L. y Zalba P.E. 1989. Cuenca Precámbrica-paleozoica Inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Editores Chebli W. y Spaletti L., Serie Correlación Geológica, 6, p. 245-263.
- López Escobar, K. 2006. Geología y mineralogía de los depósitos de arcilla "Don Camilo", "La Elvira", "Los Cardales" y "El Ceferino", Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata (inédita). 245p. La Plata.
- Manassero M.J. 2012. Neoproterozoic pelitidal facies of the Villa Mónica Formation, Sierra La Juanita, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 69 (1): 28-42.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., Van Den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massone, H.J., Theye, T. y Frisicale, M.C. 2013. Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70 (3): 410 – 426.
- Marchese, H. y Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes N° 1 provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (1): 44 – 52.
- Poiré D. y Spaletti L. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino: "Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires"*. Eds: de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M. & Llambías, E. 51- 68p. La Plata.

**CACOXENITA,**  
 $\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , DEL  
 YACIMIENTO RANQUEL, DISTRITO  
 PEGMATÍTICO TOTORAL, SAN LUIS,  
 ARGENTINA

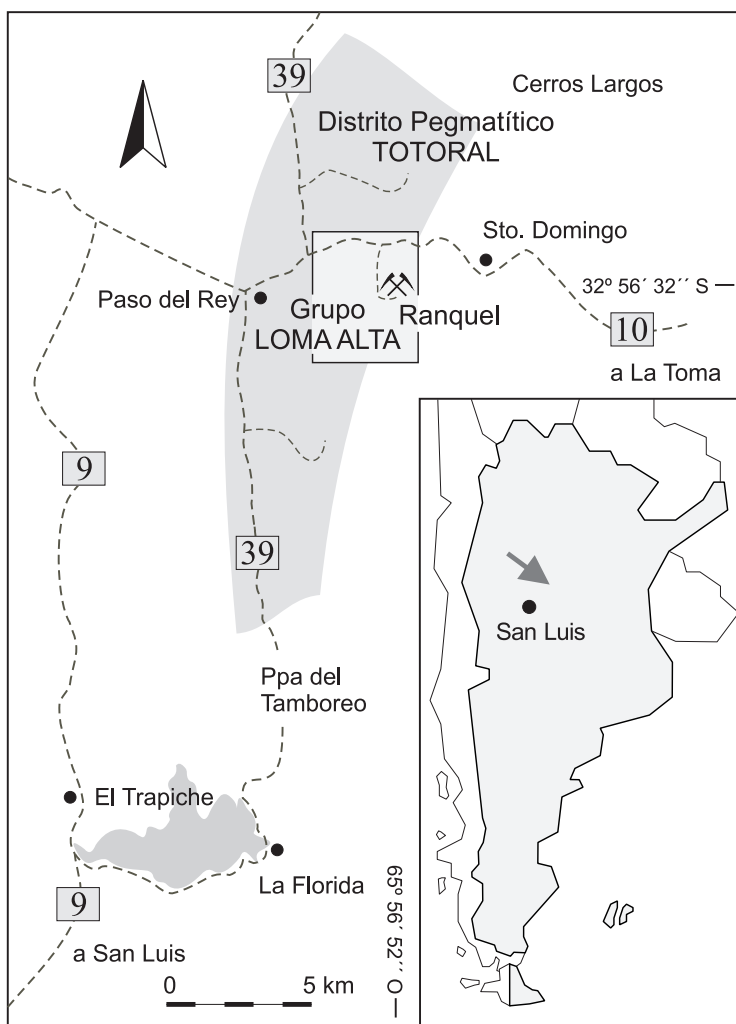
**Oyarzábal, Julio<sup>1</sup> y Martínez, Viviana A.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. Alem 1036, (9410) Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.  
 joyarzabal@untdf.edu.ar

<sup>2</sup> Universidad Nacional de La Pampa. Uruguay 151, (6300) Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

**Abstract.** "Cacoxenite,  $\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , from the Ranquel deposit, Totoral pegmatitic field, San Luis, Argentina". Cacoxenite,

$\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , has been found in the Ranquel Be-bearing pegmatite, located in the Loma Alta group of the Totoral pegmatitic field, San Luis, Argentina. This phosphate mineral occurs as golden to brownish yellow spherulitic aggregates which show internal rosette structure, hosted between vivianite crystals or in small cavities. Optically, the mineral is uniaxial positive, with  $\omega = 1.572$ ,  $\epsilon = 1.642$ ; the pleochroism is weak with O = pale yellow and E = brownish yellow. The strongest lines of the X-ray diffraction powder pattern are [ $d_{\text{obs}}$  in Å( $l/l_0$ )(hkl)]: 11.88(100)(200), 13.78(18)(110) and 6.83(12)(121, 211). The unit cell parameters data, derived from least squares refinement, are: a 27.531(8) Å, c 10.549(1) Å, V 6927(2) Å<sup>3</sup>, with c/a 0.383. EDS and WDX analyses give P, O, Fe, Mn y Al. Cacoxenite is considered to have been formed in a late hydrothermal stage under high oxidizing conditions.



**Figura 1.** Croquis de ubicación de la pegmatita Ranquel.

**Keywords.** Cacoxenite, phosphate mineral, Ranquel, pegmatite.

**Resumen.** La yacencia de cacoxenita,  $\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , ha sido determinada en la pegmatita berilífera Ranquel, grupo Loma Alta, distrito pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina. Este fosfato mineral ocurre como agregados esferulíticos amarillos a pardo amarillentos, con estructura interna en forma de rosetas, alojados entre cristales de vivianita o tapizando pequeñas cavidades sobre otros fosfatos metasomáticos o hidrotermales. Ópticamente, el mineral es uniaxial (+), con  $\omega = 1,572$  y  $\epsilon = 1,642$ ; su pleocroismo es débil, con O = amarillo pálido y E = pardo amarillento. Su difractograma de rayos X muestra como líneas más intensas [ $d_{\text{obs}}$  en  $\text{\AA}(l/l_0)(hkl)$ ]: 11,88(100)(200), 13,78(18)(110) y 6,83(12)(121, 211). Los parámetros de celda son: a 27,531(8)  $\text{\AA}$ , c 10,549(1)  $\text{\AA}$  y V 6927(2)  $\text{\AA}^3$ , con c/a 0.383. La composición química, basada en análisis EDS y WDX, muestra P, O, Fe, Mn y Al. Cacoxenita ha cristalizado en un estadio hidrotermal tardío bajo condiciones de alta oxidación.

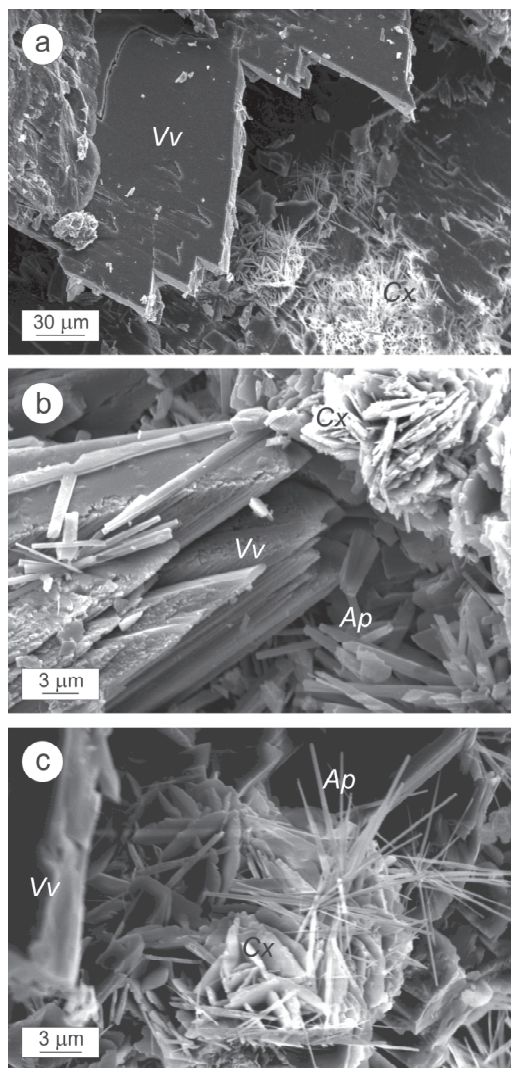
**Palabras clave.** Cacoxenita, fosfato, Ranquel, pegmatita.

**Introducción.** Cacoxenita,  $\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , fue originalmente descubierta por Steinmann (1925) en Mina Hrbek, Dobrotivá, Bohemia, República Checa, y descrita como un fosfato secundario de la zona de oxidación de un depósito de magnetita. En base a su composición química y a su estructura cristalina, Strunz y Nickel (2001) sistematizaron a este mineral como 8.DC: fosfatos, arseniados y vanadatos hidratados, con aniones adicionales, cationes de radio medio y relación (OH, etc.): $\text{RO}_4 = 1:1$  y menor que 2:1.

Moore y Shen (1983), asignaron para cacoxenita la fórmula  $[\text{AlFe}^{3+}_{24}\text{O}_6(\text{OH})_{12}(\text{PO}_4)_{17}(\text{H}_2\text{O})_{24}] \cdot 51\text{H}_2\text{O}$ . El contenido entre corchetes representa la química de su red estructural, mientras que el agua remanente está contenida en grandes canales, de 14,2  $\text{\AA}$  de diámetro, según [0001]; para estos autores, su simetría corresponde al grupo espacial  $P6_3/m$ .

La presencia de cacoxenita en la mina Ranquel constituye la primera cita de este fosfato mineral para la República Argentina.

**Yacencia.** Cacoxenita forma parte de una extensa secuencia de fosfatos secundarios, conformada por ferrisicklerita, purpurita, heterosita, fosfoserita, strengita, meta-autunita, fosfoferrita, reddingita, hureaulita, eosforita, vivianita e hidroxilapatita; estas especies son consecuencia de un proceso intensivo de alteración metasomática e hidrotermal sobre grandes cristales prismáticos a tabulares de trilita, o trilita-graftonita en intercreci-



**Figura 2.** (a) Agrupación de cristales esferulíticos de cacoxenita (Cx) sobre cristales de vivianita (Vv). (b) y (c) Estructura en rosetas de esferulitas de cacoxenita tapizadas por hidroxilapatita (Ap), más cristales idiomorfos de vivianita.

miento lamelar, contenidos en la asociación de borde de núcleo del yacimiento pegmatítico Ranquel (Oyarzábal, 1999; Oyarzábal y Galliski, 2000, 2005, 2007; Oyarzábal *et al.*, 2000).

La pegmatita Ranquel se encuentra ubicada 4,5 km al E del paraje Paso del Rey, a  $32^{\circ}56'32''$  S y  $65^{\circ}56'52''$  O (figura 1). Junto con otras pegmatitas estériles y de tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato, integra el grupo Loma Alta del distrito Totoral. El depósito exhibe morfología lenticular y disposición subvertical, sus dimensiones son 39 m de longitud por 17 m de ancho máximo. Su estructura interna es compleja, reconociéndose zona de bor-

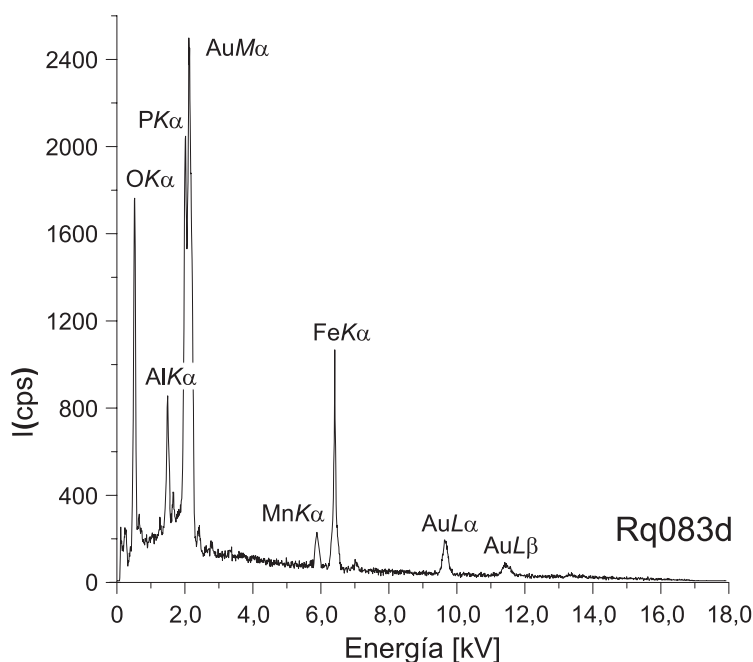


Figura 3. Espectro de EDS de cacoenita de la mina Ranquel.

de (Ab-Qz-Ms±Tur-Grt), externa (Ms-Ab-Qz±Tur), intermedia externa (Qz-Ab-Ms±Brl-Ap), intermedia interna (Mc-Qz±Col), de borde de núcleo (Qz±Fosf) y núcleo (Qz), más diversas unidades de reemplazo y relleno (Oyarzábal, 2004).

**Metodología y resultados. Propiedades físicas.** Cacoenita de la mina Ranquel se encuentra alojada en los núcleos de los nódulos de fosfatos que muestran mayor grado de alteración, en íntima asociación con vivianita, hidroxilapatita e hidróxidos de hierro (figura 2). Desarrolla agregados esferulíticos de hasta 1-2 mm, formados por el intercrecimiento de placas concéntricas sub idiomorfas hexagonales aplanadas según {0001} dispuestas en forma de rosetas, alojados entre cristales idiomorfos de vivianita, y parcialmente tapizados por cristales aciculares de hidroxilapatita. El mineral es translúcido, de color y polvo pardo amarillento y brillo sedoso. Su fractura es irregular y su dureza de Mohs se estima en 3.

**Propiedades ópticas.** Los parámetros ópticos fueron determinados sobre cristales aislados montados sobre platina uniáxica, aplicando la técnica de las curvas de extinción; los índices de refracción de los líquidos de inmersión fueron controlados mediante el uso de un microrrefractómetro de Jelley. La cacoenita de mina Ranquel es uniáxica (+), con  $\omega = 1,572$ ,  $\epsilon = 1,642$  y  $\delta = 0,070$ ; su pleocroísmo es débil, con O= amarillo pálido y E= pardo

amarillento. Estas propiedades son similares a las citadas por Palache *et al.* (1951) y Blanchard y Denahan (1968).

**Composición química.** Cacoenita es un oxi-fosfato básico hidratado de hierro (III) y aluminio. Si bien resulta particular su elevado estado de hidratación (~ 75 mol de H<sub>2</sub>O), Moore y Shen (1983) demostraron que su estructura cristalina consta de vastos canales ( $\varnothing = 14,2$  Å) que incorporan 2/3 del agua total, mientras que el contenido restante es alojado en la red de la estructura.

La inclusión del espécimen estudiado dentro de la división fosfatos, fue inducida por la paragénesis con la que se encuentra asociado y posteriormente corroborada mediante el reconocimiento de su grupo aniónico por reacción de caracterización con (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>MoO<sub>4</sub>. Análisis puntuales semicuantitativos fueron realizados mediante el empleo de detectores dispersivos en energía y dispersivos en longitud de onda, obtenidos con un equipo LEO 1450 VP del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis de la UNSL. En las muestras analizadas, el espectro característico (figura 3) evidencia la presencia de las líneas K $\alpha$  correspondientes a O, P, Al, Fe y Mn, más AuM $\alpha$ , AuL $\alpha$  y AuL $\beta$  generadas por el proceso de laminado de la muestra; la relación Mn:Fe = 0,11:1 señala que manganeso sustituye parcialmente a hierro en sitios octaédricos; la presencia minoritaria de Ca, citada por algunos autores, no ha sido determinada.



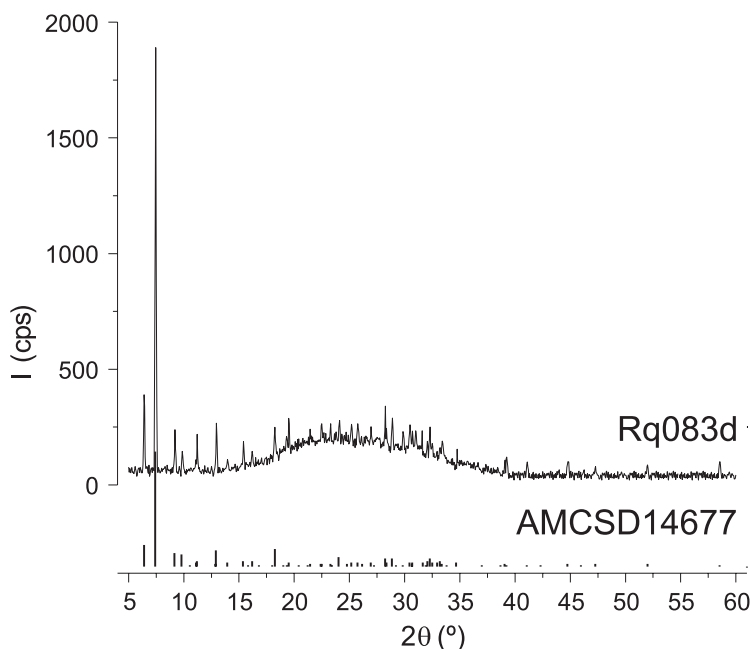


Figura 4. Difractograma de polvo de rayos X de cacoxenita de mina Ranquel.

**Difractometría de rayos X.** Originalmente, Fisher (1966) asignó a cacoxenita simetría hexagonal; este autor determinó, con reservas, grupo espacial  $P6_3/nmm$  para un espécimen de Polk County, Arkansas (EUA). Posteriormente, Moore y Shen (1983) determinaron su particular estructura sobre DRX de cristal único y le adjudicaron simetría espacial  $P6_3/m$  y  $Z = 2$ .

El difractograma de rayos X de cacoxenita de mina Ranquel (figura 4) fue obtenido con un equipo Rigaku, mod. D-Max IIIC, con ánodo de Cu y filtro de Ni. Las condiciones operativas fueron 35 kV, 30 mA, velocidad de barrido de  $2^\circ/\text{min}$  y paso en la adquisición de datos de  $0,02^\circ$ , con  $\Delta\theta = 5\text{--}60^\circ$ . NaCl p/a fue utilizado como patrón de calibración externo. La lectura y ajuste de los picos de difracción fueron realizados mediante simulaciones de áreas integradas por ecuaciones lorentzianas; los parámetros de celda unitaria fueron obtenidos con el programa computacional CELREF V3 (Altermatt y Brown, 1987), tomando como base de cálculo sólo las difracciones en las que  $2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}} < 0,02^\circ$ .

En la tabla 1 se consignan los resultados obtenidos en comparación con la ficha AMCSD ("American Mineralogist Crystal Structure Database") 14677, correspondiente a cacoxenita de Avant's Claim, Polk County, Arkansas, EUA, cuya estructura fue estudiada por Moore y Shen (1983). Las líneas más intensas son [ $d_{\text{obs}}$  en  $\text{\AA}(1/I_0)(hkl)$ ]: 11,88(100)(200); 13,78 (18)(110); 6,83(12)(121, 211); 9,60(10)(101) y 3,158(10)(710). Los parámetros de celda para el espécimen estudiado son:  $a$

27,531(8)  $\text{\AA}$ ;  $c$  10,549(1)  $\text{\AA}$ ;  $V$  6926,720(2,008)  $\text{\AA}^3$ ; su relación axial  $c/a$  es 0,383.

**Consideraciones finales.** En la pegmatita Ranquel, se ha identificado una extensa secuencia de fases metasomáticas e hidrotermales derivadas de la cristalización primaria de trifilita o trifilita-grafonita interlamina, formada por la coexistencia de especies secundarias enriquecidas en Fe o Mn (Oyarzábal, 1999, 2004; Oyarzábal y Galliski, 2000, 2005). A partir del desarrollo de las fases metasomáticas de oxidación ferrisicklerita y purpurita, se generan dos secuencias hidrotermales: una mixta (Fe-Mn), en condiciones reductoras, integrada por fosferrita, reddingita, hureaulita, eosforita y vivianita, y otra predominantemente oxidada (con predominio de Fe), compuesta por heterosita, fosfosiderita, strengita, meta-autunita y cacoxenita, a las que se les sobre impone, en los estadios finales, la formación de hidroxilapatita más hidróxidos de Fe y Mn.

Según Moore (1973), en paragénesis pegmatítica, cacoxenita se genera como una fase hidrotermal tardía, apenas por encima de los  $50^\circ\text{C}$ , en ambientes de extrema oxidación, como un producto de reacción derivado a partir de soluciones fosfatadas enriquecidas en hierro y sin la incorporación de iones adicionales.

**Agradecimientos.** Los autores desean expresar su agradecimiento al Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales de la

UNTDF, al Departamento de Geología de la UNSL y al PI 236 de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por el apoyo y los recursos facilitados, y al Dr. Fernando Colombo, por sus acertados comentarios y sugerencias en la revisión de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Altermatt, U. D. y Brown, I. D. 1987. A real-space computer-based symmetry algebra. *Acta Crystallographica A* 43: 125-130.
- Blanchard, F. N. y Denahan, S. A. 1968. Cacoxenite and beraunite from Florida. *The American Mineralogist* 53: 2096-2101.
- Fisher, D. J. 1966. Cacoxenite from Arkansas. *The American Mineralogist* 51: 1811-1814.
- Moore, P. B. 1973. Pegmatite phosphates: mineralogy and crystal chemistry. *Mineralogical Record* 4: 103-130.
- Moore, P. B. y Shen, J. 1983. An X-ray structural study of cacoxenite, a mineral phosphate. *Nature* 306: 356-358.
- Oyarzábal, J. 1999. Vivianita pegmatítica de la mina Ranquel, provincial de San Luis, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino. Salta, Argentina. *Actas* 2: 369-370.
- Oyarzábal, J. 2004. Geología, mineralogía y petrogénesis de yacimientos pegmatíticos del distrito Totoral, Sierra de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (Inédito). 371 p. Córdoba.
- Oyarzábal, J. y Galliski, M. A. 2000. Geology and mineralogy of Ranquel pegmatite, Argentina. XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil. Abstract Volume.
- Oyarzábal, J. y Galliski, M. A. 2005. Reddingita,  $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , del yacimiento Ranquel, distrito pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Argentina. *Actas* 2: 613-616.
- Oyarzábal, J. y Galliski, M. A. 2007. Hureaulita,  $\text{Mn}^{2+}_5(\text{H}_2\text{O})_4[\text{PO}_3(\text{OH})_2](\text{PO}_4)_2$ , de diferentes yacimientos del distrito pegmatítico Totoral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63: 210-216.
- Oyarzábal, J., Galliski, M. A., Cadile, S. y Roquet, M. B. 2000. Eosforita  $(\text{Mn}, \text{Fe})^{2+}\text{Al}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})(\text{PO}_4)$  de la mina Ranquel, provincia de San Luis, Argentina. En: Schalamuk, I, Brodtkorb, M. K. de y Etcheverry, R. (Eds.), *Mineralogía y Metalogenia 2000*: 356-359. INREMI, La Plata.
- Palache, C., Berman, H. y Frondel, C. 1951. The system of mineralogy, vol. II. John Wiley and Sons (Eds.). 1124 p.
- Steinmann, J. 1826. Kácoxén. *Archiv für die Gesamte Naturlehre* 8: 446.
- Strunz, H. y Nickel, E. H. 2001. Strunz mineralogical tables: chemical-structural mineral classification system. Schweizerbart.

ASOCIACIÓN DE OXI-CARBONATOS DE BISMUTO DE LA PEGMATITA LA ESMERALDA, DISTRITO CONLARA, SAN LUIS, ARGENTINA

Oyarzábal Julio<sup>1</sup>, Castro Gladys E.<sup>2</sup> y Roquet María B.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, UNTDF. Alem 1036, (9410) Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.  
joyarzabal@untdf.edu.ar

<sup>2</sup> Anglo American Argentina. Olegario Andrade 236, (5500) Mendoza, Argentina.

<sup>3</sup> Departamento de Geología, UNSL. Ejército de los Andes 950, (5700), San Luis, Argentina.

**Abstract.** Kettnerite  $\text{CaBiO}(\text{CO}_3)\text{F}$ , bismutite  $\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$  and beyerite  $\text{CaBi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)_2$  (the only three presently known bismuth oxycarbonates) were found in the beryl-bearing La Esmeralda pegmatite, Conlara field, San Luis province, Argentina. Kettnerite is pale yellow and shows a pearly to vitreous luster; bismutite occurs as anhedral granular aggregates or as thin plates with light

green color and dull luster; beyerite has grown in parallel tabular grains or veinlets with lead gray color and vitreous luster. All of them have orthorhombic symmetry, the unit cell parameters data refined are: a 5.389(1) Å, b 5.378(2) Å, c 13.628(4) Å, V 394.95(0,21) Å<sup>3</sup> (for kettnerite); a 3.868(2) Å, b 3.864(1) Å, c 13.679(5) Å, V 204.45(0,36) Å<sup>3</sup> (for bismutite) and a 3.770(1) Å, b 3.773(1) Å, c 21.725(4) Å, V 309.02(0,10) Å<sup>3</sup> (for beyerite). The chemical composition, based on EDS analyses, give Ca, Bi, C and O for kettnerite and beyerite. The crystalchemistry behavior of these mineral species shows that bismuth oxycarbonates crystallized and remained stable in highly oxidizing environments. Textural relationships indicate that the sequence of formation of minerals were: kettnerite → bismutite → beyerite.

**Keywords.** Kettnerite, bismutite, beyerite, bismuth oxycarbonates, La Esmeralda, pegmatite.

**Resumen.** Kettnerita  $\text{CaBiO}(\text{CO}_3)\text{F}$ , bismutita  $\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$  y beyerita  $\text{CaBi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)_2$  (los únicos oxicarbonatos de bismuto conocidos al momento) conforman paragénesis en la pegmatita berilífera La

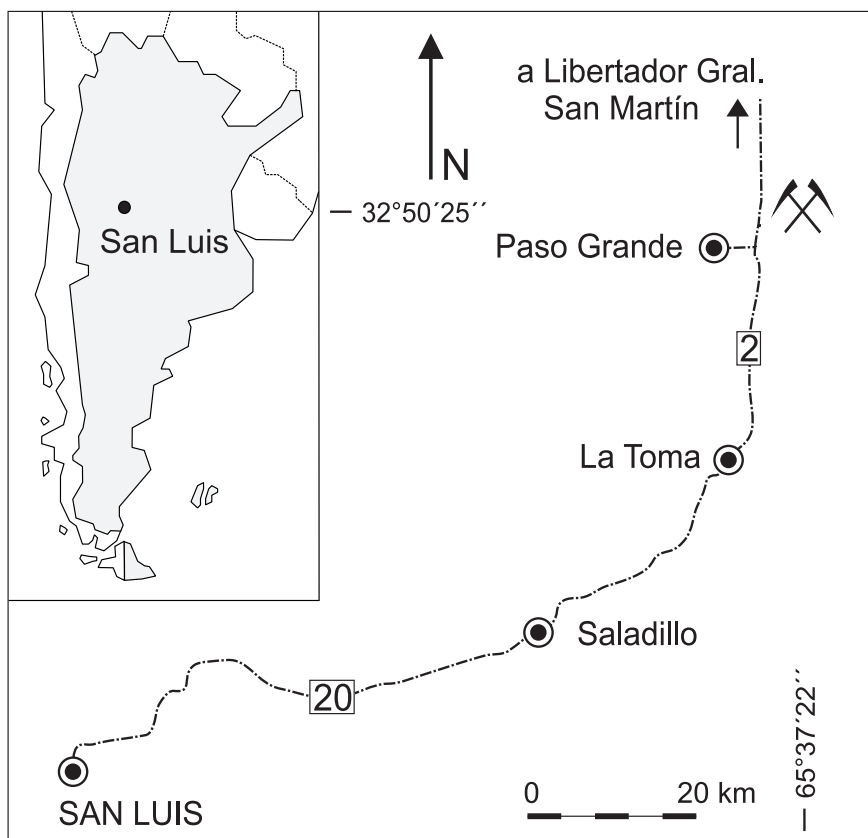


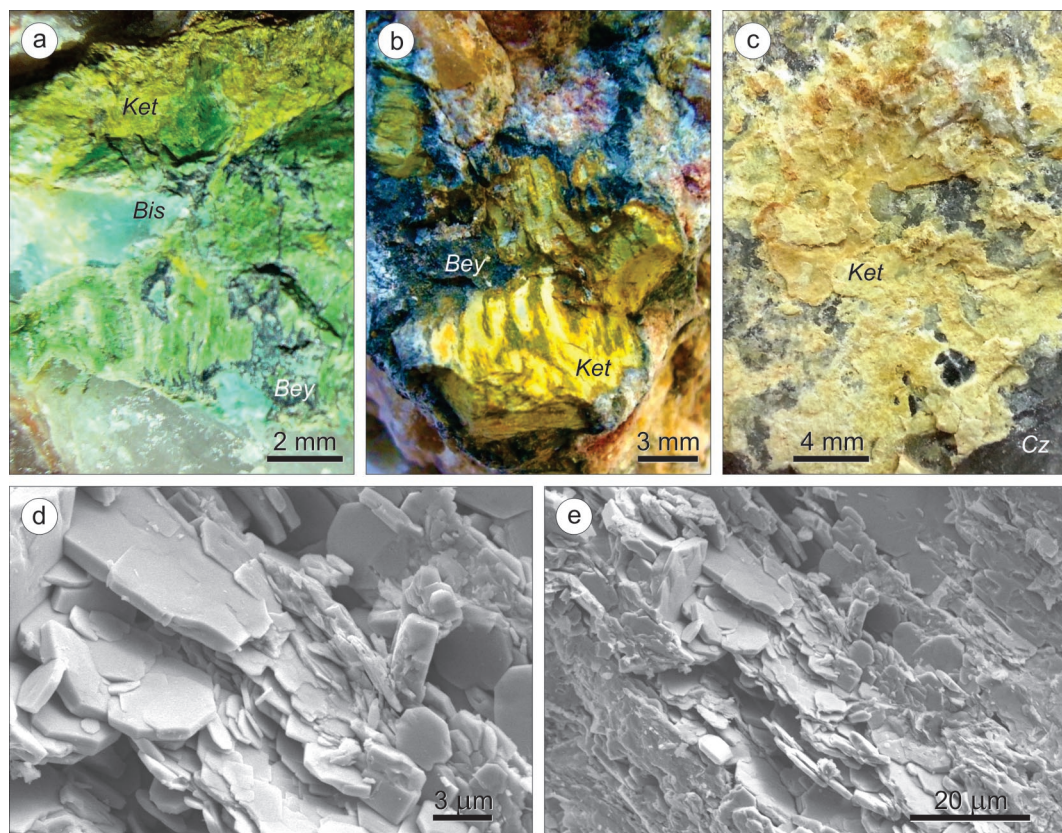
Figura 1. Croquis de ubicación de la pegmatita La Esmeralda.

Esmeralda, distrito Conlara, San Luis, Argentina. Su presencia, de manera conjunta en un mismo yacimiento, no había sido determinada al presente. Kettnerita es de color y raya amarillo pálido; brillo perlado a vítreo y aspecto pulverulento; bismutita ocurre como agregados granulares anhedrales o como pátinas delgadas de color y raya verde claro y brillo mate; beyerita se presenta como agregados tabulares paralelos o desarrollando venillas muy delgadas, su color y raya son gris plomo y su brillo es vítreo. Las tres especies exhiben simetría rómbica, los parámetros de celda determinados son: a 5,389(1) Å, b 5,378(2) Å, c 13,628(4) Å, V 394,95(0,21) Å<sup>3</sup> (para kettnerita); a 3,868(2) Å, b 3,864(1) Å, c 13,679(5) Å, V 204,45(0,36) Å<sup>3</sup> (para bismutita) y a 3,770(1) Å, b 3,773(1) Å, c 21,725(4) Å, V 309,02(0,10) Å<sup>3</sup> (para beyerita). La composición química de kettnerita y beyerita fue corroborada mediante análisis EDS. Las características cristalógicas de estas especies permiten postular condiciones de cristalización y estabilidad en ambiente de máxima oxidación, mientras que las relaciones texturales indican la siguiente secuencia de formación: kettnerita → bismutita → beyerita.

**Palabras clave:** Kettnerita, bismutita, beyerita, oxi-carbonatos de bismuto, La Esmeralda, pegmatita.

**Introducción.** Kettnerita, bismutita y beyerita comprenden un grupo de oxi-carbonatos de bismuto, clasificados sistemáticamente por Strunz y Nickel (2001) como 5.BE, subdivisión de los carbonatos anhidros de Bi o Pb, con aniones adicionales. Junto con la especie análoga rica en Pb, fosgenita, integran el grupo fosgenita-bismutita.

Kettnerita (5.BE.30),  $\text{CaBiO}(\text{CO}_3)\text{F}$ , de grupo espacial *Pbaa* (Hybler y Dušek, 2007), constituye una especie muy poco frecuente; fue descubierta y descrita originalmente por Šárk y Syneček (1956) en una pegmatita de Krušné Hory, Erzgebirge, República Checa. En Argentina, la presencia de kettnerita fue señalada en tres localidades: en la pegmatita SD-2, próxima a Villa Santa Cruz del Lago, Córdoba, en asociación con clinobisvanita y bismutita (Colombo *et al.*, 2002), vinculada con la mineralogía de bismuto y plata del skarn del grupo minero Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba (Sureda *et al.*, 2006), y más recientemente en el distrito wolframífero Agua de Ramón, Córdoba (Biglia *et al.*, 2014).



**Figura 2.** (a) Asociación de kettnerita (Ket), bismutita (Bis) y beyerita (Bey) en cuarzo. (b) Micro nódulos de kettnerita englobados y parcialmente reemplazados por beyerita. (c) Kettnerita costriforme sobre cuarzo. (d) y (e) Imágenes MEB de cristales subhedrales aplanados de beyerita.



Bismutita (5.BE.25),  $\text{Bi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)$ , de grupo espacial *Imm2* (Grice, 2002), es la especie del grupo fosfogenita-bismutita más difundida. En nuestro país sus citas son numerosas, no obstante cabe destacar la relativa abundancia con la que se presenta en las pegmatitas Las Tapias, distrito pegmatítico Altautina, Córdoba, y María Elena, distrito pegmatítico Conlara, San Luis.

Beyerita (5.BE.35),  $\text{CaBi}_2\text{O}_2(\text{CO}_3)_2$ , de simetría *Immm* (Grice, 2002), es una especie mineral preliminar y su localidad tipo es el depósito polimetálico de Ag-Bi-Co-Ni-U del distrito Schneeberg, Erzgebirge, Alemania. Según Frondel (1943), un material originalmente descrito por Bodenbender en 1899, proveniente de un yacimiento ubicado en la sierra de San Luis, cercano a la localidad de La Toma, sería beyerita. En nuestro país fue fehacientemente descubierta en asociación con bismutinita y pucherita en la mina San Elías, Sierra de la Estanzuela, San Luis (Gay *et al.*, 1984), y recientemente, junto con bismutita, en la pegmatita María Elena, distrito Conlara, San Luis (Roquet, 2012).

La presencia de abundante mineralización de bismuto en la mina La Esmeralda, con bismutita con 54,93 y 2,77 % en peso de Bi y V, respectivamente, fue citada por Angelelli (1984) y reconocida posteriormente por Castro (2006). No obstante, el reconocimiento y estudio de la asociación kettnerita-beyerita-bismutita se debe a Castro y Oyarzábal (2006), cuyos resultados, enriquecidos con nuevos aportes, se dan a conocer en el presente trabajo.

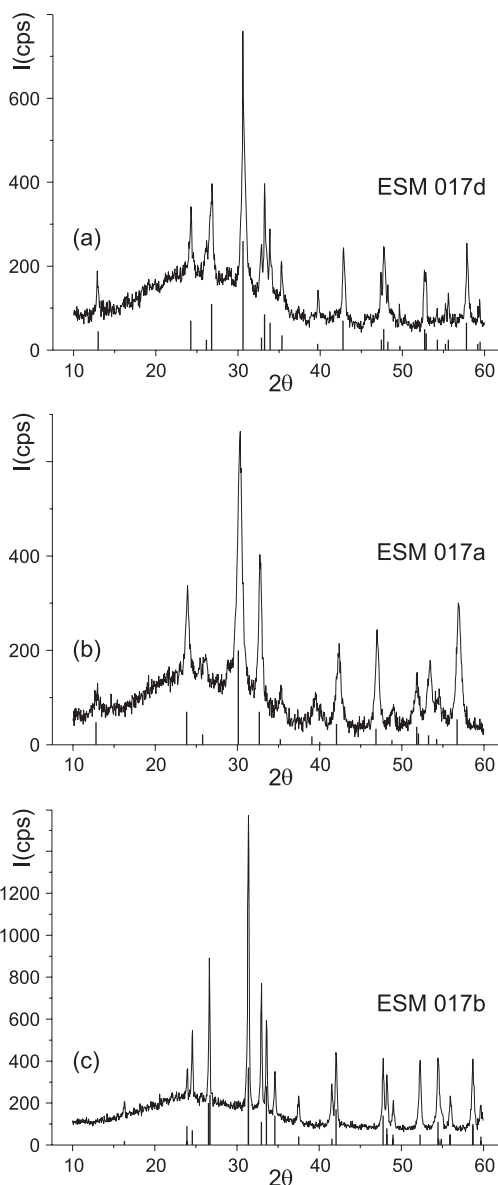
**Yacencia.** La asociación de oxi-carbonatos de bismuto de la pegmatita La Esmeralda está formada por las especies kettnerita, bismutita y beyerita, las que se encuentran espacial y texturalmente relacionadas entre sí. Si bien todos los especímenes estudiados han sido colectados de escombreras relacionadas a laboreos menores, situados en el sector central del yacimiento, la paragénesis mineral de  $\text{Qz-Mc}\pm\text{Ms-Ab-Tur}$  que los contiene, permite ubicar a estas especies en la zona intermedia interna del depósito.

La mina La Esmeralda se encuentra ubicada 4 km al NNE de la localidad de Paso Grande, departamento Libertador General San Martín, provincia de San Luis, a  $32^\circ50'25''$  lat. S y  $65^\circ37'22''$  long. O, y a una altitud media de 1020 msnm (figura 1). Junto con otras pegmatitas graníticas de clase elementos raros, signatura geoquímica LCT, integra el grupo Paso Grande-La Toma del distrito pegmatítico Conlara.

El depósito constituye un afloramiento discontinuo, de forma subtabular, que intruye a un esquisto cuarzo biotítico de grano fino, color gris oscuro y textura granolepidoblástica compuesto por  $\text{Qz-Bt-Pl-Ms}\pm\text{Chl-Zrn-Ap-Tur}$ . El rumbo general de la pegmatita es NE-SO, y su buzamiento promedio es  $50-70^\circ$  E, coincidente con la disposición de la roca de caja en el área de estudio. Sus dimensiones son 270 m de largo por 55 m de ancho máximo, hacia el S los

afloramientos se extienden de manera discontinua conformando algunos segmentos menores complementarios.

La estructura interna de la pegmatita La Esmeralda es compleja y asimétrica, y está integrada por las siguientes zonas: de borde  $\text{Ab}(50\%)\text{-Ms}(40\%)\text{-Qz}(10\%)\pm\text{Ap}$ , externa  $\text{Ab}(50\%)\text{-Qz}(40\%)\text{-Ms}(10\%)\pm\text{Gr-Tur-Bt}$ , intermedia externa  $\text{Mc}(55\%)\text{-Qz}(30\%)\text{-Ab}(10\%)\text{-Ms}(5\%)\pm\text{Gr-Tur-Bt}$ , intermedia media  $\text{Mc}(70\%)\text{-Qz}(20\%)\text{-Ms}(10\%)\pm\text{Tur-Gr-Brl-Ab}$ , intermedia interna  $\text{Mc}(70\%)\text{-Qz}(20\%)\text{-Ms}(10\%)\pm\text{Zrn-Gr-T}$



**Figura 3.** Difractogramas de rayos X para (a) kettnerita, (b) bismutita y (c) beyerita de la pegmatita La Esmeralda.

**Tabla 1.** Diagrama de polvo de DRX y parámetros de celda de kettnerita de la pegmatita La Esmeralda †

ESM 017d			AMCSD 0007224		
d <sub>obs</sub>	d <sub>calc</sub>	I/I <sub>0</sub>	d	I/I <sub>0</sub>	hkl
			13,62	100	001
6,86	6,81	20	6,81	9	002
3,66*	3,66	25	3,67	14	111
3,40*	3,41	12	3,41	5	004
3,32*	3,33	35	3,32	22	112
2,920*	2,917	100	2,919	52	113
2,724		14	2,724	6	005
2,693*	2,692	35	2,694	16	200, 020
2,645		21	2,643	13	201, 021
2,543	2,539	15	2,539	7	114
2,267	2,271	10	2,270	3	006
2,111*	2,114	25	2,113	14	204
1,9175		13	1,9156	5	205, 025
1,9043*	1,9033	25	1,9049	10	220
1,8872	1,8850	10	1,8866	5	221
1,8365	1,8331	6	1,8345	2	222
1,7371	1,7358	20	1,7360	10	206, 026
1,7326*	1,7333	18	1,7330	7	117
1,6905*	1,6880	3	1,6908	5	311, 131
1,6615*	1,6616	4	1,6625	3	224
1,6526	1,6529	5	1,6529	5	312, 132
1,5931*	1,5930	30	1,5952	13	313, 133
1,5607*	1,5605	4	1,5612	3	225
1,5557*	1,5549	5	1,5546	4	118

$$R_1 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / (N-M)]^{1/2} = 0,0237$$

$$R_2 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / N]^{1/2} = 0,0214$$

$$a \ 5,389(1) \text{ \AA}; b \ 5,378(2) \text{ \AA}; c \ 13,628(4) \text{ \AA}$$

$$V \ 394,95(0,21) \text{ \AA}^3; a:b:c \ 1,002:1:2,534$$

† Para 2θ= 10-60°, ESM 017d: kettnerita, La Esmeralda AMCSD 0007224: kettnerita, Krupka, Krušé, República Checa

\* Difracciones en refinamiento, con  $2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}} < 0,03^\circ$

Ap-Bismutita-Kettnerita-Beyerita (Bis, Ket y Bey, de ahora en más) y núcleo Qz(80%)-Mc(20%)±Ms-Ab-Ap, más diferentes unidades de reemplazo, dos de naturaleza muscovítica Ms(85%)-Qz(10%)-Ab(5%) y Ms(80%)-Qz(10%)-Ab(5%)-Brl(5%) más una tercera albitica Ab(60%)-Ms(30%)-Qz(10%).

**Metodología.** Bismutita, kettnerita y beyerita fueron identificadas y caracterizadas mediante difracción de rayos X. Los análisis se efectuaron sobre muestras monominerales, libres de cualquier impureza, inicialmente separadas bajo lupa binocular y posteriormente molidas con mortero de ágata. Los difractogramas fueron obtenidos en un equipo Rigaku, modelo D-Max IIIC, con ánodo de Cu ( $\lambda = 1,54184 \text{ \AA}$ ) perteneciente al Instituto de Tecnología

**Tabla 2.** Diagrama de polvo de DRX y parámetros de celda de bismutita de la pegmatita La Esmeralda †

ESM 017a			CMNMC 56898		
d <sub>obs</sub>	d <sub>calc</sub>	I/I <sub>0</sub>	d	I/I <sub>0</sub>	hkl
6,83*	6,84	11	6,91	24	002
3,72*	3,72	35	3,73	34	011, 101
3,42*	3,42	9	3,46	11	004
2,950*	2,948	100	2,967	100	013, 103
2,732*	2,734	55	2,741	35	110
2,543*	2,538	10	2,548	6	112
2,281*	2,280	9	2,305	9	006
			2,252	3	015, 105
2,135*	2,135	30	2,148	22	114
1,9326	1,9340	35	1,938	17	020, 200
1,8610*	1,8611	6	1,866	5	022, 202
1,7600*	1,7609	15	1,764	19	116
			1,760	12	017, 107
1,7142	1,7158	20	1,720	10	211
1,689*	1,690	7	1,691	6	204, 024
1,617*	1,6171	45	1,622	27	123, 213

$$R_1 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / (N-M)]^{1/2} = 0,027$$

$$R_2 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / N]^{1/2} = 0,024$$

$$a \ 3,868(2) \text{ \AA}; b \ 3,864(1) \text{ \AA}; c \ 13,679(5) \text{ \AA}$$

$$V \ 204,45(0,36) \text{ \AA}^3; a:b:c \ 1,001:1:3,536$$

† Para 2θ= 10-60°, ESM 017a: bismutita, La Esmeralda CMNMC 56898: bismutita, Schneeberg, Alemania

\* Difracciones en refinamiento, con  $2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}} < 0,05^\circ$

Química (INTEQUI), bajo las siguientes condiciones experimentales: 30 KV, 20 mA, a un intervalo de barrido de 10°-60° (2θ) y velocidad de 2°/min, con paso en la adquisición de datos  $\Delta 2\theta = 0,05^\circ$ . Debido a la escasa disponibilidad de muestra, se realizaron dispersiones con alcohol etílico sobre soportes de vidrio liso. Se utilizó Cloruro de sodio p/a ( $a \ 5,6404 \text{ \AA}$ ) como patrón de calibración, tanto interno como externo. Para la lectura e interpretación de los difractogramas se utilizaron Theta y Microcal Origin-Pro 8 SR0; el análisis de ajuste de los picos de difracción fue realizado mediante simulaciones de áreas integradas por ecuaciones lotenzianas. Los parámetros de celda se calcularon con el freeware CELREF V3. En el proceso de identificación de las especies se utilizaron las fichas de difracción del JCPDS ("Joint Committee on Powder Diffraction Data") y de la "American Mineralogist Crystal Structure Database".

La morfología externa y composición química fue determinada a través de microscopía electrónica de barrido (MEB) y microanálisis semi-cuantitativo con detectores dispersivos en energía (EDS) y dispersivos en longitud de onda (WDS). Las imágenes MEB y sus correspondientes análisis fueron obtenidos utilizando un equipo LEO 1450 VP con

espectrómetros EDS Genesis 200 y WDS INCA Wave 700 incorporados, pertenecientes al Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis (LabMen) de la Universidad Nacional de San Luis.

**Kettnerita.** Esta especie fue identificada como tal mediante DRX, y su composición química fue corroborada a través de un análisis semi cuantitativo EDS. La kettnerita de la mina La Esmeralda ocurre como agregados granulares de hasta 4 mm, intercrecidos con bismutita y parcialmente reemplazados por beyerita, como pequeños nódulos englobados por una matriz de beyerita, o como costras dispuestas sobre albita o cuarzo (figura 2). El mineral es de color amarillo pálido a brillante, raya amarilla clara y brillo perlado a vítreo. Si bien sus propiedades ópticas no han podido ser determinadas debido a la naturaleza pulverulenta de la muestra y a su carácter translúcido, se estima que  $n \approx 2,03$  y se advierte débil pleocroísmo de amarillo pálido a pardo claro.

En este trabajo, kettnerita fue refinada tomando como base la descripción estructural de Hybler y Dušek (2007), quienes le asignan simetría rómbica (*Pbaa*), con valores de  $a \approx b$  y  $Z = 4$ . La figura 3a muestra su difractograma de polvo de rayos X en referencia al patrón simulado a partir de los datos estructurales de estos autores (tomado de la "American Mineralogist Crystal Structure Database"); las líneas más intensas son [ $d_{\text{obs}}$  en  $\text{\AA}(1/I_0)(hkl)$ ]: 2,920 (100) (113), 2,693(35)(200, 020), 3,32 (36) (112) y 1,5931 (30) (313, 133) (tabla 1). Los parámetros de celda muestran muy buena similitud con los obtenidos por Hybler y Dušek (2007) y son:  $a$  5,389(1)  $\text{\AA}$ ,  $b$  5,378(2)  $\text{\AA}$ ,  $c$  13,628(4)  $\text{\AA}$ ,  $V$  394,95(0,21)  $\text{\AA}^3$ , su relación axial es 1,002:1:2,534.

La composición química de kettnerita fue comprobada mediante análisis EDS sobre monocristales aislados, su espectro (figura 4a) muestra como constituyentes fundamentales a Ca, Bi, C y O. Las líneas correspondientes a Au se deben al proceso de laminado de la muestra.

**Bismutita.** Esta especie de bismuto se presenta como agregados granulares anhedral de hasta 2 cm y aspecto terroso (figura 2) asociados a kettnerita y beyerita, o como pátinas muy delgadas tapizando cristales de feldespatos potásico y cuarzo. Exhibe color y raya verde claro y brillo mate, su fractura es concoidea a irregular y su dureza es 3 en la escala de Mohs.

Inicialmente, este mineral fue reportado como perteneciente al sistema tetragonal, no obstante, recientes estudios de su estructura interna (Grice, 2002) determinaron que bismutita y beyerita poseen simetría rómbica a pesar que sus patrones de difracción y sus parámetros de celda son pseudo tetragonales ( $a \approx b$ ) debido a un sistema de maclado a escala microcristalina que oblitera su simetría real. En el caso de bismutita el grupo espacial es

**Tabla 3.** Diagrama de polvo de DRX y parámetros de celda de beyerita de la pegmatita La Esmeralda †

ESM 017b			C2251		
$d_{\text{obs}}$	$d_{\text{calc}}$	$1/I_0$	$d$	$1/I_0$	$hkl$
			10,86	100	002
5,42*	5,43	5	5,43	2	004
3,71	3,72	8	3,72	12	011, 101
3,62*	3,62	22	3,62	7	006
3,34*	3,35	50	3,35	45	013, 103
2,848*	2,849	100	2,849	70	015, 105
2,714*	2,716	40	2,716	11	008
2,665*	2,667	28	2,668	28	110
2,590*	2,590	15	2,591	14	112
2,397*	2,397	9	2,397	6	017, 107
2,172*	2,172	12	2,173	3	0010
2,148	2,147	23	2,148	17	116
1,902*	1,903	20	1,903	14	118
1,886*	1,886	17	1,887	13	020, 200
1,857*	1,859	9	1,859	8	022, 202
1,749*	1,749	23	1,750	11	0111, 1011
1,685*	1,684	25	1,685	11	1110
			1,682	4	121, 211
			1,673	5	026, 206
1,642*	1,543	10	1,643	10	123, 213
1,572*	1,573	25	1,573	20	125, 215
1,549*	1,549	7	1,549	6	028, 208

$$R_1 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / (N-M)]^{1/2} = 0,0156$$

$$R_2 = [\sum (2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}})^2 / N]^{1/2} = 0,0143$$

$$a \ 3,770(1) \text{ \AA}; b \ 3,773(1) \text{ \AA}; c \ 21,725(4) \text{ \AA}$$

$$V \ 309,02(0,10) \text{ \AA}^3; a:b:c \ 0,999:1:5,758$$

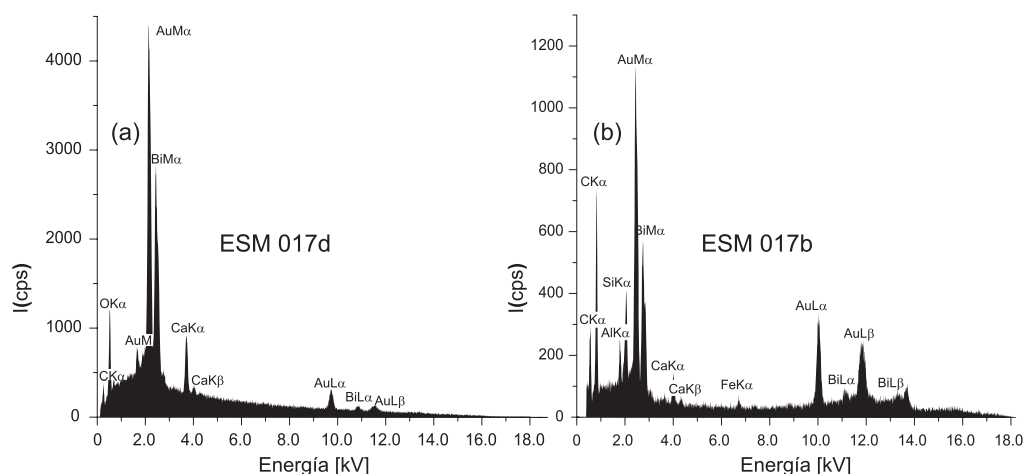
† Para  $2\theta = 10-60^\circ$ , ESM 017b: beyerita, La Esmeralda C2251: beyerita, Schneeberg, Alemania

\* Difracciones en refinamiento, con  $2\theta_{\text{obs}} - 2\theta_{\text{calc}} < 0,02^\circ$

*Imm2* y  $Z = 2$ . La figura 3b muestra su difractograma de polvo de rayos X, comparado con el obtenido por Grice (2002) para una especie de bismutita proveniente de mina Schneeberg, Alemania. Las líneas más intensas son [ $d_{\text{obs}}$  en  $\text{\AA}(1/I_0)(hkl)$ ]: 2,950(100) (013, 103), 2,732 (55) (110), 1,617(45) (123, 213), 3,72(35) (011, 101) y 1,9326 (35) (123, 213).

Los datos correspondientes a la lectura e interpretación del diagrama de rayos X, en comparación con el calculado por la "American Mineralogist Crystal Structure Database" en base a la estructura determinada por Grice (2002), se muestran en la tabla 2. Los parámetros de celda para el espécimen estudiado son:  $a$  3,868(2)  $\text{\AA}$ ,  $b$  3,864(1)  $\text{\AA}$ ,  $c$  13,679(5)  $\text{\AA}$ ,  $V$  204,45(0,36)  $\text{\AA}^3$ , y su relación axial es 1,001:1:3,536.

**Beyerita.** Beyerita se presenta como agregados tabulares paralelos de granometría muy fina,



**Figura 4.** Espectros de EDS de (a) kettnerita y (b) beyerita de la pegmatita La Esmeralda.

reemplazando o englobando micro nódulos de kettnerita o desarrollando delgadas vetas (menores a 1 mm) que atraviesan a bismutita y kettnerita (figura 2). Presenta color y raya gris plomo y brillo vítreo. Bajo microscopio óptico se muestra translúcida y con  $n \approx 2,1$ .

Su observación, mediante microscopía electrónica de barrido (MEB) permite advertir que el mineral ocurre como finas láminas subhedrales, dispuestas de forma paralela y aplanadas, presumiblemente según {001} (figura 2).

Según Grice (2002), beyerita cristaliza en la holodría del sistema rómbico (grupo espacial *Immm*,  $Z = 2$ ) y es isoestructural con los dos restantes oxicarbonatos de bismuto: kettnerita y bismutita. Su difractograma de rayos X ( $\lambda = 1,5406 \text{ \AA}$ ) (figura 3c) muestra como líneas más intensas [ $d_{\text{obs}}$  en  $\text{\AA} / (I/I_0)(hkl)$ ]: 2,848(100)(015, 105), 3,34(50)(013, 103), 2,714(40)(008), 2,665(28)(110) y 1,685(25)(1110) (tabla 3).

La composición química de beyerita fue analizada mediante espectroscopia dispersiva en energía sobre sección pulida. El espectro obtenido (figura 4b) muestra, además de los constituyentes principales de beyerita (C, O, Ca y Bi), la presencia de Al, Si y Fe, la presencia de estos iones puede ser atribuida a impurezas de feldespato, cuarzo o hematita, que constituyen paragénesis con este mineral; las líneas de Au se deben al laminado de la muestra.

**Génesis.** La caracterización mineralógica de los compuestos oxigenados de bismuto frecuentemente se ha visto complicada debido a la naturaleza pulverulenta de sus especies y a los intercrecimientos que presentan sus asociaciones. En el caso de la paragénesis de minerales secundarios de bismuto de la pegmatita La Esmeralda ha sido posible determinar con certeza las diferentes espe-

cies y su secuencia de formación debido al carácter excepcional de su presentación y la claridad con que se manifiestan sus relaciones texturales, no existiendo hasta el momento reportes de yacencia de las tres únicas especies de carbonatos oxidados de bismuto en un mismo depósito.

Los carbonatos minerales usualmente contienen elementos alcalinos, alcalino térreos o elementos de tierras raras como cationes, es decir, elementos o de baja carga o de alta coordinación, lo que hace que se comporten como ácidos débiles de Lewis favoreciendo las condiciones cristaloquímicas de adición de grupos  $(\text{OH})^-$  y  $\text{H}_2\text{O}$  por sobre  $\text{O}^{2-}$ , lo cual explica por qué los oxicarbonatos constituyen especies poco frecuentes (Grice, 2002). La incorporación de  $\text{O}^{2-}$  en sitios no correspondientes a  $\text{CO}_3^{2-}$  se hace posible por la adición de elementos de características electrónicas muy particulares, tales como Bi, Pb, U y Te; las estructuras de beyerita y bismutita, y por analogía, de kettnerita, muestran que la forma de enlazarse de los iones  $\text{Bi}^{3+}$  satisface los requerimientos de valencia requeridos para incorporar  $\text{O}^{2-}$  a la red en lugar de  $(\text{OH})^-$  o  $\text{H}_2\text{O}$  (Grice *et al.*, 1999), de modo tal que beyerita  $\text{CaBi}_2(\text{CO}_3)_2\text{O}_2$ , bismutita  $\text{Bi}_2(\text{CO}_3)_2\text{O}_2$  y kettnerita  $\text{CaBi}(\text{CO}_3)\text{OF}$  pueden cristalizar y permanecer estables sólo en ambientes de elevada oxidación y en un estadio hidrotermal de muy baja temperatura. En la mina La Esmeralda no ha sido encontrada bismutinita, especie de la cual se presume derivarían estos oxicarbonatos secundarios, ni bismuto, como fase generada en una etapa transicional. Las relaciones texturales indican la siguiente secuencia de formación: kettnerita  $\rightarrow$  bismutita  $\rightarrow$  beyerita.

**Agradecimientos.** Los autores desean expresar su agradecimiento al Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales de la



UNTDF, al Departamento de Geología de la UNSL y al PI 236 de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam por el apoyo y los recursos facilitados, y al Dr. Fernando Colombo, por sus acertados comentarios y sugerencias en la revisión de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires 1, 319 pp.
- Biglia, M., Lira, R. y Sfragulla, J. A. 2014. Nuevos minerales de greisen en el distrito wolframífero Agua de Ramón, Córdoba, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba, Argentina. Actas CD: T7-1.
- Castro, G. E. 2006. Estructura interna, mineralogía y génesis del yacimiento La Esmeralda, distrito pegmatítico Conlara, San Luis, Argentina. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis (inédito), 109 pp.
- Castro, G. E. y Oyarzábal, J. 2006. Geología del yacimiento La Esmeralda, distrito pegmatítico Conlara, San Luis, Argentina. En: Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M., Montenegro, T., Poma, S. y Quenardelle, S. (Eds.), Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2006: 215-220. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Colombo, F., Carbonio, R. E., Pannunzio Miner, E. V. y Lira, R. 2002. Kettnerita, clinobisvanita y bismutita de la pegmatita SD-2 (Córdoba): descripción mineralógica y cuantificación de los componentes de una mezcla con el método de Rietveld. En: Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. R. (Eds.), Mineralogía y Metalogenia 2002: 97-104. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires.
- Fronzel, C. 1943. Mineralogy of the oxides and carbonates of bismuth. The American Mineralogist 28: 521-535.
- Gay, H. D., Porta, G. y Lira, R. 1984. Beyerita de la mina San Elías, provincia de San Luis. IX Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 347-354.
- Grice, J. D. 2002. A solution to the crystal structures of bismutite and beyerite. The Canadian Mineralogist 40: 693-698.
- Grice, J. D., Cooper, M. A. y Hawthorne, F. C. 1999. Crystal-structure determination of twinned kettnerite. The Canadian Mineralogist 37: 923-927.
- Hybler, J. y Dušek, M. 2007. Revision of the crystal structure of kettnerite  $\text{CaBi}[\text{OFCO}_3]$ . European Journal of Mineralogy 19: 411-418.
- Roquet, M. B. 2012. Mineralización del depósito pegmatítico María Elena, distrito Conlara, San Luis, Argentina. Serie Correlación Geológica 28 (2): 23-38. San Miguel de Tucumán.
- Strunz, H. y Nickel, E. H. 2001. Strunz mineralogical tables: chemical-structural mineral classification system. Schweizerbart. 870 pp.
- Sureda, R., Lira, R. y Colombo, F. 2006. Gustavita,  $\text{PbAgBi}_3\text{S}_6\text{-}P2_1/c$ , con los minerales de bismuto y plata en el "skarn" Los Guindos, Pampa de Olaen, Córdoba, Argentina ( $31^{\circ}11'S/64^{\circ}33'W$ ). Revista Geológica de Chile 33: 141-160.
- ák, L. y Syneček, V. 1956. Kettnerite,  $(\text{CaF})(\text{BiO})\text{CO}_3$ , a new mineral of the phosgenite-bismutite group: a preliminary note. Casopis pro Mineralogii a Geologii 1: 195-197.

## HALLAZGO DE MINERALES DE PLATA EN EL YACIMIENTO ROMICRUZ, PROVINCIA DE JUJUY

Paar, Werner H.<sup>1</sup> y Brodtkorb, Milka K. de<sup>2</sup>

<sup>1</sup> University of Salzburg, Department of Chemistry and Physics of Materials paarwerner@aon.at

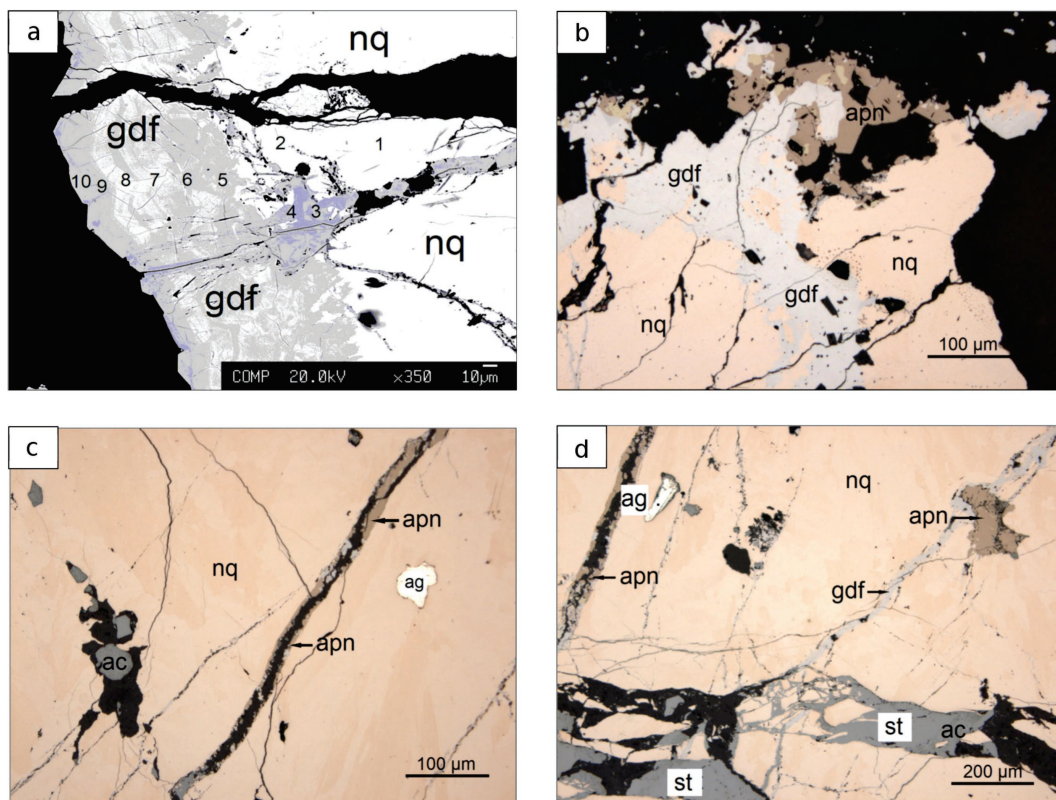
<sup>2</sup> Universidad de Río Cuarto. milkabro@gmail.com

**Resumen.** El estudio de secciones pulidas de la mena del depósito Romicruz, Jujuy, mostró una asociación de niquelina y gersdorffita, esta última frecuentemente zonada, acompañada por los minerales argentíferos stephanita, acantita, argentopentlandita y plata nativa. De las relaciones texturales se puede concluir que la gersdorffita cristalizó después de la niquelina debido al incremento de la fugacidad de azufre. Luego de diferentes brechamientos se depositaron los minerales argentíferos a lo largo de venillas.

**Palabras clave.** Romicruz, gersdorffita, stephanita, acantita, argentopentlandita.

**Abstract.** A study of polished sections prepared from nickel-rich ores of Romicruz, Jujuy province, showed the association of gersdorffite and nickeline accompanied by argentopentlandite and the silver minerals stephanite, acanthite and silver. Gersdorffite is distinctly chemically zoned, nickeline only weakly. Based on the intergrowth relationship it can be concluded that gersdorffite crystallized after nickeline due to an increase of the sulphur fugacity. The formation of argentopentlandite and the silver minerals followed a system of fissures which developed as a consequence of brittle deformation of pre-existing nickeline and gersdorffite and reaction with metal-bearing fluids.

**Keywords.** Romicruz, gersdorffite, stephanite, acanthite, argentopentlandite.



**Figura 1.** a. Imagen BSE (back scattered electron image) de una asociación de gersdorffita (gdf) y niquelina (nq). Gersdorffita presenta una marcada zonación (Cuadro 1: puntos analíticos 3 a 10) y niquelina una suave zonación (puntos analíticos 1 y 2). b. Niquelina (nq) es atravesada por gersdorffita (gdf). Posteriormente cristaliza argentopentlandita (apn) con inclusiones de calcopirita. c. En niquelina (nq) venilla de argentopentlandita (apn) e inclusiones de plata (ag) y acantita (ac). d. Niquelina es atravesada por un enjambre formado por gersdorffita (gdf), argentopentlandita (apn), stephanita (st) y acantita (ac). Plata nativa (ag) es isogenética con niquelina (nq).

**Introducción.** Las manifestaciones de U, Ni, Co, (Bi, Ag) del NO argentino fueron investigados mineralógicamente por Brodtkorb en diversas oportunidades: La Esperanza, Salta (1965), Romicruz, Jujuy y La Niquelina, Salta (1973). Como único mineral argentífero fue mencionado acantita en La Niquelina.

El distrito minero Romicruz (Romicruz o Purísima), se halla a 20 km al SE de la localidad de Abra Pampa, en el dpto. Cochinos, y consta de las vetas Romicruz-Purísima, Liliana, El Brechón – La Nueva, y Jesuitas (López y Echeveste 2012). Fueron explotadas en pequeña escala entre 1940 y la década del '70 por medio de galería, piques y chiflones, en especial por baritina seguido por cobre y plomo.

Las vetas se hallan alojadas en la Formación Acoyte de edad ordovícica, son de potencias y largos variables, menores a 0,50 m y decenas de metros respectivamente. La textura dominante es la brechosa a la que sucedieron diferentes pulsos hidrotermales.

En este trabajo se presentan los resultados de análisis de los minerales stephanita, acantita, Ag nativa, y argentopentlandita, realizados con microsonda electrónica.

**Mineralogía.** El conocimiento de los minerales presentes en este yacimiento comienza con la mención de "vetas de Cu", de Angelelli (1950) y de Chomnals *et al* (1960) quienes dan a conocer una paragénesis constituida por galena, esfalerita, calcopirita, bornita, calcosina, niquelina y como secundarios malaquita y annabergita. Luego Brodtkorb (1973) agrega el hallazgo de pechblenda, rammelsbergita, gersdorffita, tetraedrita y oro. En

ese estudio los minerales fueron agrupados en varias asociaciones, a- las especies de níquel junto a pechblenda y sulfuros de base, en ganga de calcita, b-muestras conteniendo calcosina con baritina, escasa bornita y malaquita, y c-galena en ganga de calcita y cuarzo y menos frecuentemente minerales de cobre. En la galena se observaron pequeños granos de pirita y "chispas" de oro.

Más recientemente López y Echeveste (2012) consideran tres pulsos mineralizadores, y agregan la presencia de digenita, millerita y ullmannita. Agrupan a esta mineralización como perteneciente al tipo *Five element deposits*. López *et al.* (2008) señalan anomalías de Ag mayores de 500 ppm, sin haber encontrado en sus pulidos minerales argentíferos.

En oportunidad de preparar un Atlas sobre minerales metalíferos de la Argentina (Paar *et al.* 2016) se repulieron con métodos modernos, muestras estudiadas en 1973. Se analizaron con una microsonda electrónica los minerales stephanita, acantita, Ag nativa, y argentopentlandita, siendo ésta la tercera mención de esta especie para la Argentina.

Los análisis fueron realizados en el laboratorio Eugen Stumpfl de la Universidad de Leoben, Austria. La microsonda electrónica JEOL JXA 8200 fue operada a 20kV, 10 nA y 20 s de tiempo para un pico y 10 s para el fondo con un diámetro del rayo de 2 µm. Se utilizaron estándares naturales (n) y sintéticos (s): n-calcopirita (CuKα), n-pirita (FeKα, SKα), s-NiS (NiKα), n-skutterudita (CoKα, AsKα), n-Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (SbLα) y n-AgBiS<sub>2</sub> (AgKα). Los datos obtenidos fueron corregidos con el programa ZAF Cl-TZAF (versión 3.5).

**Tabla 1.** Análisis de niquelina y de gersdorffita realizados con microsonda electrónica, en % en peso.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ni	44,10	44,50	30,90	29,60	32,0	30,9	31,4	31,3	31,0	29,0	35,42
Fe	-	-	1,60	1,75	0,05	0,07	0,06	0,1	0,3	2,4	-
Co	1,2	0,5	2,90	4,00	1,60	1,6	1,4	1,7	2,8	3,3	-
As	52,8	50,5	45,40	45,40	52,90	53,80	53,00	54,00	48,90	44,20	45,23
Sb	0,82	0,75	0,35	1,00	0,06	0,15	0,16	0,10	0,30	0,9	-
S	2,95	4,3	20,10	19,70	15,00	14,20	14,60	14,00	17,40	20,5	19,35
total	101,90	100,55	101,25	101,45	101,60	100,70	100,62	101,0	100,7	100,3	100,0

1 - niquelina punto 1 de fig.1

2 - niquelina punto 2 de fig.1

3 - gersdorffita punto 3 de fig.1

4 - gersdorffita punto 4 de fig.1

5 - gersdorffita punto 5 de fig.1

6 - gersdorffita punto 6 de fig.1

7 - gersdorffita punto 7 de fig.1

8 - gersdorffita punto 8 de fig.1

9 - gersdorffita punto 9 de fig.1

10 - gersdorffita punto 10 de fig.1

11 - gersdorffita valor teórico

**Resultados. Los minerales de níquel.** La niquelina forma venillas y pequeñas lentes que al finalizar su precipitación fueron invadidas por soluciones con fugacidad de azufre más altas precipitando gersdorffita en sus bordes además de penetrarla (figuras 1 a y b). Este conjunto fue brechado y luego penetraron soluciones que depositaron pechblenda seguidos por sulfuros de cobre como ser tetraedrita, calcopirita y bornita. La niquelina y la gersdorffita al oxidarse el corte pulido, hacen visible una zonación. Después de otro brechamiento se observa una segunda generación de venillas que está formada por gersdorffita, calcopirita, tetraedrita, calcita que se encuentra bordeada por gersdorffita en contacto con la niquelina. En la tabla 1 se pueden observar los resultados de los análisis realizados: dos análisis puntuales de niquelina (1 y 2) y 9 de gersdorffita (3 a 11) que demuestran aumento o disminución de As vs. S, correspondiendo a la zonación observada ópticamente.

**Los minerales de plata.** Un nuevo brechamiento posibilitó la precipitación de stephanita y acantita (fig. 1 c y d), seguido por venillas conteniendo argentopentlandita en granos de hasta 200  $\mu\text{m}$  asociada a calcopirita. Plata nativa se presenta en granos de hasta 150  $\mu\text{m}$  en niquelina.

De argentopentlandita,  $\text{Ag}(\text{Fe},\text{Ni})_8\text{S}_8$ , se analizaron 3 puntos cuyos % en peso son  $\text{Ag}=13,29$ ;  $\text{Fe}=29,43$ ;  $\text{Ni}=23,68$ ;  $\text{S}=33,47$ ; total= 99,87; de lo cual resulta la fórmula  $\text{Ag}(\text{Fe}_{4,27}\text{Ni}_{3,27})_{\Sigma 7,54}\text{S}_{8,46}$ . Stephanita,  $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$  y acantita,  $\text{Ag}_2\text{S}$ , analizadas con microsonda electrónica no mostraron diferencias con el valor teórico.

**Conclusiones.** Se presentan los resultados de estudios con microsonda electrónica de minerales de plata y níquel, y se establece su secuencia de precipitación.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V. 1950. Recursos minerales de la República Argentina. 1: Yacimientos metalíferos. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Serie Geología N° 2.
- Brodtkorb, M.K. de, 1973. Hallazgo de pechblenda en la mina Romicruz, provincia de Jujuy. 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 63-68.
- Chomnables, R., Vázquez, R. y Palou, R. 1960. Noticia preliminar sobre la existencia de minerales de níquel en la mina Purísima (Rumicruz), Dpto. Cochinita, Jujuy. Instituto de Geología y Minería, Jujuy. Comunicación n° 2. 18 pp.
- López, L. y Echeveste, H. 2012. Paragénesis mineral del tipo *Five Element* Purísima-Rumicruz, Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 537-543.
- López, L., Echeveste, H. y Schalamuk, I. B. 2008. Nuevos aportes en el distrito minero Purísima Rumicruz, provincia de Jujuy. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 607-608.
- Paar, W. H., Brodtkorb, M. K. de; Putz, H y Martin, R. F. 2016. Atlas of ore minerals: focus on epithermal deposits of Argentina. The Canadian Mineralogist, Special Publication 11. 410 pp.



## NISBITA, COSTIBITA Y MINERALES ASOCIADOS HALLADOS EN MINA AGUILAR, JUJUY

Paar, W.H.<sup>1</sup>; Zaccarini, F.<sup>2</sup>; Sureda, R.<sup>3</sup>; y Brodtkorb, M. K. de,<sup>4</sup>

<sup>1</sup> University of Salzburg (Department of Chemistry and Physics of Materials).

E-mail: paarwerner@aon.at

<sup>2</sup> University of Leoben (Department of Applied Geosciences and Geophysics, Chair of Mineralogy).

E-mail: Federica.Zaccarini@unileoben.ac.at

<sup>3</sup> Universidad Nacional de Salta. Cátedra de Mineralogía. E-mail: rjsureda@gmail.com

<sup>4</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto.

E-mail: milkabro@gmail.com

**Resumen.** Nisbita y costibita han sido hallados en la mena de Pb-Zn de mina Aguilar, Jujuy. Estos minerales se han encontrado siempre en las cercanías del contacto galena-esfalerita y se asocian frecuentemente con pirrotina. Otros minerales relacionados con ellos son gudmundita, jamesonita, tetraedrita argentífera y antimonio. Aquí se presentan los resultados del estudio realizado con microsonda electrónica. Las especies poco comunes nisbita, costibita y los minerales acompañantes probablemente se formaron durante el metamorfismo sobreimpuesto junto a la movilización-redistribución metálica en Aguilar.

**Palabras clave.** Mina Aguilar Jujuy, nisbita, costibita, gudmundita, tetraedrita, jamesonita, antimonio.

**Abstract.** The rare minerals nisbite and costibite were detected in lead zinc ore at the Aguilar mine, Jujuy, Argentina. These minerals always occur close to the boundary of galena and sphalerite and are frequently associated with pyrrhotite. The other associates are gudmundite, jamesonite, Ag-tetraedrite and antimony. The results of an electron microprobe study are presented. Nisbite, costibite and the accompanying minor minerals were probably formed during the metamorphic overprint and contemporaneous mobilization – redistribution of metals at Aguilar.

**Key words.** Aguilar mine, Jujuy, nisbite, costibite, gudmundite, tetraedrite, jamesonite, antimony.

**Introducción.** Los yacimientos minerales de la Sierra de Aguilar, Jujuy, están ubicados en su flanco oriental a aproximadamente 23° 12' LS y 65° 42' LO, en ambiente geológico limitrofe entre Puna y Cordillera Oriental. Los depósitos son de tipo sedex, de Pb y Zn, siendo los más importantes mina Aguilar y La Esperanza.

La Sierra de Aguilar constituye un pilar elevado

de 45km de largo por 10 km de ancho limitado por fallas submeridianas de alto ángulo. La estratigrafía comienza con sedimentos de la Formación Despensa a la que suceden, ya de importancia metalogenética, areniscas arcóscas y calcáreas pertenecientes a la Formación Padrioc y litofacies pelíticas de la Formación Lampazar, todas de edad tremadociana inferior. En el área de mina Aguilar, en el tercio superior de los niveles cuarcíticos se hallan intercalaciones de lutitas, calizas, chert, conglomerados, brechas de deslizamiento y colapso con niveles bandeados de exhalitas. En el Cretácico inferior se intruyeron cuerpos magmáticos siendo el granito de Aguilar el más importante en cuya aureola metamórfica yacen los yacimientos Aguilar y La Esperanza (Sureda 1999).

**Mineralogía.** Mientras que en La Esperanza la mineralogía es más sencilla, mina Aguilar presenta una mena compleja. Las especies más abundantes son esfalerita ferrífera, galena y pirrotina. Acompañantes menores son piritita, greigita, calcopiritita, tetraedrita-tennantita, pirargirita, arsenopiritita, alabandino, magnetita, marcasita y molibdenita. Como especies minoritarias, en general de pequeño tamaño, se hallaron wurtzita, bournonita, boulangerita, jamesonita, semseyita, cubanita, mackinawita, estannita, breithauptita, ullmannita, wolframita, con oro, plata, antimonio y plomo (Brodtkorb *et al* 1979, Sureda 1994).

Las presentaciones minerales actuales responden a los efectos sobreimpuestos del metamorfismo de contacto, como por ejemplo granos redondeados de esfalerita, la difusión hacia el borde de las inclusiones de calcopiritita y pirrotina, las "media lunas" de pirrotina y las "barbas" de sericita (Brodtkorb *et al* 1979).

Recientes investigaciones han permitido el hallazgo de nisbita y costibita. Se presentan en granos pequeños siempre en el borde de galena y esfalerita. Algunas veces están asociados a gudmundita, jamesonita, tetraedrita argentífera y raramente a granos de antimonio. (Fig. 1 a–d). Nisbita y costibita recibieron sus nombres por su quimismo, níquel y antimonio, y cobalto y antimonio. Nisbita es de color blanco con pleocroismo y anisotropía muy débiles y costibita de color grisáceo, pleocroismo en tintes azulinos y castaños y anisotropía en colores castaño rojizos a azules. El poder reflector de nisbita, costibita y gudmundita es  $R(\text{nisbita}) > R(\text{costibita}) > R(\text{gudmundita})$ .

**Análisis químicos.** Los análisis fueron realizados en el laboratorio Eugen Stumpfl de la Universidad de Leoben, Austria. La microsonda electrónica JEOL JXA 8200 fue operada a 20kV, 10 nA y 20 s de tiempo para un pico y 10 s para el fondo con un diámetro del rayo de 2 µm. Se utilizaron estándares naturales (n) y sintéticos (s): n-calcopiritita (CuKα), n-piritita (FeKα, SKα), s-NiS (NiKα), n-

skutterudita (CoKá, AsKá),  $n\text{-Sb}_2\text{S}_3$  (SbLá) y  $n\text{-Ag-BiS}_2$  (AgKá). Los datos obtenidos fueron corregidos con el programa ZAF CITZAF (versión 3.5).

En la tabla 1 se pueden observar los resultados analíticos de nisbita, costibita, gudmundita, jamesonita y tetraedrita argentífera.

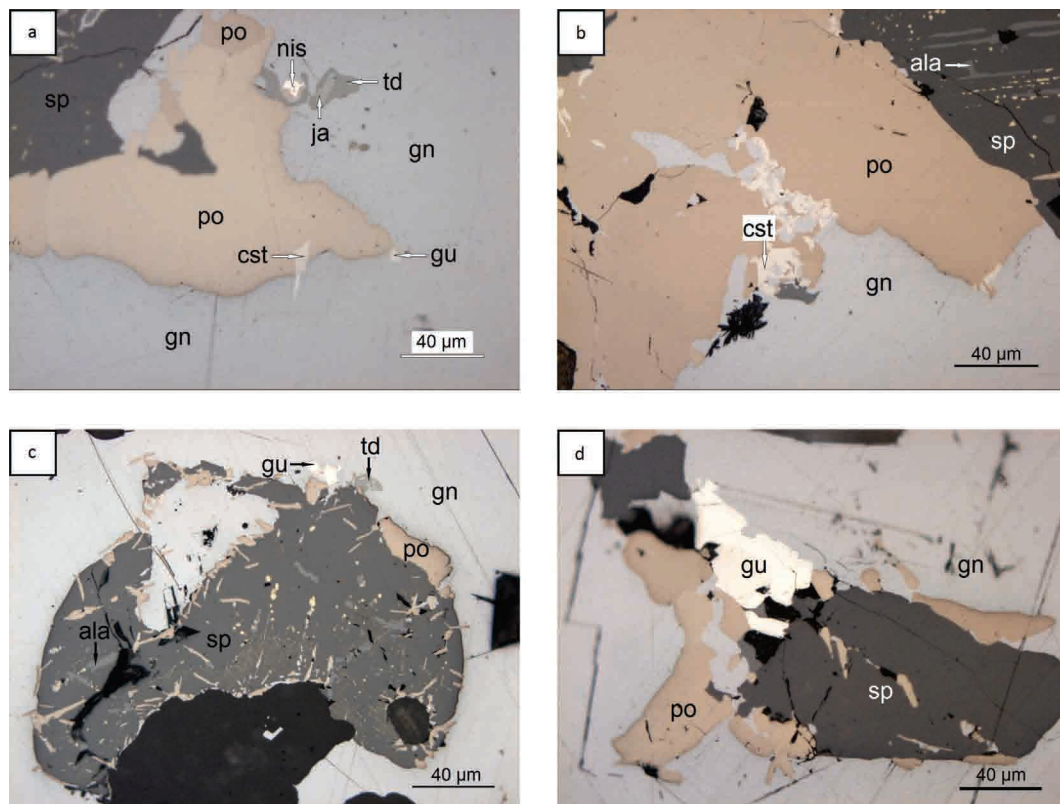
Nisbita de Aguilar corresponde casi a la fórmula teórica  $\text{NiSb}_2$ . El níquel es apenas sustituido por cobalto, hierro y cobre, el antimonio por arsénico. Los contenidos de azufre (0.2 % en peso) de los granos que en promedio tienen 10-15  $\mu\text{m}$  corresponden a contaminación analítica ya que están rodeados por especies ricas en azufre (galena, pirrotina).

Costibita varía muy poco con respecto a su fórmula teórica,  $\text{CoSbS}$ . El cobalto es suplido aquí por níquel y por hierro, el antimonio por arsénico.

La composición química de jamesonita

( $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$ ) presenta un aumento de los valores de Pb (44.5 % en peso) y contenidos menores de hierro (1.6 % en peso). El quimismo de la tetraedrita corresponde a una tetraedrita argentífera en el que el antimonio esta algo reemplazado por arsénico.

**Discusión y conclusiones.** El detallado estudio de las microparagénesis de zonas ricas en Pb y Zn del yacimiento Aguilar dio como resultado el hallazgo de nisbita y costibita. Estos minerales extremadamente raros son solo conocidos en contados yacimientos a nivel mundial. Aquí se presentan en granos de tamaño máximo de 20  $\mu\text{m}$ , en asociación con gudmundita, antimonio y pirrotina, como también jamesonita y tetraedrita argentífera incluidas en galena, aladaña a esfalerita rica en manganeso, con desmezclas de alabandino y pirrotina.



**Figura 1.** a. Nisbita (nis), costibita (cst) y gudmundita (gu) se presentan en pequeños granos asociados a pirrotina (po) como así también tetraedrita argentífera (td) que contiene un núcleo de jamesonita. Estos minerales se hallan incluidos en galena (gn) a su vez intercrecida con esfalerita (sp). En aire. RS-353. b. Cristales subhedrales de costibita (cst) se encuentran adjacentes a pirrotina (po) y a su vez incluidas en galena (gn). También se halla esfalerita con lamelas de exsolución de pirrotina (po) y alabandino (ala). En aire. RS-353. c. Cristales anhedrales de gudmundita (gu) se presenta como inclusiones en galena (gn) cercanas al borde con esfalerita (sp) conteniendo exsoluciones de alabandino (ala). Pirrotina (po) se halla en granos anhedrales y lamelas en esfalerita (sp). Un grano de tetraedrita argentífera (td) contiene pequeñas inclusiones de jamesonita. En aire. RS-353. d. Gudmundita (gu) se presenta como un agregado de granos subhedrales incluidos en galena (gn) acompañados por pirrotina (po) y esfalerita (sp). En aire. RS-353.

**Tabla 1.** Análisis químicos realizados con microsonda electrónica, en % peso.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Cu	0.2	-	-	-	-	-	-	22.0-25.3
Ag	-	-	-	-	0.02	-	-	18.1-22.3
Ni	18.0	19.4	4.1	-	0.9	-	-	-
Co	0.4	-	21.5	27.7	0.2	-	-	-
Fe	0.9	-	1.6	-	24.4	26.6	1.6	5.2- 6.1
Zn	-	-	-	-	0.2	-	-	1.1- 1.4
Pb	-	-	-	-	-	-	44.5	-
Sb	78.9	80.6	57.3	57.2	57.9	58.1	34.8	27.0-27.7
As	1.4	-	1.0	-	1.0	-	0.3	0.4- 0.5
S	0.2	-	14.7	15.1	14.2	15.3	20.3	21.6-22.2
Total	100.0	100.0	100.2	100.0	98.82	100.0	101.6	

1 Nisbita (promedio de 3 análisis)

2 Nisbita, composición teórica

3 Costibita (promedio de 10 análisis)

4 Costibita, composición teórica

5 Gudmundita (promedio de 5 análisis)

6 Gudmundita, composición teórica

7 Jamesonita (promedio de 3 análisis)

8 Tetraedrita argentífera (variación de 12 análisis)

Se considera que su formación se debe a la acción metamórfica sobreimpuesta al yacimiento Aguilar, con movilización simultánea y precipitación con nueva distribución de metales en ambientes localizados.

**Agradecimientos.** Se agradece al Sr. Helmut Mühlhans, Montanuniversität Leoben, Austria, por la realización de los análisis con microsonda electrónica.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Brodtkorb, M. K. de, Lanfranco, J. y Sureda, R. J. 1978. Asociaciones minerales y litologías del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33 (4): 277-298.
- Sureda, R. J. 1994. Ullmannita, NiSbS, en las coronas de reacción de la interfase breithauptita-pirrotina, mina El Aguilar, Jujuy. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI, Publicación 3: 463-468. La Plata.
- Sureda, R.J. 1999. Los yacimientos sedex de plomo y zinc en la Sierra de Aguilar, Jujuy. . En: Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed.): E. Zappettini. SEGEMAR. Anales 35. pp 459-485. Buenos Aires.
- Paar, W.H., Brodtkorb, M.K.de, Putz, H. y Martin, R.F. 2016. Atlas of Ore Minerals: Focus on Epithermal Deposits of Argentina. The Canadian Mineralogist, Special Publication 11, 410pp. Quebec, Canada.

## CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-PETROLÓGICA DE LA TRAQUIFONOLITA MONTE CHUMAO, SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

Palacio Balderramo Gladis<sup>1</sup>; Castro de Machuca Brígida<sup>1,2</sup>; López María G.<sup>1</sup>; Gómez Ricardo<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de la Geósfera y Biosfera (CIGEOBIO), CONICET-UNSJ.

<sup>2</sup> Instituto de Geología "Dr. Emiliano Aparicio" (INGEO), FCFN-UNSJ.

<sup>3</sup> Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN. E-mail: gladispb22@gmail.com

**Resumen.** El afloramiento ígneo del Monte Chumao, en la zona central de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, es un cuerpo subvolcánico que intruye al basamento ígneo-metamórfico de edad proterozoica a paleozoica inferior. Desde el punto de vista composicional y geoquímico se trata de una traquifonolita con textura porfírica compuesta por feldespatos alcalinos con proporciones subordinadas de egiirina y nefelina. Los fenocristales de anortoclase y sanidina presentan texturas que sugieren que, durante la cristalización, el magma fue influenciado por cambios de presión y temperatura que causaron la reacción de los minerales primeramente formados y la formación de fases estables bajo las nuevas condiciones del sistema. La geoquímica indica una marcada afinidad alcalina y un probable origen a partir de una fuente mantélica, sin evidencias significativas de contaminación. Su emplazamiento se vincula a un ambiente de intraplaca continental ("rift") relacionado con la tectónica extensional triásica.

**Palabras claves.** Traquifonolita, Magmatismo alcalino triásico, Sierras Pampeanas Occidentales.

**Abstract.** "Geologic and Petrographic Features of the Monte Chumao Trachyphonolite, Sierra de Valle Fértil, San Juan". The igneous outcrop of Monte Chumao, in the central zone of the Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, is a sub-volcanic body intruding the igneous-metamorphic basement of Lower Paleozoic to Proterozoic age. From the compositional and geochemical point of view it corresponds to a porphyritic trachyphonolite composed of alkali feldspars and subordinate aegirine and nepheline. Sanidine and anorthoclase phenocrysts show textures which suggest that during crystallization the magma was influenced by changes in pressure and temperature causing the reaction of the early formed minerals and the formation of stable phases under the new conditions of the system. Geochemistry indicates strong alkaline affinity and a probable origin from a mantle source, with no significant evidence of contamination.

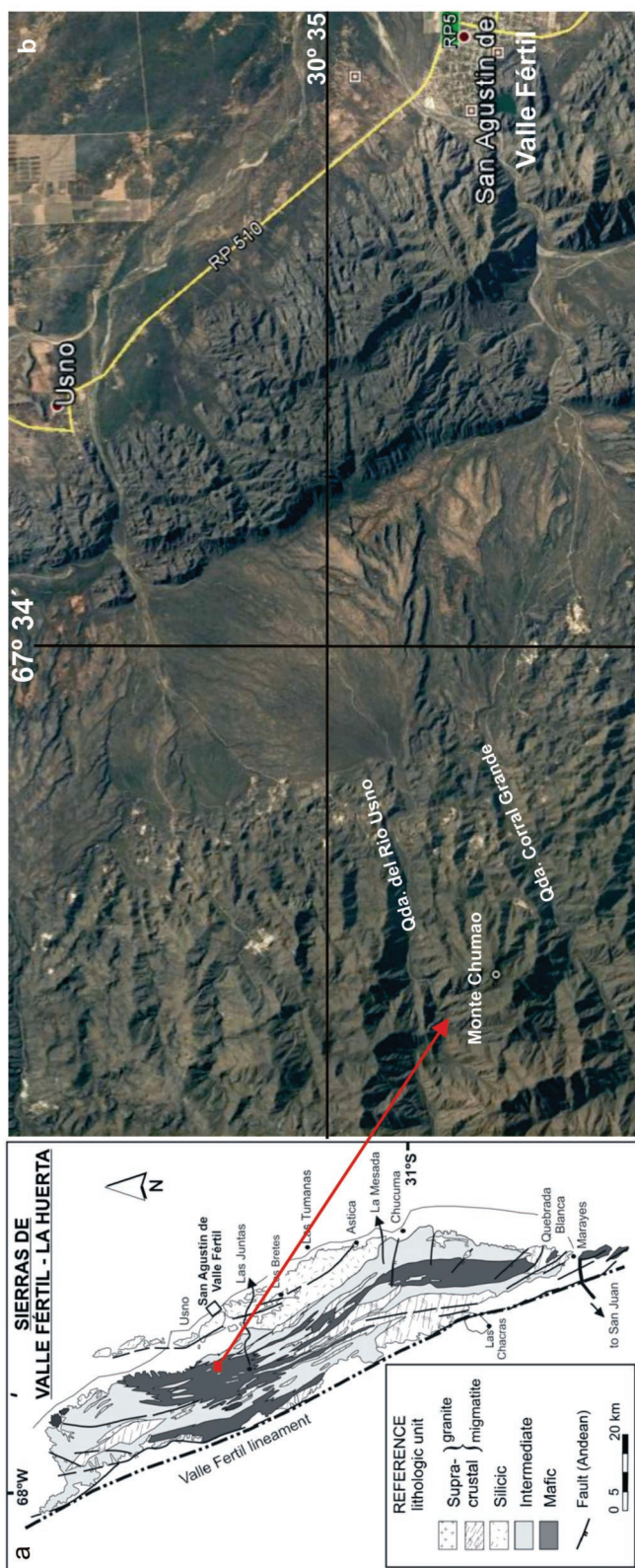
tion. Its emplacement is linked to a continental intraplate environment related to the Triassic extensional tectonics.

**Keywords.** Trachyphonolite, Triassic alkaline magmatism, Western Sierras Pampeanas.

**Introducción.** El objetivo de este trabajo es dar a conocer las características petrográficas y geoquímicas del cuerpo subvolcánico aflorante en la cima del Monte Chumao, en la zona central de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan. La única mención previa sobre esta litología corresponde a Mirré (1976), quien la describe brevemente como parte del conjunto de rocas volcánicas (basaltos alcalinos olivínicos → traquibasaltos → fonolitas → traquitas → ariolitas alcalinas) que integran las denominadas Vulcanitas de la Asociación Continental no-Orogénica de edad triásica. Trabajos recientes (Castro de Machuca *et al.* 2015, Gómez 2015, López *et al.* 2015, y referencias allí citadas), aportan información acerca de estas litologías producto del magmatismo alcalino vinculado al evento extensional que afectó la región cratónica del arco magmático proto-Ándico a partir del Pérmico Superior y durante todo el Triásico (Ramos y Kay 1991). La investigación tuvo como soportes el reconocimiento de campo, el estudio petrográfico y el análisis geoquímico que permitió ajustar la clasificación petrográfica propuesta por Mirré (1976) y determinar el comportamiento geoquímico de esta litología.

**Marco geológico regional.** Las sierras de Valle Fértil-La Huerta forman un orógeno único alargado en dirección NNO-SSE, cuya inflexión central marca el límite aproximado entre ambas (figura 1a). Están constituidas por un basamento preordovícico compuesto por paragneises de alto grado y migmatitas con intercalaciones de anfibolitas y mármoles (Complejo Valle Fértil). El conjunto fue intruido por una secuencia metaluminosa integrada por dioritas, tonalitas, granodioritas hornbléndico-biotíticas, metagabros hornbléndicos y noritas (Baldo *et al.* 1999) entre el Ordovícico Inferior y Medio (495-460 Ma) (Roeske *et al.* 2005 y referencias allí citadas). Estas sierras constituyen una de las manifestaciones más occidentales del orógeno Famatiniano y están limitadas en su borde occidental por el megalineamiento Valle Fértil, interpretado como la zona de sutura entre Precordillera y el margen proto-Ándico de Gondwana (Ramos *et al.* 1996). En discordancia sobre el basamento se disponen esporádicos depósitos continentales del Neopaleozoico, y continentales-volcánicos del Triásico, entre los que se encuentra la Traquifonolita Monte Chumao. El magmatismo triásico se relaciona con la deformación extensional a la que estuvo sometido el margen sudoeste de Pangea y que se focalizó alrededor de los límites noroccidentales de los te-





**Figura 1.a)** Mapa geológico simplificado de las sierras de Valle Fértil y La Huerta compilado de las hojas geológicas de Mirré (1976) y Vujovich et al. (1998), **b)** imagen satelital falso color del software libre Google Earth Pro con señalización de la zona de estudio.

renos acrecionados durante el Paleozoico (López-Gamundi *et al.* 1994 y referencias allí citadas), generando numerosas cuencas de "rift" como la de Ischigualasto- Villa Unión con deposición de sedimentos continentales y rocas volcánicas. La falla Valle Fértil es considerada la principal falla normal de la cuenca y, durante el Pleistoceno, se produjo su reactivación inversa (Zapata y Allmendinger 1996).

**Yacencia y petrografía.** El afloramiento está ubicado en el sector central de la sierra (30°38'8.04" S – 67°38'38.01" O), entre las quebradas del río de Usno y del Corral Grande (figura 1b), a unos 16,5 km de la localidad de San Agustín de Valle Fértil. Tiene forma lenticular en planta y cubre un área aproximada de 2.500 m<sup>2</sup>. Se trata de un cuerpo subvolcánico de forma cómica (lacolito) que se dispone sobre el basamento cristalino constituyendo la cima del Monte Chumao, con un espesor de H" 100 m. El contacto basal entre am-

bas litologías es plano y neto (figura 2a) aunque no siempre es visible ya que suele estar cubierto por derrubio. La parte cuspidal del lacolito y su encajonante han sido removidos por erosión quedando así expuesto. En la base del cuerpo la roca es maciza y de color gris oliva a pardo grisáceo; la textura es porfírica con fenocristales de feldespato potásico en una matriz afanítica. Hacia la parte superior los fenocristales se orientan generando un incipiente bandeamiento de flujo; el color varía de pardo a pardo rojizo y se aprecia marcado diaclamamiento vertical y horizontal.

La traquifonolita está constituida por ≈ 20 % de fenocristales de feldespato alcalino (sanidina y anortoclasa) en una matriz de microlitos de sanidina de hasta 0,05 mm fuertemente orientados con textura traquítica (figura 2b). Los fenocristales de sanidina, cuyo tamaño varía entre 0,5 y 3,5 mm, poseen bordes cribosos con inclusiones de minerales opacos (figura 2c). En la mayoría de los casos presentan macla de Carlsbad con planos de



**Figura 2.** a) Vista general del afloramiento del Monte Chumao. La traza amarilla discontinua indica el contacto basal de la traquifonolita con el basamento cristalino, b) fenocristales de feldespato en una matriz de microlitos con textura traquítica «microplegada», c) fenocristal de sanidina con textura cribosa en los bordes e inclusiones de minerales opacos, d) fenocristal de anortoclasa con maclas polisintética y en parrilla y bordes con textura cribosa, e) fenocristal de anortoclasa con extinción anómala en «parches», f) micropertitas tipo «flame» en los sectores intermedios de un fenocristal de anortoclasa, g) fenocristal con núcleo de anortoclasa (An) y bordes de sanidina (Sa). Todas las fotomicrografías con nicols cruzados.



**Tabla 1.** Análisis químicos de óxidos mayoritarios y minoritarios expresados en % en peso, elementos traza y tierras raras en partes por millón (ppm). Se anexan las relaciones La/Nb, (Gd/Yb)<sub>N</sub>, Y/NbyEu/Eu\*.

Muestra	SiO[2]	Al[2]O[3]	Fe[2]O[3]	CaO	MgO	Na[2]O	K[2]O	Cr[2]O[3]	TiO[2]	MnO	P[2]O[5]	SrO	BaO	LOI 1000			
MCh4	58	18,8	6,32	1,86	0,34	6,84	5,55	<0,01	0,18	0,18	0,14	0,02	0,03	2,7			
MCh5	57,2	18,5	5,81	2,03	0,24	6,81	5,3	<0,01	0,16	0,17	0,14	0,02	0,03	2,6			
MCh10	57,1	19	5,86	1,57	0,22	7,35	5,52	<0,001	0,15	0,157	0,122	0,018	0,026	1,23			
MCh10b	55,8	18,6	5,76	1,57	0,26	7,12	5,73	<0,001	0,14	0,153	0,126	0,016	0,022	2,74			
MCh10-1	55,9	18,55	5,92	2,16	0,28	6,64	5,23	0,01	0,15	0,16	0,12	0,02	0,03	3,23			
MCh12	54,8	18,45	5,96	1,66	0,2	7,22	5,23	0,01	0,15	0,15	0,1	0,02	0,03	4,24			
MCh19	57	18,9	5,96	1,66	0,45	6,21	5,5	0,01	0,16	0,19	0,12	0,03	0,03	2,74			
Muestra	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd
MCh4	256	140,5	1,9	<10	0,83	5,81	3,27	1,54	28,4	6,16	14,8	1,04	78,7	0,45	4	113	49,3
MCh5	232	132,5	1,6	<10	0,9	5,59	2,66	1,63	28	5,69	14,8	0,98	75,8	0,41	3	108	47,4
MCh10	248	152,5	1,9	40	0,68	5,24	2,94	1,51	31	5,72	15	0,91	82,8	0,4	5	112	48,8
MCh10b	238	141	1,9	40	1,08	4,46	2,4	1,51	29,1	5,47	15,4	0,81	80,9	0,38	4	112	48,3
MCh10-1	235	158,5	0	20	1,1	6,26	3,17	1,48	36,1	6,56	15,6	1,13	83,4	0,41	0	171	50,5
MCh12	241	143,5	0	20	0,81	5,82	3,39	1,51	32,6	5,7	16,5	1,04	82,6	0,45	0	116	49,1
MCh19	256	146,5	0	30	0,9	5,28	2,72	1,45	33,9	5,42	15,6	0,99	81,4	0,41	0	116	50,2
Muestra	Pb	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr	
MCh4	15,1	64,2	8,17	9	192	8,5	0,93	11	<0,5	0,4	0,71	<5	4	30,6	3	762	
MCh5	14,4	63,6	7,22	8	178	7,9	0,93	10	<0,5	0,37	0,43	<5	5	27,2	2,76	725	
MCh10	14,4	73,6	8,09	6	163	8,1	0,87	8,7	<0,5	0,43	0,99	23	2	28,8	2,68	778	
MCh10b	14,4	77,1	8	6	153	7,6	0,82	11	<0,5	0,41	1,3	18	3	25,2	2,84	742	
MCh10-1	14,7	70,2	7,89	7	171	7,6	1,05	10	0	0,5	0,33	<5	2	31	2,75	739	
MCh12	14,2	70,8	7,36	6	144	7,4	0,92	12	0	0,53	2,19	8	2	31,4	3,11	770	
MCh19	14,4	76,6	7,48	6	206	7,5	0,92	8,2	0	0,45	0,35	7	1	26,2	2,8	687	
Muestra	La/Nb	(Gd/Yb)N	Y/Nb	Eu/Eu*													
MCh4	0,699	1,636	0,272	0,667													
MCh5	0,701	1,643	0,251	0,781													
MCh10	0,739	1,701	0,257	0,682													
MCh10b	0,725	1,535	0,226	0,701													
MCh10-1	0,489	1,901	0,181	0,632													
MCh12	0,715	1,46	0,271	0,716													
MCh19	0,704	1,542	0,226	0,700													

maclas irregulares, dentados. La anortoclasa exhibe una combinación de maclas de Carlsbad y en enrejado o parrilla con planos paralelos y continuos (figura 2d). Muchos fenocristales tienen aspecto inhomogéneo con extinción anómala en parches (figura 2e); otros están zonados con lamelas de exsolución de albita (micropertitas tipo "flame") en los sectores intermedios y bordes cribsos con tendencia al euhedralismo (figura 2f). Cabe destacar algunos cristales con núcleos de anortoclasa y bordes de sanidina (figura 2g). En proporción subordinada hay egirina y nefelina intersticiales y, entre los minerales accesorios, apatito y opacos.

**Geoquímica.** Se realizaron análisis químicos de roca total de siete muestras (Tabla 1) en los laboratorios ALS Chemex, Canadá, aplicando los métodos de ICP-MS y ICP-AES. El procesamiento de los datos fue realizado con el software IGPET 2014.

En el diagrama de clasificación TAS de Le Maître *et al.* (1989) en base anhidra, tres muestras se

proyectan en el campo de las fonolitas, dos se desplazan levemente al campo de las traquitas y las restantes se localizan en una posición transicional entre ambos campos (figura 3a). En el diagrama de Winchester y Floyd (1977), basado en elementos traza considerados inmóviles, las muestras se proyectan en su totalidad como fonolitas (figura 3b). El cálculo de la norma CIPW es ortosa-albita-anortita-nefelina-dióxido-olivino-magnetita-ilmenita-apatito normativos; la presencia de olivino y nefelina en la norma indica la naturaleza subsaturada (deficitaria en SiO<sub>2</sub>) del magma parental.

En el diagrama de tierras raras (REE: "rare earth elements"; Figura 3c) normalizado al condrito de Nakamura (1974), las muestras analizadas están enriquecidas en elementos de tierras raras livianas (LREE) (hasta 250 veces el valor del condrito) respecto de las tierras raras pesadas (HREE). Esta circunstancia determina una pendiente abrupta para las LREE que se horizontaliza con concentraciones homogéneas para las HREE. La relación

(Gd/Yb)<sub>N</sub> (Tabla 1) no presenta variación significativa lo que es coherente con el diseño casi horizontal. La relación Eu/Eu\* entre 0,63 y 0,78 señala una anomalía negativa leve de Eu (Figura 3c). Según Marsh (2010) y referencias allí citadas, las rocas fonolíticas altamente evolucionadas desarrollan sólo una modesta anomalía negativa de Eu, lo que podría reflejar diferencias en la estructura del fundido, fO<sub>2</sub>, presencia de complejos halogenados o fraccionamiento mineral. La anomalía observada en la traquifonolita podría reflejar sustitución de Ca por Eu, sugiriendo la retención de plagioclasa en la fuente.

En el diagrama multielementos normalizado al manto primitivo de Lyubetskaya y Korenaga (2007) se advierten marcadas anomalías negativas en Ba, Sr y U (figura 3d). El empobrecimiento en Ba y Sr probablemente sea resultado de su partición en los feldespatos alcalinos los cuales pudieron haber sido removidos por cristalización fraccionada (Griffiths y Gibson 1980 y referencias allí citadas). Los bajos valores de P se atribuyen al fraccionamiento de apatito en la fuente.

Las relaciones La/Nb son un índice de contaminación cortical de los magmas (Thompson *et al* 1984). Los OIB y los basaltos alcalinos continentales tienen valores <1, valores mayores indican grados variables de contaminación con material cortical. La Traquifonolita Monte Chumao tiene un valor promedio La/Nb de 0,6 que sugiere que la contaminación cortical habría sido poco significativa. Por su parte, las relaciones Y/Nb < 1,2 determinadas para esta litología podrían ser indicativas de un origen mantélico (Eby 1990). Es altamente probable que esta roca sea el resultado de procesos de diferenciación magmática que afectaron a un fundido máfico derivado de una fuente mantélica. La naturaleza y la importancia relativa de esos procesos es un tema aún bajo estudio.

Para la discriminación del ambiente tectónico de emplazamiento se utilizó el diagrama triangular de Cabanis y Lecolle (1989), que utiliza las concentraciones de La-Y-Nb (figura 3e). Todas las muestras se proyectan en el campo de los basaltos alcalinos de "rift" continental. El diagrama de discriminación geotectónica de Wood (1980) basado en los elementos inmóviles Th-Hf-Ta, que se aplica a lavas basálticas, silícicas e intermedias, corrobora el ambiente de intraplaca (figura 3f).

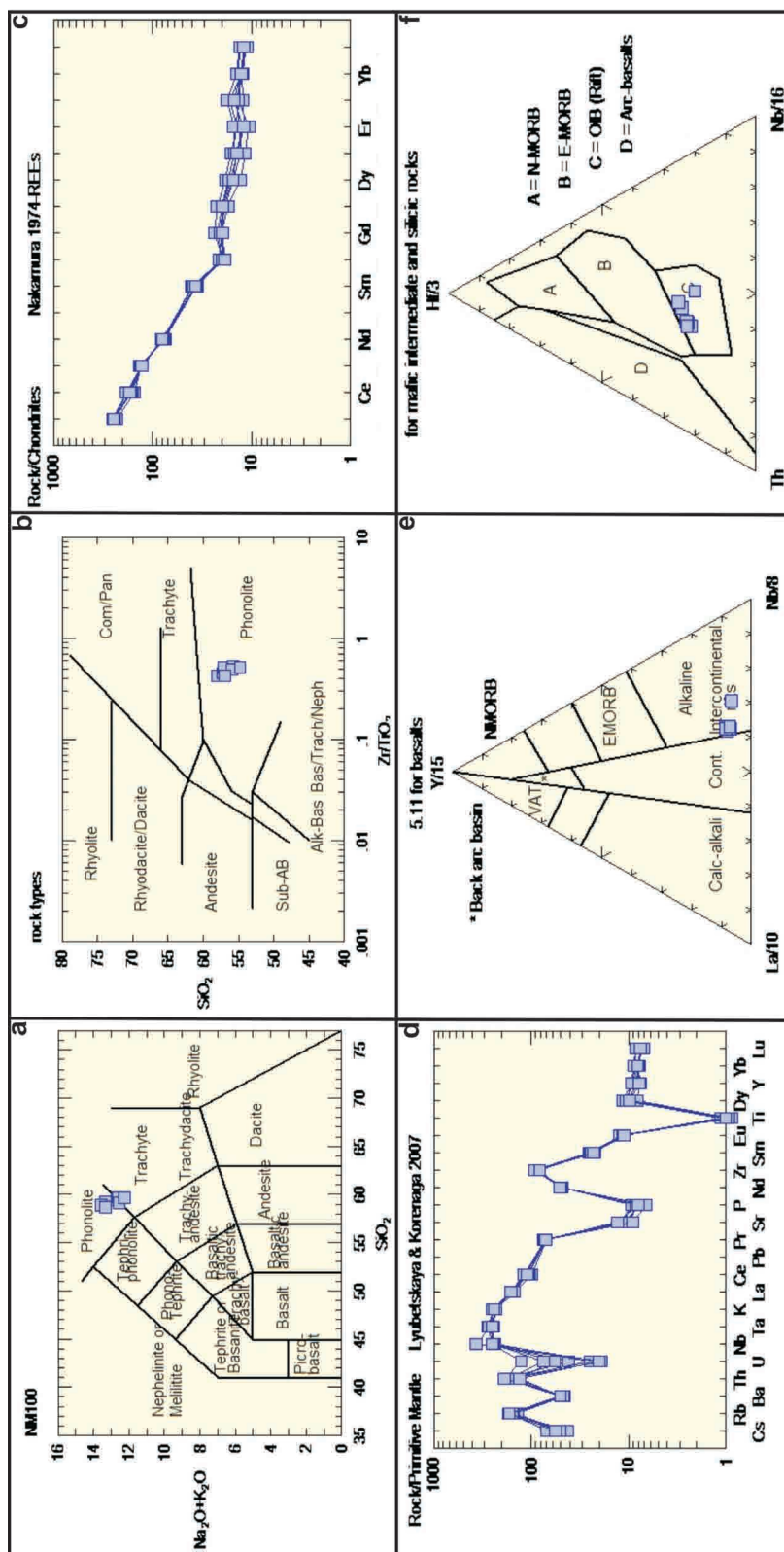
**Discusión y conclusiones.** El estudio petroológico-geoquímico realizado permitió ajustar la clasificación petrográfica de traquita peralcalina propuesta por Mirré (1976), y clasificar más adecuadamente a la roca que conforma el Monte Chumao como una traquifonolita. Esta se presenta como un cuerpo subvolcánico (lacolito) que intruye al basamento cristalino. Su sección basal está bien expuesta con contactos netos con las rocas encajonantes, en tanto la sección cuspidal y su coberte-

ra metamórfica han sido erosionadas. Posee textura porfírica y una mineralogía simple compuesta en forma dominante por feldespato alcalino (sanidina y anortoclasa), y cantidades subordinadas de piroxeno (egirina) y nefelina en una matriz de microlitos de feldespato con textura traquítica. La norma CIPW indica contenidos de hasta 14% de nefelina. Los fenocristales de sanidina tienen bordes cribosos y planos de maclas irregulares, dentados. Los fenocristales de anortoclasa tienen aspecto inhomogéneo, están zonados, presentan exsoluciones microperíticas y extinción anómala en parches. Algunos fenocristales tienen núcleos de anortoclasa y rebordes de sanidina. Estas texturas complejas pueden deberse a diversas causas (Maro y Remesal 2012 y referencias allí citadas), como contaminación del magma con rocas de la corteza, lo que es poco probable dado que el estudio geoquímico sugiere que la asimilación de material cortical no fue significativa. Otro mecanismo pudo ser la mezcla entre fundidos de distinta temperatura y composición, sin embargo no se han encontrado evidencias de dominios de diferente mineralogía y textura, como enclaves o bandeamientos macro o microscópicos que cabría esperar de haberse producido la mezcla de magmas con composiciones contrastantes. También es factible la mezcla térmica en un sistema cerrado en el que magmas más calientes emplazados en la base de la cámara magmática transferirían calor al magma hospedante generando convección y mezcla. Este aumento de la temperatura podría causar más de un evento de disolución y cristalización de un mismo cristal por la variación de las condiciones térmicas al moverse éste dentro de la cámara magmática. Finalmente, la rápida descompresión del magma durante su ascenso es también capaz de generar la reabsorción en cristales de feldespato. Aunque no puede descartarse la concomitancia de todos los procesos descriptos, este último argumento se ajustaría mejor a las observaciones realizadas.

Al comparar el quimismo de fonolitas y traquifonolitas a nivel mundial, todas tienen patrones similares de abundancia de elementos traza cuando se normalizan a composiciones máficas presumiblemente parentales, independientemente de los procesos petrogenéticos que les dieron origen (fusión, cristalización fraccionada, asimilación, etc) (Marsh 2010 y referencias allí citadas). Estos patrones, tal como sucede con la Traquifonolita Monte Chumao, muestran pronunciados enriquecimientos en Rb, Th, Zr y empobrecimientos notorios en Ti y P, lo que indicaría que la cristalización fraccionada podría haber sido el proceso dominante por el cual evolucionaron a partir de magmas máficos de composición alcalina derivados de una fuente mantélica.

En los diagramas de REE normalizados al condrito la traquifonolita está enriquecida en LREE y tienen una concentración más baja y lineal de HREE. La leve anomalía negativa de Europio, sugie-





**Figura 3:** a) Diagrama de clasificación química de Le Maitre et al. (1989). El gráfico está normalizado en base anhidra, b) diagrama de clasificación química de  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Zr/Ti}$  (Winchester y Floyd 1977), c) diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974), d) diagrama multielemental normalizado al manto primitivo de Lyubetskaya y Korenaga (2007), e) diagrama triangular de Cabanis y Lecolle (1989), f) diagrama de discriminación tectónica Th-Hf-Nb (Wood 1980).

re la remoción (retención) de plagioclasa en la fuente, y es un buen indicador de que el líquido estuvo en equilibrio con la plagioclasa, ahora ausente. Un fenómeno similar al anterior explicaría la anomalía negativa en Sr evidenciada en los diagramas multielementos, así como la anomalía negativa en Ba que probablemente sea resultado de su partición en los feldespatos alcalinos. La impronta geoquímica y el ambiente tectónico de emplazamiento de intraplaca continental ("rift"), permiten correlacionar a esta litología con las demás manifestaciones volcánicas reconocidas en la Sierra de Valle Fértil (Mirré 1976, Castro de Machuca *et al.* 2015), y vincularla al magmatismo alcalino asociado al evento extensional triásico que afectó las Sierras Pampeanas Occidentales.

**Agradecimientos.** Este trabajo fue subsidiado por el proyecto PIP 00294-CONICET.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Baldo, E., Murra, J., Casquet, C., Galindo, C. y Saavedra, J. 1999. El gabro coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina: condiciones P-T de la etapa coronítica. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 22-A: 17-18.
- Cabanis, B., y Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* 309: 2023-2029.
- Castro de Machuca, B.; López, M.G., Morata, D., Conte-Grand, A. y Pontoriero, S. 2015. La Aguadita Trachyte: new exponent of triassic alkaline magmatism in Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, NW Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (4): 551-562.
- Eby, G. N. 1990. The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Gómez, R. 2015. Caracterización geológica-petroológica de la Fonolita Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. FCFN-Universidad Nacional de San Juan. Inédito.
- Griffiths, P. S. y Gibson, I. L. 1980. The geology and petrology of the Hannington Trachyphonolite formation, Kenya Rift Valley. *Lithos* 13: 43-53.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. y B. Zanettin. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.
- López-Gamundi, O., Espejo, I., Conaghan, P., Powell, C. y Veevers, J. 1994. Southern South America. En: Veevers, J. y Powell, C. (Ed.), *Permian-Triassic basins and fold belts along the Panthalassan margin of Gondwana*. Geological Society of America Memoir 184: 281-329.
- López M. G, Castro de Machuca B., Gómez R. y Palacio Balderramo G. 2015. The Usno Basalt (Ladinian): a contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados. *Boletim de Resumos*: 51, Universidad de São Paulo, Brasil.
- Lyubetskaya, T. y Korenaga, J. 2007. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance, 1, Method and results. *Journal of Geophysical Research* 112, B03211.
- Maro, G. y Remesal, M. 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Sierra de Somún Curá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 142-151.
- Marsh, J.S. 2010. The geochemistry and evolution of Palaeogene phonolites, central Namibia. *Lithos* 117: 149-160.
- Mirré, J.C. 1976. Descripción Geológica de la hoja 19e-Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Secretaría de Estado de Minería, Boletín N° 147, 1-70, Buenos Aires.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Ramos, V.A. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. *Geological Society of America Special Papers* 265: 79-92.
- Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, V: 377-391. Buenos Aires.
- Roeske, S.M., Mc Clelland, W.C., Cain IV, J.C., Mulcahy, S.R., Vujovich, G.I. e Iriondo, A. 2005. Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga (Eds), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Abstracts: 315. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273: 752-757.

- Thompson, R. N, Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transaction Royal Society of London. A310: 549-590.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology 20: 325-343.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 42: 77-97.
- Zapata, T. y Allmendinger, R. 1996. Textural Front Zone of Precordillera, Argentina: A thick-skinned Triangular Zone. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 80: 359-381.

## RELACIONES DE TEXTURAS MACROSCÓPICAS CON EL CONTENIDO DE AU-AG EN SONDAJES DEL PROYECTO ARROYO VERDE, MACIZO NORDPATAGÓNICO

**Pavón Pivetta Cecilia<sup>1,2</sup>; Garrido Mirta M.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur.

<sup>2</sup> Ingeosur-CONICET. cecilia.pavon@uns.edu.ar; mgarrido@criba.edu.ar

**Resumen.** Las relaciones entre las texturas macroscópicas y los contenidos anómalos de Au-Ag se presentan en gráficos donde se compara el tipo de roca, texturas de los minerales de ganga y los análisis químicos. En los sondeos pueden diferenciarse macroscópicamente dos zonas que se correlacionan con las mineralización de Au-Ag. La Zona 1 presenta anomalías relacionadas a texturas de relleno de espacios abiertos como costriformes, coloformes y masivas. La Zona 2 tiene anomalías relacionadas a clastos de veta brechados, con las texturas mencionadas, que se encuentran cementados con sílice negra rica en sulfuros.

**Palabras clave.** Arroyo Verde, texturas macroscópicas, contenido de Au-Ag, baja sulfuración.

**Abstract.** "Macroscopic textures related to Au-Ag content in drill holes of the Arroyo Verde Project, Northpatagonian Massif". The relationship between macroscopic textures and the anomalous Au-Ag content are described here, using a graphic representation to compare rock types, gangue mineral textures and chemical analysis. Macroscopically in drill holes, there are two distinctive zones that correlate with Au-Ag mineralization. Zone 1 has Au-Ag anomalies related to open space filling with crustiform, colloform and massive textures. Zone 2 Au-Ag anomalies are related to the breccia vein clasts with the described textures, cemented with sulphide bearing black silica.

**Keywords.** Arroyo Verde, macroscopic textures, Au-Ag content, low sulphidation.

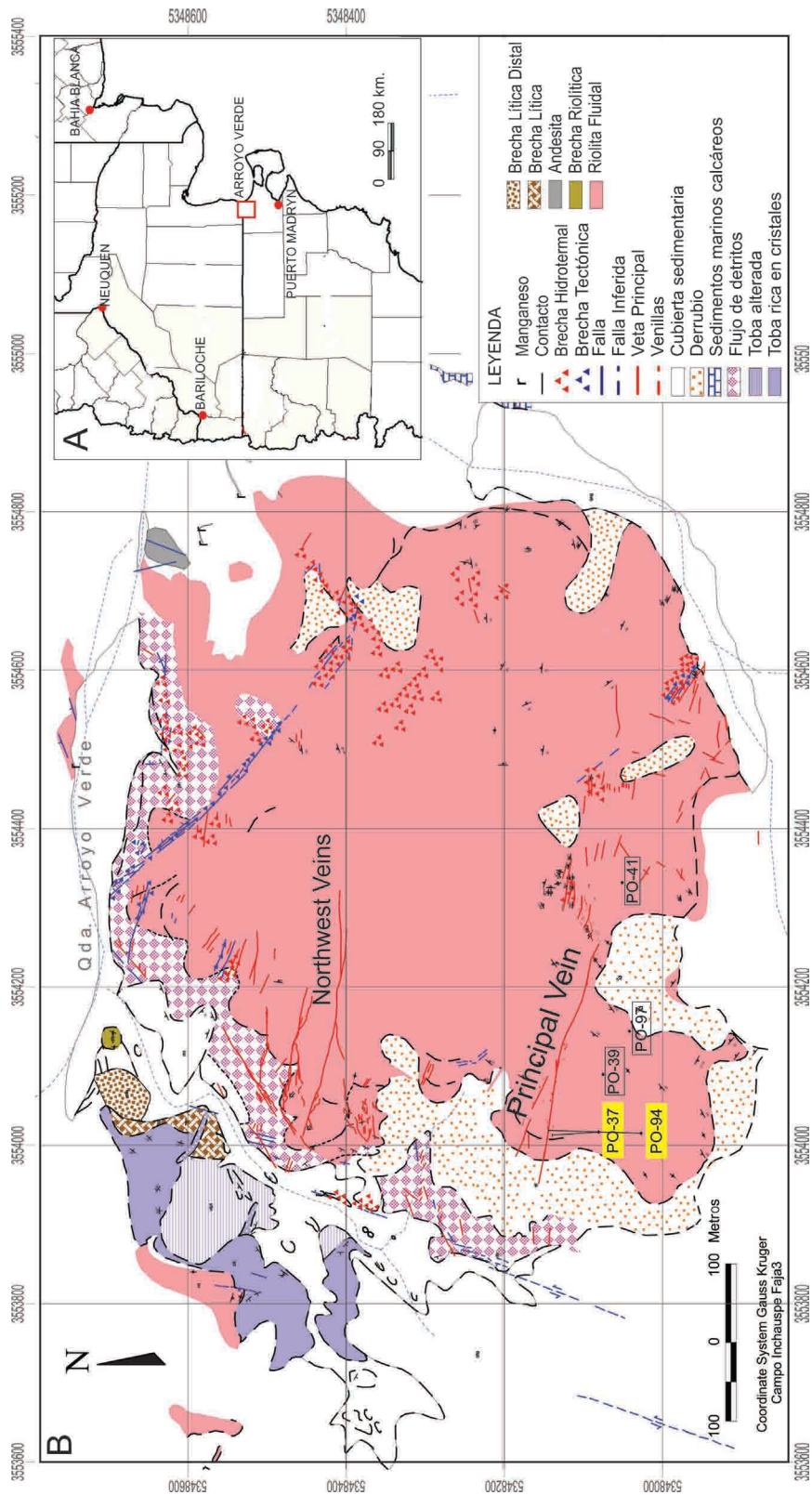
**Introducción.** El proyecto Arroyo Verde se ubica en la zona centro oriental del Macizo Nordpatagónico, en el límite las provincias de Río Negro y Chubut (Figura 1A) con coordenadas 65°25'O; 41°57'37.27"S / 65°16'O; 41°57'41.91"S y 65°27'O; 42°06' S / 65°16'O; 42°06' S. El mismo está interpretado por Massaferro *et al.* (2000) como un depósito de tipo epitermal de baja sulfuración comprendido por un enjambre de vetas y venillas de diversos espesores. Estas vetas se emplazan dentro de un domo riolítico perteneciente al Complejo volcánico Marifil (Cortés, 1981) de edad jurásica tem-

prana. La veta "Principal Vein" se ubica en el sector central del Proyecto (Figura 1B) y se destaca por sus texturas y contenido de metales preciosos. Esta veta está cortada por los sondeos PO-37 y PO-94 (figura 1B) que son el objeto de estudio de este trabajo y permiten relacionar las texturas macroscópicas con el contenido de metales preciosos a lo largo de los mismos.

**Marco Geológico.** El basamento del área está constituido por rocas metamórficas de bajo grado de la Formación El Jagüelito (Ramos, 1975) la cual contiene braquiópodos inarticulados de edad cambro-ordovícica (Braitisch, 1965). Fue ubicada en el Cámbrico-Tremadociano a partir de trazas fósiles por González *et al.* (2002). Por encima del basamento metamórfico, se reconoce en cercanías de la zona de proyecto Arroyo Verde, la Brecha Salina Chica, de edad anterior al Triásico Superior (Cortés, 1981). Este autor la describe como una brecha de probable origen piroclástico, muy fracturada y alterada. Por encima de estas brechas, en la zona del proyecto, se reconocen el conjunto de lavas, piroclastitas y rocas subvolcánicas denominadas Formación Marifil por Malvicini y Llambías (1974). Cortés (1981) redefinió la formación, llevándola a la categoría de complejo, diferenciando tres unidades, la Formación Puesto Piris en la base, la Formación Aguada del Bagual con pórfiros riolíticos que intruyen a la anterior y finalmente la Formación La Porfía, en la que distinguió tres miembros: uno inferior, con areniscas, tufitas arenosas en estratos delgados, de hasta 40 m de potencia y aglomerados volcánicos; el miembro medio, con tobas y tufitas de hasta 100 m y por último ignimbritas riolíticas que forman el miembro superior. Márquez *et al.* (2010) describen las facies volcánicas pertenecientes al Complejo Marifil que afloran en la localidad de Arroyo Verde donde diferenciaron facies de ignimbritas riolíticas, brechas piroclásticas, domos y domos vítreos traquíticos y diques riolíticos.

**Geología del Proyecto.** En sondeos se reconocieron dos unidades principales. Una primera unidad fue reconocida en el sondeo PO-94 a los 231.5 m de profundidad y en el PO-93 a 196.2 m. La base no fue cortada por el sondeo. Se inicia la secuencia con una brecha monomítica, clasto soportada, compuesta solo por grandes bloques de basamento. Hacia el centro de la unidad la brecha se describe como polimítica, con clastos de basamento de menor tamaño y clastos de riolita angular. Hacia el techo de la unidad la brecha pasa a ser matriz soportada, los clastos de basamento se hacen escasos y de tamaño menor a 3cm, observándose un incremento en la proporción de los clastos de riolita masivas, angulares a subredondeados. La matriz de la brecha se encuentra alterada pervasivamente a arcillas, al igual que los clastos de basamento, mientras que los clastos de



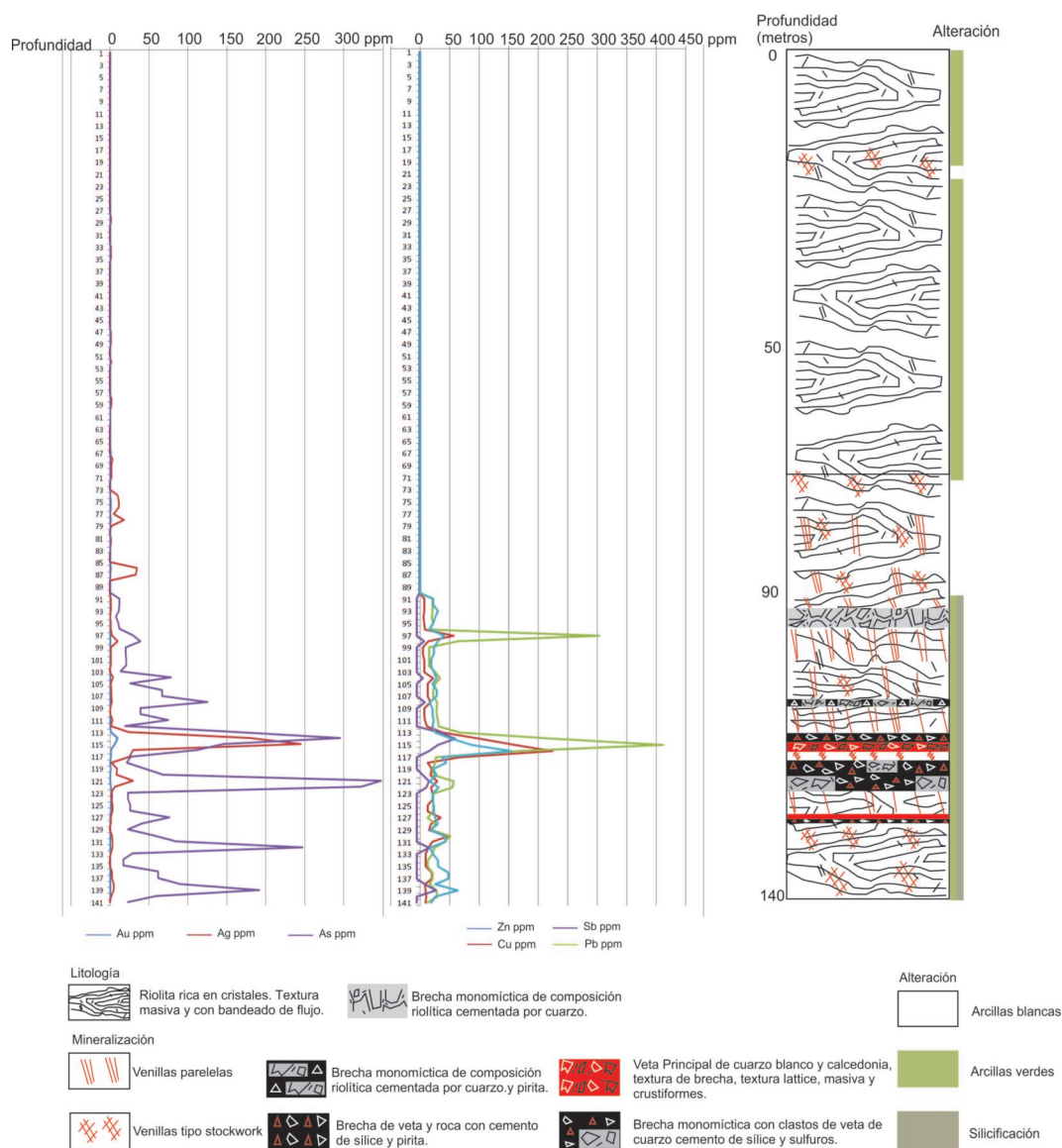


composición riolítica se hallan parcialmente silicificados. Esta unidad no presenta venillas de cuarzo ni valores anómalos de metales u otro elemento de interés. Podría asignarse esta unidad a la Brecha la Salina descripta por Cortes (1981).

Las segunda unidad se dispone en discordancia sobre la anterior. Está compuesta por un flujo riolítico que se presenta en parte masivo y en parte con bandeado de flujo, con fenocristales de cuarzo de pequeño tamaño y fenocristales de feldspatos completamente alterados a arcillas. La morfología de este cuerpo se corresponde con las

facies dómicas de del Complejo Marifil descritas por Márquez *et al.* (2010). La extensión del cuerpo es de 900 m en sentido este oeste y 800 m en sentido norte sur, siendo su espesor aproximado en la zona de sondajes de 200 m. En los sondajes se pudieron observar dentro de la facies dómica, zonas de brecha monomítica localizadas hacia el techo de la unidad, lo cual indica probables bordes de enfriamiento durante el emplazamiento. Esta unidad es la portadora de la mineralización.

En la zona del proyecto Arroyo Verde se han perforado varias vetas y venillas de interés, sien-



**Figura 2.** Perfil del sondaje PO-37 con valores de Au, Ag, As, Cu, Pb, Sb y Zn, litología, tipo de mineralización y alteración.

do la estructura "Principal Vein" la de mejor desarrollo. Esta estructura se ubica al sudoeste, dentro de la facies dómica, con una orientación noroeste-sudeste, con un buzamiento de ~80° al sur-sudoeste y espesores que varían en rumbo desde 1 hasta 8 metros.

**Metodología.** En la zona de la "Principal Vein" se describieron la litología, estructuras de vetas y venillas y las texturas de los minerales de ganga a lo largo de los afloramientos y sondajes. El estudio de las texturas macroscópicas fue realizado mediante lupa de mano en campo y lupa binocular en laboratorio.

Los métodos de perforación en el sondaje PO-37 son de aire reverso hasta los 90m y de diamantina hasta 141m, mientras que para PO-94 el método de aire reverso llega hasta los 200m de profundidad y desde allí hasta 243,6m es de diamantina. Ambos sondajes tienen rumbo sur-norte, PO-37 presenta un buzamiento de 65° y PO-94 de 70°. Intersectan la "Principal Vein" a una distancia vertical desde superficie de 105m y 185m respectivamente. Las muestras para análisis químicos se realizaron en intervalos variables de muestreo entre 3 y 1 m. Los análisis pertenecen al Geólogo Rubén Davicino, gerente de exploración de la empresa Portal Resources Limited y dueño del proyecto Arroyo Verde. Los mismos fueron realizados en el laboratorio Alex Stewart Argentina SA a pedido de la empresa Portal Resources Limited en 2008. Las determinaciones de los análisis fueron pedidas para Au por ensayo al fuego (código Au4-50) y un escaneo ICP de 39 elementos (Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Ti, Tl, V, W, Y, Zn y Zr. Código ICP-AR-39). Las muestras que dan un resultado con contenido económico de los elementos por encima del límite de detección fueron analizados nuevamente usando otro procedimiento.

Para visualizar de manera gráfica la relación entre las texturas descriptas y los valores de metales de los sondajes, se realizaron los perfiles de los sondajes PO-37 (figura 2) y PO-94 (figura 3) y se agregaron lateralmente los valores de los análisis químicos a escala, considerando anómalos a los valores mayores a 1 ppm en el caso del Au y mayores a 60 ppm en el caso de la Ag.

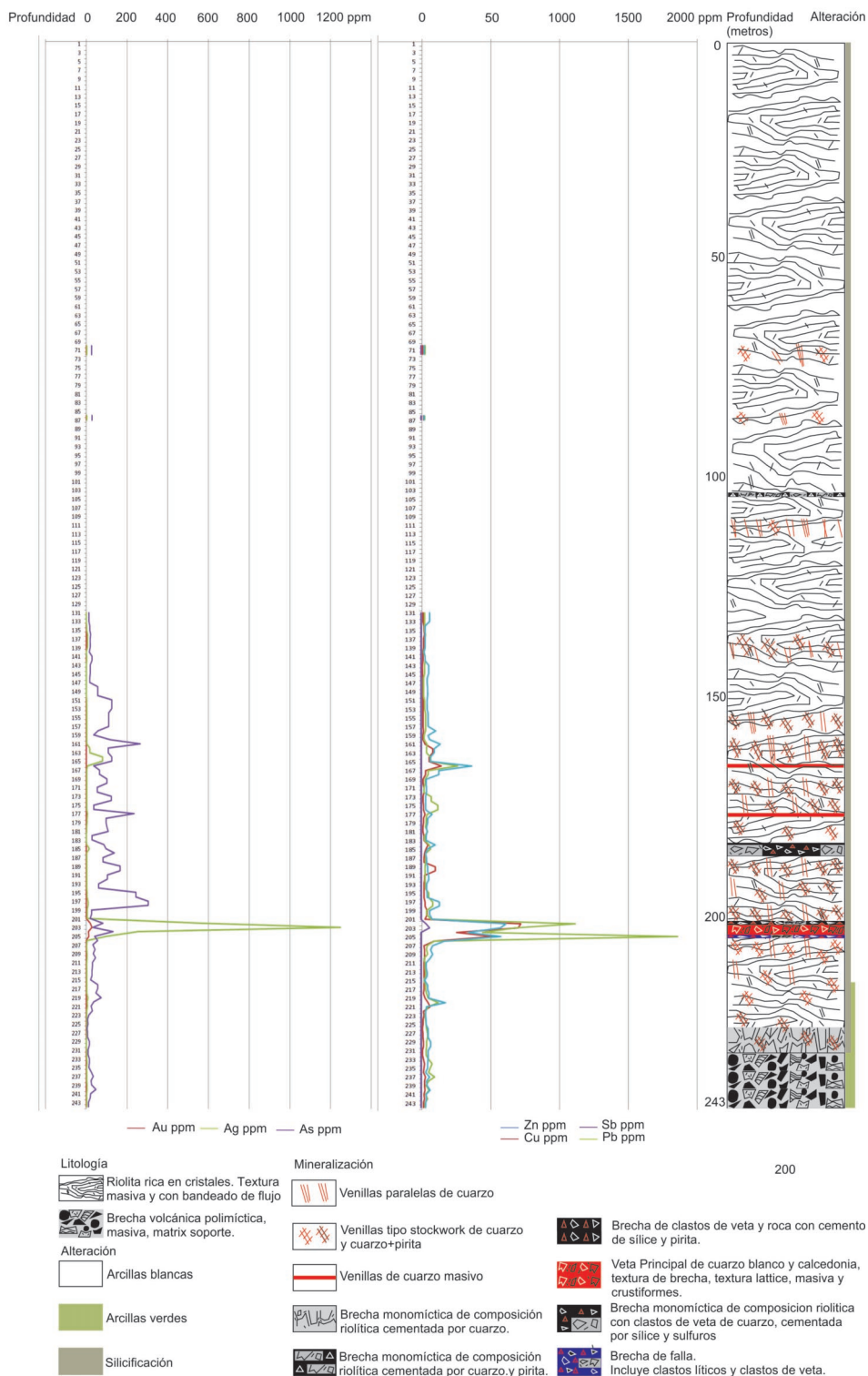
**Resultados.** En superficie la veta presenta tres zonas principales. En el centro de la veta, se describe la zona 1 con texturas de relleno de espacios abiertos: costriformes, coloformes de bandas de calcedonia blanca intercaladas con bandas de cuarzo transparente y de sílice negra, texturas en peine y masivas. La Zona 2 corta la zona 1 en su parte central (figura 4A) y también se la encuentra hacia el techo. Está compuesta por una brecha de clastos de vetas, angulares a subangu-

lares con texturas bandeadas de 2-5 cm de espesor y se encuentra cementada por sílice negra con sulfuros finos diseminados. La Zona 3 está compuesta por brechas hidrotermales de clastos de veta de cuarzo masivo en un cemento tipo jasperiode que se ubica hacia el techo de la estructura definida por las Zonas 1 y 2. Massaferró *et al.* 2000, han reconocido en superficie al menos 23 pulsos diferentes en la formación de la veta.

En los sondajes se separan macroscópicamente dos zonas (figura 4B). La primera zona está formada por una veta de color blanquecino con textura de brecha. Los clastos son de riolita fluidal con venillas de cuarzo transparente. El cemento de la brecha está conformado por un pulso de cuarzo tipo lechoso, blanquecino con escasos sulfuros, principalmente pirita y sulfuros negros de tamaño muy pequeño. Las texturas de este pulso son bandeadas, costriforme, masiva y lattice bladed reemplazada por sílice. El segundo pulso del cemento es de cuarzo transparente con una pequeña proporción de amatista. En el sondaje PO-94, que intercepta la veta a mayor profundidad, se reconoce un abundante porcentaje de amatista en la conformación de las bandas de la veta principal.

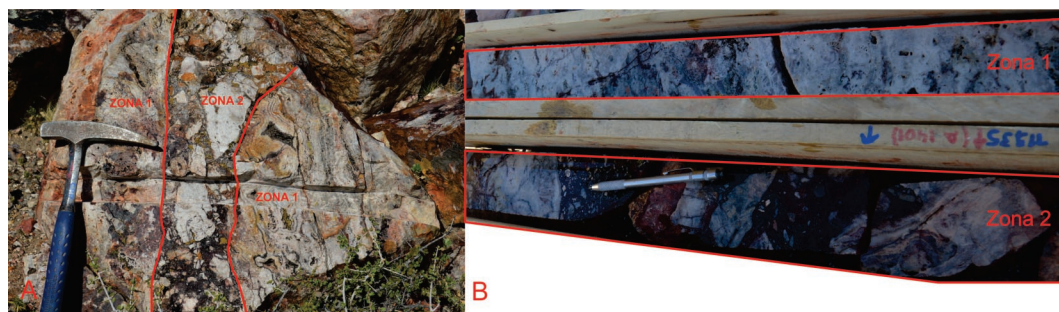
La segunda zona se emplaza en contacto neto irregular entre la roca de caja y el techo de la primera zona. En el sondaje PO-37, la zona 2 está compuesta por clastos veta de la primera zona y una escasa proporción de clastos de riolita, con distribución caótica. Los clastos de veta presentan textura bandeada de sílice (calcedonia?), adularia y cuarzo. El cemento es de sílice masiva negra con abundante proporción de sulfuros finos. En el sondaje PO-94 la zona 2 está representada por una brecha de clastos de veta de texturas lattice bladed y masivas, con cemento de cuarzo cristalino con escaso porcentaje de sulfuros.

**Discusión.** La relación entre los valores anómalos de Au y Ag con las diferentes zonas se muestran en las Figuras 3 y 4. Se observa una diferencia importante entre las texturas y concentraciones de elementos de interés económico. En el sondaje PO-37 los valores elevados de Au (9.83 y 6.05 ppm) se correlacionan con las anomalías de arsénico y antimonio. Las texturas asociadas a estas anomalías son las que se separaron como Zona 2, reconociéndose clastos de veta con textura de relleno, cementados principalmente por sílice negra masiva y con abundantes sulfuros finos. Los valores de Ag se relacionan estrechamente con el plomo, mientras que el cobre y zinc se relacionan linealmente entre sí. Se asocian a estos las texturas bandeadas de cuarzo lechoso en el cemento de la brecha junto a sulfuros negros diseminados de la Zona 1. En el caso del sondaje PO-94, el Au es anómalo en las dos zonas de veta reconocidas macroscópicamente, con valores entre 29.47 y 12.04 ppm. En este sondaje el Au correla-



**Figura 3.** Perfil del sondaje PO-94 con valores de Au, Ag, As, Cu, Pb, Sb y Zn, litología, alteración y tipo de mineralización.





**Figura 4.** A) Separación macroscópica de las dos Zonas de la estructura «Principal Vein» en superficie. B) Separación macroscópica de la veta en el sondaje PO-37.

ción con la Ag y el antimonio, pero no correlaciona linealmente con el arsénico. Las texturas asociadas son también las Zona 2 y parte de la Zona 1, sobresaliendo texturas bandeadas, en escarpela y coloforme. Una diferencia notable es que en el sondaje PO-94, la plata aumenta considerablemente entre 202 y 203 m, mientras que Pb, Zn y Cu muestran una caída en ese metro muestreado. El valor de Pb se incrementa notablemente en la zona de brecha de falla, con un leve incremento de Zn y Cu.

**Conclusión.** En base a la comparación establecida se podría asumir que la mineralización de la «Principal Vein» presenta una variación textural y mineralógica en sentido vertical marcada, principalmente por la presencia de brechas con abundante cemento de sílice negra masiva en la zona superior que decrece en profundidad a medida que aparece mayor cantidad de amatista cristalina con texturas en peine y cuarzo masivo transparente.

Puede establecerse que el cemento masivo de sílice y sulfuros presente en la Zona 2, sería el portador de las anomalías de Au y Ag en el caso del sondaje PO-37. En cambio para el sondaje PO-94, las anomalías de Au y Ag son mayores y se hallarían asociadas tanto al cemento de la brecha de la Zona 2 como a las texturas de relleno de la Zona 1 de la veta. Esto permite inferir que hay dos pulsos portadores de mineralización de Au-Ag para esta veta.

**Agradecimientos.** Al Geólogo Rubén Davicino por confiarnos los datos de los sondajes y superficie de la Empresa Portal Resources Limited. Al Lic. Renzo Bonuccelli y a la Lic. Violeta González por ayudarnos en lo relacionado a la campaña. A Elsa y Héctor, dueños de El Empalme.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Braitisch, O. 1965. Das palaozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichem Andesvordland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714.
- Cortés, J.M. 1981. El substrato pre cretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 36 (3): 217-235.
- González, P., Poiré, P. y Varela, R. 2002. Hallazgo de trazas fósiles en la Formación El Jagüelito y su relación con la edad de las metasedimentitas, Macizo Nordpatagónico Oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (1): 35-44.
- Malvicini, L. y Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Villa Carlos Paz.
- Massaferro, G.I. y Haller, M. J. 2000. Textura de las vetas epitermales del Macizo Norpatagónico. V Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 312-319, La Plata.
- Márquez, M., Massaferro, G. y Fernández, M. 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 314-324.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285.

## FOSILDIAGÉNESIS EN AMONOIDEOS COMO HERRAMIENTA EN EL ESTUDIO DE LA MIGRACIÓN DE HIDROCARBUROS, FORMACIÓN LOS MOLLES, NEUQUÉN

Rainoldi, Ana L.<sup>1,2</sup>; Fortunatti, Natalia<sup>2</sup>; Alvarez, Sofia<sup>2</sup>; Cesaretti, Nora N.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos. CONICET.

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, Argentina.

**Abstract.** Ammonites from the Los Molles Formation (Jurassic) at Chacay Melehue section (Neuquén, Argentina) were analyzed. Characteristic mineralogy and mineral textures, related to mineralizing fluids and hydrocarbons, were recorded during fossilization. Also, ammonites show shape variations, recording unbroken and brecciated forms. Mineralogical, textural and structural features are the consequence of variable pressures in the system during burial and differential behavior of ammonites against pressure system changes.

**Key words.** Fossilization, Los Molles Fm., ammonites, breccia, hydrocarbons.

**Palabras claves.** Fosilización, Fm. Los Molles, amonoides, brecha, hidrocarburos.

La Cuenca Neuquina constituye una de las principales cuencas hidrocarburíferas del país y cuenta con al menos tres rocas madres de hidrocarburos comprobadas (formaciones Los Molles, Vaca Muerta y Agrio), objeto de interés durante los últimos años como reservorios no convencionales tipo *shale oil* y *shale gas*. La localidad tipo de la Fm. Los Molles (Jurásico), Chacay Melehue (Guliano y Gutierrez Pleimling, 1995), es conocida por la diversidad y abundancia de su registro fosilífero, incluyendo amonoides. Estudios previos en fosilización en el área fueron realizados por Pera Vallejos y Cesaretti (2013, entre otros) con énfasis en las inclusiones fluidas de los minerales cementantes. En esta contribución se presentan nuevos datos mediante el análisis mineralógico y textural en amonoides, con el fin de conocer la evolución de los fluidos asociados a la generación y migración de hidrocarburos.

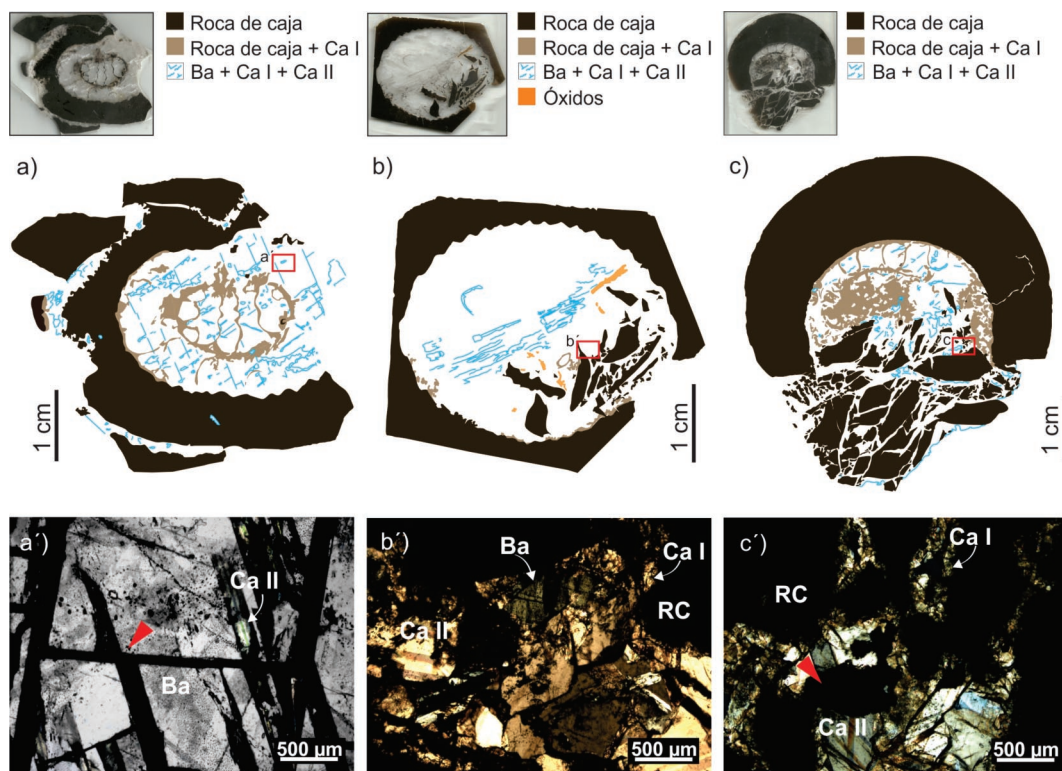
Los amonoides fosilizados (figura. 1a-c) se localizan dentro de sucesivos niveles que conforman la secuencia relevada. Los amonoides brechados se encuentran en las zonas aledañas a estructuras de fallamiento menores y los amonoides enteros en zonas sin disturbación tectónica. En ambos casos se identifica la misma secuencia paragenética, calcita I-baritina-calcita II, observándose características distintivas superpuestas a estos minerales. Calcita I es de grano muy fino, se

presenta turbia y en contacto con el organismo fosilizado. La turbidez de la calcita se debe a inclusiones microscópicas del cuerpo del organismo y a pirita, también presente en restos del amonoideo.

Baritina se observa como relleno poikilotópico del amonoideo, presenta abundantes inclusiones fluidas acuosas y orgánicas tanto primarias como secundarias; las inclusiones fluidas orgánicas emiten fluorescencia color celeste blanquecina (hidrocarburos livianos) bajo luz ultravioleta (UV). En el amonoideo que se preserva entero (Figura. 1a), la baritina presenta planos de macla rellenos con calcita II (Figura. 1a') y con impregnaciones de bitumen. La baritina está fracturada y sólo en ocasiones se observan micrométricos desplazamientos de los planos de macla (Figura. 1a'). En el amonoideo brechado (Figura. 1b-c), la baritina incluye fragmentos del organismo. En algunos casos se observan óxidos de hierro que reemplazan parcialmente a los fragmentos del organismo (Figura. 1b) o rellenan planos de macla en baritina.

Calcita II es de grano grueso, límpida, presenta inclusiones fluidas orgánicas que emiten fluorescencia color celeste blanquecino (hidrocarburos livianos) bajo luz UV. En el amonoideo entero calcita II es escasa, se encuentra solo en posición periférica en el contacto con calcita I y baritina. En el amonoideo brechado calcita II es muy abundante, cementa zonas brechadas e incluye tanto fragmentos del organismo como fragmentos de la baritina previa y presenta maclado polisintético (Figura. 1b'). Durante la diagénesis temprana se habría iniciado la degradación del organismo, precipitación de pirita y de calcita I en contacto con la roca de caja incorporando inclusiones de la misma como así también de pirita. La primera manifestación de hidrocarburos en el sistema está registrada en la precipitación de baritina, la cual presenta abundantes inclusiones fluidas con hidrocarburos livianos. Temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas acuosas en baritina obtenidas por Pera Vallejos y Cesaretti (2013) dan valores entre 120° y 150°C que coinciden con la ventana de generación de hidrocarburos líquidos ± gas húmedo. La materia orgánica tanto de la caja hospedante como del amonoideo pudieron generar estos hidrocarburos incrementando la presión de fluidos dentro y fuera del organismo. En algunos casos los amonoides no fueron fracturados y la baritina relleno el espacio interno del organismo. En otros casos, los amonoides se comportaron de manera frágil fracturándose y los fragmentos generados quedaron inmersos en la baritina poikilotópica.

Un segundo pulso de hidrocarburos queda registrado en la precipitación de calcita II, la cual presenta inclusiones fluidas de hidrocarburos livianos, también presentes en las inclusiones fluidas secundarias de la baritina. Este segundo pulso de migración de hidrocarburos produjo un nuevo incremento en la presión de los fluidos. En los amonoides



**Figura 1.** a) Amonoideo entero (no brechado), a') baritina fracturada con plano de macla relleno por calcita II; la flecha roja señala el desplazamiento micrométrico de la fractura y del plano de macla. b) Amonoideo semi-brechado, b') brecha con fragmentos de amonoideo y baritina. c) Amonoideo brechado, c') calcita I en contacto con roca de caja pero no con los fragmentos producidos durante la segunda fracturación (flecha roja); calcita II cementa el segundo evento de brechamiento.

enteros la calcita II precipitó en contacto con la calcita I y baritina, zona de debilidad preexistente que favoreció la migración de los fluidos. En este caso la presión fue sensiblemente menor pudiendo ser absorbida por el maclado de la baritina y por la fracturación de la misma; los planos de macla, actuaron como zonas favorables para el ingreso de los fluidos que precipitaron calcita II (figura. 1b') e impregnaron con bitumen. En los amonoideos brechados se generó un nuevo pulso de fracturación que incrementó el volumen del amonoideo y precipitó abundante calcita II con textura clasto flotante que incluyó a nuevos fragmentos del organismo (que no se encuentran en contacto con calcita I; figura. 1c'), como así también fragmentos de baritina previa (figura. 1b'). En los amonoideos previamente brechados, la presión actuó con mayor intensidad dando lugar a un nuevo brechamiento (textura brecha en brecha) y a la precipitación de calcita II maclada. Posteriormente durante la exhumación, se produjo la oxidación de pirita a óxidos de hierro que reemplazaron a los clastos y que migraron a través de planos de macla, zonas de debilidad favorables para la migración de fluidos.

Se interpreta una evolución diagenética diferencial donde los fluidos mineralizantes y orgánicos, registran durante la fosilización del organismo aumento de presión asociado a la compresión. Los amonoideos enteros, ubicados en zonas periféricas a las fallas, se comportaron como un cuerpo concrecionario no rígido (Seilacher, 2001) absorbiendo la deformación a través de planos de macla y microfracturas, en un estado de presiones en "equilibrio". Los amonoideos brechados ubicados en cercanías a las zonas de falla, registran estado de sobrepresión a través de la rotura de los organismos en distintos pulsos, evidenciado en la textura brecha en brecha, vinculado a un proceso multiépico.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Guliano, C. y Gutierrez Pleimling, A. 1995 The Jurassic of the Neuquén Basin. Field guide a) Neuquén Province. 4<sup>th</sup> International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, 111 p, Bs. As.

- Pera Vallejos, G. y Cesaretti, N. N. 2013. Inclusiones fluidas formadas durante la fosildiagenesis de amonoideos. Fm. Los Molles, Jurásico, Cuenca Neuquina. XI MINMET. Actas: 103-108, San Juan.
- Seilacher, A. 2001. Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. *Sedimentary Geology* 143, 41-57.



# LOW-CA PYROXENE REACTION CORONAES IN THE BASALTS OF ALTA SIERRA DE SOMÚN CURA VOLCANIC COMPLEX. NORTH PATAGONIA

Remesal, M. B.<sup>1,2\*</sup>; Cerredo, M.E.<sup>2</sup> Cordenons, P. D.<sup>1,2</sup> and Salani, F. M.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

<sup>2</sup> IGEB-CONICET-FCEN, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

\* Autor para correspondencia. Departamento de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Int. Güiraldes 2160 (C1428EGA), Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.  
E-mails: remesal@gl.fcen.uba.ar (M. B. Remesal).  
cerredo@gl.fcen.uba.ar (M. E. Cerredo).  
padacorde@gl.fcen.uba.ar (P. D. Cordenons).  
flaviamsalani@gmail.com (F. M. Salani).

**Abstract.** Low-calcium pyroxene occurs in the basaltic rocks of the Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex belonging to different chemical and petrographical groups. Textural and composi-

tional variations of the pyroxene are described, along with the development of reaction rims and coronaes. The several typologies of low-Ca pyroxene are evaluated as tools for the petrological evolution of the host rocks.

**Keywords.** Low-calcium pyroxene, reaction zones, volcanism, Alta Sierra de Somún Curá, Miocene, North Patagonia.

**Resumen.** "Coronas de reacción en torno a piroxeno de bajo calcio en los basaltos del Complejo Volcánico de Alta Sierra de Somún Curá, Patagonia Norte". Esta contribución se refiere a la presencia de piroxeno de bajo contenido en calcio en las rocas basálticas del Complejo Volcánico de Alta Sierra de Somun Curá ; el citado piroxeno aparece en basaltos de diferentes grupos petrográficos y químicos. Se describen ya analizan las variaciones texturales y composicionales del piroxeno así como la presencia de anillos y coronas de reacción.

Las diversas tipologías reconocidas se evalúan como herramientas útiles para la interpretación evolutiva de las rocas portadoras.

**Palabras clave.** Piroxenos de bajo calcio, zonas de reacción, vulcanismo, Alta Sierra de Somún Curá, Miocene, Patagonia Norte.

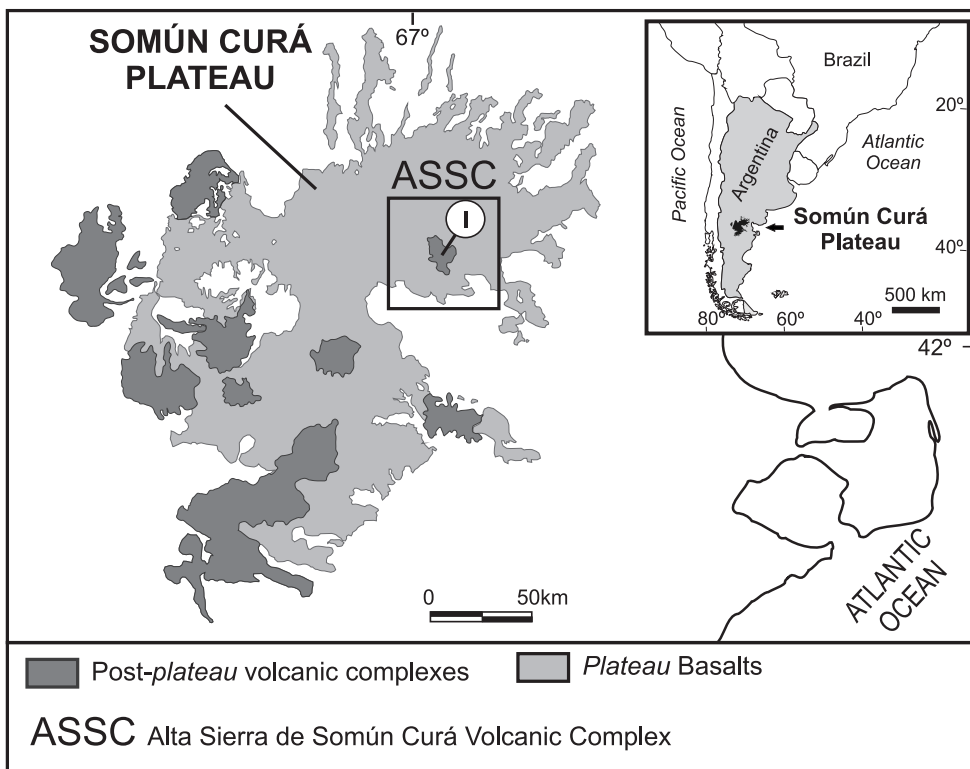
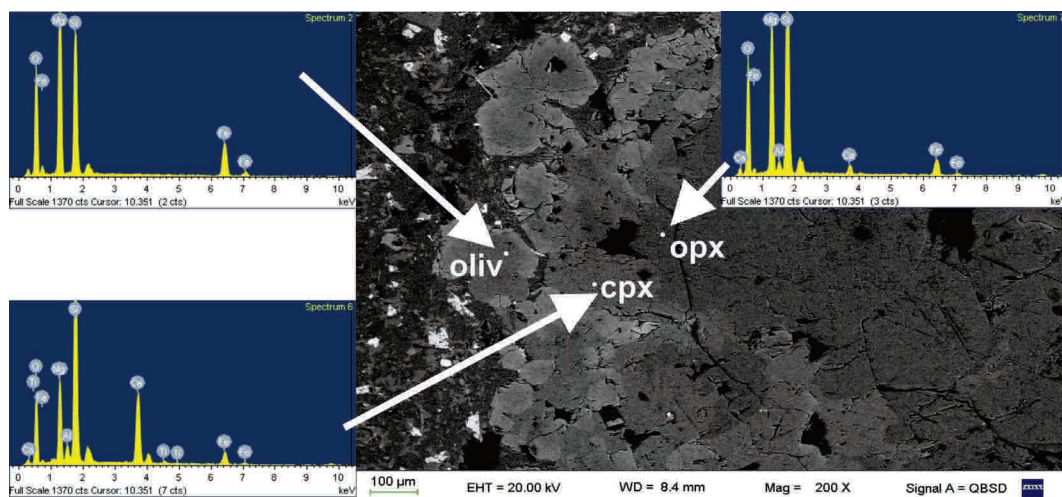


Figure 1. Geological sketch of the Somún Curá Magmatic province, with indication of the ASSCVC.



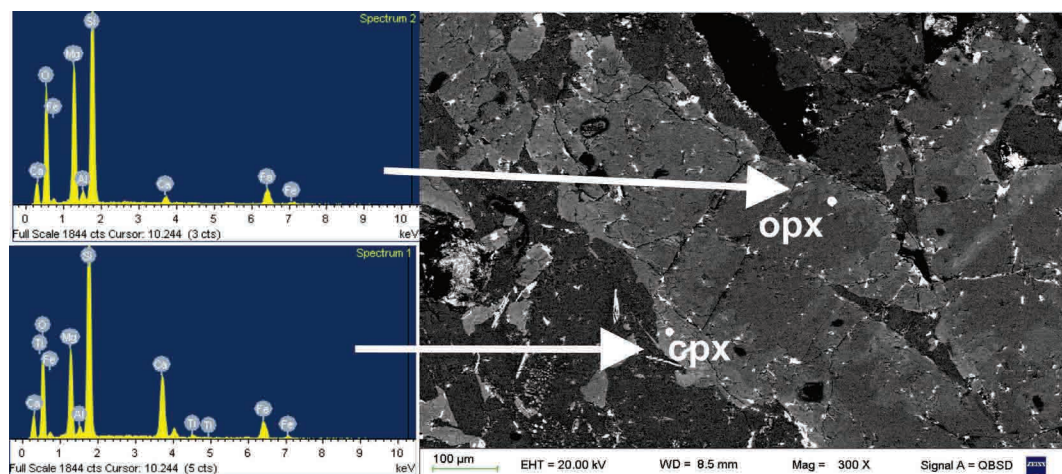
**Figure 2.** TAS diagram displaying the full compositional spectrum of the post-plateau association of de ASSCVC. Data from Maro and Remesal (2012) and own unpublished information.

**Introduction.** The Alta Sierra de Somun Cura Volcanic Complex (ASSCVC) is a bimodal assemblage dominated by lava flows with subordinated pyroclastic contributions located at central Río Negro province, within the Oligo-Miocene Somún Curá Magmatic Province (figure 1). The ASSCVC defines a bimodal subalkaline-alkaline trend with a gap between 54 and 58 SiO<sub>2</sub> wt %, as commonly found within the Somún Curá province.

Several bimodal volcanic buildings make de highest reliefs (~ 1500-1600 m. a.s.l.) of the Complex, they are arranged along a nearly 25 km-long belt, of NNW-SSE strike set within a low relief vol-

canic field of basaltic composition and roughly circular outline (~ 400 km<sup>2</sup>). The basaltic rocks ASSCVC belong to distinct chemical groups: subalkaline, transitional, alkaline basalts and minor undersaturated rocks.

An outstanding petrographic characteristic of the transitional and alkaline basalts is the presence of low-calcium pyroxene crystals, with characteristic low birefringence and low- to null extinction angle, surrounded by reaction coronas composed of clinopyroxene+olivine, either in aggregates or as a symplectitic intergrowths. This contribution deals with the low-calcium pyroxene occurrences within



**Figure 3.** SEM image of low-calcium pyroxene (opx) and its clinopyroxene (cpx) rim (type a); representative spectra of both phases are also shown. This is the type in equilibrium occurring in subalkaline basalts of ASSCVC.

the different groups of basalts of the ASSCVC, their characterization and petrologic meaning in the evolution of the post-plateau magmatism of the Somún Curá province.

**Methodology.** The basaltic components of the ASSCVC were first analyzed with the petrographic microscope which allowed a preliminary grouping on the basis of modal mineralogy. Later some selected, representative samples of each group were submitted for whole rock chemical analysis (at Act-Labs, Canada) and/or were further subjected to semiquantitative analysis of mineral compositions. The EDS spectrometer-SEM (scanning electron microscope) of the Centro de Microscopías Avanzadas (Buenos Aires University) allowed the *in situ* determinations of mineral compositions.

**The basic components of Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex.** General description of the ASSCVC (Franchi *et al.*, 2001 and references therein) indicate its post-plateau nature and dominant alkaline character. Several contributions have also contributed to the knowledge of this Complex (Maro and Remesal, 2011 and 2012; Remesal *et al.*, 2011, Salani *et al.*, 2008). The presence of different groups of basalts has been al-

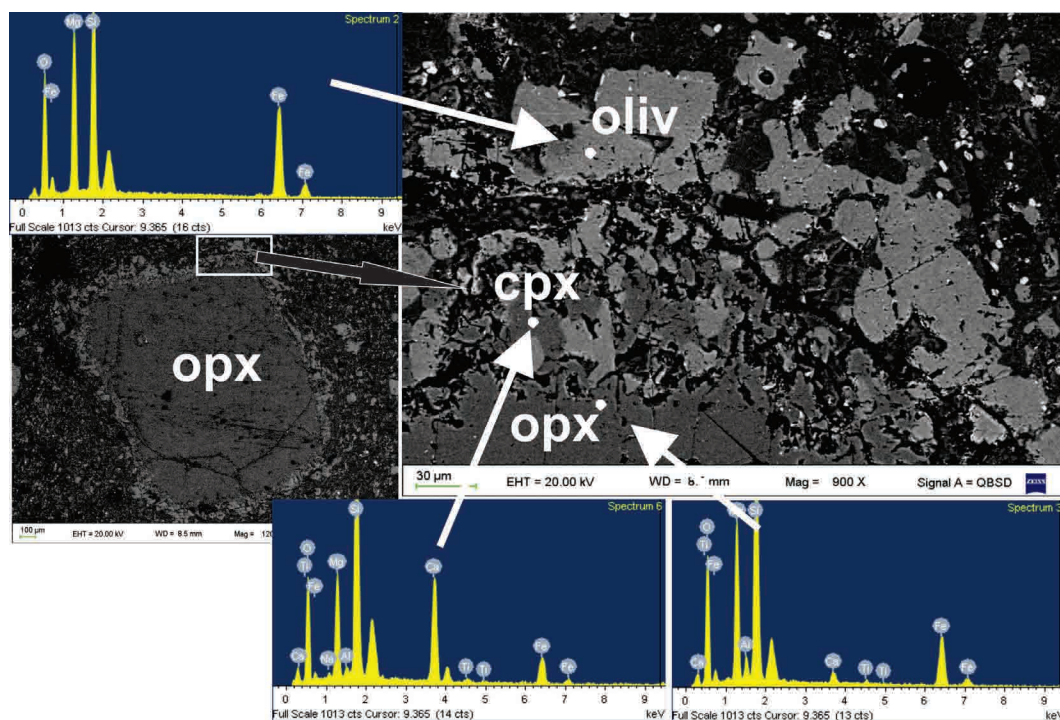
ready indicated (Remesal., 2000, Remesal *et al.*, 2007).

The basaltic rocks ASSCVC belong to distinct chemical series:

a) An oldest subalkaline group of basalts and basaltic andesites is found at the base of some volcanic successions in the volcanic field. They also occur associated with trachytes in the bimodal volcanoes of the ASSCVC.

Rocks are generally porphyric, with plagioclase phenocrysts often accompanied by olivine and rarely orthopyroxene microphenocrysts. Disequilibrium processes are displayed by rounded, crivated clinopyroxene and plagioclase crystals, along with plagioclase-orthopyroxene aggregates. The ground-mass is a fine to medium grained either subophitic plagioclase-pyroxene intergrowth, or intergranular, plus olivine and opaque minerals; glassy patches occur occasionally. Posthumous immiscibility textures are common.

b) On the basis of their alkalis content within the TAS diagram, a second group of transitional basalts is recognized. This group embodies both subalkaline as alkaline terms, plotting in the basalt, trachybasalt, basaltic andesite and basaltic trachyandesite fields. Rocks occur mainly as spatter cones in the volcanic field and subordinately within



**Figure 4.** SEM image of low-calcium pyroxene (opx) outlined by a clinopyroxene (cpx)-olivine (oliv) corona (type b) occurring in transitional subalkaline basalts. Representative spectra of the three phases are shown. Note the limited corona development (~ 0.15 mm) in relation to the core diameter (~ 15 mm).



the bimodal volcanoes. Chemical composition as well as modal mineralogy allows a further grouping into subalkaline and alkaline transitional groups. The former is represented by scarcely porphyric rocks with olivine and rare plagioclase microphenocrysts, set in a fine intergranular groundmass made of plagioclase, clinopyroxene, olivine, opaque minerals. Posthumous immiscibility patches are often present. In addition, rocks commonly bear a crystal population of plagioclase, clinopyroxene and plagioclase-orthopyroxene aggregates characterized by disequilibrium features (rounded or irregular outlines, spongy rims). Orthopyroxene surrounded by a olivine-clinopyroxene coronae of simplectitic texture complete the disequilibrium associations found in this basalt group.

The group of alkaline transitional basalts, in turn, is generally aphyric except for the presence of tiny olivine microphenocrysts, and crystals and aggregates in disequilibrium as the above described. The intergranular to ophitic groundmass is composed of plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals and olivine; glassy patches are common.

c) Trachybasalts and trachyandesites alkaline rocks occur chiefly as eruptive phases and lesser large lava flows of the volcanic field. The phenocryst assemblage includes olivine and clinopyroxene, accompanied by rare orthopyroxene crystals surrounded by well developed clinopyroxene-olivine simplectite coronae, generally with an outer reaction zone of olivine crystals. Crystals are immersed in a fine to very fine-grained groundmass rich in alkaline feldspar, plus clinopyroxene, olivine, opaque minerals and common glassy patches

d) Lastly a minor component in the volcanic field are sodalite-bearing foidites occur locally, in restricted bulbous effusions. Olivine, large sodalite crystals and green clinopyroxene are the phenocryst phases, accompanied by accessory amounts of apatite.

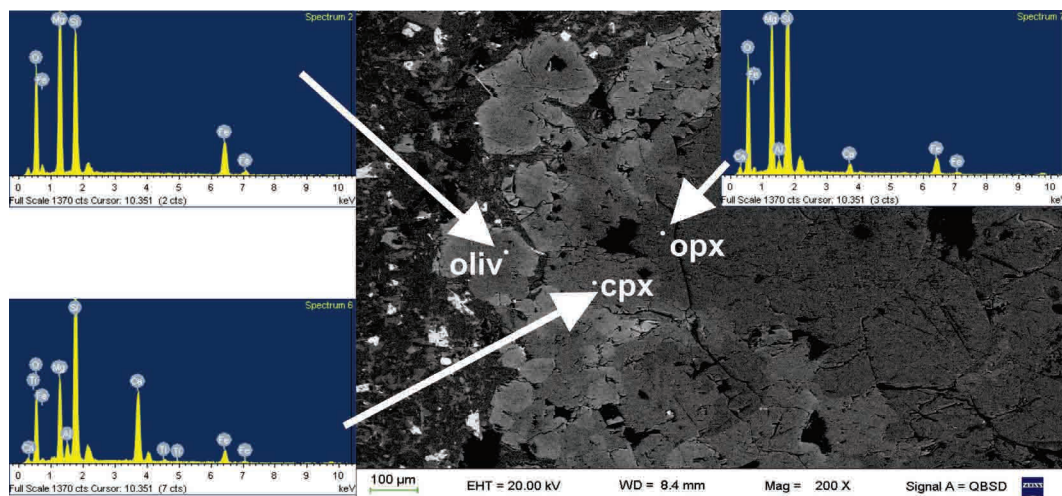
#### Low-calcium pyroxene texture/typology.

Low-calcium pyroxene is a common (although not ubiquitous) phase within the basalts of ASSVC except for the undersaturated rocks. The low-calcium pyroxene occurs in several typologies in the different basaltic groups.

a) *Crystals in equilibrium.* They occur only in the subalkaline basalts and basaltic andesites as euhedral prismatic crystals slightly larger than groundmass grain size but within the same textural network. Low-calcium pyroxene is commonly outlined by thin (< 30 m) discontinuous rims of clinopyroxene.

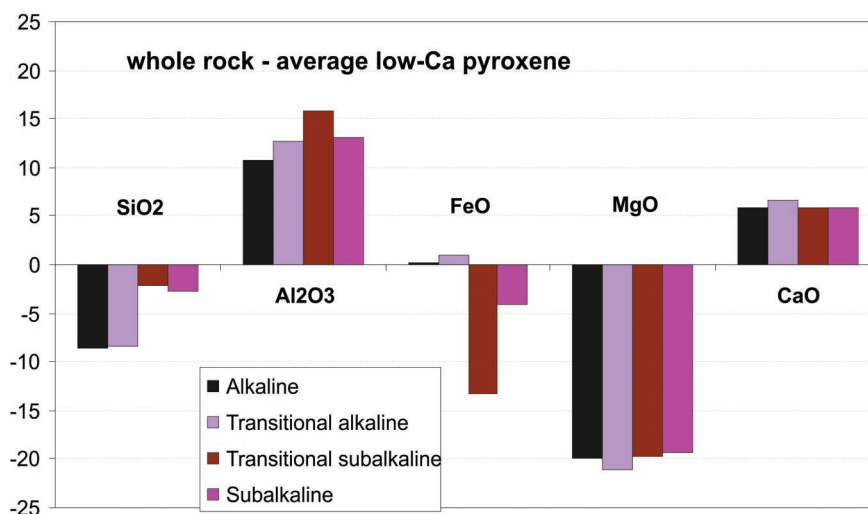
Semiquantitative mineral determinations indicate an overall low-calcium pyroxene composition:  $Wo_{41}$ ;  $En_{75}$ ;  $Fs_{21}$ , and a clinopyroxene rim with  $Wo_{30}$ ;  $En_{50}$ ;  $Fs_{20}$ .

b) *Low-calcium pyroxene surrounded by a thin simplectite clinopyroxene-olivine rim.* This type is found in transitional (mostly subalkaline) rocks, relic low-calcium pyroxene ranges from 0.4 up to 3 mm in size, and reaction zones generally display irregular thickness (0.15-0.5 mm). EDS mineral determinations indicate an overall low-calcium pyroxene composition:  $Wo_{31}$ ;  $En_{66}$ ;  $Fs_{31}$ , and a clinopyroxene rim with  $Wo_{35}$ ;  $En_{44}$ ;  $Fs_{18}$ .



**Figure 5.** SEM image of low-calcium pyroxene (opx) outlined by a clinopyroxene (cpx)-olivine (oliv) coronae (type c). Representative spectra of the three phases are shown. Note the large coronae thickness (~ 0.45 mm) enveloping a central crystal of ~ 3 mm. Image corresponds to a trachybasalt.





**Figure 6.** Bar chart displaying the difference between whole rock composition and average low-Ca pyroxene for the significant major oxides (expressed in weight percent).

c) Low-calcium pyroxene surrounded by a well developed reaction coronae. This type is commonly found in alkaline rocks; low-calcium pyroxene occur either as single crystals (0.5 to 2 mm), or crystals with subgrains (2-4 mm) and within larger polymineral enclaves (up to 5 cm). EDS mineral determinations indicate an overall low-calcium pyroxene composition:  $Wo_{\sim 4}$ ;  $En_{\sim 80}$ ;  $Fs_{\sim 15}$ , and a clinopyroxene rim with  $Wo_{\sim 30}$ ;  $En_{\sim 55}$ ;  $Fs_{\sim 15}$ .

**Discussion.** The different habits, textures and compositions shown by low-Ca pyroxene in the basalts of ASSCVC indicate distinct relations with the host magma. Thus, the euhedral (type a) habit occurring in subalkaline basalts and basaltic andesites was confidently interpreted as a crystal in equilibrium with the host magma, except for the thin clinopyroxene rim, whereas the presence of coronae with clinopyroxene-olivine associations (extra phases such as phlogopite, plagioclase may be occasionally present) indicate some type of disequilibrium with the host rock. It has been probed on experimental grounds (Shaw *et al.*, 1998; Shaw, 1999) that clinopyroxene-olivine coronae around low-Ca pyroxenes are in fact reaction zones resulting from low pressure reaction of orthopyroxene with Si undersaturated alkaline melts.

Although our mineral composition data base was acquired by EDS determinations, and is therefore of semi quantitative nature, some reliable trends may be interpreted from more than the seventy mineral determinations performed on the core low-Ca pyroxene and the clinopyroxene-olivine coronae assemblages. A constant decrease in the  $X_{Mg}$  from low-Ca pyroxene  $\rightarrow$  clinopyroxene  $\rightarrow$  olivine is displayed by the alkaline samples (type c).

Analogous decreasing  $X_{Mg}$  is observed between low-Ca pyroxene and its clinopyroxene rim in the subalkaline samples (type a), whereas no significant difference was appreciated in the type b pyroxene and its envelope occurring in the transitional subalkaline samples.

In this connection, figure 2 may help to interpret such differences in the trends of  $X_{Mg}$ . Figure 2 displays the differences between whole rock compositional data and average low-Ca pyroxene measurements for each major oxide. Therefore some comparison may be established among the groups of basalts:

- similar positive contrasts for  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  and  $K_2O$  are evident in all cases
- $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  and  $X_{Mg}$  (expressed as percentages) show negative values and
- FeO displays disparate trends in alkaline and subalkaline rocks: it is higher in the alkaline rocks than in their included low-Ca pyroxenes, the inverse relation holds for the subalkaline samples.

Fairly thin coronae (Figure 3) are developed when the difference in silica contents between the host rock and the low-Ca pyroxene are limited and FeO values in the liquid are lower than in the pyroxene.

**Conclusion.** Several typologies are displayed by the low-Ca pyroxene in each basaltic group of the el ASSCVC. The low-alkalies subalkaline rocks bear crystals in *quasi* equilibrium, whereas in transitional and alkaline basalts the low-Ca pyroxene is enveloped by reaction zones.

The origin of this last type of pyroxene could be related to:

- An earlier fractionation stage of the same

host liquid. This may correspond to the crystals with narrow reaction zones (type b) of the transitional subalkaline rocks.

– A mixing event between early cumulus phases fractionated from a saturated magma which became in contact with a undersaturated, alkaline liquid. The thick, well developed reaction zones around pyroxene of the alkaline basalts are interpreted in this way.

– Different types of reaction zones (i.e: including thickness, compositional contrasts with the whole rock, presence of extra phases) may be the result of several variables: time and temperature of reaction, composition of the host liquid, composition of low-Ca pyroxene, which are the objective of an ongoing research.

**Acknowledgements.** This is a contribution to UBACYT 20020130100650BA project.

#### BIBLIOGRAPHY

- Franchi, M.; Ardolino A. and Remesal, M. 2001. Hoja Geológica N° 4166-III. Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico y Minero Argentino. Boletín 262: 114 p.
- Maro, G. and Remesal, M. B. 2012. El Vulcanismo Bimodal del Volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá (Provincia de Río Negro). Asociación Geológica Argentina, Revista. 69 (1): 142-151.
- Maro, G. and Remesal, M, B. 2011. El Vulcanismo de la Alta Sierra de Somún Curá: El Cerro Corona, Provincia de Río Negro, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino. S6. Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico: 360-361.
- Remesal M.; Maro, G.; Mackern, A.; Parica, C.; Salani, F.M. and Cerredo, M. E. 2011. Volcanic centres in the Alta Sierra of Somún Curá and surroundings, Patagonia, Argentina. 22<sup>th</sup> LAK 2011, Abstracts: 150, Heidelberg. Alemania.
- Remesal, M.B.; Parica, C.A; Salani, F.M. and Cerredo, M.E. 2007. Compositional variations in Post Plateau Basalts of Somun Cura, Patagonia. 20<sup>th</sup> Colloquim on Latein American Earth Sciences. Kiel. Abstracts: 53-54.
- Remesal, M. 2000. Centros eruptivos sobre la meseta basáltica de Somún Curá, Patagonia extrandina, Argentina. 17 Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium. Stuttgart. Deutschland. CD 63.
- Salani, F.; Remesal, M. and Cerredo, M. E. 2008. Somun Curá post- plateau stage: large bimodal complexes, northern Patagonia. Argentina. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. General Assembly Reykjavík, Iceland.
- Shaw, C. S. J., Thibault, I., Edgar, A. D. and Lloyd, F. E. 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths, Contributions to Mineralogy and Petrology, 132: 354-370
- Shaw, C. S. J. 1999. Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths, Contributions to Mineralogy and Petrology, 135: 114-132.

# CALIZAS CRISTALINAS DE AGUA DE LAS PALOMAS, SIERRA DE ACONQUIJA, SIERRAS PAMPEANAS SEPTENTRIONALES: CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y QUÍMICAS

Rosales Daneri, Julieta<sup>1</sup>; Cisterna, Clara E.<sup>2</sup>; Aldonate María D.<sup>3</sup>; Vides María E.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Geoandina, Neuquén.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT-CONICET. Miguel Lillo 205, 4000, Tucumán. claracisterna@csnat.unt.edu.ar

<sup>3</sup> Fundación Miguel Lillo.

**Resumen.** En Agua de Las Palomas (sierra de Aconquija, Catamarca), se presentan bancos tabulares y lentes de calizas cristalinas y esquistos calcosilicatados. Las calizas cristalinas están compuestas por Cal+Dol+ Act+Phl±Chu±Spl+Ttn+Ap, Cal+Phl+Act+Ttn+Ap, Cal + Phl, Cal+Chu+Di+Ap +Phl y Cal+Fo+ Clc+Pl+Di+Ttn+Ap. El pico metamórfico corresponde a facies anfibolitas alta, acorde a una temperatura de 700 ° C. Se adjudica a estas rocas un protolito sedimentario, correspondiente a limolitas impuras, dolomías y lutitas. La composición química es principalmente cálcica pero significativos contenidos de alúmina se vinculan con la existencia de arcillas depositadas como impurezas. En las Sierras Pampeanas Septentrionales, las rocas analizadas se pueden comparar con los mármoles de: el miembro La Calera (sierra de Ancasti), Peñas Azules (Cumbres Calchaquies) y Cerrillos (sierra de Aconquija).

**Palabras clave.** Calizas cristalinas, calcosilicatos, metamorfismo, Neoproterozoico – Paleozoico Inferior, Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Abstract.** “Agua de Las Palomas marbles, sierra de Aconquija, Sierras Pampeanas Septentrionales: mineralogical and geochemical characteristics”. In the Agua de Las Palomas area (sierra de Aconquija, Catamarca) crops out tabular and lenticular levels of marbles and calc- silicate schists. Marbles are composed by Cal+Dol+Act+Phl±Chu± Spl+Ttn+Ap, Cal+Phl+Act+Ttn+Ap, Cal+Phl, Cal+Chu+Di+Ap +Phl and Cal+Fo+Clc+Pl+Di+Ttn+Ap. The metamorphic peak is related to high amphibolite facies, according to a temperature of 700 ° C. A sedimentary protolith, represented by impure limestones, dolomites and shales, was indicated for the studied rocks. The chemical composition is mainly calcic but they also have important contents of aluminum oxides related with the presence of clays deposited as impurities. Along the Sierras Pampeanas Septentrionales, the analyzed rocks can be compared with the marbles of: La Calera member (sierra de Ancasti), Peñas Azules (Cumbres Calchaquies) and Cerrillos (sierra de Aconquija).

**Keywords.** Marbles, calc- silicate schists, metamorphism, Neoproterozoic – Lower Paleozoic, Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Introducción.** En el noroeste de Argentina existen amplios territorios integrados por rocas del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas Septentrionales. Estas rocas son el testimonio de una compleja historia evolutiva y fueron objeto de numerosos estudios desde principios de 1900. En la sierra de Aconquija fue Rassmuss en 1918, quien analizó las rocas del basamento con mayor detalle en el tramo sur. Posteriormente, si bien se sumaron diferentes trabajos sobre la geología, estructura y petrografía de las metamorfitas, las referencias sobre la existencia de calizas cristalinas sigue aun siendo escasa. En el sur de la sierra de Aconquija, hacia el este de la cuesta de La Chilca, fueron reconocidos y descriptos bancos de calizas cristalinas en Agua de Las Palomas (Ahumada, 1978), estudiados en detalle por Rosales Daneri (2014).

En el presente trabajo se analizan los bancos de calizas cristalinas que se presentan concordantes con las unidades metamórficas en Agua de Las Palomas (cuesta de La Chilca), juntamente con los esquistos calcosilicatados relacionados con ellas. El estudio de la geología, mineralogía y características químicas permitirá: interpretar las condiciones de metamorfismo alcanzadas por estas rocas, definir la naturaleza del protolito y comparar los litotipos en el marco regional de las Sierras Pampeanas Septentrionales.

**Marco geológico.** La sierra de Aconquija (NO de Tucumán-SE de Catamarca) se extiende entre los 26°44'52" y 27°45'06" S (figura 1a). Se trata de un bloque alargado de rumbo noreste-suroeste, compuesto por unidades que integran el basamento ígneo-metamórfico del Neoproterozoico – Paleozoico Inferior. Las rocas más representativas corresponden a metamorfitas de bajo, mediano y alto grado, migmatitas, granitoides y fajas de milonitas. Mientras que las manifestaciones de mármoles son saltuarias y de reducidas dimensiones.

En el sector sur de la sierra de Aconquija, al este de la cuesta de la Chilca (27°37'41" – 27°37'45" S y 66°08'48" – 66°08'57" O), se presentan concordantes con las metamorfitas los bancos de calizas cristalinas de Agua de Las Palomas (figura 1b). En esta zona los litotipos dominantes son esquistos y anfibolitas con intrusiones de pequeños cuerpos lenticulares y venas de granitoides y pegmatitas. Asociados con las calizas cristalinas se intercalan capas de esquistos calcosilicatados.

Los esquistos representan el litotipo más abundante, son grises-verdosos, de grano fino a medio y se caracterizan por presentar un importante bandeamiento. La asociación mineral que caracteriza

estas rocas es Qtz+Pl+Bt±Grt±Sill±Crd+Ilm+Ap+Zrn. Las anfibolitas constituyen delgadas capas (espesores menores a 50 cm) y lentes (no mayores a 1,5 m de longitud) concordantes y en contacto neto con los esquistos y las calizas cristalinas. Se trata de rocas negras-verdosas, de grano fino y marcada esquistosidad, integradas por Hbl+Pl±Bt+Ilm+Ttn.

Los esquistos calcosilicatados se ubican en el borde de los bancos de calizas o intercalados a lo largo de ellos. El espesor de estas capas no excede los 30 cm. Son rocas de grano fino a medio, generalmente bandeadas, compuestas por un dominio rico en cuarzo y plagioclasa (o microclino) y por otro negro verdoso con Hbl+Ep-Zo+Di+Grt+Ttn+Cal+Ap y Hbl+Ep-Zo+Ttn+Cal+Ap.

**Calizas cristalinas de Agua de Las Palomas.** Conforman bancos tabulares y lenticulares, plegados, que se extienden de manera discontinua a lo largo de 0,75 km con dirección SO – NE. Su potencia varía entre 5 y 30 m y, acorde a las variaciones en su color y textura, se reconocen los siguientes tipos:

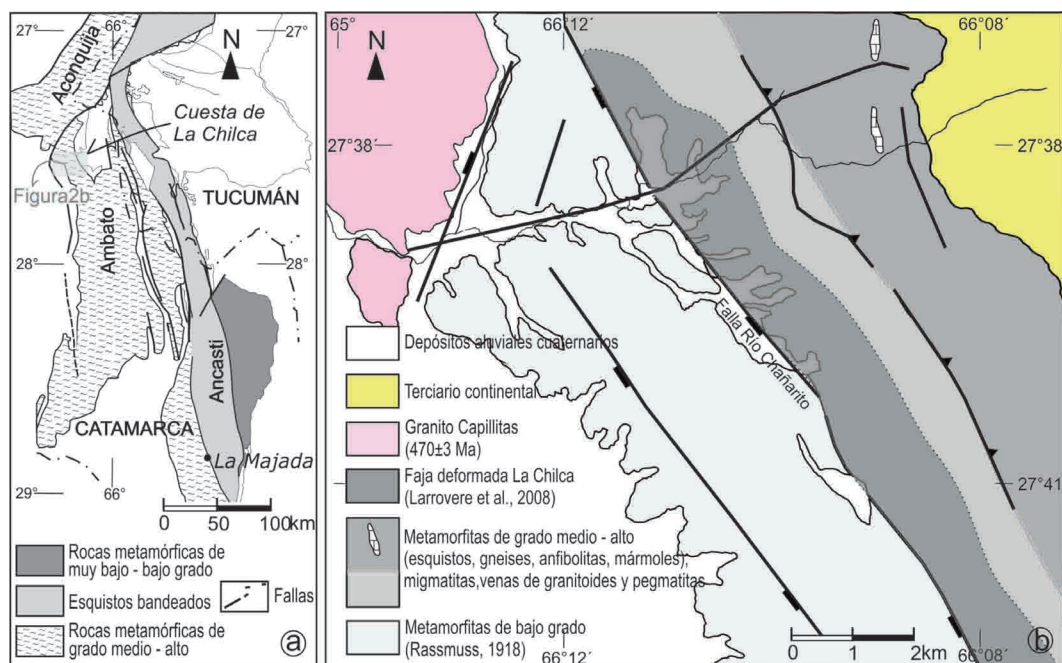
– Calizas cristalinas blancas: son el litotipo más abundante (70 % del total de la corrida, aproximadamente). Son rocas límpidas, macizas y de mayor competencia relativa al resto de las calizas, estando constituidas por Cal+Dol+Act+Phl±Chu±Spl+Ttn+Ap. Hacia la zona de contacto con los esquistos presentan bandeamiento de unos pocos cm,

definido por la existencia de diópsido y epidoto. El tamaño de grano es medio a grueso, con blastos romboedrales de hasta 2,5 cm. Son comunes los porfiroblastos de espinelo octaédricos y azules (5 mm), junto a clinohumita anaranjada (2 mm). La dolomita se reconoce microscópicamente intercrecida con calcita.

– Calizas cristalinas rosadas: representan un 20% de los afloramientos y se encuentran formando lentes, de contactos netos, intercalados en las calizas blancas. Su asociación mineral consiste en Cal + Phl + Act + Ttn + Ap. Presenta textura fina con blastos euhedrales de calcita donde es posible distinguir su clivaje perfecto romboédrico. Blastos de tremolita verde, de aproximadamente 2 mm de largo y hábito fibroso y de epidoto verde amarillento de 1 mm pueden observarse diseminados.

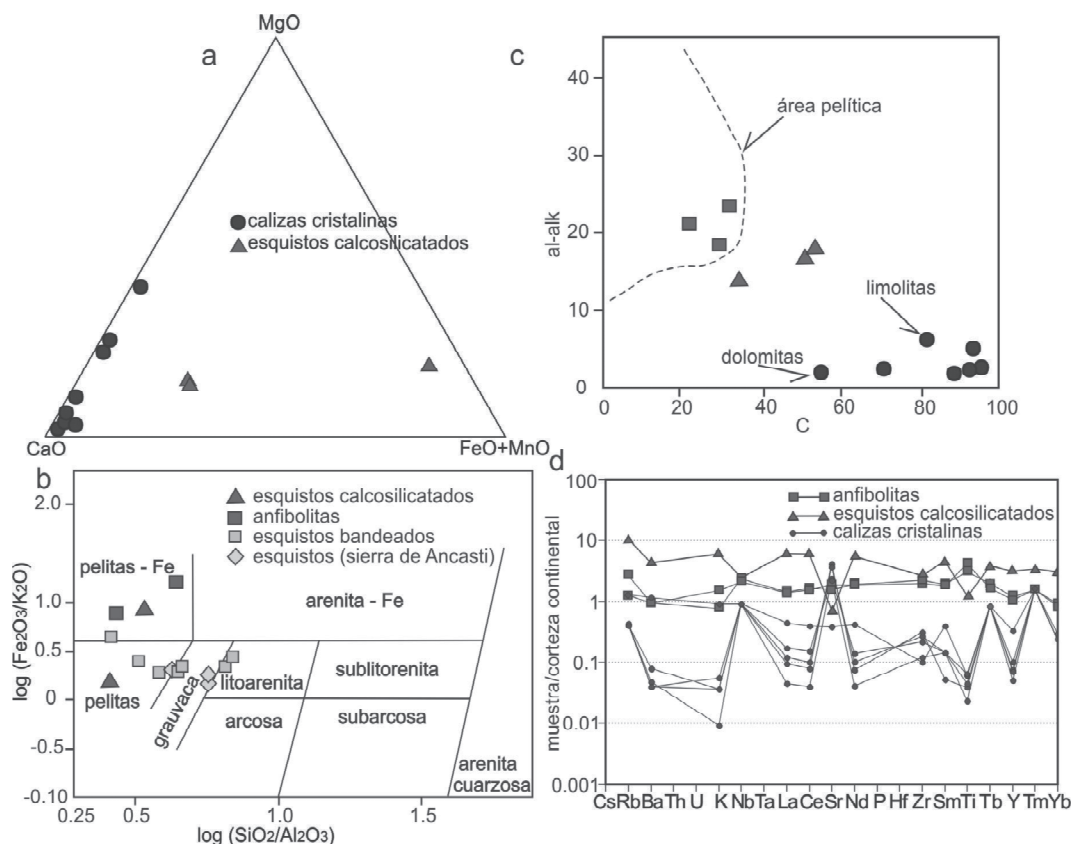
– Calizas cristalinas blancas-amarillentas a verdosas: son escasas (alrededor de 5% en la corrida). Se intercalan con las calizas blancas como bandas de pocos centímetros (máximo 40 cm de espesor). La textura es seriada, con blastos de calcita romboédricos euhedrales (1 cm eje mayor). Son más friables que el resto de las calizas y en ellas también se reconoce annita (2 mm) y flogopita dorada (1 mm). Están integradas casi exclusivamente por calcita, siendo la composición Cal + Phl.

– Calizas cristalinas grises: sólo representan alrededor de un 5% del total de afloramientos. Se trata de rocas de grano fino, compuestas por Cal+Chu+Di+Ap+Phl y Cal+Fo+Clc+Pl+Di+Ttn+Ap.



**Figura 1.** a. Mapa geológico regional de Sierras Pampeanas Septentrionales de Tucumán y Catamarca. b. Mapa de la cuesta de La Chilca.





**Figura 2.** a. Diagrama CaO-MgO-FeO+MnO donde se observa la composición de las calizas. b. Diagrama propuesto por Herron (1988) y c. Diagrama utilizando los parámetros de Niggli (1920), ambos permiten identificar el protolito. d. Diagrama normalizado a corteza continental (Taylor y McLennan, 1995).

**Metamorfismo.** Sobre la base de las observaciones microscópicas y al análisis mediante rayos x de algunos minerales (actinolita, flogopita, espinelo, calcita, epidoto, annita, clinohumita, clinocloro), se definieron para las calizas cristalinas las siguientes asociaciones:

– Cal+Dol+Act+Phl±Chu±Spl+Ttn+Ap, – Cal + Phl+ Act+Ttn+Ap, – Cal + Phl, – Cal+Chu+Di+Ap +Phl+ Di y Cal+Fo+Clc+Pl+Di+Ttn+Ap. La asociación Fo + Cal + Tr +Dol es un adecuado indicador de temperaturas, siempre que la presión sea conocida por otros procedimientos Winkler (1978). A 5 kb el intervalo de temperaturas para esta asociación sería de 680° a 700° C, con valores de  $X_{CO_2}$  comprendidos entre 0,87 y 0,3. Mientras que para Fo + Cal + Di +Dol, las temperaturas son iguales o ligeramente superiores a las temperaturas máximas de la paragénesis anterior (Winkler, 1978). Asimismo, ante temperaturas mayores se desarrollan las paragénesis Di + Fo + Cal + Tr o Di + Fo + Cal. La presencia de  $Al_2O_3$  en estas rocas (tabla 1), permite la formación de clinocloro, una clorita magnésico-alumínica (Winkler, 1978), aunque ante altas temperaturas metamórficas y presiones relativamente bajas, el clinocloro puede ser reempla-

zado parcialmente por la espinela magnésica-alumínica (Winkler, 1978). En ausencia de cuarzo esta clorita persiste hasta altas temperaturas, como lo demuestra el hecho de que la paragénesis Fo+Cal+Dol+Clc haya sido observada en rocas de medio y alto grado (facies anfibolitas, zona de la sillimanita); asimismo si la roca contiene potasio (tabla 1) también es posible la formación de flogopita en lugar del clinocloro (Trommsdorff, 1996; entre otros). Los esquistos calcosilicatados presentan Grt+Zo+Pl+Cal+ Qtz+Hbl+Di+Scp+Ttn+Ap y Pl+Cal+Hbl+Mc+Zo+Qtz+ Ttn+Ap, asociaciones que con granate (o sin granate), diópsido, escapolita, plagioclasa y hornblenda son diagnósticas de la facies de las anfibolitas (Miyashiro, 1973).

**Geoquímica.** Las determinaciones químicas se realizaron mediante espectrometría de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy. Estos datos corresponden a óxidos mayores, menores y algunos de los elementos trazas más comunes, obtenidos sobre roca total en 11 muestras representativas (tabla 1).

**Tabla 1.** Composición química de las rocas analizadas.

muestra	1	2	3	6	8	10	24	25	21	22	32
SiO <sub>2</sub> %	5.971	4.770	3.145	5.040	11.280	6.690	9.086	5.472	45.407	60.115	49.282
TiO <sub>2</sub>	0.061	0.009	0.065	0.014	0.019	0.072	0.048	0.094	1.402	2.883	3.300
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.891	0.004	2.017	0.016	0.004	0.566	0.829	2.705	13.963	9.205	16.026
FeO	0.224	0.126	0.247	0.121	0.199	0.435	0.360	0.172	7.277	5.381	9.561
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.249	0.140	0.275	0.135	0.222	0.483	0.400	0.191	8.088	5.980	10.626
MnO	0.007	---	0.017	---	0.005	0.011	0.012	0.005	0.247	0.131	0.182
MgO	12.428	2.441	1.097	3.339	19.785	1.030	12.347	3.096	5.111	3.308	5.636
CaO	46.034	54.27	51.118	51.927	34.872	54.084	46.175	50.893	21.879	15.375	11.630
Na <sub>2</sub> O	0.002	0.001	---	0.001	0.001	0.001	---	---	0.560	0.033	0.924
K <sub>2</sub> O	0.093	0.001	0.031	0.001	0.010	0.111	0.038	0.352	0.858	0.070	1.625
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.051	0.061	0.037	0.065	0.060	0.064	0.071	0.088	0.533	1.442	0.409
Ba ppm	20	---	20	---	---	---	20	20	367	72	263
Hf	2	---	2	---	---	---	2	2	3	6	3
Nb	4	---	4	---	---	---	4	7	24	52	18
Zr	47	---	49	---	---	---	50	58	138	269	131
Y	10	---	9	---	---	---	10	10	24	51	18
Sr	405	---	536	---	---	---	573	561	396	283	403
Rb	5	---	4	---	---	---	5	8	41	5	60
Ni	2	---	2	---	---	---	2	2	8	4	39
Co	2	---	2	---	---	---	2	2	37	26	44
Cr	2	---	2	---	---	---	2	2	49	68	167
Th	2	---	2	---	---	---	2	2	4	2	2
U	2	---	2	---	---	---	2	2	2	2	2

Para determinar posibles modificaciones los datos químicos obtenidos por procesos de metamorfismo y/o alteraciones se emplearon algunos parámetros, como las relaciones Mn/Sr, Mg/Ca y Sr/Ca (c.f. Jacobsen y Kaufman, 1999; entre otros). Las muestras analizadas presentan para Mn/Sr valores entre 0,06 y 0,24 (sugeridos menores a 0,6). Con el mismo fin se calcularon los valores relativamente altos para Sr/Ca  $>10^{-3}$  y bajos contenidos de Mn  $\sim 800$ ppm (c.f. Veizer, 1983).

La relación CaO-MgO-FeO+MnO (figura 2a) permite indicar una composición principalmente cálcica (muestras 2, 3, 6, 10, 25) para la mayoría de las calizas cristalinas. Esto coincide con las asociaciones minerales que caracterizan las rocas, representadas en su mayoría por calcita ( $> 95$  modal) junto a la presencia de silicatos ricos en Ca y de apatito. Un menor enriquecimiento en magnesio (muestras 1, 8, 24) se relaciona con un aumento en el contenido de dolomita, aunque también coincide con la presencia de clinohumita, clinocloro, flogopita y espinelo en estas rocas. De acuerdo a la relación Mg/Ca (entre 0,01 y 0,47), la composición inicial de las calizas varía entre limolitas impuras y dolomías, acorde al criterio de Condie *et al.* (1991), quien sugiere como parámetros comparativos para Mg/Ca = 0 - 0,75. En base a relación  $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  (c.f. Herron, 1988) (fi-

gura 2b) el protolito de las rocas calcosilicáticas y anfibolitas corresponde a lutitas y lutitas ricas en Fe. Los datos químicos también se utilizaron para realizar el cálculo de los parámetros de Niggli (Niggli, 1920). En el diagrama que relaciona al-alk vs c (figura 2c) las calizas cristalinas se ubican entre la zona de las limolitas y las dolomías impuras; los calcosilicatos se aproximan al campo de las pelitas.

En general, con excepción del Ca, Mg, Fe, Mn, Pb, Sr y Ba, los elementos que componen las calizas cristalinas están contenidos en las fases no carbonáticas, es decir en los minerales aluminosilicáticos. Las calizas cristalinas que incluyen minerales como clinohumita, flogopita y/o actinolita muestran enriquecimiento en el óxido de aluminio y el mayor contenido para este óxido se presenta en calizas cristalinas con annita (ej. muestra 25), que asimismo están enriquecidas en óxido de potasio (tabla 1). Las calizas con mayor contenido de óxido de magnesio se comparan con mármoles dolomíticos y también presentan bajos porcentajes de alúmina, corroborando su composición casi exclusiva de carbonatos de Ca y Mg. En un diagrama normalizado a corteza continental (figura 2d), las calizas muestran un marcado empobrecimiento en K que se relacionaría con la ausencia de feldespato potásico y/o micas en estas rocas. Las calizas y las rocas calcosilicáticas muestran enriquecimiento

en Sr respecto de la composición promedio de la corteza, lo que se vincula a la presencia de calcita.

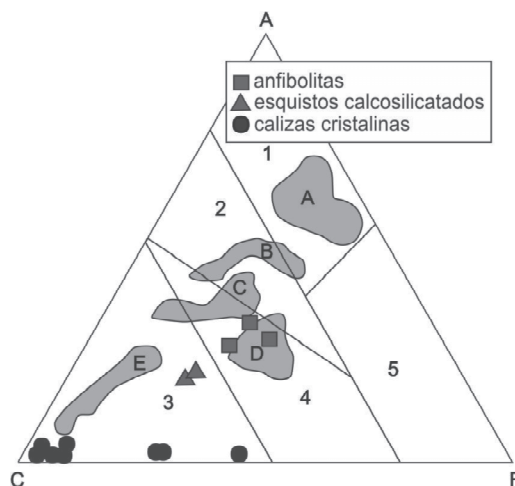
**Interpretaciones y conclusiones.** Los bancos de calizas cristalinas y los esquistos calcosilicatados son concordantes con los esquistos bandeados y acompañan la estructura principal de la zona. Rosales Daneri (2014) indica que el conjunto de metamorfitas que se disponen alternantes con rumbo NO-SE y altos ángulos de inclinación, definen una estructura  $S_0$  posiblemente coincidente con la estratificación original.

– Sobre la base de las variaciones petrográficas y mineralógicas es posible distinguir diferentes tipos de calizas, con asociaciones minerales específicas que se traducen en sus características químicas.

– El análisis de los datos químicos permite indicar que no se habría producido movilización (o fue relativamente baja) de sus componentes químicos durante los episodios de metamorfismo que actuaron en la zona. Las calizas presentan composiciones que varían desde un 54% a un 34% de CaO, que permiten definirlos como mármoles calcíticos y mármoles dolomíticos, respectivamente.

– De acuerdo a la relación  $Mg/Ca = 0 - 0,75$  (c.f. *Condie et al.*, 1991) es posible indicar que las calizas varían composicionalmente entre limolitas impuras y dolomías. La presencia de otros óxidos en su composición testificaría la existencia de impurezas en la roca original, posiblemente arcillosas por ser ricas en alúmina y también minerales detríticos como circón (*Condie et al.*, 1991). En relación con las rocas calcosilicatadas, el protolito correspondería a margas ricas en calcio – magnesio y la presencia de escapolita estaría relacionada con niveles de evaporitas en el protolito (cf. *Munyanyiya*, 1990).

– En relación con las condiciones de metamorfismo alcanzadas, de acuerdo a las isógradas de reacción propuestas por *Winkler* (1978) para los grados medio y alto de metamorfismo, las calizas cristalinas analizadas coinciden con las asociaciones que alcanzan temperaturas relativamente altas de la facies anfibolitas, caracterizadas por la presencia de forsterita – tremolita (actinolita) – calcita – dolomita. La existencia de forsterita – diópsido – calcita – dolomita es un indicativo de fracciones relativamente altas de  $CO_2$  en la fase fluida que podría producir un incremento de  $10^\circ$  a  $20^\circ$  C (*Winkler*, 1978). Para las calizas ricas en magnesio, la presencia de diópsido también se asocia con fluidos ricos en  $CO_2$  ( $XCO_2 > 0.9$ ) (c.f. *Munyanyiya*, 1990). En síntesis, las asociaciones minerales indicadas sugieren que las calizas cristalinas alcanzaron un pico metamórfico con temperaturas cercanas a  $700^\circ$  C y en un ambiente relativamente rico en  $CO_2$  (a una presión aproximada de 5 Kb). Para los esquistos calcosilicatados, sobre la base de los estudios realizados sobre el metamorfismo



**Figura 3.** Diagrama ACF para las rocas analizadas y metamorfitas del marco geológico regional. Campos: A esquistos, gneises y migmatitas; B granulitas hipersténicas sierra de Quilmes; C rocas calcosilicatadas sierra de Ancasti; D ortoanfibolitas; E granulitas calcosilicatadas sierra de Fiambalá. 1 rocas pelíticas; 2 rocas cuarzo-feldespáticas; 3 rocas calcáreas; 4 rocas básicas; 5 rocas magnésicas.

de margas ricas en calcio, el desarrollo de granate, plagioclasa y cuarzo indica rangos de temperatura entre  $400^\circ$  y  $600^\circ$  C (*Winkler*, 1978). Sin embargo esta asociación puede mantenerse a temperaturas mayores (hasta  $875^\circ$  C a 2 kb) cuando el cuarzo es escaso (*Boettcher*, 1970). El granate junto a zoisita, diópsido y esfena cristalizaría en fases ricas en  $H_2O$  ( $XCO_2 = 0.0 - 0.4$ ) en las rocas calcosilicáticas (c.f. *Munyanyiya*, 1990).

– En el marco geológico de las Sierras Pampeanas Septentrionales existen ejemplos comparables con las metamorfitas de Agua de Las Palomas. En la sierra de Ancasti (figura 1a), en el miembro La Calera (*Miller y Willner*, 1981) (complejo Sierra Brava) existen lentes y bancos de mármoles con  $Ca+Dol+Ol+Chu+Clc\pm Spl$ , concordantes con esquistos, gneises y anfibolitas (figura 3). En el caso de las calizas de Peñas Azules, en las Cumbres Calchaquies (*Ávila et al.*, 1999), se les adjudica un origen ligado a procesos de sedimentación química y metamorfismo (*Ávila et al.*, 1999). En la misma sierra de Aconquija se ubican las calizas cristalinas de Cerrillos (*González*, 1978), predominantemente calcicas, con epidoto, granate, diópsido, apatito, flogopita y ortosa, que podrían considerar equivalentes a las calizas cristalinas del área de estudio. En las Cumbres Calchaquies, sierras de Aconquija y Ancasti también se hallan niveles de calcosilicatos de origen sedimentario (*Toselli et al.*, 2003) y metamorizados según las facies esquistos verdes – anfibolitas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ahumada, A. L. 1979. Geología de la cuesta de la Chilca, Departamento de Andalgalá, Provincia de Catamarca. Tesina Universidad Nacional de Tucumán (inédito) 50 p. Tucumán.
- Ávila, J., Lazarte, J. E., Gianfrancisco, M., Fogliata, A. S. 1999. Yacimiento de Calizas Peñas Azules, Tucumán. En Zappettini, E. O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina: 317-318. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires.
- Boettcher, A. L. 1970. The System  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  at high pressures and temperatures. *Journal of Petrology* 11: 337-379.
- Condie, K., Wilks, M., Rosen, D., Zlobin, V. 1991. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, Anabar Shield, Siberia. *Precambrian Research* 50: 37-47.
- González, O. 1978. Hallazgos de calizas cristalinas en la Sierra de Aconquija. Provincia de Catamarca, Argentina. VII Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 609-623, Neuquén.
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (5): 820-829.
- Jacobsen, S. B., Kaufman, A. J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 161: 37-57.
- Miyashiro, A. 1973. Metamorphism and Metamorphic Belts. Allen, G. & Inwin, I., London, 492 pp.
- Munyanywa, H. 1990. Mineral assemblages in calc-silicates and marbles in the Zambezi mobile belt: their implications on mineral-forming reactions during metamorphism. *Journal of African Earth Sciences* 10 (4): 693-700.
- Niggli, P. 1920. *Lehrbuch der Mineralogie*. Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin, 476 pp.
- Rassmus, J. 1918. La Sierra del Aconquija. I Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales. Actas: 47-69, Tucumán.
- Rosales Daneri, J. 2014. Calizas cristalinas de Agua de La Paloma, cuesta de La Chilca, Catamarca: marco geológico, mineralogía y petrogénesis. Tesina Universidad Nacional de Tucumán (inédito) 107p. Tucumán.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics* 33: 241-265.
- Toselli, A. J., Basei, M. A., Rossi de Toselli, J. N., Dudas, R. 2003. Análisis geoquímico – geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicatos de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 629-642.
- Trommsdorff, V. 1966. Beobachtungen zur paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondrodit) – Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins. *Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie* 26: 421-429.
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy* 11: 265-300.
- Winkler, H. G. F. 1978. *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. Springer-Verlag, New York, 346 pp.



## EL DEPÓSITO DE WOLFRAMIO DE LA MINA LA INDEPENDENCIA, LA RIOJA, ARGENTINA. PARTE I: MARCO GEOLÓGICO Y PETROGRÁFICO

Ryziuk, Juan F.<sup>1</sup>; Sardi, Fernando G.<sup>1</sup>; Cisterna, Clara<sup>2</sup>; Alderete, Mario<sup>3</sup>; Peralta, Eduardo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> INSUGEO (CONICET/UNT). Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>2</sup> CONICET y Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>4</sup> Geólogo consultor.

**Resumen.** El depósito de wolframio de la mina La Independencia está vinculado espacialmente al granito post-tectónico Los Coloraditos, de probable edad Carbonífera, sierra de Velasco, provincia de La Rioja. El yacimiento está formado por varias vetas epigenéticas de origen hidrotermal. La roca de caja es una facies félsica aplítica del granito Los Coloraditos, el que muestra texturas granofíricas y perthíticas; la albite de esta textura habría sido reemplazada por cuarzo sobretodo en cercanía a la vetas. Los minerales accesorios son escasos y consisten en muscovita, biotita, circón, granate, fluorita,

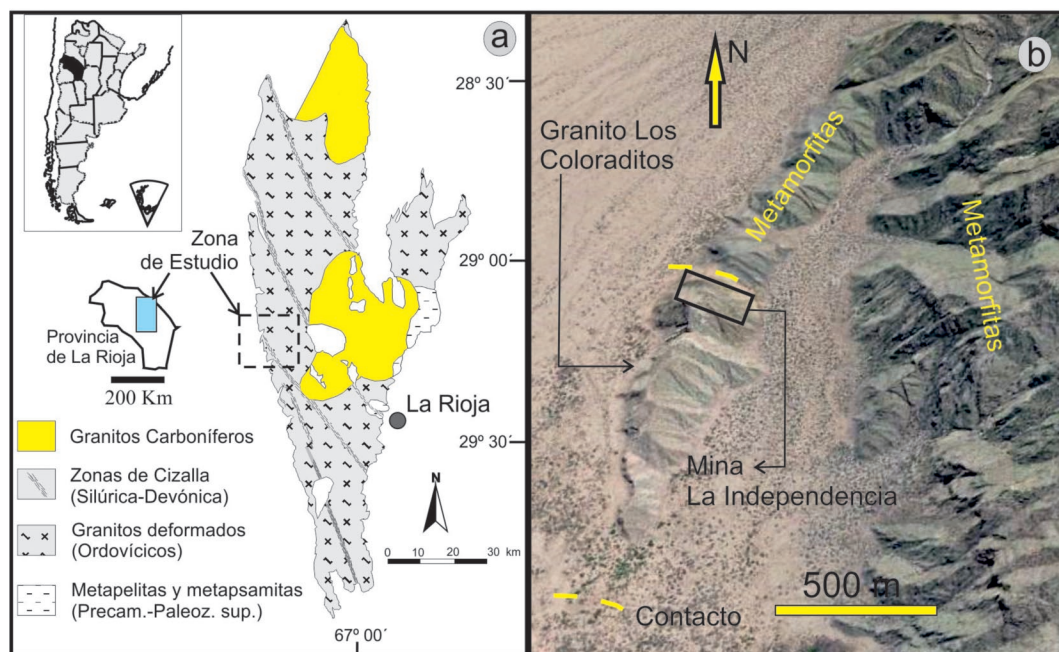
mientras que la turmalina y el epidoto serían minerales producto de alteración.

**Palabras clave.** Mineralización de wolframio, granito Los Coloraditos, sierra de Velasco.

**Abstract.** “La Independencia wolfram-bearing deposit, La Rioja, Argentina. Part I: geological and petrographic setting”. La Independencia wolfram-bearing deposit is spatially related to post-tectonic Los Coloraditos granite, probably of Carboniferous age, Sierra de Velasco, province of La Rioja. The deposit consists of several epigenetic veins of hydrothermal origin. The wall rock is a felsic aplite facies of the Los Coloraditos granite, which shows granophyre and perthitic textures; the albite of this texture would have been replaced by quartz especially in proximity to the quartz-vein. Accessory minerals are scarce and consist of muscovite, biotite, zircon, garnet, fluorite, while the tourmaline and epidote would be minerals of alteration.

**Palabras clave.** Wolfram mineralization, Los Coloraditos granite, sierra de Velasco.

**Introducción.** Las vetas de cuarzo-wolframita de la Mina La Independencia (o Los Coloraditos) se ubica en el sector centro-occidental de la sierra de Velasco, departamento Chilecito, provincia de La Rioja (Argentina). Geológicamente, la sierra de Ve-



**Figura 1. a.** Mapa geológico de la sierra de Velasco, con indicación de la zona de estudio (modificado de Grosse et al., 2011); **b.** Imagen satelital del Cerro Los Coloraditos, al oeste de la sierra de Velasco (tomado de Google Earth).

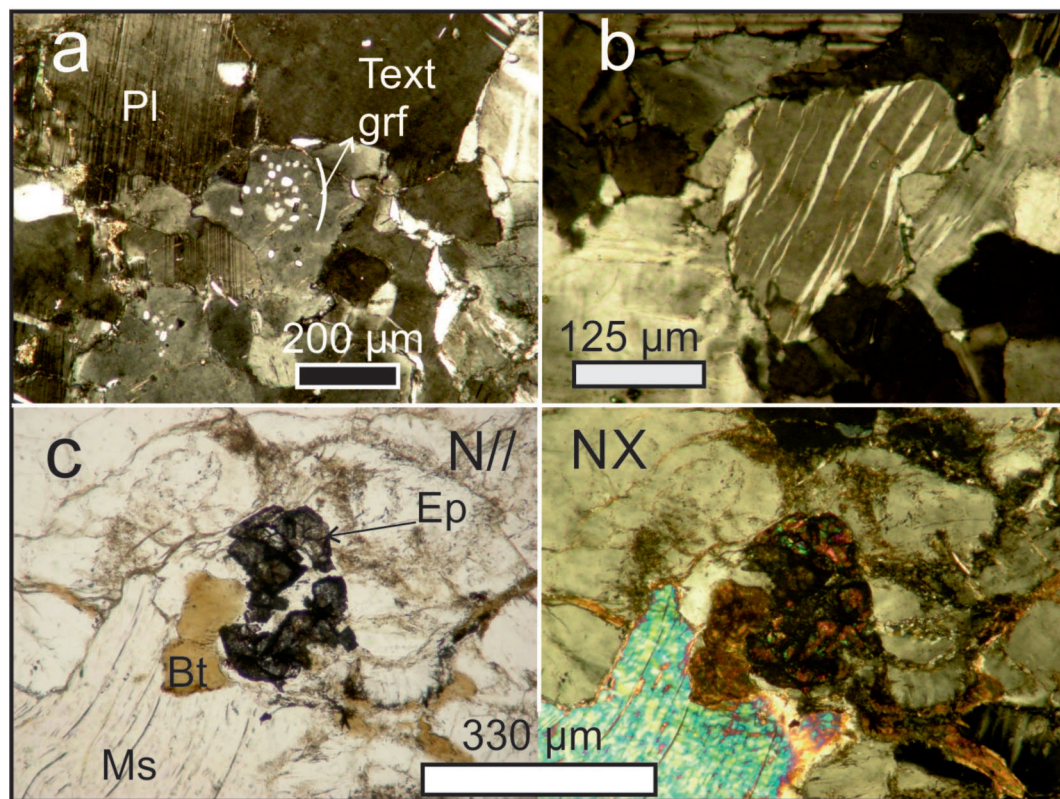
lasco está constituida por granitos de diferentes edades y evolución. Las vetas de la Mina La Independencia se encuentran alojadas en un granito claro, muy cerca del contacto de éste granito con su roca de caja metamórfica.

La mayoría de los yacimientos hidrotermales de la sierra de Velasco están relacionados genéticamente al magmatismo carbonífero (Sardi *et al.*, 2013). Se alojan en la cúpula de los granitos parentales o bien en la roca de caja metamórfica de estos, muy cercanos al contacto entre ambos (Sardi *et al.*, 2013). La morfología es habitualmente vetiforme y la paragénesis en la mayoría de los casos es de W –wolframita principalmente- (Báez *et al.*, 2012; Sardi *et al.*, 2010). El yacimiento La Independencia ha sido explotado hacia principio y mediados del siglo anterior. En la actualidad, las labores se encuentran abandonadas y algunas de ellas tapadas con derrubios.

La presente contribución tiene como objetivo dar a conocer el contexto geológico regional y local del depósito de wolframio de la mina La Independencia como así también la petrografía de la facies félsica aplítica del granito Los Coloraditos que constituye la roca de caja de las vetas.

**Geología Regional.** La sierra de Velasco forma parte de la provincia Geológica de Sierras Pampeanas (Argentina). Está constituida esencialmente por granitoides de diferente naturaleza petrográfica de edad paleozoica (Báez *et al.*, 2005; Toselli *et al.*, 2005) y reducidos afloramientos de metapelitas y metapsamitas que por correlación se la designan aquí como Formación La Cébila, definida en la vecina sierra de Ambato ubicada más al norte (González Bonorino, 1951).

El magmatismo de la sierra de Velasco tiene un carácter temporalmente polifásico: uno desarrollado preponderantemente durante el Ordovícico y otro durante el Carbonífero (Toselli *et al.*, 2007). Los granitos Ordovícicos ocupan mayor extensión que los Carboníferos y se sitúan en los sectores noroccidental, occidental y centro de la sierra con composición sienogranítica y monzogranítica con muscovita y biotita, ocasionalmente cordierita, siendo geoquímicamente peraluminosos (Toselli *et al.*, 2007). Hacia el sur de la sierra se encuentran granitos Ordovícicos que presentan composición tonalítica a granodiorítica con accesorios tales como allanita, titanita, magnetita, biotita y hornblenda (Bellos, 2008).



**Figura 2.** Fotomicrografías del granito Los Coloraditos. **a.** Textura granofíbrica (text grf); **b.** Textura peritítica con reemplazo de albita por cuarzo. **c.** Epidoto II en el granito Los Coloraditos, N//: nicoles paralelos; NX: nicoles cruzados.

En la sierra de Velasco se han reconocido zonas de cizallas con orientación general NNO-SSE, que afectan las rocas graníticas del ordovícico y a partir de las cuales se originaron rocas miloníticas (López *et al.*, 2007). Este cizallamiento habría tenido lugar durante el Silúrico superior-Devónico inferior (Höckenriener *et al.*, 2003).

Los granitos Carboníferos intruyen las unidades precedentes y se encuentran ubicados en el extremo norte y sector noroeste, y en la parte central y centro-oriental de la sierra (Báez *et al.*, 2004; Dahlquist *et al.*, 2006; Grosse *et al.*, 2009) (figura 1a). Corresponden a granitos de carácter post-tectónicos, sin indicios de deformación, de composición sienograníticas y monzogranítica con biotita y muscovita como minerales accesorios más importantes.

**Geología del área.** El cerro "Los Coloraditos" de dirección meridional, en donde se emplazan las vetas de la mina La Independencia, es una pequeña 'península' que se desprende hacia el oeste de la sierra de Velasco (figura 1b). Está conformado por un granito granatífero colorado, sin deformación, de textura equigranular a levemente porfírica, denominado granito Los Coloraditos. La roca de caja del granito granatífero Los Coloraditos consiste en una metamorfita de color oscuro con evidentes signos de deformación y con intrusiones de vetas y venillas de cuarzo, menos frecuentemente por diques de pegmatitos estériles (Alderete y Peralta, 1969). Cerca del contacto, en ocasiones ésta roca se presenta marcadamente más oscura y con textura afanítica, masiva, dando lugar a una corneana resultante de un episodio de metamorfismo térmico.

**Granito Los Coloraditos.** El granito Los Coloraditos presenta litofacies diferenciadas, entre ellas un sienogranito aplítico gris muy claro, equigranular, que es el que contiene a las vetas de la Mina La Independencia. Al microscopio, la roca presenta una textura hipidiomórfica a xenomórfica, inequigranular seriada; esporádicamente con textura granofírica (figura 2a). El principal constituyente de esta roca es el cuarzo. Este mineral tiene hábito generalmente anhedral y a menudo la extinción es ondulosa a levemente ondulosa. El microclino es pertítico, aunque sin embargo, hacia cercanías de las vetas de cuarzo, la albita de esta textura habría sido reemplazado por cuarzo en donde se muestra en finas bandas usualmente paralelas y levemente curvadas (figura 2b); en el contacto entre estas bandas puede aparecer muy fina sericita. La plagioclasa se presenta con cristales anhedrales y subhedrales, maclados polisintéticamente según ley Albita.

Los minerales accesorios de la roca granítica de la caja de las vetas son escasos, modalmente menos del 5% sobre el total. Consisten principal-

mente en muscovita con láminas que pueden alcanzar  $\frac{1}{2}$  mm y biotita, más pequeña; ambas comúnmente aparecen asociadas. La fluorita es un mineral poco frecuente, y se observa con hábito idiomorfo, de color verde claro y con buen desarrollo del clivaje octaédrico. El circón es idiomorfo prismático con terminaciones bipiramidales en algunos casos y de alto relieve; se halla incluido principalmente en biotita, raramente en cuarzo. Hacia el contacto con las vetas de cuarzo, la turmalina y el epidoto se hacen más frecuentes. El primero aparece según cristales subhedrales a euhedrales de hábito prismático corto, característicamente pleoico. Mientras que el segundo, con granos euhedrales a subhedrales, está generalmente asociado a biotita, o se ubica en espacios intersticiales (figura 2c).

**Discusión.** El granito Los Coloraditos muestra una relación de campo netamente intrusiva sobre rocas deformadas atribuidas al magmatismo de edad Ordovícica de la sierra de Velasco. Los granitos Ordovícicos a su vez, contienen colgajos de techos, tabiques y enclaves de rocas metamórficas atribuibles al Precámbrico superior-Paleozoico inferior. Los fenómenos de metamorfismo de contacto producidos por la intrusión del granito Los Coloraditos se manifiestan por la aparición de corneanas.

Este cuerpo habría tenido un emplazamiento somero atestiguado por sus rasgos texturales (ejemplo, la textura granofírica). Por otro lado, no muestra típicas texturas de deformación y las relaciones de campo indican un carácter netamente intrusivo a rocas deformadas atribuidas al Ordovícico. Estas observaciones y teniendo en cuenta la *evolución del magmatismo de la sierra de Velasco* (Toselli *et al.*, 2007; Grosse *et al.*, 2009; Dahlquist *et al.*, 2010) es posible inferir, a priori y ciertas reservas, que la edad relativa de este pequeño cuerpo portador de granate sería Carbonífera.

Las vetas que constituyen la mineralización de la mina La Independencia tienen una relación espacial con una facies félsica aplítica del granito Los Coloraditos muy cerca del contacto con la roca de caja. Esta constituye una de las manifestaciones de wolframio relacionada a granitoides juntamente con la de El Durazno ubicada al norte y El Cantadero hacia el flanco centro-oriental de la sierra de Velasco y que también estarían vinculadas al magmatismo de edad Carbonífera (Báez *et al.*, 2012; Sardi *et al.*, 2010). Sin embargo, la mina La Independencia no tendría relación con la faja wolfrámifera de la vecina provincia geológica del Sistema de Famatina de comprobada edad Ordovícica (Sardi *et al.*, 2005; Sardi y Stein, 2012).

La secuencia metalogenética incluye la intrusión del cuerpo granítico Los Coloraditos a niveles corticales muy someros, muy probablemente durante el Carbonífero; fracturación en la cúpula del gra-



nito, muy probablemente por enfriamiento; y relleno de estas fracturas por material síliceo acompañado por la mineralización hidrotermal de wolframio.

**Conclusión.** Las vetas de cuarzo-wolframio que constituyen la Mina Independencia se alojan en la cúpula de Granito Los Coloraditos muy cerca del contacto con la roca de caja metamórfica.

A base de las relaciones geológicas de campo de la roca granítica portadora de las vetas de cuarzo y de acuerdo al estudio textural del mismo, se infiere que la mineralización tendría relación con el magmatismo de edad Carbonífera de importante desarrollo en la sierra de Velasco.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alderete, M. y Peralta, E. 1969. Informe preliminar de Mina La Independencia. Departamento Chilicito, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. (Inédito, 9). 9 p. La Rioja.
- Báez, M., Basei, M., Toselli, A. y Rossi, J. 2004. Geocronología de granitos de la sierra de Velasco (Argentina): reinterpretación de la secuencia magmática. Simposio 40 años de Geocronología no Brasil. Boletín de Resumos: 85.
- Báez, M., Bellos, L., Grosse, P. y Sardi, F. 2005. Caracterización petrológica de la sierra de Velasco. En: Dalhquist, J., Baldo, E. y Alasino, P. (Eds), Geología de la provincia La Rioja (precámbrico-paleozoico inferior). Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial N° 8: 123-130.
- Báez, M., Fogliata, A., Hagemann, S. y Sardi, F. 2012. Caracterización geoquímica del granito El Durazno, extremo norte de la sierra de Velasco, La Rioja. Serie de Correlación Geológica 28 (2): 139-150.
- Bellos, L. I., 2008. Petrología de los granitoides del sur de la Sierra de Velasco y su significación regional. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. (inédita, 334). 334 p. Córdoba.
- Dalhquist, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Casquet, C., Fanning, C., Alasino, P. y Báez, M. 2006. The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 20: 341-350.
- González Bonorino, F. 1951. Una nueva formación Precámbrica en el noroeste Argentino. Comunicaciones Científicas. Museo de La Plata. N° 5.
- Grosse, P., Bellos, L., de Los Hoyos, C., Larrovere, M., Rossi, J. y Toselli, A. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S-, and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco. Journal of South American Earth Sciences 32: 110-126.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J. y De La Rosa, D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. International Journal of Earth Sciences 98: 1001-1025.
- Höckenreimer, M., Söllner, F. y Miller, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: Early Devonian terrane boundary between Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). Journal of South American Earth Sciences 16: 45-66.
- López, J. P., Grosse, P. y Toselli, A. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. Estudios Geológicos 63 (2): 5-18.
- Sardi, F. G., Bengochea, L., Mas, G. y Grosse, P. 2010. Estudio de DRX en wolframitas de la sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogénesis (MINMET): 129-136. Río Cuarto.
- Sardi, F. G., Báez, M., Fogliata, A., Grosse, P. y Bellos, L. 2013. Manifestaciones hidrotermales asociadas a granitoides de la sierra de Velasco, provincia de La Rioja, Argentina. 2º PIMA (2º Simposio sobre Petrología Ignea y Metalogénesis Asociada), Resúmenes: 87. San Luis.
- Sardi, F. G. y Stein, H. 2012. Age of the Angulos W-Mo mineralization from the Paiman range (NW Argentina) and its geological significance. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh. 266 (2): 149-157.
- Sardi, F., Toselli, A. y Marcos, O. 2005. Depósitos minerales y mineralogénesis del ciclo famatiniano de la provincia de La Rioja. En: Dalhquist, J., Baldo, E. y Alasino, P. (Eds.), Geología de la provincia La Rioja (precámbrico-paleozoico inferior). Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación especial N° 8: 157-167.
- Toselli, A., Miller, H., Aceñolaza, F., Rossi, J. y Söllner, F. 2007. The Sierra de Velasco (northwestern Argentina) – an example for polyphase magmatism at the margin of Gondwana. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh. 246: 325-345.
- Toselli, A., Rossi, J., Miller, H., Báez, M., Grosse, P., López, J. y Bellos, L. 2005. Las rocas graníticas y metamórficas de la Sierra de Velasco. Serie Correlación Geológica 19: 211-220.



## EL DEPÓSITO DE WOLFRAMIO DE LA MINA LA INDEPENDENCIA, LA RIOJA, ARGENTINA. PARTE II: TEXTURA Y MINERALOGÍA DE LAS VETAS

Ryziuk, Juan F.<sup>1</sup>; Sardi, Fernando G.<sup>1</sup>; Cisterna, Clara<sup>2</sup>; Alderete, Mario<sup>3</sup>; Peralta, Eduardo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> INSUGEO (CONICET/UNT). Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>2</sup> CONICET y Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>3</sup> Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

<sup>4</sup> Geólogo consultor.

**Resumen.** El depósito de wolframio de la mina La Independencia está vinculado espacialmente al granito Los Coloraditos el cual sería un producto del magmatismo Carbonífero de la sierra de Velasco, provincia de La Rioja. La morfología es vetiforme y la composición de la mena es de W. Las vetas están formadas esencialmente por cuarzo y presentan una textura masiva de cristalización primaria y en menor medida, textura sacaroide. La mineralización hipogénica se compone de wolframita, magnetita, molibdenita y bismutinita, y los minerales de ganga son principalmente silicatos y pirita. La alteración hidrotermal principal en la roca de caja es la silicificación. La turmalinización, y en menor medida, muscovitización y propilitización afectan tanto al granito como a las vetas de cuarzo.

**Palabras clave.** Mineralización de wolframio, textura masiva, textura sacaroide, sierra de Velasco.

**Abstract.** "La Independencia wolfram-bearing deposit, La Rioja province, Argentina. Part II: texture and mineralogy of the veins". La Independencia wolfram-bearing deposit is spatially related to the post-tectonic Los Coloraditos granite of probable Carboniferous age, sierra de Velasco, La Rioja province. The morphology is vein-like and the ore-minerals composition is W. The veins are formed essentially of quartz and present a massive texture of primary crystallization and to a lesser extent a secondary saccharoidal texture. The hypogenic mineralization consists of wolframite, magnetite, molybdenite and bismuthinite, and gangue minerals are mainly silicates and pyrite. The main hydrothermal alteration in the wall rock is the silicification. The tourmalinization and to a lesser extent, muscovitization and propylitization affect both the granite as well to quartz veins.

**Keywords:** Wolfram-bearing mineralization, massive texture, saccharoidal texture, sierra de Velasco.

**Introducción.** La mina La Independencia está ubicada en el sector centro-occidental de sierra de Velasco, en la provincia de La Rioja, Argentina. Este depósito tiene relación espacial con una facies félsica aplítica del granito Los Coloraditos, de probable edad Carbonífera. En la actualidad, existen labores que se encuentran abandonadas y algunas de ellas tapadas con derrubios.

Los primeros estudios de estas vetas hidrotermales corresponden a Kantor (1913), quien describe la geología local, las características de la mineralización y su génesis. Con mayores detalles, profundizaron estos contenidos Alderete y Peralta (1969). Tanto Guerrero *et al.* (1970) como Angelelli (1984) hacen alusión al depósito tomando como referencias trabajos previos, aunque con hincapié sobre la posición estructural de las vetas y de la mineralización primaria y secundaria.

El objetivo de esta presentación es dar a conocer un estudio detallado de las texturas y caracteres mineralógicos utilizando muestras tomadas en las escombreras.

**Mina La Independencia.** El rumbo de las estructuras mineralizadas es aproximadamente SO y SE con inclinaciones subverticales hacia el NO y SE (Alderete y Peralta, 1969; Angelelli, 1984). Además, Kantor (1913) identifica vetas de rumbo N-S con inclinación de 80° al E. El espesor de las vetas es de 0.40 m de acuerdo a Kantor (1913), mientras que Alderete y Peralta (1969) reconocen vetas de hasta 1.00 m de espesor (figura 1).

La mineralización principal de las vetas es la wolframita que según Alderete y Peralta (1969) se presenta en cristales de hábito tabular, de pocos mm hasta 1 cm de longitud, suborientados según una lineación poco marcada.

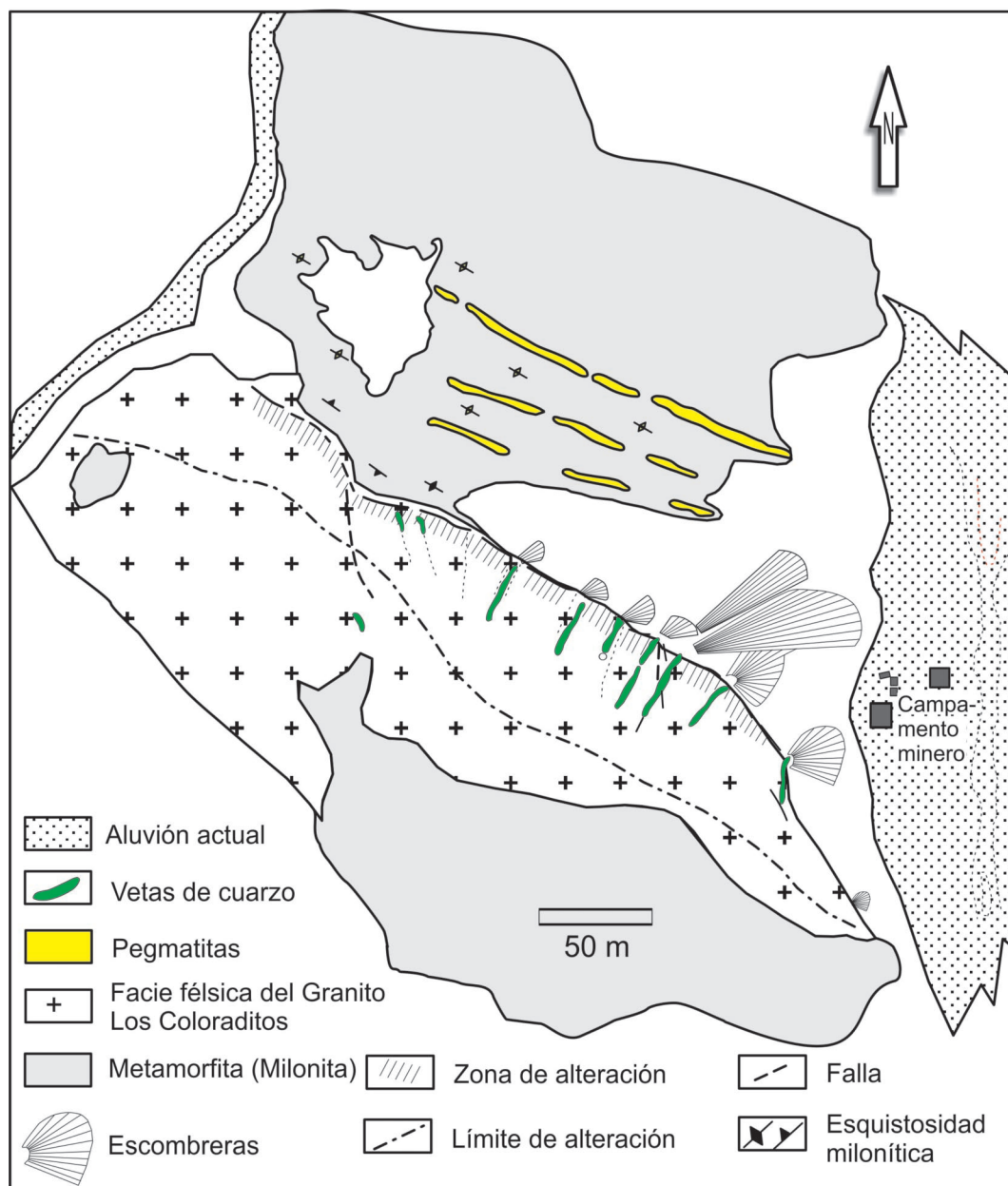
La alteración de la roca de caja granítica consiste principalmente en una intensa silicificación. La turmalinización también es marcada en algunos sectores del granito. Respecto a la muscovitización, es una alteración poco frecuente y se manifiesta con el desarrollo de paquetes laminares de muy pocos centímetros de magnitud y venillas a escala microscópica.

**Texturas del cuarzo.** Macroscópicamente, el cuarzo de las vetas se presenta según dos principales ocurrencias texturales, aunque comúnmente asociadas:

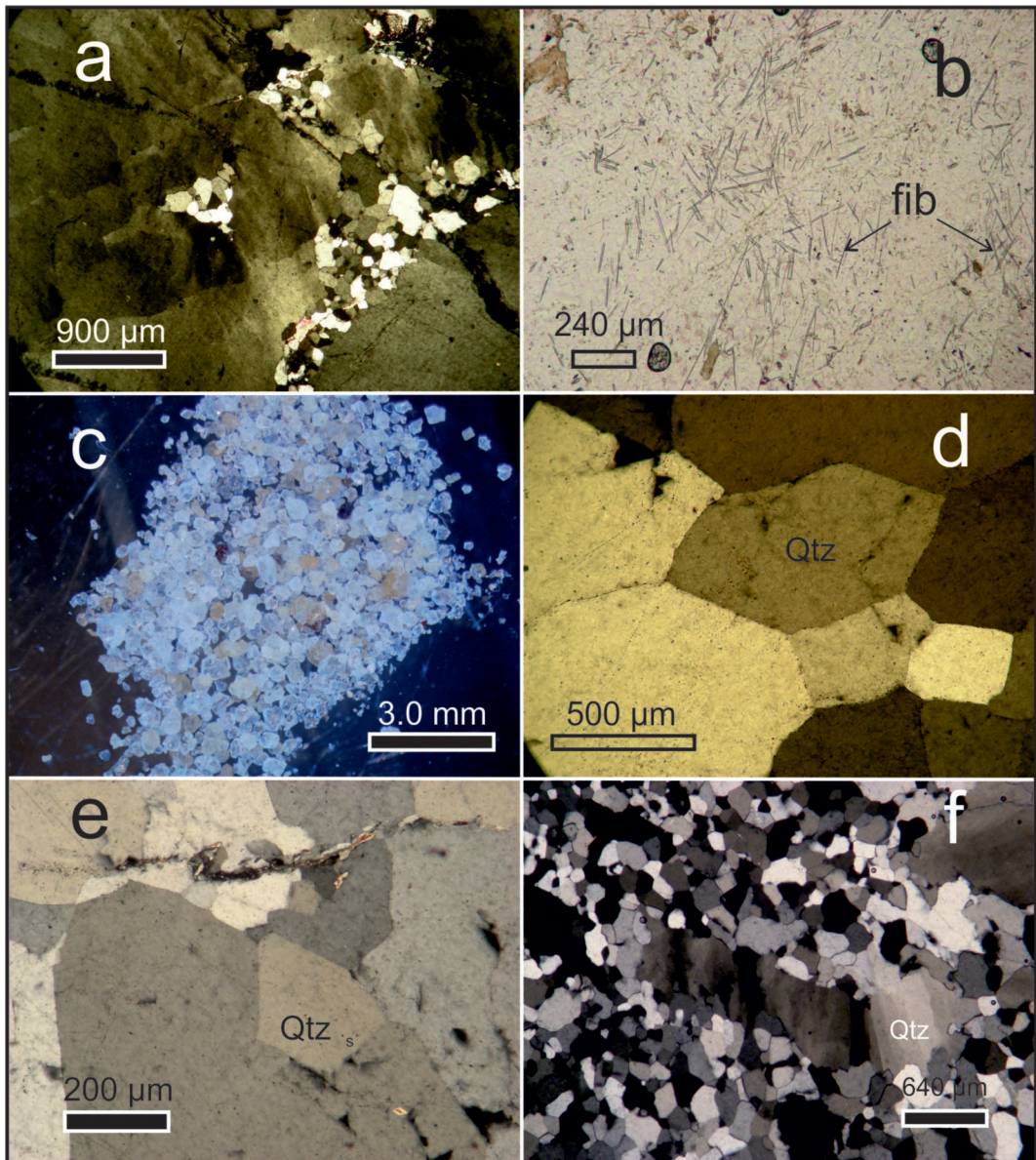
– *Cuarzo masivo*, es la principal textura del yacimiento y por el color puede considerarse como: a) *Cuarzo masivo gris*: son masas anhedrales con fractura concoidea notable. Incluyen pocos minerales tales como muscovita y feldespato subidiomorfo, blanco y con dimensiones que pueden alcanzar 1,2 cm. También se presentan cristales grandes de turmalina (aproximadamente de 1 cm de longitud) y por sectores óxido de hierro; b) *Cuarzo masivo blanco*: tiene la particularidad de contener la mayor

cantidad de sulfuros, principalmente pirita y en menor medida, molibdenita. A su vez, esta clase textural presenta también la mayor cantidad de oquedades (huecos), las que pueden alcanzar aproximadamente unos 3 cm de longitud. En estas oquedades es donde se desarrollan la mayor parte de los cristales idiomorfos y subidiomorfos de pirita. También se observan inclusiones de diminutos cristales idiomorfos de turmalina, pirita y muscovita no mayores a 2 mm de longitud.

Al microscopio el cuarzo masivo presenta un entramado xenomórfico inequigranular, en muchos casos con texturas cataclástica incipiente. La extinción del mineral es siempre ondulosa y fragmentosa. Agregados microcristalinos de cuarzo rodean y/o se incluyen en granos de mayor tamaño (figura 2a); además se observan frecuentemente granos alargados de cuarzo con una misma orientación en la roca.



**Figura 1.** Mapa de detalle de la mina La Independencia (modificado de Alderete y Peralta, 1969).

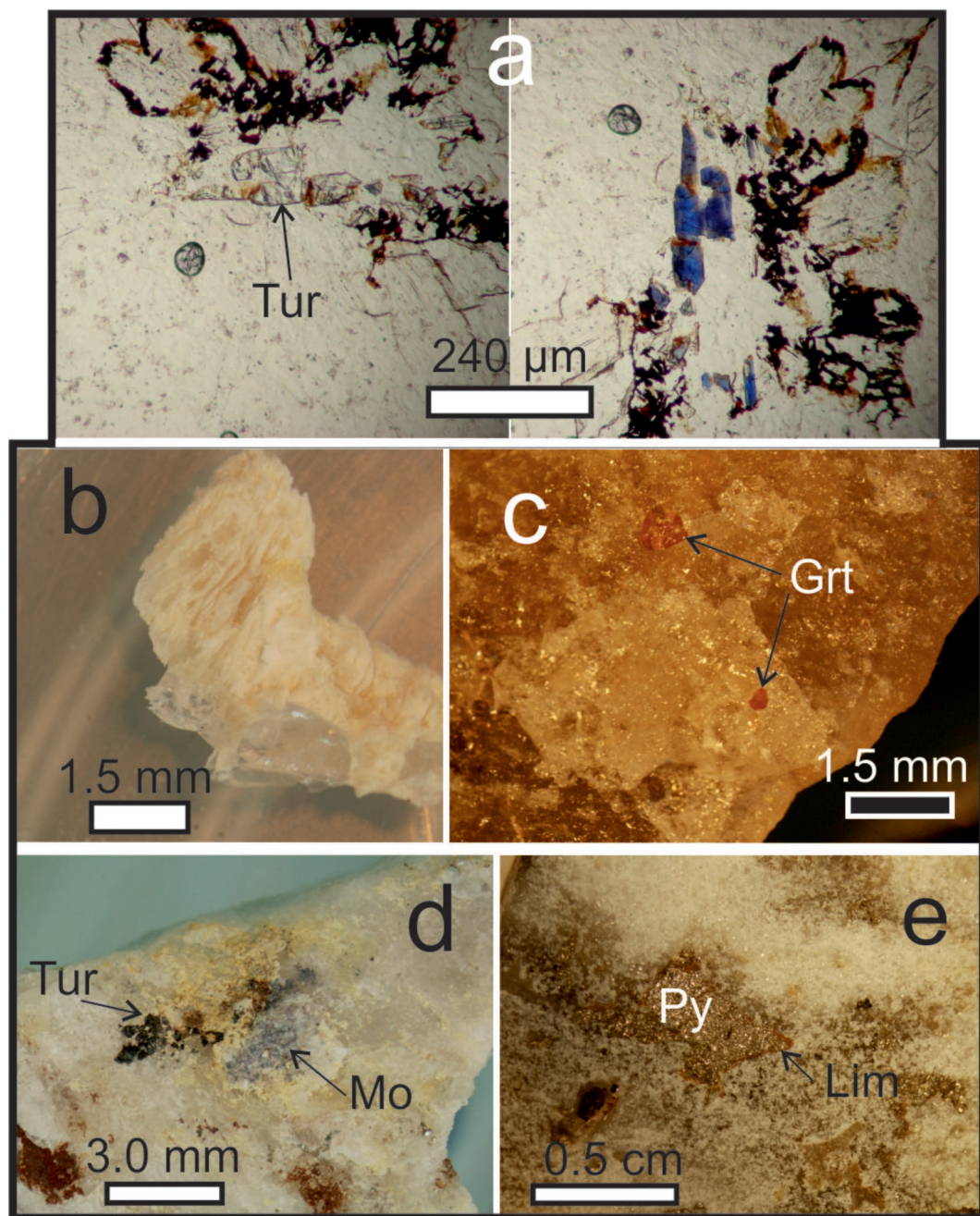


**Figura 2.** Macro y microfotografías de las texturas del cuarzo de la mina La Independencia. **a.** Venillas e islas de granos microcristalinos de cuarzo en el interior y borde de granos de mayor tamaño del cuarzo masivo de las vetas (microfotografía, NX). **b.** Fibrolita (fib) incluido en cuarzo de las vetas (microfotografía, N//). **c.** Macrofotografía de granos individuales del cuarzo sacaroide de las vetas. **d.** Cristal de cuarzo (Qtz) idiomorfo bipiramidal en las vetas (microfotografía, NX). **e.** Cristal sobrecrecido de cuarzo (Qtz<sub>s</sub>) sobre otro grano de cuarzo, vetas (microfotografía, NX). **f.** Textura sacaroide remplazando al cuarzo masivo de extinción ondulosa (Qtz), vetas (microfotografía, NX). Referencias: N//, nicoles paralelos; NX, nicoles cruzados.

Acompañan a este mosaico aunque escasamente (Å 1%), plagioclasa anhedral maclada según ley Albita, feldespato potásico, granate y fibrolita (figura 2b).

– **Cuarzo sacaroide:** se presenta en roca de color blanquecino y localmente con patinas de color rojizo claro atribuible a la impregnación de óxido de hierro. Los individuos de cuarzo son incoloros y





**Figura 3.** Macro y microfotografías de la mineralogía de mina La Independencia. **a.** Turmalina de color azul (Tur), vetas de cuarzo (microfotografía, N// a la izquierda y NX a la derecha). **b.** Textura perítica con reemplazado de cuarzo por albita (macrofotografía), vetas de cuarzo. **c.** Granate (Grt) en cuarzo masivo (macrofotografía), vetas de cuarzo. **d.** Molibdenita (Mo) en cuarzo masivo blanco; Tur, turmalina (macrofotografía). **e.** Limonita (Lim) en los bordes de un grano de pirita (Py), vetas de cuarzo (macrofotografía).

blanquecinos, muy finos (menores a  $\frac{1}{2}$  mm) y se hallan integrando un mosaico equigranular. La cohesividad de estas rocas es muy baja lo que produce

el fácil desprendimiento de granos de cuarzo (figura 2c). Este mineral presenta hábito prismático y formas subidiomorfas a idiomorfas, en algunos ca-



sos con terminaciones bipiramidales. También se han observado pequeños fragmentos de cuarzo masivo incluidos en la masa sacaroide, lo que permite indicar que este último habría reemplazado al anterior.

Microscópicamente, la roca muestra un mosaico hipidiomórfico de cuarzo aunque en algunos casos, el mineral es idiomorfo prismático bipiramidal en ambos extremos (figura 2d). La extinción es siempre recta y no hay indicios de deformación. La granulometría es equigranular, con granos entre 30 y 200  $\mu\text{m}$  aproximadamente. Solo en casos aislados se observa el sobrecrecimiento de cuarzo sobre granos de mayor tamaño del mismo mineral (figura 2e). Acompañan al cuarzo, en forma subordinada, plagioclasa anhedral con maclado polisintético según ley Albita, a veces en combinación con maca Carlsbad. El feldespato potásico es más escaso que el mineral precedente, al igual que turmalina subhedral y muscovita.

Se destaca que el cuarzo de textura sacaroide reemplaza al masivo ya que se observan nódulos de este tipo de textura que rodean a granos anhedrales mayores de más de 1 mm de extinción ondulosa y fragmentosa marcada, típica textura del cuarzo masivo (figura 2f).

**Mineralogía descriptiva. Wolframita.** en la veta de cuarzo se presenta wolframita en cristales muy pequeños de pocos mm hasta 1 cm de longitud, suborientados según una lineación poco marcada (Alderete y Peralta, 1969). Guerrero (1970) destaca la presencia de tungstita ( $\text{WO}_3$ ) sobre wolframita, de color amarillo claro, también limonita y hematita secundaria. La wolframita constituye el principal mineral de mena.

**Turmalina (chorlita).** Es un mineral muy común. Aparece en cristales columnares subidiomorfos e idiomorfos, con numerosos casos de estrías en sus caras prismáticas. El tamaño del mineral es variable: presenta desde cristales milimétricos (generalmente se hallan incluidos en el cuarzo masivo gris) hasta cristales de 2,5 cm de longitud. La turmalina también ocurre como agregados de cristales finos (soles de turmalina). Por sectores se encuentra asociada con muscovita secundaria. Al microscopio se observa que los cristales más pequeños se asocian principalmente al mosaico de cuarzo masivo, mientras que los de mayor tamaño se vinculan o están asociados en grandes láminas de muscovita de 2 a 3 cm. Este mineral muestra su típico pleocroísmo en tonos del verde oliva, aunque también se suman individuos de color azul que permiten definir una turmalina alcalina (*elbaíta*?) (figura 3a).

**Feldespato potásico.** Es muy escaso y ha sido observado junto al cuarzo masivo gris. La albita de la textura perítica de este mineral habría sido reemplazada por cuarzo (figura 3b).

**Granate.** Se presenta diseminado principalmente en la masa de cuarzo gris (figura 3c). Consiste en cristales idiomorfos, muy pequeños que no exceden el  $\frac{1}{2}$  mm. Presenta color rojo, notablemente transparentes a translúcidos, y brillo vítreo. Se presentan ejemplares con formas dodecaedros y trapezoedros. Al microscopio, se observa que el mineral se encuentra diseminado en el cuarzo masivo o bien asociado a megacristales de magnetita, y a grandes láminas de muscovita.

**Fluorita.** No es un mineral común, se halla con granos euhedrales asociado a magnetita.

**Magnetita.** Es el mineral metálico más común encontrado en las escombreras. Los individuos son subhedrales a anhedrales y están incluidos en el cuarzo masivo blanco. La muscovita es un mineral que comúnmente se asocia a la magnetita y en algunos casos se observa una fina película de limonita en los bordes del mineral.

**Molibdenita.** Es de color gris plomo (figura 3d), clivaje perfecto, muy pequeña y forma agregados laminares cuya dimensiones no superan 1,2 cm por  $\frac{1}{2}$  cm de ancho. Se aloja sobre muy pequeñas diaclasas, en los tres tipos texturales de cuarzo, pero preferentemente en el cuarzo sacaroide.

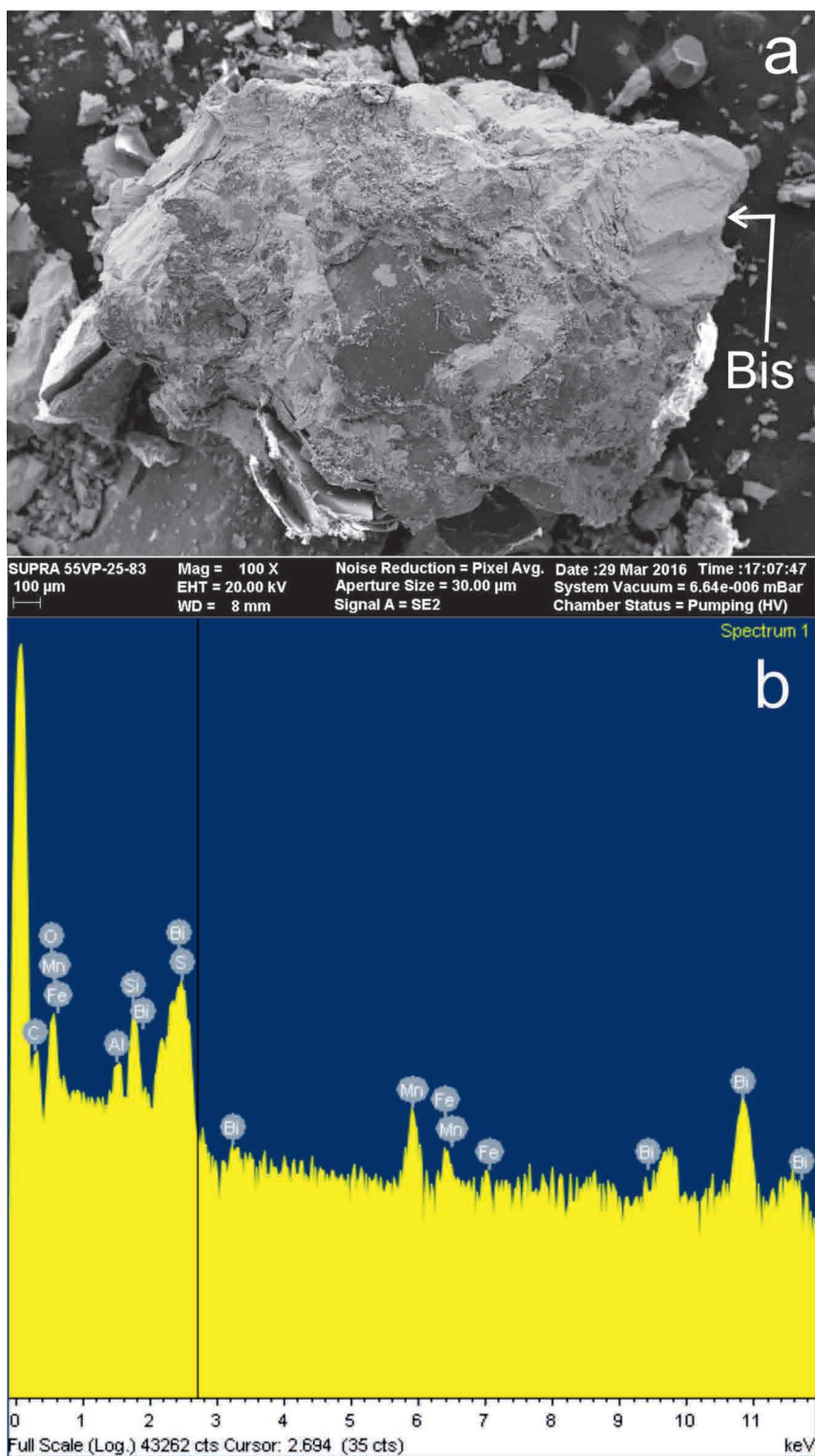
**Pirita.** Está presente en los tres tipos texturales de cuarzo, siendo más frecuente en el cuarzo masivo blanco y también en finos granos en el cuarzo sacaroide. Se presenta habitualmente en forma idiomorfa y pueden medir  $\frac{1}{2}$  cm. Otro tipo textural de pirita es la que forma agregados masiformes con individuos microcristalinos. Estas masas pueden alcanzar aproximadamente 1 cm. Frecuentemente se observa pirita alterada meteóricamente, dando lugar ocasionalmente a cristales esqueléticos.

**Bismutinita.** Es un mineral muy escaso, su presencia es casi accidental. Muy pequeño menor a  $\frac{1}{2}$  mm incluido en la masa de cuarzo blanco, subidiomorfo, clivaje perfecto, y color negro y notable brillo metálico. Su identificación ha sido posible mediante técnicas de SEM-EDS (figura 4).

**Epidoto II.** Muy fino de escala microscópica, aparece en venas y venillas acompañando a muscovita II, a veces diseminado en las vetas; también en el granito. Es muy escaso. No muestra signos de deformación.

**Hematita II.** Forma agregados terrosos negros, con raya rojiza característica. Probablemente derive de la alteración de pirita, puesto que a veces se desarrolla en sus bordes (figura 3e).

**Discusión.** La alteración meteórica de la pirita puede ser explicada por la presencia de material



**Figura 4.** *a.* Imagen SEM de microscopio electrónico de bismutinita (Bis) en el extremo superior derecho del fragmenta. *b.* Espectro composicional EDS de bismutinita, con indicación de picos en Bi y S.

limonítico de color rojizo y amarillento sobre bordes y pequeñas fisuras internas de aquel mineral.

La mineralogía de mena (esencialmente wolframita) y de ganga, como así también la alteración hidrotermal (turmalinización, silicificación) observada se correspondería con la de un yacimiento típicamente hipotermal.

El cuarzo masivo se considera como una textura de crecimiento primario en base al concepto de Dowling y Morrison (1988) y Dong *et al.* (1995). Sin embargo, el cuarzo tipo sacaroide representa una textura de crecimiento secundario y se infiere como formado en etapas post-depositacional del cuarzo masivo, en estadios de menor temperatura, al cual estaría reemplazando. Esta última textura generalmente se identifica en yacimientos epitermales donde el cuarzo reemplaza habitualmente a carbonatos (Dong *et al.*, 1995).

Las texturas de deformación observada en las vetas podrían haber sido ocasionadas por efectos del emplazamiento de las mismas sobre una roca de caja rígida.

**Conclusión.** Las texturas de cuarzo masivo es la dominante en las vetas, y en forma secundaria, cuarzo sacaroide.

– De acuerdo a las texturas del cuarzo, las vetas habrían sido afectadas por fenómenos de recristalización.

– Los minerales hipogénicos son wolframita, magnetita, molibdenita y bismutinita. Entre los minerales de ganga, se encuentran principalmente cuar-

zo, turmalina, pirita, feldespatos, micas, granate, fluorita y fibrolita. La alteración hidrotermal dominante es la silicificación y la turmalinización, y en menor medida, muscovitización y propilitización (conformada por clorita y epidoto).

## BIBLIOGRAFÍA

- Alderete, M. y Peralta, E. 1969. Informe preliminar de Mina La Independencia. Departamento Chilecito, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería. (Inédito, 9). 9 pp. La Rioja.
- Angeles, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Volumen II. CIC (Comisión de Investigaciones Científicas). La Plata.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland-classification, origin, and implication. *Economic Geology* 90: 1841-1856.
- Dowling, K. y Morrison, G. 1988. Application of quartz textures to the classification of gold deposit using North Queensland examples. *Economic Geology, Monograph* 6: 342-355.
- Guerrero, M. 1970 (*supervisor*). Descripción del Mosaico 49A del mapa Geológico Económico de la provincia de La Rioja. Plan Cordillera Norte. Dirección Nacional de Geología y Minería. La Rioja.
- Kantor, M. 1913. Minerales de wolframio en la sierra de Velasco. *Rev. Museo de La Plata*, XX (31): 116-123.

## METEORITO "REALICÓ": NUEVA CONDRITA ORDINARIA

Saavedra Marcela E.; Varela María E.

ICATE-CONICET, Av. España 1512 Sur, San Juan J5402DSP, Argentina.

**Resumen.** "Realicó" es un meteorito encontrado en la Provincia de La Pampa, Argentina. La única masa hallada, con un total de 12 kg aproximadamente, fue recuperada alrededor del año 1970 en el ejido de Realicó, (Latitud 35°01'S - Longitud 64° 19' O). Para su estudio y clasificación se realizaron tres secciones delgado-pulidas a partir de una pieza de 47.51 g, que fue donada al Instituto de Ciencias Astronómicas de la Tierra y el Espacio (ICATE). La muestra consiste de cóndrulas con diferentes texturas: Radial a Piroxeno (RP), Olivino Barrada (BO), Porfírica - Olivino- Piroxeno (POP) y Granular- Olivino-Piroxeno (GOP), cuyos diámetros varían desde 600 µm a 1,54 mm. La matriz generalmente tiene aspecto desvitrificado con cristales (olivino y piroxeno) y minerales opacos. Los minerales esenciales son olivinos (Fa<sub>25</sub>) y piroxenos bajos en calcio (Fs<sub>21</sub>). Los minerales accesorios son sulfuros, óxidos de hierro y metal (Fe-Ni). La composición química de las fases principales indican que "Realicó" es un miembro del grupo L (condritas con bajo contenido en hierro). Las observaciones de los minerales y de las texturas permiten clasificarlo como una condrita equilibrada del tipo petrológico 5. Las características de choque en los cristales tales como: extinción ondulante, fracturas planares, bolsones fundidos y la presencia de troilita policristalina indican un estado de choque S3/S4. El fuerte grado de oxidación del metal y de la troilita indica un estadio de alteración W3.

**Palabras clave:** "Realicó", Meteorito La Pampa, Condritas, Condritas.

**Abstract.** The "Realicó" meteorite was found in La Pampa Province, Argentina. The only mass, with a total of 12 kg approximately, was recovered around 1970 in the Ejido of Realicó (Latitude 35° 01'S - Longitude 64°19' O). Three thin polished sections were prepared from a 47.51g piece, which was donated to the Institute of Astronomy, Earth and Space Sciences (ICATE). The sample consists of chondrules with different textures: Radial Pyroxene (RP), Barred Olivine (BO), Porphyritic-Olivine-Pyroxene - (POP) and Granular Olivine-Pyroxene (GOP), with apparent diameters ranging from 600 microns to 1.54 mm. The matrix looks devitrified with crystals (olivine and pyroxene) and opaque minerals. The major minerals are olivine (Fa<sub>25</sub>) and low-Ca pyroxene (Fs<sub>21</sub>). Accessory minerals are sulfides, metal, iron oxides and Fe-Ni metal. The chemical composition of the major phases

indicate that "Realicó" is a member of the L group (low iron chondrites). The petrographic features and textures allow to classify "Realicó" as an equilibrated chondrite of petrologic type 5. The shock features record by crystals such as: undulatory extinction, planar structure, melt pockets and the presence of polycrystalline troilite indicate a state of shock S3 /S4. The strong degree of oxidation of metal and troilite suggest an alteration stage W3.

**Keywords.** "Realicó", La Pampa Meteorite, Chondrules, Chondrites.

**1. Introducción.** Las condritas ordinarias incluyen los grupos H, L y LL. Ellas son los materiales más comunes dentro de la colección de meteoritos, y constituyen más del 85% de los meteoritos observados como caídas. Se caracterizan por una alta abundancia de cóndrulas, con grandes diámetros aparentes (de tamaño milimétrico), con diferentes texturas y composiciones minerales. Algunas de las condritas menos transformadas muestran evidencia de alteración acuosa la cual afecta principalmente a la matriz y en algunos casos a la mesostasis de las cóndrulas (Hutchison *et al.*, 1987). En general, las condritas H, L y LL son similares ya que tienen características petrológicas superpuestas. Para resolver las diferencias sistemáticas entre estos grupos (H, L y LL) se utilizan un número de parámetros específicos (Weisberg, M.K. *et al.*, 2006). Uno de los más usado es el que estipula el Comité de Nomenclatura, donde se tiene en cuenta los rangos apropiados de porcentaje de moles de fayalita en olivino (Fa) y de ferrosilita (Fs) del piroxeno bajo en Ca. Esto permite diferenciar los grupos de condritas ordinarias (figura. 1).

Otro criterio importante a tener en cuenta en estos meteoritos es que ellos muestran una amplia gama de tipos petrológicos que se clasifican de 3 hasta 6, los cuales pueden ser subdivididos en varios miembros (tipos petrológicos 3,0-3,1) dependiendo del grado de alteración. Dodd (1981) adoptó criterios para los tipos petrológicos de las subclases de condritas y estableció las tendencias mineralógicas asociados a cada uno de ellos.

El meteorito "Realicó" fue encontrado en la Provincia de La Pampa, Argentina. La única masa, con un total de 12 kg aproximadamente (figura. 2A), fue recuperada alrededor del año 1970 en el ejido de Realicó, (Latitud 35°01'S - Longitud 64° 19' O) pero sólo a 1000 metros al sur del límite con la provincia de Córdoba. Una sola pieza de 47.51 g fue donada al Instituto de Ciencias Astronómicas de la Tierra y el Espacio (ICATE), para su clasificación y estudio. El meteorito aún no ha sido enviado al Comité de Nomenclatura de la Sociedad Meteorítica para su aprobación. Al no estar reconocido oficialmente el nombre debe ser escrito entre comillas.



**2. Metodología y técnicas analíticas.** Para el estudio del meteorito se prepararon 3 secciones delgado-pulidas, las cuales luego se analizaron usando microscopía óptica, análisis cuantitativos en microsonda y microscopía electrónica de barrido (SEM). La microscopía óptica se llevó a cabo utilizando el Microscopio óptico (transmisión y reflexión) Olympus BX51 y los análisis en microsonda fueron efectuados con Microsonda electrónica ARL-SEMQ especialmente preparada con estándares internacionales de silicatos y metales para el estudio de meteoritos. Cuenta con 5 espectrómetros (1 TAP, 2 LIF, 2 PET), ambos equipos pertenecen al Instituto ICATE, provincia de San Juan. La técnica de SEM se realizó a través del microscopio electrónico de barrido ZEISS FE-SEM Óigma con EDS y EBSD, en el laboratorio LAMARX de microscopía electrónica y análisis por rayos X de la Universidad Nacional de Córdoba.

**3. Resultados. 3.1. Química Mineral.** Se realizaron un total de 79 análisis en 4 áreas distribuidas de manera tal que abarquen todo el mosaico (figura. 2B). Los minerales esenciales son en su mayoría olivinos y piroxenos bajos en calcio (ortopiroxenos). Solo se ha encontrado un clinopiroxeno en todos los análisis de las áreas estudiadas.

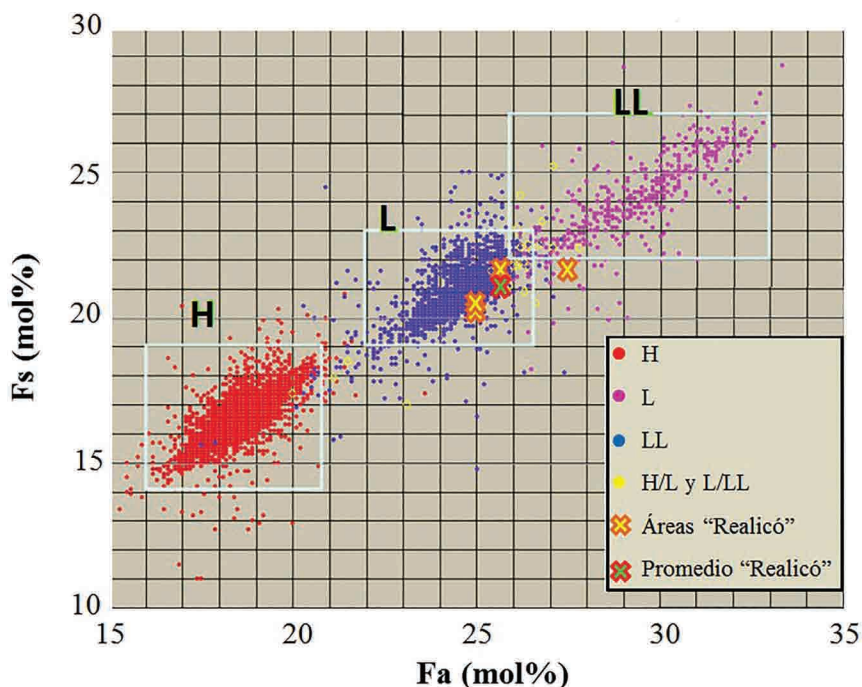
El miembro fayalítico (Fa) del olivino generalmente varía entre 24.44 y 25.40 % en peso, registrándose un valor elevado de 27.15 % en peso en el Área 3 (Tabla 1).

El miembro final ferosilítico (Fs) del piroxeno bajo en calcio, típicamente tiene un contenido que varía entre 20.66 a 21.59 % en peso (Tabla 1).

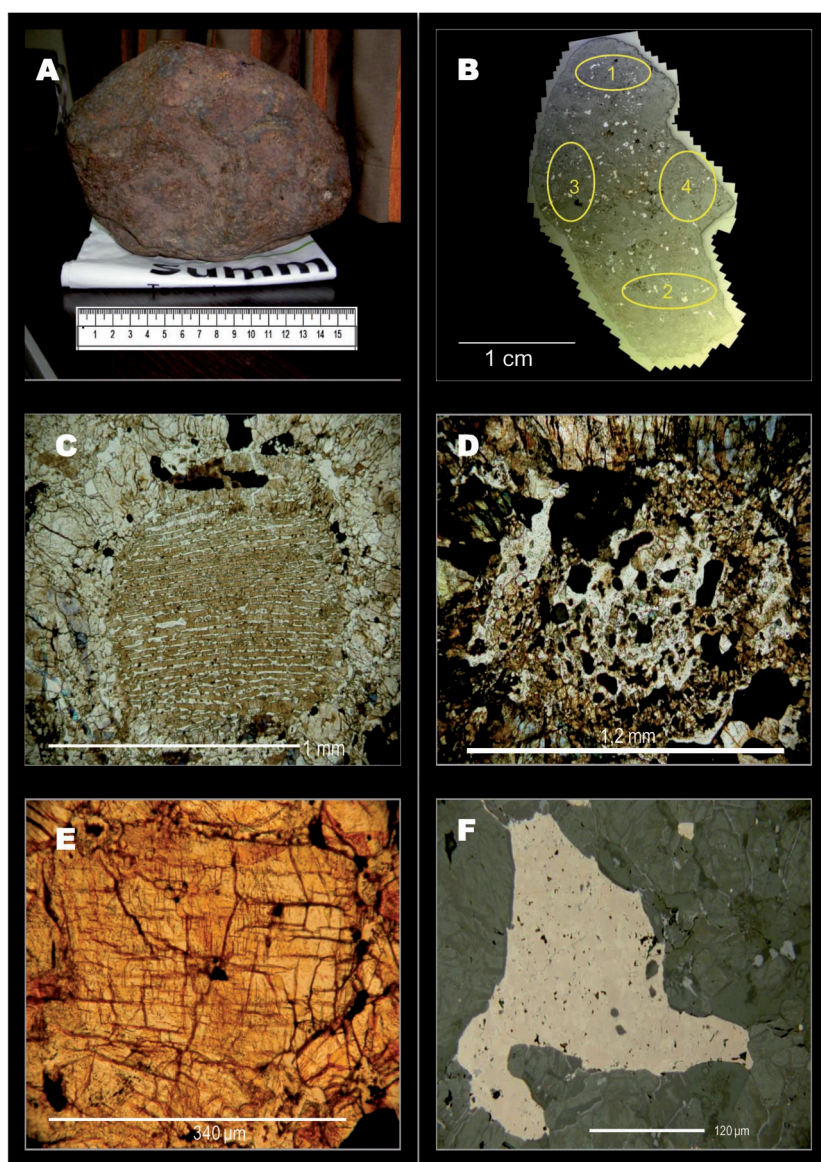
Los minerales accesorios son principalmente opacos tales como troilita, óxidos y metal Fe-Ni en muy bajas cantidades.

El vidrio de la matriz típicamente contiene  $\text{SiO}_2$  entre un 63,71 y 66,51 % en peso. El contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  varía entre 4,23 y 10,26 % en peso. El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y el CaO oscilan en un rango de 21,45-23,99 % en peso y 1,96-3,09 % en peso, respectivamente.

**3.2. Petrología.** Los estudios microscópicos de todas las muestras revelan la presencia de las siguientes cóndrulas: radial a piroxeno (RP), olivino barrada (BO) (Figura. 2C), porfírica de olivino-piroxeno (POP) y granular olivino-piroxeno (GOP). Las cóndrulas tienen diámetros variables desde 600  $\mu\text{m}$  a 1,54 mm. Algunas cóndrulas se pueden identificar perfectamente pero en muchos casos los límites entre cada cóndrula no se encuentran bien definidos. El vidrio de las cóndrulas es generalmente de aspecto limpio con poca presencia de cristales.



**Figura 1.** Diagrama representativo de los datos de la base meteorítica para las condritas ordinarias. El conjunto de datos resultante contiene ~ 4600 condritas H, ~ 2950 L, y ~ 570 LL. Los porcentajes de moles de Fayalita (Fa) y de Ferrosilita (Fs) del total de 8179 ejemplares, fueron comparadas con los resultados obtenidos de las 4 áreas estudiadas de la nueva condrita «Realicó». Modificado de Grossman J.N. y Rubin A. E. (2006).



**Figura 2.** Fotos del meteorito «Realicó». A) Imagen de la única masa recuperada, con un total de 12 kg aproximadamente y un tamaño de ~ 15cm. En la foto se puede observar la coloración rojiza del meteorito producto del fuerte grado de oxidación que presenta. B) Foto-mosaico realizado con luz reflejada en una de las secciones delgado-pulidas de «Realicó», en el cual se han marcado las 4 áreas donde se hicieron los 79 análisis. C) Cóndrula Olivino Barrada, con un diámetro aproximado de 1 mm. En la imagen tomada con luz transmitida se puede observar una cóndrula de núcleo barrado y en los bordes de la misma formación de pequeños cristales. D) Micrografía con luz transmitida de un bolsón fundido de aproximadamente 1,2 mm de longitud. En el interior se encuentran cristales de olivinos y piroxenos. El vidrio del bolsón tiene aspecto sucio (desvitrificado). E) Olivinos con deformación planar. Micrografía realizada con nicoles cruzados, donde pueden ver dos conjuntos de planos en un cristal de aproximadamente 340μm de longitud. Estas estructuras evidencian un estadio de deformación por choque que va de débil a moderado. F) Imagen con luz reflejada de un cristal de troilita policristalina de aproximadamente 200 μm de longitud. El sulfuro tiene formas irregulares y esta relleno de espacios. Las características de metamorfismo observadas en las troilitas policristalinas permiten clasificar el grado de choque como un S4.

**Tabla 1.** Análisis químicos de los piroxenos y olivinos representativos de las 4 áreas estudiadas. Los datos están expresados en porcentaje en peso, con los respectivos miembros finales del piroxeno (Ferrosilita (Fs); Enstatita (En); Wollastonita (Wo)) y del olivino (Fayalita (Fa); Forsterita (Fo)).

Mineral	Miembros Finales	Áreas				Promedio
		2	3	4		
Piroxeno	Wo	1,4	1,7	1,5	0,0	1,2
	En	77,3	77,6	77,0	79,2	77,7
	Fs	21,3	20,7	21,6	20,8	21,1
Olivino	Fo	74,1	74,9	72,2	75,1	74,1
	Fa	25,4	24,5	27,1	24,4	25,4

La matriz está formada por fragmentos de minerales de olivinos, piroxenos, y minerales opacos. El vidrio de la matriz en general tiene aspecto desvitrificado y en algunos sectores de las muestras se ha observado la presencia de bolsones fundidos (o "melt pockets"). En la figura 2D se puede observar los cristales de tamaños variables dentro de los bolsones fundidos.

Los olivinos tienen extinción ondulosa, deformación planar (figura 2E) y uniones triples de cristales a 120°.

Otro mineral identificado en sección pulida es la troilita policristalina (figura 2F), diseminada a lo largo de la muestra, con formas subeuhedrales y con tamaño que oscilan entre 10 y 200 µm aproximadamente.

**4. Discusión.** De acuerdo a Van Schums (1967), las condritas ordinarias del grupo L, tienen bajo contenido de hierro total (relación Fe/SiO<sub>2</sub>) y alto grado de oxidación por lo que el porcentaje en peso de fayalita varía de 21-26 y 27- 31. El miembro fayalítico (Fa) en las muestras de "Realicó", oscila entre 24.44 y 25.40 % en peso. Debido al elevado grado de oxidación de la muestra presente en algunos sectores (área 3) se registró un valor elevado de 27.15 % en peso.

El tipo petrológico fue establecido considerando las siguientes características (Dodd 1981): 1) el contenido de CaO d"1 % en peso: esto se observa en los ortopiroxeno cuyos valores de CaO tienen un rango entre 0.7-0.9 % en peso; 2) características de la matriz: la misma se encuentra recrystalizada; 3) características de la integración matriz-cóndrulas: las cóndrulas están bien definidas pero con escaso delineado. Todas estas observaciones permiten clasificar a "Realicó" como una condrita equilibrada del tipo petrológico 5

Es importante destacar que el vidrio de las cóndrulas tiene un aspecto mucho más limpio que el de la matriz (con aspecto desvitrificado). Probablemente esa diferencia sea consecuencia que el vidrio de las cóndrulas estuvo protegido y menos

expuesto a los procesos de alteración secundario que ha sufrido la matriz del meteorito.

Se observa recrystalización en cristales de olivinos, además de extinción ondulosa y fracturas planares lo que indicaría según Stöffler *et al.* (1991), un estado de choque débil a moderado (S3/S4). Otras características que resultan de la presión y la temperatura a la que pudo haber estado expuesto "Realicó" es la formación de bolsones fundidos (figura 2D). Los mismos están compuestos por pequeños cristales de olivinos y piroxenos inmersos en vidrio caracterizados por tener una composición química sin variación. En general los vidrios presentan una composición plagioclasa normativa (Plagioclasa<sub>71,5</sub> Cuarzo<sub>15,4</sub> Corindón<sub>6,2</sub>). La presencia de estos bolsones contribuye a asignarle un estado de choque S3/S4, con una presión de choque aproximada que varía entre 10 y 30 GPa.

De acuerdo con Bennett y McSween (1996), la relativa abundancia de las características de metamorfismo observadas en las troilitas policristalinas permite clasificar el grado de choque como un S4.

El índice de alteración se determinó usando la escala de alteración de condritas ordinarias propuesta por Wlotzka (1993), la cual establece un grado de alteración W3, para aquellas condritas cuyos metales y troilitas muestren una fuerte oxidación, transformando cerca de la totalidad de los metales a óxidos de hierro.

**5. Conclusión.** Basado en los estudios realizados la condrita ordinaria "Realicó" se clasifica como una L5, con un estado de choque S3/S4 y un grado de alteración W3.

**Agradecimientos.** Agradecemos por la donación de la muestra de "Realicó" al Cont. Spagnotto J. C. (Observatorio El Catalejo de Santa Rosa, La Pampa, Argentina), al Ing. Godoy J. por su asistencia con la microsonda electrónica y al Dr. Acevedo R. por las sugerencias efectuadas al presente trabajo.

El soporte financiero fue recibido de la Agencia (PICT N° 0142) y CONICET (PIP 063).

## BIBLIOGRAFÍA

- Bennett M.E., McSween H.Y. Jr. 1996. Shock features in iron–nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, 31, pp. 255-264.
- Dodd, R.T. 1981. *Meteorites - A petrologic-chemical synthesis*. Supported by the U.S. Air Force, State University of New York, NSF, and Max-Planck-Gesellschaft. Cambridge, England and New York, Cambridge University Press, 377 p.
- Grossman J.N., Rubin A. E. 2006. White paper report for the Nomenclature Committee on the composition of olivine and pyroxene in equilibrated ordinary chondrites. Unpublished.
- Hutchison R., Alexander C. M. O'D., Barber D. J. 1987. The Semarkona meteorite: First recorded occurrence of smectite in an ordinary chondrite, and its implications. *Geochemica et Cosmochemica Acta*. 31, pp. 1103-1106.
- Stöffler D, Keil K, Scott E.R.D. 1991. Proposal for a revised petrographic shock classification of chondrites. *Meteoritics*, 26, pp. 398-399.
- Weisberg M.K., McCoy T.J., Krot A.N. 2006. Systematics and evolution of meteorite classification. In D.S. Lauretta and H.Y. McSween Jr., Eds., *Meteorites and the Early Solar System II*, p. 19-52. University of Arizona Press, Tucson.
- Wlotzka, F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 28, p. 460.



## DEPÓSITOS DETRÍTICOS TIPO PLACER DE LOS CAÑADONES BETA Y TORTUGAS, ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

Santamaría Luis<sup>1,3</sup>; Acevedo Rogelio D.<sup>1,3</sup>; de Barrio Raúl E.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Austral de Investigaciones Científicas (CA-DIC). Houssay n° 200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

<sup>2</sup> Universidad Nacional de La Plata. Instituto de Recursos Minerales, FCNyM. Calle 64 y 120, (1900) La Plata.

<sup>3</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

**Abstract.** The sands of the Atlantic coast of Tierra del Fuego beaches are characterized by the presence of heavy minerals including gold mined throughout history. The canyons Beta and Tortugas have rich minerals levels composed mainly magnetite, garnets, ilmenite and pyroxene, and gold is associated to them. The distribution and abundance of these beds is related to the action of stream current. The abundant of ilmenite and garnet indicate a possible potential of these deposits as titanium ore or abrasive.

**Keywords.** Beach, heavy minerals, placer deposit, cliff, backshore.

El término *placer* hace referencia a un tipo de yacimiento mineral caracterizado por la concentración natural de minerales pesados procedentes de la denudación de yacimientos primarios o desechos antrópicos debido a la actividad de agentes de transporte exógeno como el agua, el viento o el hielo. El litoral atlántico de la Isla Grande de Tierra del Fuego se caracteriza por la presencia de este tipo de concentraciones, explotadas a lo largo de la historia para la obtención de oro. En este trabajo se han seleccionado dos áreas ubicadas al Norte de la bahía de San Sebastián (figura 1), los cañadones Beta y Tortugas, con el objetivo de estudiar la composición mineral de las arenas de sus playas.

Se recogieron muestras de los niveles ricos ubicados en la zona supramareal para su posterior análisis en el laboratorio, donde se obtuvo el concentrado de minerales pesados a partir de un Knelson y un elutriador. Con estos concentrados, previamente tamizados se identificaron mediante lupa binocular y microscopio de luz polarizada los distintos minerales. Aquellos minerales de mayor interés fueron analizados mediante microsonda electrónica Camebax SX50 de la Universidad de Oviedo (Asturias, España).

Los minerales presentan una granulometría mayoritariamente de tamaño arena, de media a muy fina. La mayor concentración de los niveles enri-

quecidos en minerales pesados se observa al pie de los acantilados ("backshore"), donde forman capas discontinuas, en ocasiones lentiformes, de unos pocos centímetros de espesor. Se observa una mayor abundancia y espesor de las capas ricas en cañadón Beta, donde alcanzan hasta 8cm (figura 1.A). En cañadón Tortugas estos niveles son muy difusos y su espesor escasamente alcanza el centímetro.

Los minerales identificados se pueden agrupar en silicatos y óxidos. El grupo de los silicatos está representado principalmente por minerales del grupo de los granates, pertenecientes a la solución sólida almandino-espesartina (figura 1.B). También se identificó circón, titanita, piroxenos (Beta: hipersteno y diópsido, Tortuga: augita y diópsido), plagioclasa (albita), cuarzo, anfíbol (magnesiohornblenda), estauroлита y turmalina, de la variedad dravita.

Entre los óxidos contenidos en las arenas se identificó magnetita, ilmenita (figura 1.C), hematita, rutilo y corindón. Junto con estos minerales, se identificó oro como fino polvo.

Los granates, piroxeno y circones presentan inclusiones opacas compuestas por magnetita e ilmenita, aunque en algunos casos también pueden corresponder a Elementos del Grupo del Platino (Zappettini *et al.* 2004).

La procedencia de estos materiales se localiza principalmente en los sedimentos de origen glacial, emergidos y sumergidos, que constituyen una parte de los acantilados o terrazas marinas y fluviales de edad cuaternaria (Ponce *et al.* 2011 y Acevedo *et al.* 2007). Estos materiales son retrabajados por los cursos fluviales existentes en este sector (Gómez y Martínez 1997) y por la acción erosiva marina, depositándolos posteriormente a lo largo de la costa.

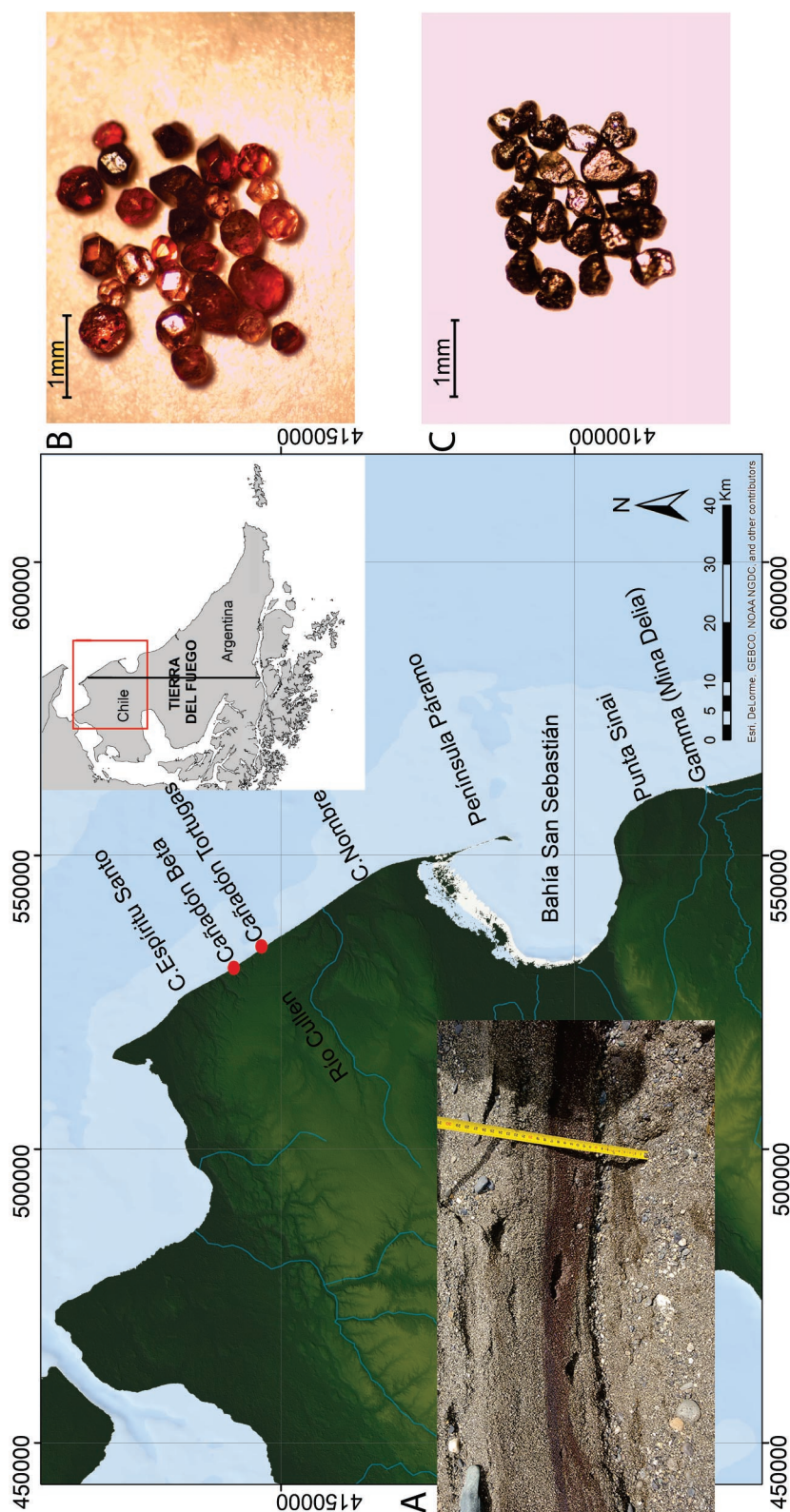
La mayor concentración de estos niveles en cañadón Beta, cuyo arroyo es activo a lo largo de todo el año, frente al cañadón Tortugas donde el flujo de agua es muy esporádico, indica una relación entre la presencia de cursos de agua continuos y la formación de depósitos ricos en minerales pesados.

Estos niveles están representados principalmente por granates, piroxenos, magnetita e ilmenita, dándoles tonos rojizos y oscuros. Asociado a estos niveles se encuentra el oro, por lo tanto actúan como guía para la obtención de dicho mineral. La abundante presencia de ilmenita y granate en las arenas, indica una posible potencialidad del yacimiento como mena de titanio (ilmenita) y/o como material abrasivo (granates).

## BIBLIOGRAFÍA

Acevedo, R.D., Roig, C.E., Valín-Alberdi, M.L., Suábías, I. y Villar, L. 2007. First gold and other heavy minerals microprobe analysis from Cañadón Beta deposits in the north part of Tierra

- del Fuego. GeoSur. Santiago de Chile. Libro de Resúmenes, 3.
- Gómez, M.A. y Martínez, D.E. 1997. Distribución de minerales pesados en playas del litoral atlántico de la Tierra del Fuego, entre cabo San Sebastián y cabo Domingo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (4): 504-514.
- Ponce, J.F., Rabassa, J., Coronato, A. y Borromei, A.M. 2011. Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society, Palaeogeography and Palaeoclimatology of Patagonia: Implications for Biodiversity*, 103 (2): 363-379.
- Zappettini, E., Villar, L., Segal, S., Celeda, A., Romano, A. y Acevedo, R.D. 2004. The origin of Platinum in Tierra del Fuego: Geological evidence. *Bolletino di Geofisica teorica ed applicata. Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale*. 45 (2): 129-132.



**Figura 1.** Localización área de trabajo. A) Niveles ricos. B) Granates. C) Ilmenita.



# ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS RASGOS TEXTURALES DE LAS VETAS HIDROTHERMALES DE FLUORITA DE LA ZONA DE EL ALTO, CATAMARCA

**Sardi, Fernando G., Ryziuk, Juan F.**

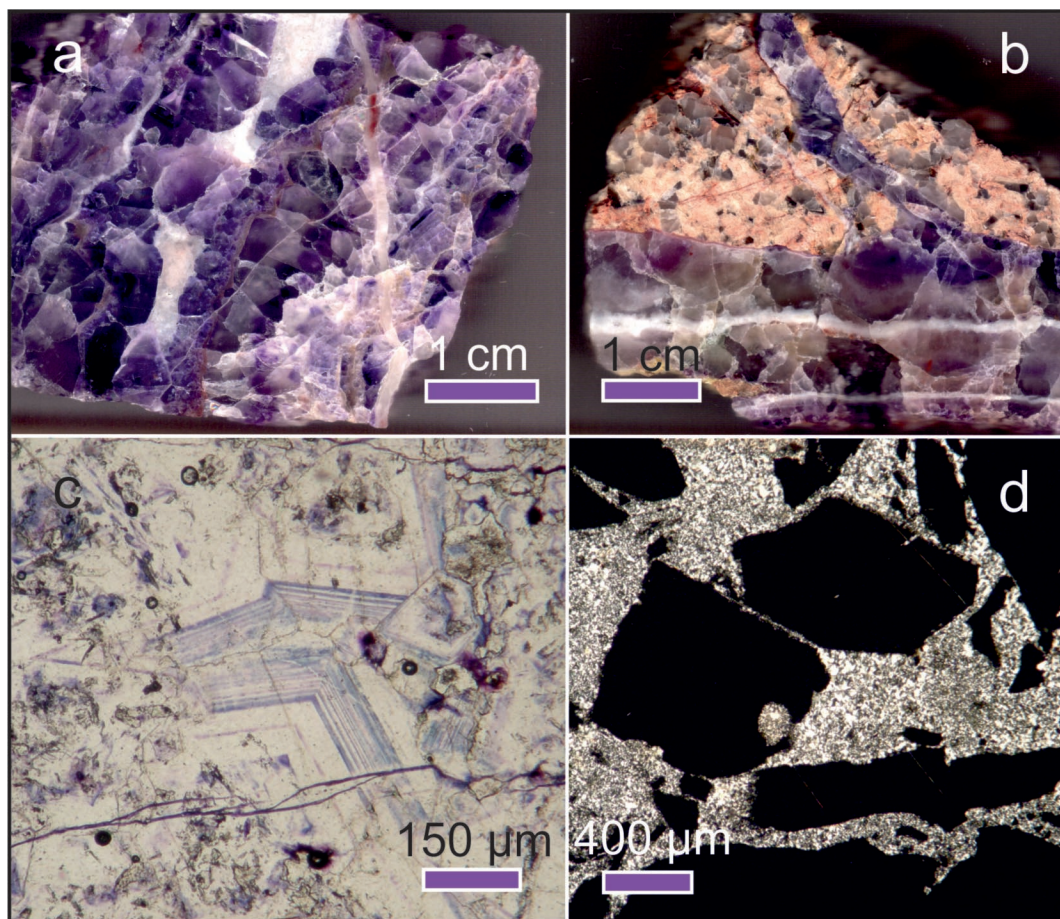
INSUGEO (CONICET/UNT). Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina.

**Resumen.** Las mineralizaciones de fluorita estudiadas en esta contribución se alojan en los granitos Sauce Guacho y Los Mudaderos, en el departamento El Alto, sierra de Ancasti. Las vetas tienen corridas, aunque discontinuas, de pocos cientos de metros y espesores variables desde muy finas venillas de magnitud centimétrica a unos 1,60 metros. En algunos casos, se desarro-

llan estructuras 'stockwork' en los granitos. La fluorita aparece en textura principalmente granular, y en algunos casos finamente bandeada (crustiforme) y brechoide. Predominantemente es de color violeta en diferentes tonalidades. El cuarzo presenta en granulometría variable. Se han observado texturas de crecimiento primario tales como masivo, en peine y zonados, y texturas secundarias de recrystalización y reemplazamiento.

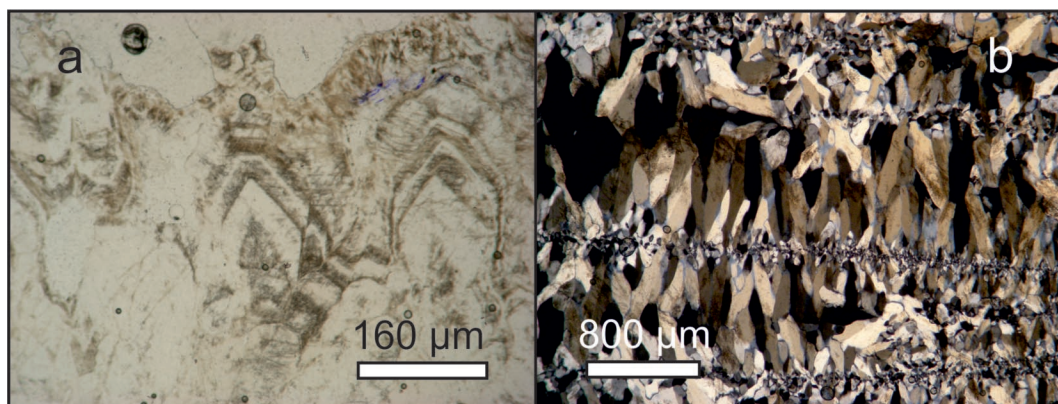
**Palabras claves.** Fluorita, vetas epitermales, texturas, sierra de Ancasti.

**Abstract.** "Preliminary study of the textural features of the hydrothermal fluorite-bearing veins from El Alto, Catamarca". The mineralizations of fluorite are hosted in the Sauce Guacho and Los Mudaderos granites, in the Los Altos area, sierra



**Figura 1.** Macro y microfotografías de la fluorita de la zona El Alto, Catamarca. **a)** Textura granular de las vetas de mina Dal (macrofotografía). **b)** Venas y venillas de fluorita y cuarzo en contacto neto con el granito Sauce Guacho, mina Dal (macrofotografía). **c)** Fluorita de color violeta con textura zonada, veta de La Isabella (microfotografía, nicoles paralelos). **d)** Textura brechosa con clastos angulosos de fluorita en matriz de grano de cuarzo muy fino (calcedonia), manifestación de Virgen Morena (microfotografía, nicoles cruzados).





**Figura 2.** Microfotografías de texturas de crecimiento primario de cuarzo, Mina Dal. **a)** Cuarzo zonado con sectores de aspecto 'turbio' (nicoles paralelos). **b)** Textura 'en peine' (nicoles cruzados).

de Ancasti. The longitude of the veins, although discontinuous, is of a few hundred meters; the thicknesses is variable from veinlets of centimetric magnitude to around 1.60 m. The 'stockwork' is observed in the host-granites. The fluorite appears mainly granular texture, and sometimes crustiform banding texture. The color of the mineral is predominantly violet in different tonalities. The quartz has variable size. Textures of primary growth such as massive, in comb and zonation, and secondary textures of recrystallization and substitution in the quartz has been observed.

**Keywords.** Fluorite, epithermal veins, textures, sierra de Ancasti.

**Introducción.** Los yacimientos vetiformes de fluorita de la zona de El Alto se ubican en el sector noroeste de la sierra de Ancasti. Esta sierra forma parte de la provincia geológica de Sierras Pampeanas y geológicamente está constituida por rocas metamórficas de diferentes grados de metamorfismo regional e intrusiones principalmente graníticas.

Aunque las vetas de fluorita se encuentran relacionadas espacialmente con dos de esas intrusiones graníticas (cuerpos de Sauce Guacho y Los Mudaderos), su relación genética no está totalmente definida y será motivo de futuras investigaciones.

Estos yacimientos han sido explotados durante el siglo pasado (mina Dal y Virgen Morena) y en la actualidad las labores se encuentran en un buen estado de conservación, sobre todo las de la mina Dal. Las estimaciones de reservas de mineral realizadas por Petek (1969) habrían alcanzado para entonces en unas 50.000 toneladas con una ley media estimada en un 80 % de fluoruro de calcio.

El objetivo de la presente contribución es dar nuevos aportes al conocimiento textural de las vetas de fluorita del Departamento El Alto, provincia de Catamarca.

**Marco geológico.** La sierra de Ancasti forma parte de la provincia geológica de Sierras Pampeanas. Está compuesta de un basamento metamórfico e intrusiones ígneas de composición principalmente graníticas (Aceñolaza *et al.*, 1983). Entre estos granitos, se destacan en la zona de mineralización de fluorita, los granitos Sauce Guacho y Los Mudaderos (o Santa Rosa). El primero tiene textura equigranular de grano fino a medio, composición monzogranítico a sienogranítico, mientras que el segundo es porfírico y composición litológica similar al anterior. Geoquímicamente, ambos granitos son peraluminosos a fuertemente peraluminosos, y son de carácter sin-colisional a post-orogénica (Ryziuk *et al.*, 2011; Fogliata *et al.*, 2012). Cada granito habría evolucionado individualmente, intruídos en dos pulsos magmáticos cercanos, pero diferentes (Ryziuk *et al.*, 2011). Toselli *et al.* (2011) determinan que la intrusión de estos granitos habría ocurrido entre el Devónico superior y Carbonífero inferior a base de dataciones U-Pb en monacita.

**Características de los yacimientos.** Los yacimientos de fluorita se encuentran ubicados en el Departamento El Alto, donde se destaca principalmente la mina Dal, localizada en el sector sureste del cuerpo granítico Sauce Guacho, y las manifestaciones de La Isabella y Virgen Morena, en el sur del granito Los Mudaderos. La mina Dal tiene coordenadas 28°19'47" S y 65°27'27" O, y las coordenadas de La Isabella y Virgen Morena son 28°25'30" S – 65°31'42" O y 28°26'35" S – 65°32'02" O, respectivamente.

Los yacimientos consisten de vetas hidrotermales de fluorita con cuarzo y en algunos casos calcedonia que rellenan fracturas y zonas de falla. El rumbo de las vetas en mina Dal es de N 330°; en La Isabella N 200° y en Virgen Morena 230°. La inclinación es vertical a subvertical. En todos los casos, el contacto con la caja granítica es neto. El espesor de las vetas fluoríticas es, variable entre 3 a 4 cm has-

ta 1,60 m para la mina Dal con una corrida de pocos cientos de metros; espesor de alrededor de 30 cm para Virgen Morena, con el desarrollo de más finas venillas entrecruzadas, tipo stockwork, con un corrida de unos 150 m en forma discontinua; y en Virgen Morena tiene una corrida también discontinuamente de unos 350 m y el espesor visible puede estimarse en unos 55 centímetros.

**Texturas y mineralogía.** En general, la fluorita de las vetas presenta aspecto macizo granular (figura 1 a y b), y en otros casos, un bandeado paralelo al contacto con el granito. A nivel macroscópico, el mineral tiene generalmente color violeta con diferentes tonalidades, y muy delgadas venillas de cuarzo y calcedonia, en los cuales es frecuente la formación de drusas de dimensiones milimétricas. Estas venillas son generalmente paralelas entre sí, y a veces, anastomosadas. En la veta de Virgen Morena, la fluorita purpura oscuro, de aspecto granular grueso, se desarrolla en los bordes, y en el centro se presenta calcedonia de color claro en textura bandeada coloforme. Los espacios abiertos drusiformes generalmente desarrollados en bandas de calcedonia son frecuentes. El espesor de la banda de calcedonia es de unos 3,3 centímetros.

Al microscopio, se observa que la fluorita desarrolla comúnmente cristales idiomorfos y subidiomorfos, incoloro y violeta claro y en algunos casos este mismo color con mayor intensidad. La textura zonada de la fluorita se desarrolla especialmente en la manifestación de La Isabella (figura 1c). La textura tipo brechosa se ha sido observada en aislados sectores de la manifestación de Virgen Morena (figura 1d).

El estudio microscópico del cuarzo permitió el reconocimiento de varias texturas, las que pueden clasificarse de acuerdo al criterio de Dong *et al.* (1995) como 'texturas de crecimiento primario' (cuarzo masivo, en peine, cristales zonados; figura 2 a y b) y 'texturas secundarias' de recristalización y/o reemplazamiento (plumosa y sacaroide, respectivamente). Se reconocieron a estos tipos de texturas espacialmente relacionadas unas con otras en las vetas. Es muy frecuente que el cuarzo, sobre todo el de crecimiento primario, aparece con aspecto 'turbio', no límpido a nicoles paralelos, lo que si muestra el cuarzo de texturas secundarias.

**Consideraciones finales.** De acuerdo a las texturas del cuarzo y de la fluorita, la historia de formación de las vetas habría sido compleja, implicando varios pulsos mineralizantes y eventos de fracturamientos. Se puede considerar que las texturas del cuarzo son aquellas desarrolladas en yacimientos epitermales. Caracteres similares de la fluorita presentados en esta comunicación tales

como la textura granular, bandeado (crustiformes), y en algunos casos brechoides han sido descritas para un sistema epitermal de vetas de U-F en el Granito Los Ratones en Fiambalá (Catamarca) por de La Hoz *et al.* (2010).

Aunque la relación genética de las vetas de fluorita con los granitos Sauce Guacho y Los Mudaderos es por el momento una controversia, y en concordancia con las conclusiones obtenidas por Coniglio *et al.* (2006) con un depósito de similares características emplazadas en rocas graníticas del Cerro Áspero (Córdoba), la fuente más plausible de flúor pareciera ser el lixiviado de biotita y fluorapatio de estos granitos por la acción de fluidos hidrotermales.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. 1983. La Geología de la sierra de Ancasti. Münster. Forsch. Geol. Paläont., Heft 59. pp. 372. Münster.
- Coniglio, J., D'Eramo, F., Pinotti, L., Demartis, M. y Petrelli, H. 2006. Magmatismo devónico de las sierras de Córdoba: fuente posible de flúor de las mineralizaciones mesozoicas. El ejemplo del Batolito Cerro Áspero. VIII Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas: 227-232. Buenos Aires.
- de La Hoz, M., Coniglio, J. y Kirschbaum, A. 2010. Evidencias de campo de un sistema epitermal de F-U en el área del granito Los Ratones, Fiambalá, Catamarca, República Argentina. X Congreso de Mineralogía y Metalogénia, Actas: 353-354. Río Cuarto.
- Dong, G., Morrison, G. and Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland-classification, origin, and implication. Economic Geology 90: 1841-1856.
- Fogliata, A., Báez, M., Hagemann, S., Santos, J. and Sardi, F. 2012. Post-orogenic, Carboniferous granite-hosted Sn-W mineralization in the Sierras Pampeanas Orogen, Northwestern Argentina. Ore Geology Reviews 45: 16-32.
- Toselli, A., Rossi, J., Basei, M. y Passarelli, C. 2011. Petrogenesis of Upper Paleozoic post-collisional peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, northwest Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen Band 261 Heft 2: 151-164.
- Petek, E. 1969. Sobre Yacimiento de Fluorita Mina DAL, provincia de Catamarca. (Inédito). Catamarca.
- Ryziuk, J., Sardi, F., Báez, M., Fogliata, A. y Hagemann, S. 2014. Petrografía y geoquímica de los granitos asociados a manifestaciones de fluorita en la zona de El Alto, sierra de Ancasti, provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana 26 (2): 95-110.

## APLICACIÓN DE PROCESOS DE PREPARACIÓN PARA LA ADECUACIÓN DE ARENAS PARA SU POSIBLE USO EN LA INDUSTRIA PETROLERA EN FUNCIÓN DE SUS CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS

Sarquis P. E.; Cevinelli H.; Matar M. A.; Salem C.; García L.

Instituto de Investigaciones Mineras, U. N. San Juan.  
psarquis@unsj.edu.ar. Av San Martín 1109 oeste,  
(J5400) San Juan.

**Resumen.** Las arenas y los materiales cerámicos usados como agentes de sostén en los yacimientos de hidrocarburos no-convencionales, deben ajustarse a especificaciones muy difíciles de cumplir. Los recursos minerales para preparar arenas que reúnan estas exigencias se extraen de arenas aluviales no consolidadas y de areniscas cementadas. La mayoría de las arenas de playa y de márgenes de río son impuras y demasiado angulosas para ser utilizados en fractura hidráulica ("fracking").

Las plantas de tratamiento tienen una secuencia de operaciones diseñadas en base a las características mineralógicas de las arenas y a su forma de ocurrencia. Algunas plantas de procesamiento aplican una capa de resina a las partículas. Esta capa ayuda a la arena a fluir como una mezcla y aumenta la fuerza de aplastamiento. La arena debe ser de grano redondeado y sin angulosidades en su superficie. El conjunto de los granos debe soportar elevadas presiones con una mínima rotura, menor al 10% en peso.

Se presentan algunos resultados de estudios sobre materias primas de características variadas y su respuesta a procesos convencionales y especiales. Estos últimos para los casos en que la materia prima ofrece serios problemas de adecuación para su uso en fractura hidráulica. Se relaciona la composición mineralógica con la respuesta a los ensayos normalizados.

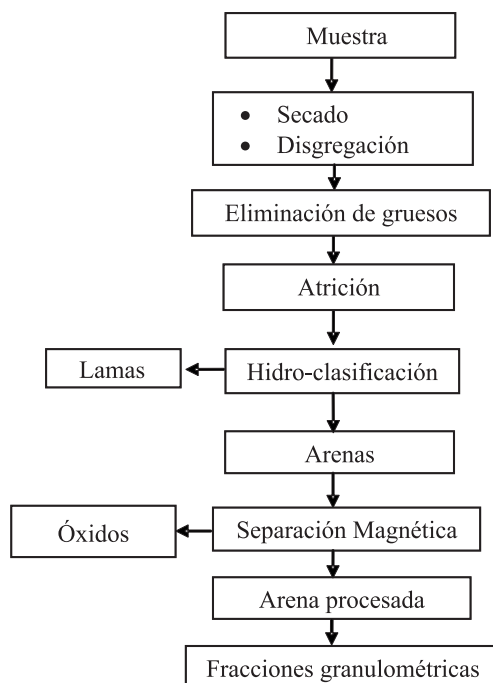
**Palabras clave.** Arenas, procesamiento, mineralogía, ensayos, especificaciones, normas.

**Abstract.** "Sand deposits processing for oil industry specification and their possible use as frac sands based on their mineralogical characteristics". Sands and ceramic materials used as proppants in the non-conventional oil extraction, must suit very severe specifications. Mineral resources to prepare frac sands that meet these requirements are mined from unconsolidated alluvial and cemented sandstones. Most of beach and riverbanks sands are impure and too angular to be used in hydraulic fracturing process (known as fracking). Processing plants comprise a sequence of operations based on mineralogical characteristics and its occur-

rence. Some processing plants apply on particles a layer of resin. This layer helps the sand to flow as a mixture and increases the crushing resistance. Sand should be a spherical grain without angularities on its surface. The bulk of grains must withstand high pressures with minimal breakage, less than 10% by weight. This work presents results studies of raw materials of varied features and their behavior to conventional and special mineral processes. In the last case applies when the grain characteristics offer serious difficulties of adaptation as frac sand. The mineralogical composition is correlated to the response to standardized tests.

**Key words.** Sands, processing, mineralogy, lab evaluation, specifications, standards.

**Introducción.** El Hidrofracturamiento, que también se conoce como fractura hidráulica, consiste en perforar un yacimiento de petróleo o gas natural a miles de metros de profundidad y el uso de explosivos para crear aberturas en el entubamiento y en la roca vecina al pozo. Luego se bombea a alta presión, una mezcla de agua, arena de fracturación y productos químicos con el fin de ampliar las grietas y mantenerlas abiertas. Al fracturar la roca y conservar la comunicación con la perforación, es posible extraer los hidrocarburos contenidos en la formación.



**Figura 1.** Esquema de las operaciones de ensayos sobre las muestras de arena.

La mezcla bombeada a altas presiones, del orden de  $400 \text{ kg/cm}^2$ , abre los planos de debilidad, venciendo la presión de la roca sobrepuesta y produce fracturas, los granos de arena quedan como relleno de las fracturas y facilitan el drenaje de los hidrocarburos hacia el pozo.

El fracturamiento hidráulico se conoce desde hace unos 60 años, pero los recientes avances en perforación direccional y otras tecnologías, en combinación con el “fracking”, permiten la extracción de recursos de gas natural y de petróleo que antes no eran económicamente rentables.

Las arenas de depósitos sedimentarios y las areniscas deben ser procesadas para obtener un producto que se ajuste a las exigencias de la norma específica. Muy pocas arenas se adaptan para este uso, las características mineralógicas y en particular la resistencia mecánica y forma de los granos, deben estudiarse con mucho cuidado para definir su aptitud para la industria petrolera.

**Arenas de fracturación.** Las arenas para “fracking” son arenas silíceas o de dióxido de silicio ( $\text{SiO}_2$ ), con más de un 98% de cuarzo. Las arenas silíceas han sido utilizadas por miles de años ya que tienen muchos usos, desde pavimentación de caminos hasta el filtrado de agua potable.

No todas las arenas de sílice pueden utilizarse para hidrofracturamiento. Para cumplir con las especificaciones, la arena debe estar formada por cuarzo casi puro, muy bien redondeado y debe cumplir con normas de gradación de tamaño. La arena debe tener una alta resistencia a la fuerza de compresión, generalmente entre  $400$  a  $1.000 \text{ kg/cm}^2$ .

Los recursos minerales para preparar arenas que cumplan estas exigentes especificaciones, se extraen de arenas aluviales no consolidadas, de areniscas y areniscas mal cementadas del Cámbrico y Ordovícico. La mayoría de las arenas de playa y de márgenes de río son de baja redondez, son de superficie angulosa y además están muy contaminadas por óxidos y por materia orgánica, para ser utilizados en “fracking”. Argentina, al igual que Wisconsin, tiene algunos recursos de arena que podrían procesarse para producir arenas de uso petrolero.

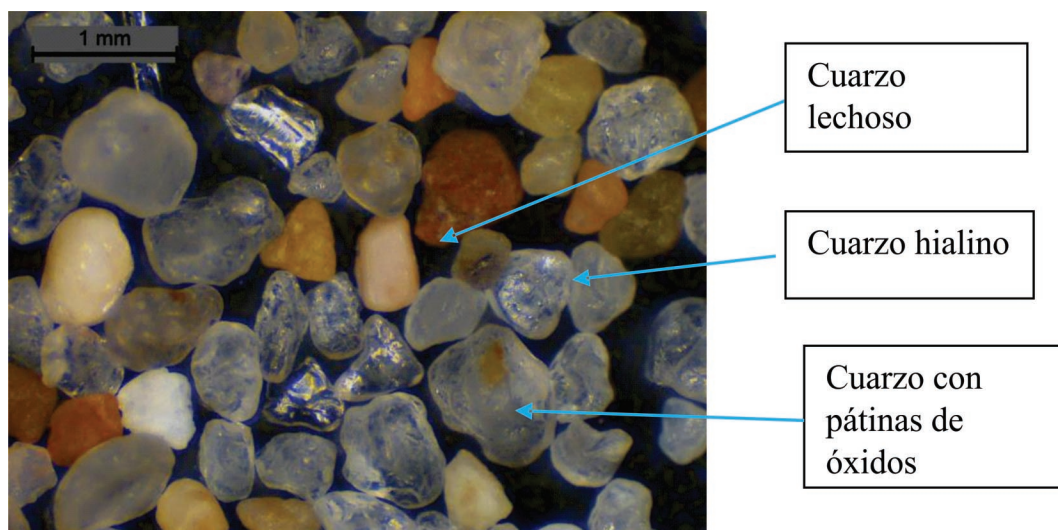
**Procesamiento.** No hay en la naturaleza un depósito de arena que se pueda usar en forma directa para fracturación hidráulica. Las arenas deben someterse a procesos de disgregación, depuración y clasificación. Las arenas de fracturación deben ser de tamaño uniforme. Para lograr esta uniformidad, la arena se trata en una planta de procesamiento. La planta debe también lavar, secar, clasificar y almacenar a la arena.

Las plantas de procesamiento están diseñadas en función de las características mineralógicas de las arenas y de su forma de ocurrencia. Cuando se trata de material consolidado, tales como las areniscas en donde los granos están unidos por cementos calcáreos, ferruginosos y arcillas, esta roca debe ser triturada con equipos convencionales para reducir su tamaño. Luego viene una etapa en húmedo en donde se lava la arena, se disgrega, se limpia su superficie, se depura y se eliminan las fracciones excesivamente gruesas y las finas.



**Figura 2.** Arena procesada clase 30/50#.





**Figura 3.** Muestra de arena procesada clase 30/50#.

Los equipos principales comprenden atricionadores, zarandas, hidroclasificadores, hidrociclones, clasificadores a espiral, zarandas circulares, hornos de secado, espesadores, etc.

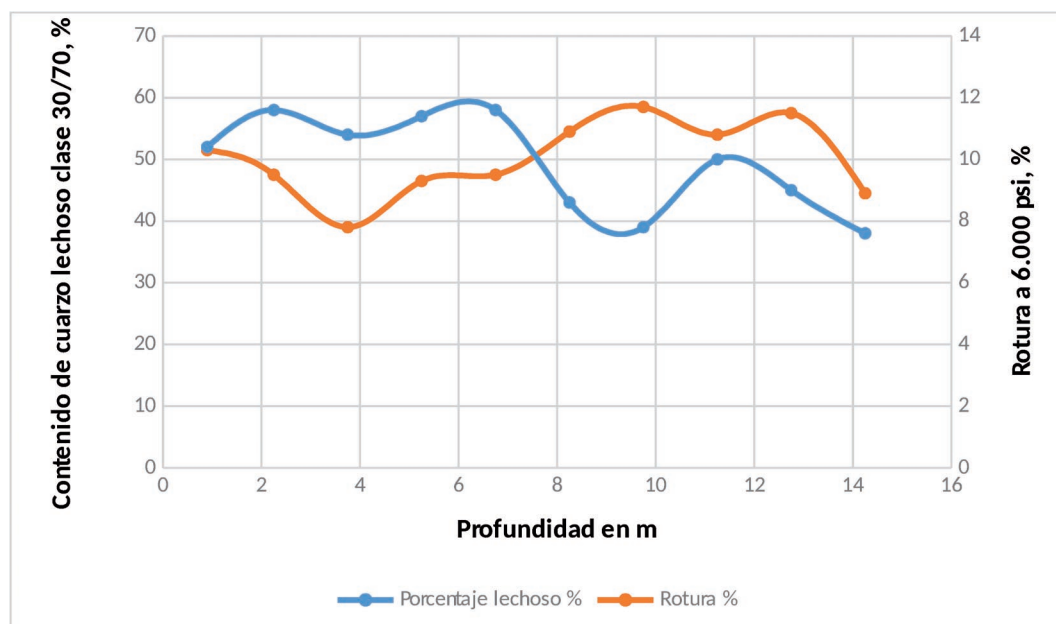
Algunas plantas pueden agregar un proceso ulterior, aplicando a las partículas una capa de resina. El alto valor de las arenas de fracturación ha despertado un gran interés por localizar recursos que se adapten a este uso. Se están estudiando y poniendo en marcha canteras y plantas de procesamiento en la provincia de Neuquén.

El conjunto de los granos debe soportar altas presiones con una mínima rotura, menor al 10% en peso. Los depósitos más viejos, en términos geológicos (cámbricos y ordovícicos), son los que mejor se adaptan para esta aplicación. Se usan distintas fracciones granulométricas, tales como la 20/30, 30/50, 50/70, 70/140 mallas ASTM, etc.

**Esfuerzo efectivo sobre el agente de sostén.** Para definir el tipo de agente de sostén a utilizar es necesario conocer el esfuerzo al que

**Tabla 1.** Resumen de los parámetros de los tramos del pozo 2.

Tramo	Compresión 400 kg/cm <sup>2</sup> Finos en %	Solubles %	Redondez 0,5	Cuarzo lechoso %
2,4-3	7	5	0,5	20
3-4,5	10	4	0,5	14
4,5-6	9	3	0,5/0,6	19
6-7,5	9	3	0,4	21
7,5-9	9	3	0,5	22
9-10,5	7	3	0,5	34
10,5-12	7	4	0,5	48
12-13,5	8	3	0,5/0,6	22
13,5-15	10	4	0,5	23
15-16,5	9	4	0,5	17
16,5-18	9	4	0,5	20
18-19,5	10	4	0,5	16
19,5-19,9	9	4	0,5	17



**Figura 4.** Representación de los cambios en la resistencia a la compresión y el contenido de cuarzo lechoso en los tramos del pozo 1.

será sometido. El Esfuerzo efectivo es igual a al Estrés menos la Presión Poral dentro la fractura. En los reservorios convencionales se suele considerar de manera conservadora que la presión poral es igual a la presión de producción en el fondo de pozo (BHFP). Sin embargo, en un sistema de fracturas dendríticas, como las generadas en shale, se debe considerar una pérdida de presión a lo largo de la fractura y, por ende, la presión Poral lejos del pozo será menor que la presión cerca de los punzados.

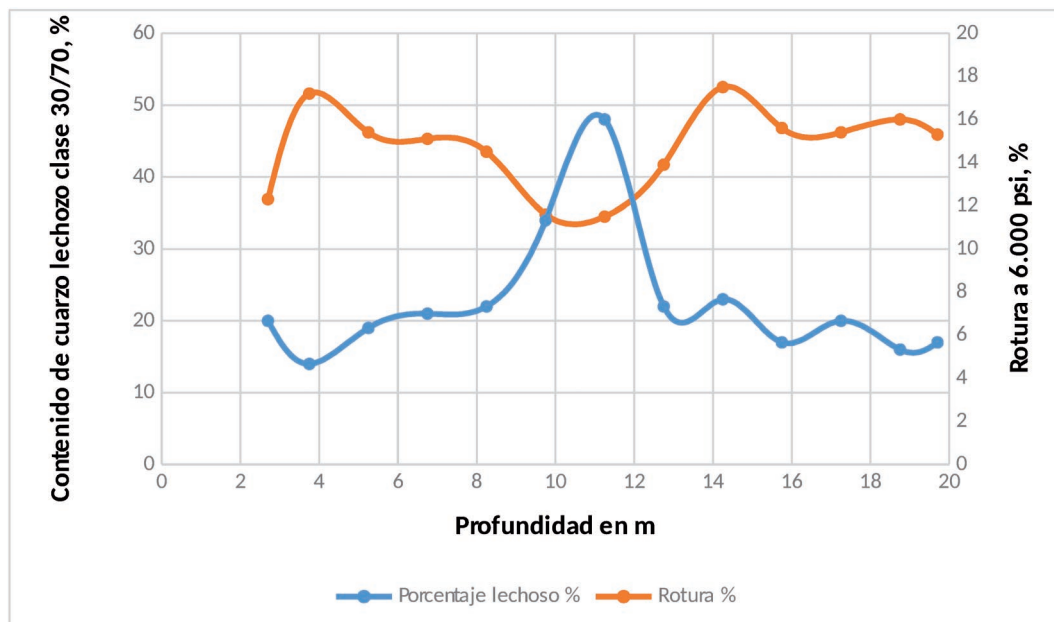
Esto significa que el agente de sostén que fue inyectado a mayor distancia del pozo (la primera parte de la inyección en el pozo), estará sometido a un menor esfuerzo efectivo y no siempre va a requerir la misma resistencia a la compresión que el agente de sostén bombeado al final de la inyección. Cuando se rompen, los granos de agente de sostén generan una cierta cantidad de partículas finas, las que se acomodan y terminan por tapar los poros del empaque. La norma API 19C no especifica un valor máximo de finos permitido, pero se suele tomar un 10% como máximo. Es importante definir bien cuál será la presión de confinamiento a la que será sometido el agente de sostén, ya que un material puede ser descartado por su baja resistencia a 700 kg/cm<sup>2</sup>; pero para en otros casos es más que suficiente que tenga baja rotura a 400 kg/cm<sup>2</sup>.

Cuando se recubren los granos con una película de resina se mejora la calidad del material, esto se debe a que se obtiene una mejor distribución de los esfuerzos entre granos, lo que incre-

menta la resistencia a la compresión del empaque. Los finos generados por la rotura de grano quedan atrapados dentro de la resina y, por ese motivo, no tapan los poros del empaque, y no reducen su conductividad. Hay diferentes calidades de resina y de resinado, por lo cual una arena resinada de buena calidad puede técnicamente competir con agentes sintéticos a un menor costo.

En fracturas convencionales, donde se trabaja con geles de alta viscosidad, se pretende siempre generar un canal de alta conductividad, por lo cual, se busca trabajar con una granulometría de mallas ASTM 20/40 a 12/20. En este tipo de reservorios, una malla fina como la 100, se utiliza poco y no se considera como agente de sostén, pero sí como reductor de filtrado. En reservorios de shale oil se busca, primero, generar una red de fracturas de poco ancho que se crucen en varias direcciones y, después, crear una fractura principal corta que las conecte al pozo. El ancho, en la red de fractura es mínimo. Además, los granos de agente de sostén deben dar una y otra vuelta para pasar de una a otra fractura. En consecuencia, se necesitan primero granos muy finos (por ejemplo: malla 100) y luego se aumenta gradualmente hacia mallas mayores (30/50 o 20/40).

La Redondez y la Esfericidad de los granos se relacionan directamente con la resistencia a la compresión y a la vez con la porosidad y permeabilidad al empaque. Los materiales sintéticos (bauxitas o cerámicas) son los que más se aproximan a una esfera. Para las arenas es conveniente que se



**Figura 5.** Representación de los cambios en la resistencia a la compresión y el contenido de cuarzo.

aplique la norma que las regula (redondez y esfericidad promedio mayor a 0,6) ya que, en caso contrario, la conductividad es baja.

Como resumen de lo anterior, se puede decir que al seleccionar el agente de sostén, se debe tener en cuenta cuales son los materiales que están disponibles. No es necesario aplicar durante todo el tratamiento un agente de sostén de alta calidad, por el contrario, se puede utilizar primero arenas naturales, y terminar con un agente de sostén de mayor calidad.

En vista de los grandes volúmenes de agentes de sostén que se necesita para un pozo y su alto costo, se constituye en un ítem muy importante en el costo total de la completación del pozo. Por lo tanto, es imperioso contar con alternativas a los productos importados, es decir, generar las condiciones para producir agentes de sostén en el país, en cantidad y calidad requeridas.

**Procesamiento de las arenas.** Hay muchos procesos que se pueden aplicar para preparar arenas de fracturación, la selección de los mismos, las condiciones de trabajo y las operaciones, dependen de las características de los yacimientos y también de la disponibilidad de agua, energía, gas, del costo de transporte, etc. Los procesos más importantes son: trituración, desgaste superficial de los granos, hidro-ciclado, hidro-clasificación, espesamiento, filtración, secado, separación magnética, clasificación granulométrica. Además están las operaciones complementarias de captación de polvos, tratamiento de efluentes, etc.

**Metodología.** Las muestras estudiadas para este trabajo provienen de depósitos del sur argentino. Se realizó un control de las arenas y se apartó porciones para estudios petrográficos y para los ensayos de laboratorio. Cuando las muestras correspondían a areniscas consolidadas, se aplicó una secuencia de operaciones de trituración en etapas. Los trabajos de laboratorio se hicieron en el Instituto de Investigaciones Mineras de la UNSJ.

Tanto a las arenas sueltas como a las consolidadas, luego de la trituración, se le aplicaron diferentes procesos de depuración para mejorar la pureza y sus propiedades. El primer proceso fue la atrición, el objetivo fue alcanzar un alto grado de limpieza superficial de granos. Consiste en la agitación de una pulpa densa formada por arena y agua con un atricionador de acero inoxidable usando distintas densidades, velocidades y tiempos de agitación.

Luego de estos procesos, la muestra se trató por hidrociclado e hidroclasificación para eliminar a los individuos gruesos (mayores a malla 20) y al material fino, inferior a 140 mallas.

La operación siguiente consistió en una separación magnética de alta intensidad con el fin de extraer a las partículas de óxidos de varios metales y granos de cuarzo con inclusiones o incrustaciones de materiales para o ferromagnéticos.

Finalmente, al material procesado se le hicieron una serie de determinaciones con los procedimientos que indica la norma ISO 13503-2:2006, ANSI/API y estudios complementarios, tales como los mineralógicos (identificación, composición porcentual

y observación en lupa y microscopio, de acuerdo al tamaño de grano). Estas determinaciones brindaron información para determinar las posibilidades de uso de las arenas y también para vincular su composición mineralógica con sus propiedades físicas. Resultados de estas observaciones se exponen más adelante. En la figura 1 se indica una secuencia típica de estas operaciones.

**Resultados.** Para los fines de este estudio se realizó un muestreo en un yacimiento de arena semiconsolidada. Se practicaron perforaciones tomando muestras a distintas profundidades. Estas muestras se procesaron en forma separada y los productos finales se caracterizaron mineralógicamente y se hicieron las determinaciones de sus propiedades según las norma ISO 13503-2:2006, ANSI/API.

En las figuras 1 y 2 se observan las características de las arenas procesadas. Las partículas tienen formas sub-redondeas y se puede distinguir que están formadas mayormente por cuarzo.

Entre los granos de cuarzo se pueden diferenciar dos tipos, las más abundantes corresponden a cuarzo hialino. En las muestras estudiadas este tipo de cuarzo representa entre un 60 y un 70%. Se destaca por su forma redondeada, solo algunos pocos granos tienen bordes angulosos.

Los otros granos son de cuarzo lechoso, si bien estas partículas tienen bordes redondeados y esféricos, su forma suele ser más alargada. La causa de esta diferencia en la forma de los granos obedece a sus propiedades mineralógicas. Como se indica más adelante, esto se refleja en parámetros como por ejemplo la resistencia a la compresión.

En las figuras 4 y 5 se muestran curvas en las que se han representado las características más destacadas de las muestras de cada tramo. Estas propiedades son la resistencia a la compresión a 400 kg/cm<sup>2</sup> y el contenido de cuarzo lechoso.

La segunda determinación se realizó por estudios mineralógicos en microscopio con analizador de imágenes. Las mediciones se hicieron sobre la fracción 200-600  $\mu$ m.

Para reducir los errores de hicieron conteos de partículas en 10 campos en cada caso, promediando los resultados. Se identificaron y contaron las partículas de cuarzo lechoso, las de cuarzo hialino, las de minerales blancos (carbonatos y otras impurezas) y los granos oscuros (óxidos de Fe, Mn, y otros). En las dos gráficas se observa una correspondencia entre los parámetros representados. Esto indica que existe una relación entre el contenido de cuarzo lechoso y la resistencia a la compresión.

En la tabla 1 se han resumido algunos datos importantes del pozo 2, tales como la rotura por compresión a 400 kg/cm<sup>2</sup> y el contenido de elementos solubles en la mezcla de ácidos que marca la norma; se identifica un tramo del pozo en donde la arena presenta mejores propiedades. Esto ocurre entre los 9 y los 13,5 metros de profundidad. En este mismo tramo se ha determinado un mayor porcentaje de cuarzo lechoso, de entre el 20 y el 50%.

Esta conclusión muestra una relación entre la composición mineralógica y las propiedades de una arena para fracturación, un mayor contenido de cuarzo lechoso es favorable por su mayor resistencia a la compresión y otras propiedades.

**Conclusiones.** Los procesos que requieren las arenas sueltas y las consolidadas para producir arenas para "fracking", dependen sobre todo de las características mineralógicas, de su forma y del tipo de yacimiento.

Las propiedades finales del producto depurado también están directamente relacionadas a su mineralogía. En distintas muestras estudiadas se observa que un mayor contenido de cuarzo lechoso les da a las arenas una mayor resistencia a la compresión y por lo tanto mejores posibilidades de adecuarse a las normas para agentes de sostén.

El contenido de cuarzo lechoso, determinado como la media del conteo en varios campos del microscopio sobre clases granulométricas cerradas, muestra que en los tramos de los pozos en donde aumenta esta variedad de cuarzo, hay una mayor resistencia a la compresión y menor pérdida por solubilidad.

## BIBLIOGRAFÍA

- American Society for Testing and Materials -ASTM C-778-87. 2013. Annual Book of ASTM Standards, Sec. 4.
- Chinchilla M. 1989. Arenas normalizadas españolas. Su preparación. Arenas en el IETcc. 1 a. parte- Materiales de Construcción.
- David López M. y Eberhardt J. Claudio. 1989. Sustitución de arena normalizada de Ottawa por una arena estandarizada nacional. Construcción y Tecnología.
- Figueras T. 1987. Ensayos experimentales comparativos de resistencia a la compresión, usando arena normalizada de Ottawa y arena templador. 11 Jornadas Técnicas, Asociación Venezolana de Productores de Cemento.
- Von K. Rendecken, Dusseldorf W., Manns, Stuttgart y Loch Beckhum, W. 1989. Standard sand conforming to DIN 1164 part. 7 - Zement Kalk Gips.



## CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y MINERALÓGICA DEL SISTEMA DE VETAS EPITERMALES NE-SO DEL DISTRITO MINERO ANDACOLLO, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Strazzere, Leonardo<sup>1</sup>, D'Annunzio, M. Celeste<sup>1</sup> y Tamborindeguy, Melisa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Cátedra de Geología Minera, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Sur, e Instituto Geológico del Sur, CONICET.

<sup>2</sup> CORMINE SEP.

**Resumen.** El Distrito Minero Andacollo, se ubica en el flanco occidental de la Cordillera del Viento. Las menas más importantes de oro y plata ocurren en sistemas vetiformes rumbo NE-SO. Constituyen cuerpos de cuarzo masivo que sobresalen de la superficie, alcanzando 2 a 5 metros de ancho promedio. Por lo general estas vetas presentan una relación Au-Ag 1:200. Se encuentran asociados exclusivamente las tobas de la Formación Arroyo del Torreón. Este sistema se caracteriza por la presencia de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, electrum y argentita en ganga de cuarzo y en menor medida carbonato.

**Palabras clave.** Distrito Minero Andacollo, vetas Epitermales de cuarzo NE-SO, calcografía.

**Abstract.** The Andacollo Mining District is located in the west side of the Cordillera del Viento. The gold and silver ores are related to massive quartz veins systems with NE-SW azimuth. These veins represent bodies from 2 to 5 meters wide. The Au-Ag ratio in this bodies is 1:200. This system is only associated to the Arroyo del Torreón Formation. It's formed by pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, electrum and argentite in quartz and carbonate gangue.

**Introducción.** En el flanco occidental de la Cordillera del Viento y a 2 km al oeste de la localidad de Andacollo, en la provincia de Neuquén se reconocen importantes manifestaciones minerales identificadas como Distrito Minero Andacollo (figura 1).

En un área aproximada de 50 km<sup>2</sup> se reconocen importantes sistemas de vetas con rumbos variados, sumando un total de 38 km lineales de estructuras mineralizadas (figura 2). Las mismas se encuentran alojadas en rocas piroclásticas de composición riolítica, areniscas y lutitas del Carbónico Superior y en rocas volcánicas básicas de Pérmico Superior. Su origen parece estar estrechamente vinculadas con cuerpos subvolcánicos de composición riolítica asignados al Carbónico, así como también con los intrusivos graníticos del Pérmico (figura 2).

Una particularidad importante del Distrito Minero Andacollo es la presencia de dos sistemas de vetas con diferentes rumbos. Uno variando entre NE-SO y otro que se alinea en la orientación E-O. Tanto la forma y composición de los cuerpos como los minerales presentes, y las rocas que afectan, muestran diferencias importantes comparando ambos sistema de vetas.

Si bien las explotaciones de Au y Ag de Andacollo datan de 1900, los primeros estudios específicos sobre las mineralizaciones, corresponden a Stoll (1957) quien describe las vetas de Andacollo como mesotermiales determinando una edad eocena para la mineralización. Zöllner y Amos (1973) en la Hoja Geológica Chos Malal aportan nuevos datos de mapeos y descripciones geológicas, insinuando una edad para la mineralización entre el Pérmico y el Cretácico.

Trabajos más detallados sobre la distribución vertical de la mineralización de los sistemas epitermales de La Primavera, unos 10 km. al sur de Andacollo, son aportados por Domínguez y Garrido (1982). Dichos autores relacionan genéticamente las vetas con importantes procesos volcánicos y aportes de aguas magmáticas. Establecen temperaturas de homogenización a partir de inclusiones

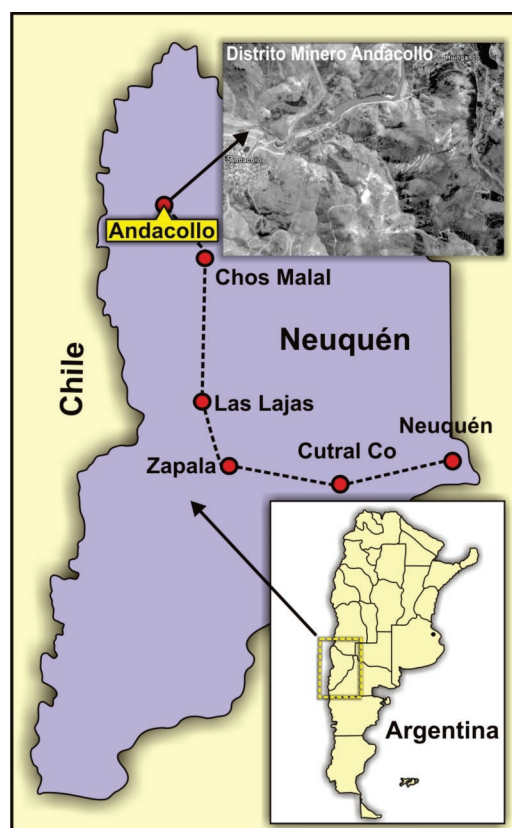


Figura 1: Ubicación del Distrito Minero Andacollo.

fluidas variando entre 190°C y 310°C, dependiendo de la ubicación espacial de cada sistema. Determinan una edad comprendida entre el Triásico-Cretácico Superior para la mineralización.

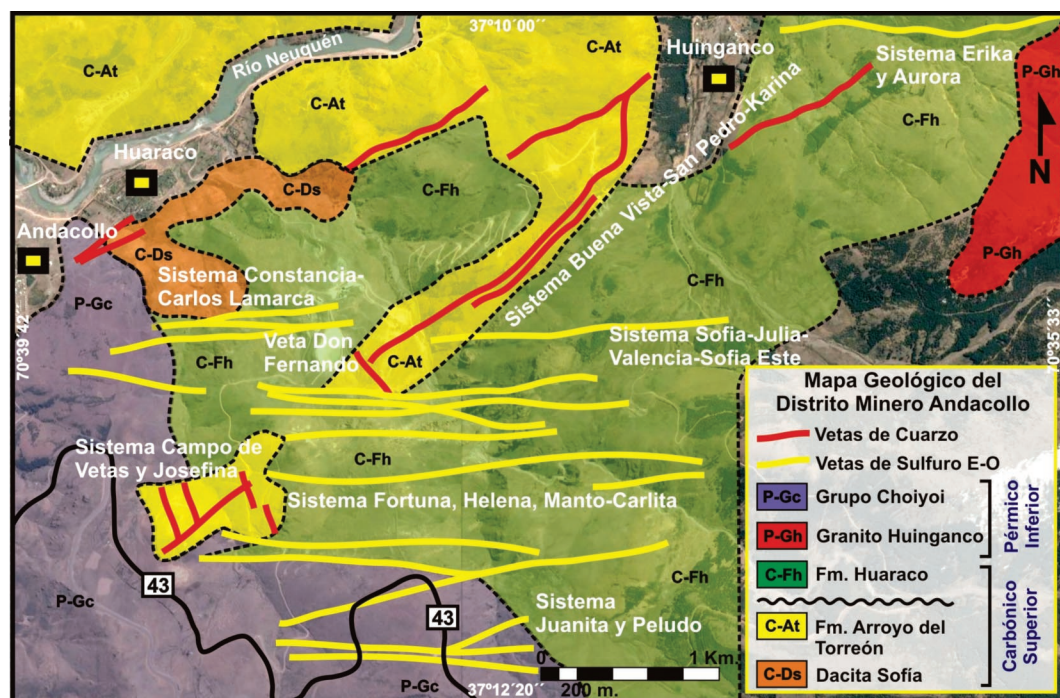
Domínguez *et al.* (1984), describen además un sistema hidrotermal de tipo pórfido aflorando 3 km al suroeste de Andacollo. Establecen una edad de  $67 \pm 3$  Ma para un cuerpo tonalítico con alteración potásica y de  $34 \pm 3$  Ma para un cuerpo de pórfido dacítico con evidencias de mineralización. Estos autores además relacionan el emplazamiento de los sistemas epitermales alojados en el Grupo Choyoi, con estos cuerpos.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la mineralogía de las menas, tanto auríferas como argentíferas, del Sistema de Vetas NE-SO y relacionarlas a los diferentes cuerpos vetiformes del Cerro Minas, lugar donde opera actualmente la explotación subterránea.

**Geología de área.** En la zona comprendida entre Andacollo y la Cordillera del Viento, se exponen rocas sedimentarias y volcánicas del Carbónico Superior, siendo estas las unidades más antiguas afectadas por mineralización. Inicialmente fueron agrupadas por Zöllner y Amos (1973) como Grupo Andacollo. Estos autores dividen a la unidad en tres formaciones, Tobas Inferiores, Formación Huaraco (lutitas y areniscas), y las Tobas Superio-

res. Además identifican discordancias erosivas entre dichas unidades. Posteriormente esta nomenclatura fue modificada por Rovere *et al.* (2004) quienes describen para el Grupo Andacollo las Formaciones Arroyo del Torreón, compuesta por ignimbritas y tobas de composición dacítica a riolítica, la Formación Huaraco que representa una secuencia marina de lutitas oscuras, areniscas y conglomerados, y finalmente la Formación La Premio, compuestas por tobas y volcanitas básicas (figura 2).

Intruyendo las unidades anteriores, se reconoce al Granito de Huinganco, (Zöllner y Amos, 1973, Rovere *et al.* 2004, Llambías *et al.* 2007) con facies graníticas, granodioríticas y porfíricas (Figura 2). Edades K-Ar en biotitas aportada por Suarez y De La Cruz, (1977) arroja una edad de  $287 \pm 9$  Ma. La Dacita Sofía (Rovere *et al.* 2004) representa reducidos cuerpos subvolcánicos de dacitas y riolitas fluidales (figura 2). Una edad K-Ar efectuada por, Llambías (1986) arroja una edad de  $260 \pm 10$  Ma. Nuevos datos aportados por Suárez *et al.* (2008) indican una edad U-Pb en circones de  $327.9 \pm 2.0$  Ma. Finalmente espesos estratos de ignimbritas (figura 2), brechas volcánicas y coladas de composición andesítica a riolítica son descritas y reunidas bajo la denominación de Grupo Choyoi (Zöllner y Amos, 1973, Rovere *et al.* 2004, Llambías *et al.* 2007) Se encuentra cubriendo discordantemente las unidades anteriormente mencionadas y se las interpreta como

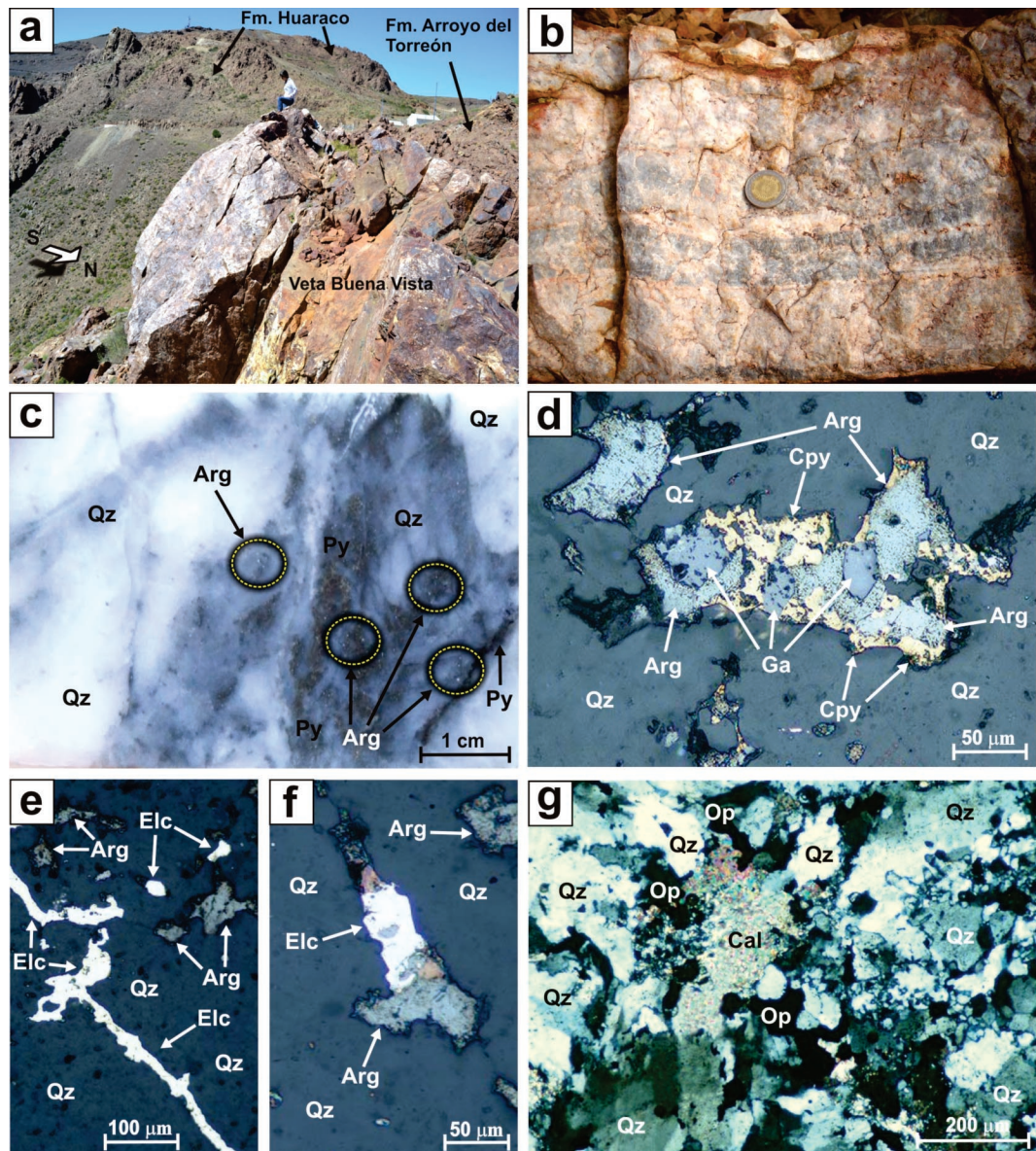


**Figura 2:** Geología y ubicación de los sistemas vetiformes del Distrito Minero Andacollo. C-Ds: Dacita Sofía, Carbónico. C-At: Formación Arroyo del Torreón, Carbónico. C-Fh: Formación Huaraco, Carbónico. P-Gh: Granito de Huinganco, Pérmico. P-Gc: Grupo Choyoi, Pérmico.



los equivalentes efusivos y piroclásticas del Granito de Huigancó. Suárez *et al.* (2008) aportan una edad U-Pb en circones de  $281.8 \pm 2.1$  Ma.

El análisis tectónico y estructural fue aportado por Giacosa (2011) indicando regímenes compresionales y extensionales que genera fallas y frac-



**Figura 3:** Características generales de las Vetas de Cuarzo: **a)** Veta Buena Vista emplazada en la formación Arroyo del Torreón. Obsérvese la Formación Huaraco hacia el sur. **b)** Textura bandeada donde intercalan bandas de cuarzo gris traslúcido y cuarzo con adularia. **c)** Muestra de mano pulida donde se observa cuarzo gris, pirita fina, y pequeños cristales de argentita y sulfosales de plata. Qz: Cuarzo. Arg: Argentita. Py: Pirita. **d)** Microfotografía de corte calcográfico donde se observan las asociaciones típicas minerales. Qz: Cuarzo. Arg: Argentita. Cpy: Calcopirita. Ga: Galena. **e)** Microfotografía de corte calcográfico donde se muestra una venilla de electrum y cristales de argentita dispersos en una masa de cuarzo gris. Elc: Electrum. Arg: Argentita. Qz: Cuarzo. **f)** Microfotografía de corte calcográfico donde se observa electrum asociado a argentita en cuarzo gris. Elc: Electrum. Arg: Argentita. Qz: Cuarzo. **g)** Microfotografía de corte petrográfico con polarizador donde se muestra la textura del cuarzo masivo con parches de calcita. Qz: cuarzo. Cal: Calcita. Op: Opacos.

turas donde se alojan los cuerpos vetiformes portadores de Au y Ag. Giacosa (2011) sugiere que la fase compresional es de edad pre-Eoceno y habría sido sincrónica con alguna de las fases que contribuyeron al alzamiento de la cordillera del Viento a partir del Cretácico superior.

Importantes cambios en la estratigrafía de la Cordillera del Viento (Rovere *et al.* 2004, Llambías 2007) y trabajos inéditos pertenecientes a la empresa Minera Andacollo Gold S.A. (Suárez 2007, Strazzere 2008 y 2009) han puesto en manifiesto que al menos existen 3 eventos magmáticos independientes y separados por importantes lapsos de tiempo, que aportaron fluidos hidrotermales responsables de mineralización.

**Resultados.** Los cuerpos con rumbo general NE-SO se componen casi exclusivamente de cuarzo, por lo que fueron denominadas Vetas de Cuarzo, mientras que los sistemas que se orientan según la dirección E-W presentan importantes concentraciones de sulfuros, por lo que fueron denominadas como Vetas de Sulfuros. En este trabajo solo se consideraran las Vetas de Cuarzo.

**Vetas de Cuarzo.** Están caracterizadas por ser las principales fuentes de Ag del Distrito Minero Andacollo presentando una relación Au-Ag 1:200. En superficie, estas estructuras mineralizadas representan cuerpos de cuarzo masivo que sobresalen de la superficie, alcanzando 2 a 5 metros de ancho promedio, pudiendo alcanzar anchos máximos de 8 metros (Figura 3, a). Generalmente estas estructuras se extienden por más de 300 metros, y pueden alcanzar hasta 1700.

Ejemplos clásicos trabajados en la mina son Veta Buena Vista, San Pedro Norte (Karina), San Pedro Sur y Campo de Vetas (figura 2). Estos sistemas se encuentran asociados exclusivamente las tobas de la Formación Arroyo del Torreón (Rovere *et al.* 2004). Debido a que las tobas se encuentran fuertemente silicificadas, la unidad se comporta como un bloque por lo que estos cuerpos vetiformes se encuentran emplazados en zonas de debilidad donde no se percibe movimiento a los largo de los planos.

Macroscópicamente, la textura de cuarzo predominante es masiva (Buena Vista, figura 3 a y c), en menor proporción bandeadas (San Pedro Norte, figura 3 b) y crustiforme (Campo de Vetas). El tipo de cuarzo reconocido es blanco con derivados traslúcidos, blanco grisáceo y blanco lechoso (baja ley Au-Ag) Los exponentes grisáceos son los que presentan alta ley Au-Ag (figura 3 a y c). En algunos sectores se observan venillas de adularia, que le confiere un color naranja a la veta de cuarzo (figura 3 b).

Los minerales de mena corresponden a Au y Ag en el cuarzo asociados a pirita y galena diseminada y en cúmulos (< 2% de sulfuros).

De las observaciones calcográficas y petrográficas se determina que el sistema se caracteriza por la presencia de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, oro, electrum y argentita en ganga de cuarzo y menormente carbonato (figura 3 d, e, f y g). La pirita se presenta como cristales subhedrales diseminados o como constituyente de vetillas sinuosas junto a esfalerita, galena y calcopirita. Presenta sobrecrecimientos de calcopirita y forma texturas de contacto simple con esfalerita y calcopirita. La calcopirita ocurre como cristales anhedrales diseminados y como constituyente de vetillas. La esfalerita se reconoce como cristales anhedrales diseminados o rellenando vetillas sinuosas. Se encuentra en contacto simple con galena o intercrecida con esta. En general presenta exsoluciones de calcopirita. La galena constituye cristales anhedrales diseminados o en vetillas, en contacto simple con argentita y calcopirita (figura 3 d). La argentita compone diseminaciones anhedrales reemplazadas por calcopirita, en contacto simple con galena (figura 3 d), o formando texturas de contacto simple con pirita. El electrum forma cristales anhedrales y se encuentra en contacto simple con argentita. Sucede también en finas venillas (figura 3 e y f) Su tamaño no supera los 0,02 mm. El cuarzo constituye agregados microgranulares policristalinos formando texturas en mosaico y como agregados anhedrales (figura 3 g). El carbonato constituye parches irregulares sobre el cuarzo (figura 3 g). Ocasionalmente se encuentra asociado a sericitita.

**Discusión y Conclusión.** Las vetas de cuarzo, se emplazan exclusivamente en la Formación Arroyo del Torreón, y no están afectando a la Formación Huaraco, por lo que su emplazamiento se lo considera un evento previo a estas sedimentitas carbónicas.

Son cuerpos masivos de cuarzo, con escasa proporción de sulfuros cercana al 3-4% y una relación Au:Ag de 1:200.

Sus orientaciones preferenciales son NE-SO.

La argentita constituye diseminaciones anhedrales reemplazadas por calcopirita, en contacto simple con esfalerita y oro, o formando texturas de contacto simple con pirita. El electrum forma cristales anhedrales y se encuentra en contacto simple con argentita. Son frecuentes las venillas de este mineral. No se reconocieron cristales de oro nativo.

Debido a que la Formación Huaraco cubre de manera discordante a la Formación Arroyo del Torreón, sería usual encontrar por de bajo de las lutitas vetas de cuarzo emplazadas en las tobas. Esta afirmación podría utilizarse como una importante guía de exploración.

**Agradecimientos.** El presente trabajo fue financiado por la SECyT-UNS a través del PGI 24/ZH24. Se agradece especialmente a los directivos de Minera Andacollo Gold por permitir el ingreso al



área Mina para poder coleccionar el material requerido para el presente trabajo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Domínguez, E. A. y Garrido, M. 1982. La variación vertical de la mineralización Plumbo-Zincífera subvolcánica en La Primavera, Andacollo, provincia de Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas II: 679-697. Argentina.
- Domínguez, E. A., Aliotta, G., Garrido, M., Danieli, J. C., Ronconi, N., Case, A. M. y Palacios, M. 1984. "Los Maitenes-El Salvaje". Un sistema Hidrotermal de Tipo pórfido. 9º Congreso Geológico Argentino. Actas VII: 443-458. Bariloche, Rio Negro.
- Giacosa, R. 2011. Geología estructural de los sistemas vetiformes del cerro Las Minas Distrito Minero Andacollo, Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N° 33 SEGEMAR.
- Llambías, E. J. 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41(1-2): 22-32.
- Llambías, E., Leanza, H., Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05' S – 37°15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. Revista Asociación Geológica Argentina, 62 (2): 217-235.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. y Danieli, J. 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298, 104 p. Buenos Aires.
- Stoll, W. 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6, 35 pg., Buenos Aires.
- Suárez, M. 2007. Geología del área Andacollo –parte sur-, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 50 p, Andacollo.
- Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M. y Etchart, H. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb shrimp dates and tectonic implications. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas, 906-907, S.S. Jujuy.
- Suarez, M. y Echert, H. 2008. Magmatismo y alteración hidrotermal del Cretácico tardío en Andacollo, provincia del Neuquén: Edades K/Ar. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas, 908-909, S.S. Jujuy.
- Strazzere, L. 2008. Informe geológico económico de los sistemas vetiformes del área de Andacollo, sector Mina. Andacollo, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 100 pp.
- Strazzere, L. y Tamborindéguy, M. X., 2009. Informe geológico económico de los sistemas vetiformes del área de Andacollo, sector San Pedro Norte, San Pedro Sur y Campo de Vetas. Andacollo, Neuquén, Argentina. MAGSA, inédito 100 pp.
- Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Provincia del Neuquén Neuquén). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 143, 91 p. Buenos Aires.

**CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE FELDESPATOS POTÁSICOS DE PEGMATITAS DE LOS ALREDEDORES DE LA COCHA, GRUPO VILLA PRAGA-LAS LAGUNAS, SUBGRUPO TILISARAO-RENCA Y SUBGRUPO CONCARÁN, SAN LUIS, ARGENTINA**

Wul, J.<sup>1</sup>; Montenegro, T.<sup>1,3</sup>; López de Luchi, M.G.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> IGEBA (UBA-CONICET) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires.

E-mail: julietawul@hotmail.com

<sup>2</sup> INGEIS, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA. Buenos Aires.

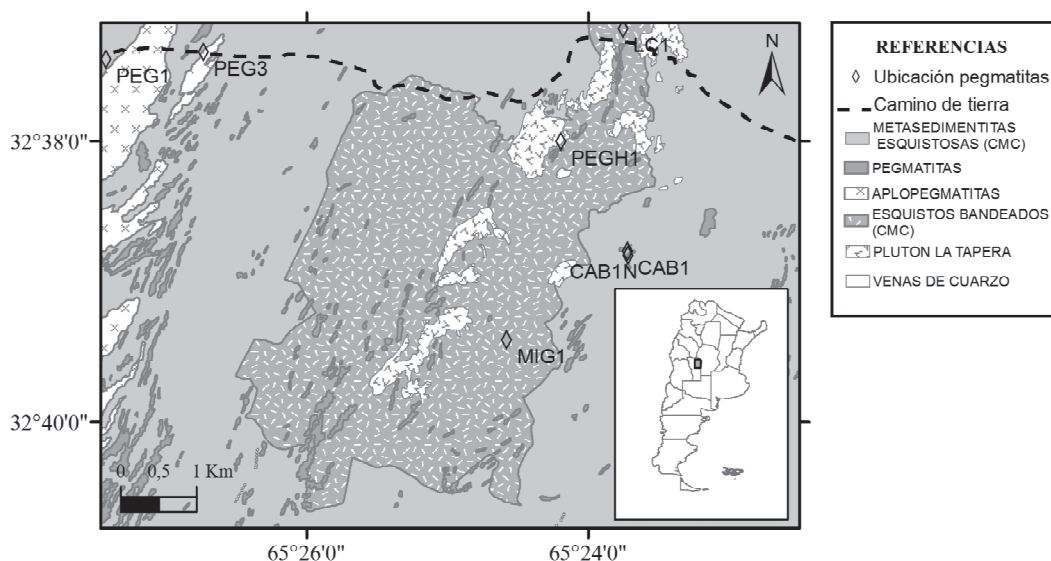
<sup>3</sup> FCEyN, UBA, Departamento de Geología. Buenos Aires.

**Abstract.** "Structural characterization of potassic feldspars from pegmatites around La Cocha, Villa Praga-Las Lagunas Group, Tilisarao-Renca subgroup and Concarán subgroup, San Luis, Argentina". Among 32°37'02" "LS -65°27'28" LO and 32°39'31" "LS-65°23'36" LO there is a group of pegmatites belonging to Villa Praga-Las Lagunas Group, Concarán and Tilisarao-Renca subgroups. These pegmatites display internal zonation and simple mineralogy consisting of quartz, feldspar, albite and muscovite. They belong to the LCT geochemical signature, Rare elements class, REL-Li subclass, Beryl type. Feldspar crystals of the intermediate zones of pegmatites have centimetric to metric sizes, they are perthitic and gray to pink coloured. Structural characterization of the crystals was performed, using information provided by XRD

studies. These data allowed us to calculate the triclinicity index, location of Al, Si in the tetrahedral sites of the structure of the mineral and the strain index. Feldspar crystals are highly ordered, which implies slow cooling, and they have a low strain index that indicate the feldspar is slightly perthitic.

**Keywords.** K-feldspar, pegmatite, structure, triclinicity.

**Resumen.** Caracterización estructural de feldspatos potásicos de pegmatitas de los alrededores de La Cocha, grupo Villa Praga-Las Lagunas, subgrupo Tilisarao-Renca y subgrupo Concarán, San Luis, Argentina. Entre los 32°37'02" LS – 65°27'28" LO y 32°39'31" LS – 65°23'36" LO se encuentra un grupo de pegmatitas pertenecientes al Grupo Villa Praga-Las Lagunas, subgrupos Concarán y Tilisarao-Renca. Son pegmatitas con zonación, de mineralogía simple, compuesta por cuarzo, feldespato, albita y muscovita y signatura geoquímica LCT de clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo Berilo. Los cristales de feldespato potásico de las zonas intermedias de las pegmatitas, son de tamaños centimétricos a métricos, perfiticos y de color gris a rosado. Se realizó la caracterización estructural de los mismos, utilizando información aportada por estudios de difracción de rayos X (DRX). Estos datos nos permitieron calcular el índice de triclinicidad, el ordenamiento Al, Si en los sitios tetraédricos de la estructura del mineral y el índice de deformación. Los cristales de feldespato estudiados tienen una estructura altamente ordenada, característica de un enfriamiento lento, y con un índice de deformación bajo, que indica que el feldespato es levemente perfitico.



**Figura 1.** Mapa geológico del área estudiada.

**Tabla 1.** Espaciado interplanar (*d*) e intensidad (*I*) de los feldespatos.

hkl	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I	d <sub>obs</sub> (Å)	I
	CAB1		CAB1N		LC1		MIG1		PEG1		PEG3		PEGH1	
110	6,7218	3	-	-	6,7524	5	-	-	-	-	-	-	-	-
001	6,4863	6	6,4863	8	6,5148	9	6,4768	6	6,4571	5	6,4477	5	6,5148	7
11-1	5,9168	2	5,9484	6	5,9564	4	-	-	-	-	-	-	5,9484	5
1-1-1	-	-	5,8011	5	-	-	-	-	-	-	-	-	5,8392	3
20-1	4,2232	6	4,2232	36	4,2311	14	4,2232	10	4,2069	2	4,2069	4	4,2507	21
111	3,9796	6	3,9902	13	3,9973	10	3,9761	7	3,9726	3	3,9731	5	3,9902	9
1-11	3,9206	3	3,9241	6	3,9309	5	-	-	3,9138	1	3,9138	1	3,9344	4
130	3,8312	11	3,8377	23	3,8377	20	3,8312	10	3,8215	4	3,841	6	3,8470	17
1-30	3,7053	8	3,7108	15	3,7108	14	3,7053	12	3,6926	4	3,6926	4	3,7138	10
13-1	3,6567	7	3,6656	18	3,6775	12	3,6537	6	3,6508	2	3,6508	4	3,6715	11
1-3-1	3,6013	3	3,6070	8	-	-	3,6331	2	3,5927	2	3,5813	2	-	-
22-1	-	-	-	-	-	-	-	-	3,5587	1	3,5559	1	-	-
11-2	3,4881	12	3,4962	25	3,4962	18	3,4827	17	-	-	-	-	3,4982	21
1-1-2	3,3688	23	3,3763	39	3,3763	26	3,3713	15	3,3781	8	3,3638	13	3,3756	29
-220	3,2899	15	3,2923	32	-	-	3,2804	18	3,2804	9	-	-	3,2923	21
002	3,2483	100	3,2530	100	3,2553	100	3,2460	100	3,2414	100	3,2391	100	3,2545	100
131	3,0321	15	3,0382	14	3,0361	11	3,0321	7	3,0261	3	3,0261	7	3,0387	13
1-31	2,9575	6	2,9614	22	2,9614	17	2,9575	9	2,9575	3	2,9537	7	2,9587	17
022	2,9087	8	2,9124	18	2,9105	16	2,9087	10	2,9246	2	2,9013	6	2,9116	13
-1-32	2,7843	2	2,7893	6	2,7876	4	2,7859	4	2,7809	1	2,7826	2	2,7876	5
-132	2,7559	4	2,7608	7	2,7608	6	2,7542	4	2,7493	1	2,7567	4	2,7608	5
-3-12	2,6195	5	2,6225	10	2,6195	10	2,6166	6	2,6136	2	2,6151	3	2,6240	8
112	2,5686	5	2,5714	10	2,5615	9	2,5657	6	2,5657	2	2,5643	4	-	-
310	-	-	-	-	-	-	2,5488	4	2,5474	1	2,5446	2	2,5404	5
2-4-1	2,5224	5	2,5279	7	2,5293	7	2,5210	6	2,5197	2	2,5169	3	2,5265	5
-240	2,43	4	2,4300	8	2,4338	8	2,4300	5	2,4249	1	2,4275	2	2,4313	8
-113	2,3328	3	2,3363	8	2,3339	6	2,3328	4	2,3305	1	2,3281	2	2,3374	7
060	2,1599	10	2,1629	23	2,1639	14	2,1599	13	2,1570	5	2,157	10	2,1621	21
40-1	2,1176	2	-	-	-	-	2,1157	3	-	-	2,1166	1	2,1166	3
222	1,9901	5	1,9951	10	1,9935	6	1,9901	4	1,9893	2	1,9893	3	1,9943	5
2-22	-	-	1,9632	5	1,9640	4	1,9616	3	-	-	1,9576	2	-	-
400	1,9255	4	1,9270	5	1,9278	9	1,9247	4	1,9224	1	1,9224	2	1,9286	6
-261	-	-	1,8908	4	-	-	1,8960	2	-	-	1,8871	1	-	-
113	1,866	4	1,8624	8	1,8667	5	1,8631	5	1,8631	3	1,8631	3	1,8688	4
1-13	1,8595	4	-	-	1,8553	5	1,8581	6	1,8574	2	-	-	1,8595	6
26-2	1,8178	3	-	-	1,8232	4	-	-	1,8171	2	1,8192	2	1,8246	4
-204	1,8064	10	1,8071	23	1,8071	15	1,8057	15	1,8044	5	1,8037	7	1,8070	24
0-43	1,7937	3	1,7872	11	1,7944	6	1,7931	4	1,7911	2	1,7911	3	1,7944	7

**Palabras clave.** Feldespato potásico, pegmatita, estructura, triclinalidad.

**Introducción.** Los cristales de feldespato potásico son tectosilicatos con una estructura interna compuesta por una red tridimensional de tetraedros de SiO<sub>4</sub> y AlO<sub>4</sub> en relación 3:1, con huecos intersticiales en donde se alojan cationes alcalinos, en este caso, mayormente K.

Son componentes mayoritarios en las pegmatitas y tienen la característica de desarrollar cambios estructurales a lo largo de toda la etapa de cristalización de los cuerpos.

El grado de ordenamiento estructural está relacionado con la distribución de Al (con respecto a Si) en los sitios tetraédricos que varía según factores como la velocidad de enfriamiento, presencia de exsoluciones sódicas, composición de fluidos,

**Tabla 2.** Dimensiones y valores angulares de las celdas unitarias de los feldespatos potásicos de las muestras de las pegmatitas. (\*= valores recíprocos).

	a(Å)	b(Å)	c(Å)	$\alpha(^{\circ})$	$\beta(^{\circ})$	$\gamma(^{\circ})$	a*(Å)	b*(Å)	c*(Å)	$\alpha^{*}(^{\circ})$	$\beta^{*}(^{\circ})$	$\gamma^{*}(^{\circ})$	V*(Å <sup>3</sup> )
CAB1	8,5718	12,9539	7,2174	90,59	115,99	87,68	0,1299	0,0860	0,1543	90,4748	64,0122	92,2934	719,7
CAB1N	8,5798	12,9486	7,2294	90,63	115,93	87,64	0,1297	0,0859	0,1539	90,4470	64,0735	92,3179	721,7
LC1	8,5743	12,9723	7,2242	90,8	115,89	87,64	0,1297	0,0858	0,1540	90,2561	64,1203	92,2351	722,3
MIG1	8,5677	12,9675	7,2201	90,73	115,94	87,71	0,1299	0,0858	0,1542	90,3021	64,0679	92,1915	720,7
PEG1	8,5671	12,9585	7,2134	90,68	115,94	87,72	0,1299	0,0859	0,1543	90,3529	64,0661	92,2047	719,5
PEG3	8,5731	12,9511	7,2143	90,67	115,99	87,69	0,1299	0,0860	0,1543	90,3808	64,0154	92,2433	719,4
PEGH1	8,5749	12,9719	7,2302	90,71	115,91	87,62	0,1298	0,0858	0,1539	90,3668	64,0966	92,3011	722,7

intensidad de procesos deformacionales, cantidad de sustituciones alcalinas y características texturales (Guidotti *et al.*, 1973; Smith, 1974; Viswanthan y Kielhorn, 1983; Martin, 1988; Neves y Godinho, 1999). Consecuentemente, estas variaciones estructurales son indicadores de las condiciones petrológicas de formación, y aportan información acerca de las variables fisicoquímicas que predominaron durante la consolidación de los cuerpos pegmatíticos (Ěerný, 1982).

En este trabajo se presentan los resultados de los estudios de difracción de rayos X realizados sobre feldespatos potásicos de siete pegmatitas, seis de ellas correspondientes al subgrupo Concarán y una al subgrupo Tilisarao-Renca (Roquet, 2010), grupo Villa Praga-Las Lagunas (Galliski, 1999). El área está ubicada entre los 32°37'02" LS – 65°27'28" LO y 32°39'31" LS – 65°23'36" LO en la localidad de La Cocha, departamento Libertador General San Martín, provincia de San Luis. Así mismo, estos nuevos datos son comparados con anteriores trabajos realizados en otras pegmatitas de la región, llevados a cabo por Oyarzábal y Galliski (2002), Roquet y Oyarzábal (2002) y Roquet (2013).

**Geología de las pegmatitas.** Las pegmatitas estudiadas (figura 1) forman parte del Distrito Pegmatítico Conlara (Galliski, 1994) y pertenecen la familia petrogenética LCT. Se nombran CAB1 (Cantera de Albita 1), CAB1N (Cantera de Albita 1 Norte), LC1 (La Cocha 1), MIG1 (Miguelita 1), PEG1 (Pegmatita 1), PEG3 (Pegmatita 3), PEGH1 (Pegmatita el Hinojito 1). Se encuentran emplazadas en rocas metasedimentarias esquistosas del Complejo Metamórfico Conlara (CMC) y tonalitas del plutón La Taper. Las edades K-Ar sobre muscovita de las pegmatitas de la región dan como resultado edades de enfriamiento ordovícicas, con 466±20 Ma para las pegmatitas Flamingo y Los Duraznos (Rinaldi y Linares, 1973) y 446±9 Ma para la pegmatita Los Pejecitos (Steenken *et al.*, 2008), pertenecientes a los subgrupos Tilisarao-Renca y Villa Praga-Las Lagunas respectivamente.

Los cuerpos tienen morfología lenticular, con dirección general predominante N-S a NNE-SSO y en algunos casos están plegadas. Sus contactos son generalmente netos y concordantes. Las dimensiones son variables, desde los 20 a 70 m de

largo y 3 a 30 m de ancho. Presentan zonación mineralógica y se encuentran compuestas por cuarzo, feldespato potásico, albita y muscovita como minerales esenciales y como minerales accesorios berilo, granate, turmalina y apatita. Las mismas son y fueron explotadas por albita, cuarzo y feldespato. Los cristales de feldespato analizados fueron extraídos de las zonas intermedias y tienen tamaños centimétricos a métricos, son pertíticos y de color gris a rosado.

**Metodología.** Las siete pegmatitas estudiadas se seleccionaron en base a su mineralogía y características morfológicas representativas de los subgrupos Tilisarao-Renca y Concarán. Se trabajó con los cristales de feldespato potásico pertenecientes a la zona intermedia de los cuerpos pegmatíticos. Primero se fragmentaron y trituraron las muestras y se seleccionaron los cristales bajo lupa binocular para evitar introducir impurezas. Luego se realizó la molienda de la muestra en mortero de ágata y el material se tamizó en malla 200.

Los análisis de difracción de rayos X se realizaron en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) La Plata, con un sistema de difractometría de rayos X PANalytical, modelo X'Pert PRO 3373/00 con lámpara de Cu ( $k\alpha=1.5403$  Å) que operó a 40 mA y 40 kV. Se escanearon ángulos 2theta ( $2\theta$ ) de 2 a 55° con una velocidad de escaneo de 0.04°/s.

A partir de los datos difractométricos se obtuvieron los espaciados interplanares ( $d$ ) y se indexaron con los correspondientes planos hkl de feldespato y albita. Los parámetros de celda se calcularon con el programa CELREF V3 desarrollado por Laugier y Bochu (2003). Luego de la indexación, se utilizaron las difracciones 131 y 1-31 para calcular el índice de triclinicidad, utilizando la ecuación de Goldsmith y Laves (1954), mientras que la distribución de Al, Si en sitios tetraédricos fue calculada a partir del método de Kroll y Ribbe (1987) a partir de los parámetros  $b$  y  $c^*$ , con las reflexiones de los planos reticulares 060 y -204, con las distancias de traslación de las caras 110 y 1-10 (Kroll, 1971; 1973) y con el método de Wright y Stewart (1968) en función de  $b-c^*$  y  $\gamma^*-\alpha^*$ . Finalmente, el índice de deformación fue calculado a partir del gráfico de Kroll y Ribbe (1987).



**Tabla 3.** Índice de triclinicidad y distribución (Al, Si) de feldespatos potásicos de las pegmatitas.

	Triclinicidad	Distribución (Al,Si) en términos de $b-c^*$ y $\alpha^*-y^*$					Distribución (Al,Si) en términos de $2\theta_{(060)}-2\theta_{(-204)}$ y $\Delta 2\theta_{(130)}-2\theta_{(-201)}$				
	$\Delta$	$\Sigma t$	$\Delta t_i$	$t_{10}$	$t_{1m}$	$2t_2$	$\Sigma t$	$\Delta t_i$	$t_{10}$	$t_{1m}$	$2t_2$
CAB1	0,9321	0,9627	0,9944	0,9785	-0,0158	0,0186	1,0103	0,9723	0,9913	-0,0095	-0,0052
CAB1N	0,9600	1,0656	1,0123	1,0390	0,0267	-0,0328	0,9831	0,9133	0,9482	-0,0174	0,0085
LC1	0,9348	0,9690	1,0139	0,9914	-0,0225	0,0155	0,9686	0,9584	0,9635	-0,0025	0,0157
MIG1	0,9321	0,9457	0,9829	0,9643	-0,0186	0,0271	0,9941	0,9874	0,9907	-0,0017	0,0030
PEG1	0,8569	0,9438	0,9782	0,9610	-0,0172	0,0281	1,0050	1,0211	1,0131	0,0040	-0,0025
PEG3	0,9046	0,9594	0,9907	0,9751	-0,0156	0,0203	0,9889	1,1705	1,0797	0,0454	0,0056
PEGH1	1,0005	0,9897	1,0216	1,0057	-0,0160	0,0052	0,9994	1,0209	1,0101	0,0054	0,0003

**Resultados.** En las tablas 1y 2 se encuentran los datos difractométricos y los parámetros cristalográficos de todas las muestras de feldespato potásico. A partir de esta información, ha sido calculado el índice de triclinicidad ( $\Delta$ ) mediante la ecuación de Goldsmith y Laves (1954):  $\Delta=12,25(d_{131}-d_{1-31})$ . El resultado refleja el grado de alejamiento, en función de  $2\theta$ , de espaciado interplanar entre 131 y 1-31. La diferencia de espaciado entre  $d_{131}$  y  $d_{1-31}$  en función de  $2\theta$ , varía entre 0,069 y 0,080. Aplicando la ecuación, el rango de valores de triclinicidad oscila entre 0,857 y 1,001 (tabla 3). Valores levemente superiores a  $\Delta=1,000$  se deben a diferencias  $d_{131} - d_{1-31}$  mayores a 0,08Å, límite superior propuesto por Goldsmith y Laves (1954) para la máxima triclinicidad. Valores cercanos a 1 indican máximo ordenamiento, lenta cristalización y corresponde al sistema triclinico, mientras que valores cercanos a 0 indican simetría monoclinica y cristalización rápida.

El estado estructural, expresado como el contenido de Al en sitios tetraédricos específicos, fueron determinados utilizando los parámetros  $b$ ,  $c^*$ ,  $\gamma^*\alpha^*$  (Wright y Stewart, 1968), y en función de la posición  $2\theta$  de las líneas de difracción de los planos reticulares 060,-204, 130, 1-30 y -201 (Kroll y Ribbe, 1987). Estos valores están expresados en la tabla 3.

Los resultados indican que se trata de feldespatos de simetría triclinica con  $t_{10}$  que oscila entre 0,961 y 1,039 (Wright y Stewart, 1968), y  $t_{10}$  entre 0,948 y 1,080 (Kroll y Ribbe, 1987). Valores  $t_{10}\approx 1$  y  $t_{1m}<0$  son incorrectos, pero se los justifica por errores en este tipo de cálculos (Kroll y Ribbe, 1983; 1987). Se aprecia que todas las muestras presentan  $t_{10}$  cercanos a la unidad, indicando un ordenamiento (Al, Si) extremo, correspondiente microclino bajo (LM: "low microcline"). Estos cálculos se muestran representados gráficamente en la figura 2 (a,b,c,d,e).

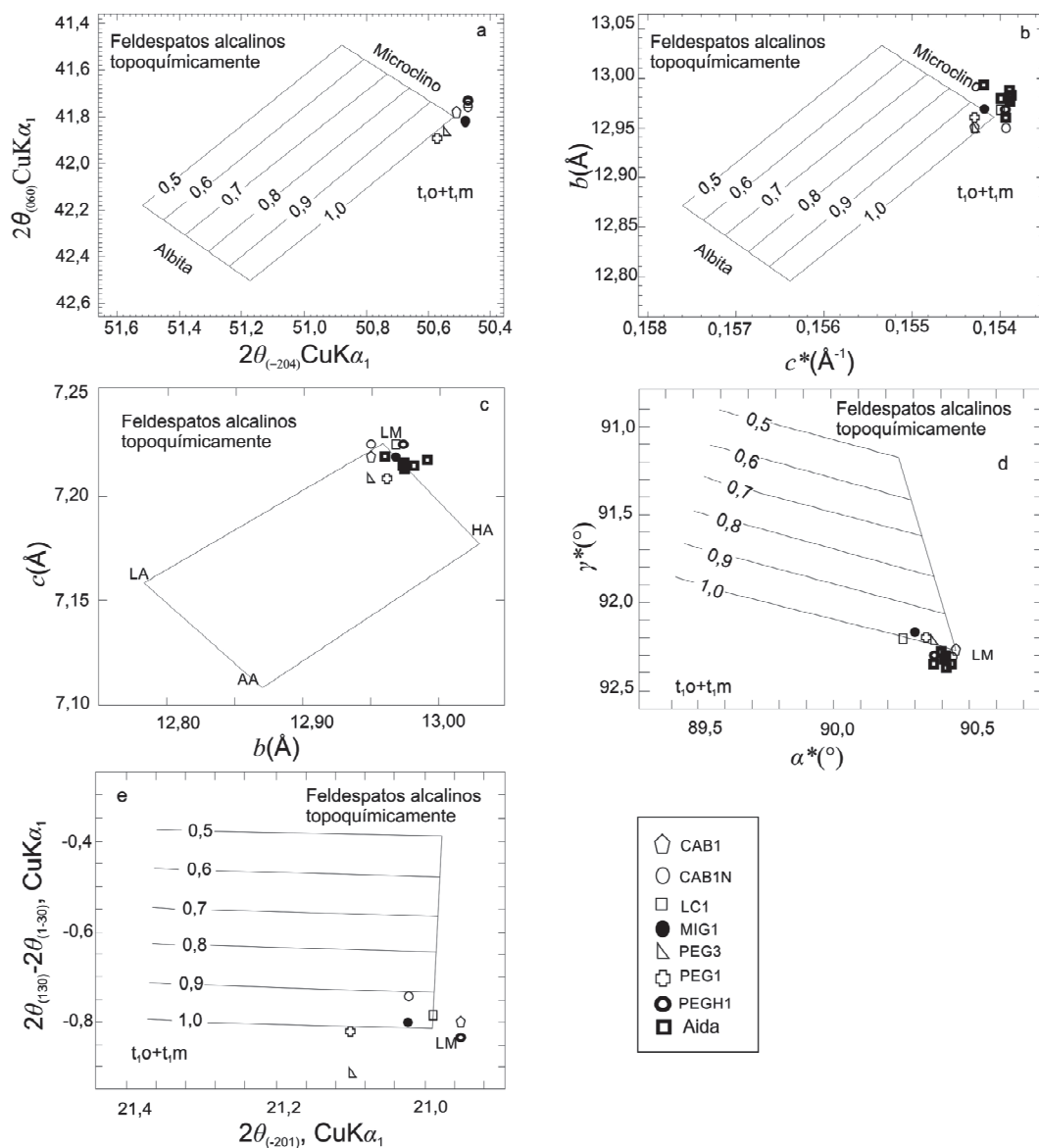
El índice de deformación (SI: "strain index") definido por Kroll y Ribbe (1987) es un parámetro que se utiliza para cuantificar las microtensiones generadas en la estructura debido a intercrecimientos peritéticos. Para calcularlo se utilizaron los parámetros de celda unidad  $a$ ,  $b$  y  $c$ , y los espaciados interplanares  $d_{-201}$ ,  $d_{060}$  y  $d_{-204}$ . Como resultado se

obtuvo que tanto  $SI_1$  como  $SI_2$  indican microtensiones bajas a moderadas, ( $-12,961 \leq SI_1 \leq 2,065$  y  $-13,895 \leq SI_2 \leq 1,660$ ). Valores de SI cercanos a 25-30 indican feldespato potásico fuertemente peritético.

**Discusiones y conclusiones.** Como resultado del análisis de las muestras, se comprobó que los feldespatos tienen simetría triclinica, indicando un máximo ordenamiento, producto de las condiciones de enfriamiento lento de los cuerpos. El plot de los datos muestra que los cristales se aproximan a la estructura de microclino bajo (LM: "low microcline"), con leves variaciones entre los valores de cada uno de los especímenes, contemplados en los rangos de error para este tipo de estado estructural.

La distribución Al, Si en los tetraedros de los feldespatos indica un alto grado de ordenamiento, los valores obtenidos son mayores a 0,961 para  $t_{10}$ , lo que significa que todo el Al se encuentra en la posición  $t_{10}$  de manera predominante y refleja una simetría triclinica.

Los resultados se comparan con los datos de la pegmatita Aida estudiada (Roquet y Oyarzábal, 2002), que presenta características en común con las estudiadas en este trabajo, como ser, la misma mineralogía de la roca hospedante (perteneciente al Complejo Metamórfico Conlara) y ambas corresponderían a la clase elementos raros, subclase REL-Li, tipo Berilo (Ěerný y Ercit, 2005). Los resultados de constantes de celda y espaciados interplanares de los feldespatos potásicos de dicha pegmatita no difieren sensiblemente con respecto a los datos de las pegmatitas de la región de La Cocha. Las pegmatitas que constituyen los subgrupos Villa Praga-Las Lagunas y Tilisarao-Renca afloran en cercanías de plutones sintectónicos (Plutón La Tapera) y plutones postectónicos (Renca y Las Chacras). Consecuentemente, las diversas pegmatitas podrían tener diferentes orígenes, sin embargo, tanto las características de campo como la zonación y mineralogía de los cuerpos estudiados son muy similares. El parecido estado estructural de los feldespatos potásicos de las pegmatitas de la zona es otra evidencia a favor del origen común de estos cuerpos.



**Figura 2.** Diagramas de ordenamiento (Al, Si) para feldespato potásico de las pegmatitas de la región y la pegmatita Aida. a)  $2\theta_{(-204)} - 2\theta_{(060)}$ , b)  $b-c^*$ , c)  $c-b$ , d)  $\alpha^*-\gamma^*$  y e)  $2\theta_{(130)} - 2\theta_{(1-30)}$  vs.  $2\theta_{(-204)}$ . LM («low microcline»), HS («high sanidine»), LA («low albite»), AA («analbite»).

**Agradecimientos.** El presente trabajo fue realizado con aportes del proyecto PIP 571. Las autoras agradecen las valiosas correcciones y sugerencias efectuadas por el árbitro Dr. Manuel Demartis. Se agradece especialmente al Doctor Daniel Poiré del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de La Plata, donde se han realizado los análisis de difracción de rayos X.

#### BIBLIOGRAFÍA

- Ėerný, P. 1982. Short course in granitic pegmatites in science and industry. En: Ėerný, P. (ed.) Short Course Handbook 8, Mineralogical Association of Canada, 855 p., Canada.
- Ėerný, P. y Ercit T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43: 2005-2026.

- Galliski, M.A. 1994. La Provincia Pegmatítica Pampeana. 1: tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 99-112.
- Galliski, M.A. 1999. Distrito pegmatítico Conlara, San Luis. En: Zappettini, E.O. (ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires. *Anales* 35: 365-368.
- Goldsmith, J.R. y Laves, F. 1954. The microcline-sanidine stability relations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 5: 1-19.
- Guidotti, C.V., Ferd, H.H. y Tuttle, C.L. 1973. Composition and structural state of K-feldspar from K-feldspar + sillimanite grade rocks in Northwestern Maine. *American Mineralogist* 58: 705-716.
- Kroll, H., 1971. Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 91-94.
- Kroll, H. 1973. Estimation of Al, Si distribution of feldspars from the lattice translations  $tr[110]$  and  $tr[110]$ , I: alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 39: 141-156.
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1983. Lattice parameters composition and Al, Si order in alkali feldspars. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 2, 2<sup>nd</sup> edition, 57-99.
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. 1987. Determining (Al, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peaks positions: a review. *American Mineralogist* 72: 491-506.
- Laugier, J. y Bochu, B. 2003. CELREF - Programme d'affinement des paramètres de maille à partir d'un diagramme de poudre développé au Laboratoire des Matériaux et du Génie Physique, Ecole Nationale Supérieure de Physique de Grenoble (INPG) Domaine Universitaire BP 46, 38402, St. Marind'Hères. <http://www.ccp14.ac.uk/tutorial/emgp/celref.htm>.
- Martin, R.F. 1988. The K-feldspar mineralogy of granites and rhyolites: a generalized case of pseudomorphism of the magmatic phase. *Redicontu della Società Italiana di Mineralogia y Petrología* 43: 343-354.
- Neves, L.J.P.F. y Godinho, M.M. 1999. Structural state of K-feldspar in some Hercinian granites from Iberia: a review of data and controlling factors. *The Canadian Mineralogist* 37: 691-700.
- Oyarzábal, J. y Galliski, M.A. 2002. Compositional and structural characterization of K-feldspar and muscovite from the La Vistosa pegmatite, San Luis, Argentina. En: Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. (eds.) *Mineralogía y Metalogenia* 2002, Buenos Aires, 313-320.
- Rinaldi, C.A. y Linares, E. 1973. Edades potasio-argón de pegmatitas de la provincia de San Luis. 5° Congreso Geológico Argentino, Córdoba. *Actas* 1: 411-418.
- Roquet, M.B. 2010. Mineralogía, geoquímica tipología y relación con los granitoides de las pegmatitas del grupo Villa Praga-Las Lagunas, distrito Conlara, sierra de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 439 pp. Inédito.
- Roquet, M.B., 2013. Mineralogía de la pegmatita Casa de Piedra, grupo pegmatítico Villa Praga-Las Laguna, subgrupo Potrerillos, San Luis, Argentina. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología* 2013. San Juan, Octubre 2013, 133-138.
- Roquet, M. B. y Oyarzábal, J. 2002. Geología y mineralogía del yacimiento pegmatítico Aida, distrito Conlara, San Luis, Argentina. En: Brodtkorb, M. K. de, Koukharsky, M. y Leal, P. (eds.) *Mineralogía y Metalogenia* 2002, Buenos Aires, 413-418.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y López de Luchi, M.G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achaian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 25: 336-358.
- Smith, J.V. 1974. Feldspar minerals. Structure and physical properties. Springer-Verlag, 627 p. Berlin.
- Viswanathan, K. y Kielhorn H.M. 1983. Variations in the chemical composition and lattice dimensions of (Ba, K, Na)-feldspars from Otjosundu, Namibia, and their significance. *American Mineralogist* 68: 112-121.
- Wright, T.L. y Stewart, D.B. 1968. X-ray and optical study of alkali feldspar: I. Determination of composition and structural state from refined unit-cell parameters and 2V. *American Mineralogist* 53: 38-87.





# Índice

Caracterización morfológica de circones y estimación de la temperatura de la saturación en circones del Granito Tres Cerritos, extremo meridional de la Sierra de Quilmes, Sierras Pampeanas Septentrionales, Argentina .....	8
ACOSTA NAGLE, ANA E.; BÁEZ, MIGUEL; LÓPEZ, JOSÉ P.	
Aplicación del geotermómetro Grt-Bt y del geotermobarómetro Grt-Opx-Bt en la granulita del Cerro Siempre Amigos, Sierras de Azul, Tandilia .....	14
ANGELETTI, MELISA; MARTÍNEZ, JUAN C.; FRISCALE, M. CRISTINA; DIMIERI, LUIS V.	
Contribuciones a la petrografía de Bajo La Chilca, distrito minero Agua de Dionisio, provincia de Catamarca .....	19
ARCE, MARÍA N.; LAZARTE, JOSÉ E.	
Petrografía y geoquímica de basanitas del sector oeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro .....	21
ASIAIN LUCÍA; GARGIULO M. FLORENCIA; REITINGER JOHANN; NTAFLS THEODOROS; BJERG ERNESTO A.	
Hallazgo de dozyita en el skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina .....	28
BALLIVIÁN JUSTINIANO, CARLOS A.; LANFRANCHINI, MABEL E.; DE BARRIO, RAÚL E.; GENAZZINI, CECILIA I.	
Zonación de la pegmatita Don Arturo, Sierra de Ancasti, Catamarca .....	33
BATTICH, MARÍA E.; CISTERNA, CLARA E.	
Caracterización geológica-metalogenética de las mineralizaciones en <i>stockwork</i> vinculadas al magmatismo Devónico-Carbonífero de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba .....	40
BOFFADOSSI, M. ALEJANDRA; CONIGLIO, JORGE. E.; MAFFINI, M. NATALIA; D'ERAMO, FERNANDO J; MURATORI, M. EUGENIA; DEMARTIS, MANUEL	
Mapeo de mineralización en <i>stockwork</i> con sensor <i>ASTER</i> , sector norte del plutón Los Cerros, Distrito Minero Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba .....	45
BOFFADOSSI, M. ALEJANDRA; RADICE, STEFANIA; CONIGLIO, JORGE. E.; MAFFINI, M. NATALIA; DEMARTIS, MANUEL; D'ERAMO, FERNANDO. J	

Análisis de las composiciones isotópicas de sulfuros en el depósito Loma Galena, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina .....	51
BOUHIER, VERÓNICA E.; RAINOLDI, ANA L.; FRANCHINI, MARTA	
Sobre la composición química de tennantita-tetraedrita y gersdorffita de mina La Esperanza, Salta, Argentina .....	57
BRODTKORB, MILKA K. DE; PAAR, WERNER H.; ZACCARINI, FEDERICA	
Gabronoritas olivínicas con textura coronítica en el cuerpo ígneo Las Higueras, Sierra Grande de San Luis .....	59
CACACE FRANCISCO E.; FERRACUTTI GABRIELA R.; BJERG ERNESTO A.	
Caracterización de la brecha turmalinizada del "cerro Negro", proyecto minero El Puesto, Macizo del Deseado .....	64
CARLINI MERCEDES; MOREIRA PILAR; ECHEVESTE HORACIO J., TESSONE MARIO O.R.; FERNÁNDEZ RAÚL R.	
El volcanismo neógeno en la margen oriental de la cuenca de Collón Curá, provincia de Neuquén .....	69
CARREA ISMAEL; LEAL PABLO R.	
Revisión petrológica de la Formación Baldecitos (Triásico), Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan .....	75
CASTRO DE MACHUCA, BRÍGIDA; LÓPEZ, MARÍA GIMENA	
Travertinos de la terraza alta del salar de Pocitos, Puna de Salta .....	83
CHANAMPA ELIANA G.; ALONSO, RICARDO N.	
Deformación intracristalina en cuarzo: Pegmatita Don Arturo, sierra de Ancasti, Catamarca .....	90
CISTERNA, CLARA E., BATTICH, MARÍA E., ALDONATE, DANIELA, SARDI, FERNANDO	
Identificación de paragénesis en desequilibrio por medio de microsonda electrónica de la facies andesítica de las Vulcanitas Trayén Niyeu, Meseta de Somún Curá, Patagonia extraandina .....	93
CORDENONS PABLO D.; REMESAL MARCELA B.; SALANI FLAVIA M.; CERREDO MARIA E.; COLOMBO FERNANDO; GUERESCHI ALINA B.	
Resultados preliminares de los ángulos de extinción ondulante medidos en cuarzo de rocas provenientes de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires .....	99
CORREA MARÍA J.; DEL BLANCO MIGUEL A.	
Análisis mineralógico y granulométrico de materias primas utilizadas por ceramistas en la Isla Grande de Tierra del Fuego .....	103
CROSTA, SABRINA; LOBO, CONSTANZA; VILLARREAL, MARÍA; MENEGATTI, NILDA Y MOROSI, MARTÍN	
Isótopos estables e inclusiones fluidas en la pegmatita "La Dichosa", Sierra de Ambato, La Rioja .....	106
CURCI, MARCELA V.; RAMIS, ANDREA M.; DE BARRIO, RAÚL E.	

Caracterización geológica y mineralógica del sistema de vetas epitermales Este- Oeste del Distrito Minero Andacollo, provincia de Neuquén .....	112
D'ANNUNZIO, M. CELESTE, STRAZZERE, LEONARDO; TAMBORINDEGUY, MELISA	
Variaciones composicionales en baritinas y celestinas de depósitos de Ba-Sr emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la provincia del Neuquén .....	117
DE BARRIO, RAÚL E.; DEL BLANCO, MIGUEL A.; COLOMBO, FERNANDO; MARTÍN-IZARD, AGUSTÍN; RAMIS, ANDREA M.; CURCI, MARCELA V.	
Petrografía de cuerpo de diabasa presente en los depósitos arcillosos de Loma del Piojo (Juárez), Sistema de Tandilia .....	124
DELGADO, MARÍA L.; NIGRO, JOAQUÍN; TESSONE, MARIO Y ETCHEVERRY, RICARDO	
Pulsos de cuarzo, brechamiento y mineralización de Cu-Au en el prospecto Altar Norte, Departamento de Calingasta, San Juan .....	130
DI GIUSEPPE NOELIA, MAYDAGÁN LAURA, FRANCHINI MARTA, IMPICCINI AGNES	
Petrogénesis del volcanismo de la Formación Ventana en el cordón Rivadavia, provincia de Chubut, Andes Nordpatagónicos .....	136
FERNÁNDEZ PAZ, LUCÍA; IANNELLI, SOFÍA B.; LITVAK, VANESA D.; ECHAURREN, ANDRÉS; FOLGUERA, ANDRÉS	
Presencia de Celadonita en la Quebrada Chiguas, Precordillera Occidental, San Juan .....	138
FERRARINI, PAOLO D.; TORRES, MARÍA G.	
Hydrothermal alteration and fluid chemistry of the orogenic turbidite-hosted, shear zone controlled Incahuasi gold deposit Catamarca province, Argentina .....	143
FOGLIATA, ANA; HAGEMANN, STEFFEN G.	
Presencia de telururos de Ag( $\pm$ Au), Bi y Pb en mineralizaciones epitermales del prospecto Puesto La Estancia, distrito La Carolina, San Luis (Argentina) .....	146
GALLARD-ESQUIVEL M. CECILIA; CEPEDAL ANTONIA; FUERTES-FUENTE MERCEDES	
Microtexturas de reacción en zonas de <i>blackwall</i> , faja máfica-ultramáfica del Río de las Tunas, Cordillera Frontal de Mendoza .....	148
GARGIULO M. FLORENCIA; ASIAÍN LUCÍA M.; BJERG ERNESTO A.	
Composición de los fluidos mineralizadores y mecanismos de precipitación en el yacimiento de tipo MVT, Puesto Gregor, Neuquén .....	151
GARRIDO, MIRTA M.; GÓMEZ, MARIA C.; CESARETTI, NORA N. Y DOMÍNGUEZ, EDUARDO A.	
Estudio de las inclusiones silicatadas del Meteorito "Huchu Payana" .....	153
GERARDUZZI MARÍA F.; VARELA MARÍA E.	
Geoquímica de la Formación Auca Pan en los alrededores del lago Huechulafquen, provincia de Neuquén .....	159
IANNELLI, SOFÍA B.; FERNÁNDEZ PAZ, LUCÍA; RAMOS, MIGUEL; LITVAK, VANESA D.; FOLGUERA, ANDRÉS	

Primera mención y caracterización de microclino negro en vetas pegmatíticas del basamento de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires .....	161
LAJOINIE MARÍA F.; CANAFOGLIA MARÍA E.; LANFRANCHINI MABEL E.; ETCHEVERRY RICARDO O.	
Mineralogía de los rellenos vesiculares de la secuencia basáltica entre Bajada del Diablo y Marra-Có, Chubut .....	167
LEAL PABLO R.; REMESAL MARCELA; SALANI FLAVIA M.; CORDENONS PABLO D.	
Actinolita de morfología asbestiforme en carbonatos de la Quebrada del Gato, provincia de San Juan .....	174
LESCANO L., LOCATI F., SFRAGULLA J., MARFIL S., BONALUMI A., MAIZA P.	
Reconstrucción de la geología del sector Dumbo, Mina Guanaco (Chile) mediante modelado tridimensional con Leapfrog Geo 3D .....	177
LÓPEZ LUCIANO; GALINA MATÍAS; PÁEZ GERARDO N.; JOVIC SEBASTIÁN; PERMUY VIDAL CONRADO; GUIDO DIEGO M.	
Rocas fosfóricas de río Capillas, provincia de Jujuy. Alternativas para su aplicación directa .....	183
LÓPEZ DE AZAREVICH, V., SCHALAMUK S., AZAREVICH, M., OTERO, J.I.; LANDONI, P.	
Mineralogía y texturas de las vetas argentíferas Julia Norte y Magi, Proyecto Virginia, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina .....	191
LUNA, GERALDINE L.; MAYDAGÁN, LAURA; DE AZEVEDO, NATALIA V.	
Caracterización de saponitas y montmorillonitas-beidellitas asociadas a amígdalas de basaltos de la Cantera Yofre, provincia de Corrientes .....	197
MADSEN LENÍS; LOCATI FRANCISCO; COLLO GILDA; MARFIL SILVINA; MAIZA PEDRO	
Prospección de ceolitas sedimentarias en Argentina: aplicación de datos ASTER, espectrometría de reflectancia SWIR y rayos X. Formación Bajo Barreal, Chubut .....	200
MARQUETTI, CINTIA; DAL MOLIN, CARLOS; DONNARI, EVA; COZZI, GUILLERMO	
Inclusiones fluidas en el cuarzo aurífero de las vetas La Rosario y La Alumbra en el Distrito aurífero Culampajá, Catamarca, Argentina .....	205
MARTÍNEZ, F.; FOGLIATA A. S.; MAS, G.	
Geoquímica de los filosilicatos en el pórfido de Cu (Au) Altar, San Juan: su aplicación en exploración minera, geotermometría y metalurgia .....	212
MAYDAGÁN LAURA, FRANCHINI MARTA, AGNES IMPICCINI, DAVID LENTZ	
Geología y mineralogía de la veta La Rica, Cañada Honda, San Luis, Argentina .....	214
MELNYK-BUSTAMANTE NATALIA; GALLARD-ESQUIVEL MARÍA C.; ROQUET MARÍA B.; URBINA NILDA E.; CRESPO ESTEBAN	
Inclusiones fluidas y de fundidos en xenolitos ultramáficos del norte de la Patagonia Extraandina .....	219
MONTENEGRO, TERESITA F.; SALANI FLAVIA M.; REMESAL, MARCELA B.	



Hallazgo de selenitos de uranio. Manifestación Peña Negra, Catamarca .....	224
MORELLO ORQUÍDEA	
Sulfatos del yacimiento Las Termas, Sierra de Fiambalá, Catamarca .....	229
MORELLO ORQUÍDEA; RUBINSTEIN NORA	
Occurrence of Zoisite in a Cretaceous accretionary prism: mineralogical and genetic considerations .....	233
MUÑOZ JESÚS S.; FUENTES FRANCISCO J.; HYPPOLITO THAIS; FLORES ERWIN; ANGIBOUST SAMUEL; CALDERÓN MAURICIO	
Metasomatismo y potencial metalogenético de pegmatitas graníticas intruidas en rocas ultramáficas (Sierra de Comechingones, Córdoba) .....	235
MURATORI, MA. EUGENIA; DEMARTIS, MANUEL; CONIGLIO, JORGE E.; ESTEBAN, JOSÉ J.; BOFFADOSSI, MA. ALEJANDRA; MAFFINI, MA. NATALIA; D'ERAMO, FERNANDO J.; PINOTTI, LUCIO P.	
Pearceita asociada a paragénesis de oro y plata en la veta Viscaya, distrito minero Zaruma-Portovelo, República del Ecuador .....	241
MUTTI, D.; DI MARCO, A.; BONILLA, W.; MÉNDEZ, C.	
Dolomías en estancia La Rosalía, un potencial recurso minero en las cercanías de Barker-Villa Cacique, partido de Benito Juárez, Buenos Aires .....	246
NIGRO JOAQUÍN; TESSONE MARIO O. R.; ETCHEVERRY RICARDO O.; FERNÁNDEZ RAÚL R.; DELGADO MARÍA L.; VILLALBA HORACIO	
Cacoxenita, $\text{Fe}^{3+}_{24}\text{AlO}_6(\text{PO}_4)_{17}(\text{OH})_{12} \cdot 75\text{H}_2\text{O}$ , del yacimiento Ranquel, distrito pegmatítico Totoral, San Luis, Argentina .....	252
OYARZÁBAL, JULIO; MARTINEZ, VIVIANA A.	
Asociación de oxi-carbonatos de bismuto de la pegmatita La Esmeralda, distrito Conlara, San Luis, Argentina .....	257
OYARZÁBAL JULIO, CASTRO GLADYS E.; ROQUET MARÍA B.	
Hallazgo de minerales de plata en el yacimiento Romicruz, provincia de Jujuy .....	264
PAAR, WERNER H.; BRODTKORB, MILKA K. DE	
Nisbita, costibita y minerales asociados hallados en mina Aguilar, Jujuy .....	267
PAAR, W.H.; ZACCARINI, F.; SUREDA, R.; BRODTKORB, M. K. DE	
Caracterización geológica-petrológica de la Traquifonolita Monte Chumao, Sierra de Valle Fértil, San Juan .....	270
PALACIO BALDERRAMO GLADIS; CASTRO DE MACHUCA BRÍGIDA; LÓPEZ MARÍA G.; GÓMEZ RICARDO	
Relaciones de texturas macroscópicas con el contenido de Au-Ag en sondajes del Proyecto Arroyo Verde, Macizo Nordpatagónico .....	278
PAVÓN PIVETTA CECILIA; GARRIDO MIRTA M.	

Fosildiagénesis en amonoides como herramienta en el estudio de la migración de hidrocarburos, Formación Los Molles, Neuquén .....	284
RAINOLDI, ANA L.; FORTUNATTI, NATALIA; ALVAREZ, SOFÍA; CESARETTI, NORA N.	
Low-Ca pyroxene reaction coronas in the basalts of Alta Sierra de Somún Cura Volcanic Complex. North Patagonia .....	287
REMESAL, M. B.; CERREDO, M.E. CORDENONS, P. D.; SALANI, F. M.	
Calizas cristalinas de Agua de Las Palomas, sierra de Aconquija, Sierras Pampeanas Septentrionales: características mineralógicas y químicas .....	293
ROSALES DANERI, JULIETA; CISTERNA, CLARA E.; ALDONATE MARÍA D.; VIDES MARÍA E.	
El depósito de wolframio de la Mina La Independencia, La Rioja, Argentina. Parte I: marco geológico y petrográfico .....	299
RYZIUK, JUAN F.; SARDI, FERNANDO G.; CISTERNA, CLARA; ALDERETE, MARIO; PERALTA, EDUARDO	
El depósito de wolframio de la Mina La Independencia, La Rioja, Argentina. Parte II: textura y mineralogía de las vetas .....	303
RYZIUK, JUAN F.; SARDI, FERNANDO G.; CISTERNA, CLARA; ALDERETE, MARIO; PERALTA, EDUARDO	
Meteorito "Realicó": Nueva condrita ordinaria .....	310
SAAVEDRA MARCELA E.; VARELA MARÍA E.	
Depósitos detríticos tipo placer de los cañadones Beta y Tortugas, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina .....	315
SANTAMARÍA LUIS; ACEVEDO ROGELIO D.; DE BARRIO RAÚL E.	
Estudio preliminar de los rasgos texturales de las vetas hidrotermales de fluorita de la zona de El Alto, Catamarca .....	318
SARDI, FERNANDO G., RYZIUK, JUAN F.	
Aplicación de procesos de preparación para la adecuación de arenas para su posible uso en la industria petrolera en función de sus características mineralógicas .....	321
SARQUÍS P. E.; CEVINELLI H.; MATAR M. A.; SALEM C.; GARCÍA L.	
Caracterización geológica y mineralógica del sistemas de vetas epitermales NE-SO del Distrito Minero Andacollo, provincia de Neuquén .....	327
STRAZZERE, LEONARDO, D'ANNUNZIO, M. CELESTE; TAMBORINDEGUY, MELISA	
Caracterización estructural de feldespatos potásicos de pegmatitas de los alrededores de La Cocha, grupo Villa Praga-Las Lagunas, subgrupo Tilisarao-Renca y subgrupo Concarán, San Luis, Argentina .....	332
WUL, J.; MONTENEGRO, T; LÓPEZ DE LUCHI, M.G.	



## Instrucciones para los autores

### Alcance y política editorial

El *Acta geológica lilloana* publica únicamente contribuciones originales relacionadas a temas geológicos. El Comité Editorial revisará la claridad de las ideas expresadas, la coherencia del trabajo y el cumplimiento de las normas editoriales. Los artículos que no cumplan con las normas serán devueltos sin arbitrar. Todos los trabajos recibidos serán sometidos al arbitraje de por lo menos dos especialistas, preferentemente externos a la institución.

### Presentación del manuscrito

Todo el proceso de presentación y revisión de un manuscrito se realizará por correo electrónico. No se usarán copias en papel. Los manuscritos serán enviados por correo electrónico a [actageologica1lloana@gmail.com](mailto:actageologica1lloana@gmail.com)

El manuscrito puede ser redactado en castellano o en inglés. Puede adoptar carácter de Comunicación, Nota o Artículo. El autor debe indicar en cuál categoría debe ser considerado.

El autor deberá elevar una nota dirigida al Editor de *Acta Geológica Lilloana*, donde se hará constar expresamente el carácter original del trabajo. Deberá aclararse que el manuscrito no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el tiempo que dure el trámite editorial en el *Acta Geológica Lilloana*. En esta misma nota se consignará el título, los autores, sus direcciones electrónicas y a quien de ellos debe dirigirse la correspondencia y el número de páginas e ilustraciones (si correspondiera).

El texto del manuscrito debe ser enviado en formato DOC. Figuras y tablas deben ser enviadas en archivos separados y en su formato original. Además se deberá enviar el manuscrito completo (texto y figuras) en formato PDF.

**Comunicaciones.**— Corresponden a manuscritos de menor extensión, máximo de 3.000 palabras. Deben incluir título, autores, dirección de estos, resumen de hasta 150 palabras en inglés o castellano según corresponda, palabras clave, texto del trabajo (en un solo cuerpo, sin subtítulos) y bibliografía.

**Notas.**— Las notas incluyen información científica geológica destacable, expediciones científicas importantes, necrológicas, etc. Constarán de título, autores y texto, sin divisiones.

**Artículos.**— Tendrán una extensión máxima de 13.000 palabras.

La primera página incluirá: título, autores, institución a la que pertenecen, dirección postal y electrónica de los autores, consignando al pie el número total de páginas, figuras y tablas.

La segunda página incluirá un resumen y un "abstract" con un máximo de 250 palabras cada uno que contengan el título del trabajo, palabras clave y "keywords" (máximo 6 palabras).

En la tercera página comenzará el texto del trabajo ordenado de la siguiente forma: introducción, metodología, resultados, discusión, conclusión, agradecimientos y bibliografía. La nomenclatura estratigráfica debe seguir las normas de Código Argentino de Estratigrafía. Las nomenclaturas zoológica y botánica deben seguir las normas del Internacional Code of Zoological Nomenclature y del IC Botanical Nomenclature respectivamente.

En hoja aparte se presentarán las leyendas de tablas y figuras. Todo el manuscrito debe estar escrito a doble espacio alineado a la izquierda. La tipografía debe ser Times New Roman tamaño 12. Todas las páginas del manuscrito deben estar numeradas, incluidas las de las tablas y figuras.

Las figuras (dibujos, fotografías y cuadros) se numerarán en forma consecutiva y se citarán en el texto como figura (el número).

Las figuras y las tablas deberán ser enviadas en archivos separados y en el formato en el que se las haya elaborado y no insertas en Word. En caso de incluir en los manuscritos figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, los autores son responsables de obtener el permiso escrito de quien corresponda, salvo que sean modificadas sustancialmente.

Para las tablas, utilizar la misma tipografía del texto. Deben ser numeradas de acuerdo a su secuencia de aparición en el texto que deberá incluir referencias a todas las tablas del trabajo.

**Bibliografía.**— Se ordenará la lista por orden alfabético de autores y, si varias correspondieran a un mismo autor, en forma cronológica. Si un autor es mencionado también con coautores, se debe respetar el siguiente orden: primero, publicaciones del autor; segundo, publicaciones del autor y un coautor; luego las publicaciones del autor con dos o más coautores. Todos los nombres de las publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. Deben figurar la primera y última página de todos los artículos. Para los libros debe agregarse la editorial y la ciudad de edición. Las referencias



se escribirán siempre en el idioma original del trabajo citado.

- Baldis, B. A. 1971. La posición estratigráfica de *Favosites argentina* Thomas. *Ameghiniana* 8: 77-82.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell H. H. y Sisson, V. B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Alonso, R. 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (2): 189-199.
- Valencio, D. A. 1973. El significado estratigráfico y paleogeográfico de los estudios paleomagnéticos de formaciones del Paleozoico superior y del Mesozoico inferior de América del Sur. V Congreso Geológico Argentino. Actas 5: 71-79, Buenos Aires.
- Benton. M. J. y Hitchin, R. (en prensa). Testing the quality of the fossil record by groups and by major habitats. *Historical Biology*.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 237-282. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Camacho, H. H. 1974. *Invertebrados fósiles*. EU-DEBA, Buenos Aires, 707 pp.
- Grosse, P. 2007. Los granitos porfíricos y orbiculares del sector Centro Oriental de la Sierra de Velasco: génesis y significación regional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 285 p. Córdoba.

Antes de la publicación definitiva del trabajo, el autor recibirá las páginas de prueba que deberán ser cuidadosamente revisadas y reenviadas al Comité Editor durante las dos semanas posteriores a la recepción de las pruebas.

El primer autor recibirá un ejemplar de la revista sin cargo y podrá descargar su trabajo en versión PDF de la página web de la revista: <http://lillo.org.ar/content/blogcategory/93/118/>

#### Copyright

Los autores se asegurarán de que, cuando se reproduzca información no propia, no infrinjan los derechos de copyright. Así mismo, se da por aceptado que la presentación de trabajos para ser publicados por la Fundación Miguel Lillo implica la cesión de derechos de autor a esta institución.

## Instructions for Authors

### Scope and Editorial Policy

The *Acta geológica lilloana* only publishes original contributions related to geological topics. The Editorial Committee will review the clarity and consistency of submitted manuscripts and their compliance to editorial standards. Manuscripts that do not meet these standards will be returned without revision. All manuscripts will be submitted to peer-review.

### Manuscript Submission

Presentation and revision of manuscripts will be done by e-mail. No hardcopies will be used. Manuscripts should be submitted by e-mail to [actageologica.lilloana@gmail.com](mailto:actageologica.lilloana@gmail.com).

Manuscripts can be written in Spanish or English. They can be short Communications or full-length Articles. Authors must indicate the category under which the manuscript is submitted.

Authors must attach a cover letter addressed to the Editor of the *Acta geológica lilloana*. In the cover letter, the originality of the manuscript must be expressly stated. The cover letter should also state that the manuscript has not been submitted for publication elsewhere, nor will be submitted during the duration of the editorial process of the *Acta geológica lilloana*. The cover letter must also include the title of the manuscript, names of authors, their e-mail addresses, which author is the corresponding author, and the number of pages and figures of the manuscript.

The text of the manuscript must be sent in DOC format. Figures and tables must be in separate files and in their original format. In addition, the complete manuscript (text and figures) should be sent in PDF format.

**Communications.**— They are short manuscripts with a maximum of 3000 words. They must include title, names of authors, their addresses, an abstract of up to 150 words in Spanish or English, keywords, text (without subtitles) and references.

**Notes.**— They include notable geologic information, important scientific expeditions, orbitaries, etc. They should contain title, authors and text, without subdivisions.

**Articles.**— Maximum length of 13000 words. The first page will include: title, names of authors, institutions, postal and electronic addresses of the authors, and at the bottom of

the page the total number of pages, figures and tables.

The second page will include an abstract in Spanish and English with a maximum of 250 words each, containing the title and keywords (maximum of 6 words).

The main text of the manuscript will start on the third page, including the following sections: introduction, methodology, results, discussion, conclusions, acknowledgements and references. Stratigraphic nomenclature must follow the norms of the Código Argentino de Estratigrafía. Zoological and botanical nomenclatures must follow the norms of the International Code of Zoological Nomenclature and the IC Botanical Nomenclature, respectively.

Figure and table legends should be presented on separate pages. All the manuscript should be typed double-spaced and left-aligned, using font type Times New Roman size 12. All the manuscript pages must be numbered, including the figures and tables.

The figures (drawings, photos and graphs) must be numbered consecutively and must be cited in the text as figure (the number).

The figures and tables must be sent in separate files and in the format in which they were created (not inserted into Word). If previously published figures, protected by copyright, are included, the authors are responsible for obtaining the corresponding written permission, unless these are substantially modified.

For tables, use the same font type as in the text. Tables must be numbered following their sequence of appearance in the text, which must include reference to all tables.

**References.**— The reference list will be presented in alphabetical order by author name and, for the same author, chronologically. If an author is mentioned with co-authors, the following order must be respected: first, publications of the author; second, publications of the author and one co-author, then publications of the author with two or more co-authors. All journal names must be spelled out in full without abbreviations. The first and last page of all articles must be included. For books, the publisher and city of publication must be added. References will always be written in the original language of the cited article.

Baldis, B. A. 1971. La posición estratigráfica de *Favosites argentina* Thomas. *Ameghiniana* 8: 77-82.

- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell H. H. y Sisson, V. B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.
- Alonso, R. 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(2): 189-199.
- Valencio, D. A. 1973. El significado estratigráfico y paleogeográfico de los estudios paleomagnéticos de formaciones del Paleozoico superior y del Mesozoico inferior de América del Sur. V Congreso Geológico Argentino. Actas 5: 71-79, Buenos Aires.
- Benton, M. J. y Hitchin, R. (en prensa). Testing the quality of the fossil record by groups and by major habitats. *Historical Biology*.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 237-282. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Camacho, H. H. 1974. *Invertebrados fósiles*. EUDEBA, Buenos Aires, 707 pp.
- Grosse, P. 2007. Los granitos porfíricos y orbiculares del sector Centro Oriental de la Sierra de Velasco: génesis y significación regional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito) 285 p. Córdoba.

Before the final publication of the article, the author will receive a galley proof which should be carefully reviewed and sent back to the Editorial Committee within 2 weeks of reception. The first author will receive a copy of the journal free of charge, and will be able to download the article in PDF format from the web page: <http://lillo.org.ar/content/blogcategory/93/118/>

*Copyright.*— Authors are responsible of not infringing copyrights if third-party information is reproduced. Furthermore, presentation of articles to be published by the Fundación Miguel Lillo implies the transfer of author rights to the institution.

# ACTA GEOLOGICA LILLOANA

VOLUMEN 28, NÚMERO 1

REVISTA DE **GEOLOGÍA** DE LA FUNDACIÓN MIGUEL LILLO

ISSN 0567-7513

Ind. en *Biosis Previews*; *Bulletin Signalétique*; *Latindex*; *Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas*;  
*Periodica*; *Referativnyi Zhurnal*; *SciELO*; *Zoological Records*.

## XII Congreso de Mineralogía y Metalogenia

— *Artículos y Resúmenes* —

5 al 7 de octubre de 2016

Tucumán, Argentina